

А. Г. Бетехтин

МИНЕРАЛОГИЯ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

МОСКВА — 1950

ПРЕДИСЛОВИЕ

Огромные успехи в развитии народного хозяйства, способствовавшие небывалому экономическому расцвету нашей Родины, тесно связаны с широким развитием научно-исследовательских и поисково-разведочных работ по выявлению и расширению минерально-сырьевой базы. Детальное изучение геологии обширных территорий Советского Союза и открытие в связи с этим многочисленных месторождений разнообразных видов полезных ископаемых необычайно обогатили знания в области минералогии нашей страны.

С другой стороны, за последние 10—15 лет крупные шаги вперед сделали те точные науки (физика, химия, кристаллохимия и др.), на которые опирается минералогия при углубленном изучении природных веществ. Достижения этих наук внесли много нового не только в объяснение ряда свойств, связанных с кристаллическим строением вещества, но и в понимание взаимной связи между свойствами, характеризующими отдельные минералы.

Эти обстоятельства, а также недостаточность имеющихся учебных пособий по минералогии побудили автора взять на себя работу по созданию новой книги, отвечающей современным требованиям науки.

При составлении данного руководства автор имел в виду главным образом студентов второго курса, усвоивших на первых семестрах общую геологию, химию, физику и кристаллографию. В связи с этим необходимо сделать несколько замечаний относительно содержания и характера изложения материала в описательной части курса.

Прежде всего, естественно, было обращено внимание на составление рациональной классификации минералов, т. е. на распределение их по группам с учетом наиболее существенных общих признаков (кристаллической структуры и химизма). В соответствии с этим в этой книге описаны все известные к настоящему времени минеральные виды и их разновидности. При этом сведения, относящиеся к минералам, указанным в программах геолого-разведочных и геологических факультетов университетов и втузов, в книге набраны нормальным шрифтом и более подробно описаны. Описание остальных минералов, сведения о которых студентам могут пригодиться при прохождении научных дисциплин на старших курсах или при самостоятельной работе, дается кратко, с указанием лишь важнейших их свойств, и набрано петитом.

Описание отдельных минералов совершенно сознательно строго подчинено определенному порядку изложения, причем названия важнейших свойств набраны полужирным шрифтом. Привыкнув к этому

«Минералогия» состоит из общей (теоретической) и описательной частей.

В общей части, кроме исторического обзора развития минералогии и ее значения, приводятся основные положения кристаллохимии и коллоидной химии в применении к минералогии. Особое внимание уделено химическим и физическим свойствам минералов и их объяснению в свете законов физики, химии, кристаллохимии, коллоидной химии и физической химии. В заключительной главе рассматриваются процессы образования минералов в природе.

Описательная часть начинается с общей классификации минералов. Описание их ведется по крупным разделам и классам с учетом химического состава и кристаллохимических особенностей минералов.

В соответствии с полными программами вузов по минералогии в книге детально описано 246 минеральных видов. Об остальных известных в настоящее время минералах (свыше 1200) даны лишь краткие сведения.

Книга рассчитана на студентов вузов и втузов II курса, знакомых с общей геологией, физикой, химией и кристаллографией. Одновременно она может служить справочником для геологов, работающих в научно-исследовательских институтах и геолого-разведочных учреждениях.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
20	8 сверху	(1891)	(1890)
95	22 сверху	значительному	незначительному
190	4 сверху	L^3L^2PC	$L^3_6L^2PC$
192	17 сверху	L^3L^2PC	$L^3_6L^2PC$
209	9 сверху	(43—54° абс.)	γ (43—54° абс.)
219	21 сверху	$Cu_2S \cdot 3Ag_2S$	$Cu_2S \cdot 3Ag_2S$
463	6 сверху	H_2O	H_2O
561	29 сверху	$5H_2O$	$2,5H_2O$
577	13 снизу	Лантит	Лангит
718	фиг. 496	$o\{001\}, m\{111\}, n\{110\}$	$o\{001\}, m\{110\}, n\{111\}$
795	23 сверху	магнетитовом	магнетитовом

порядку, учащийся в описании каждого минерала без труда может найти сведения, необходимые ему при составлении конспектов и при практических занятиях.

Поскольку преподавание минералогии ставит главной задачей научить студентов правильно определять минералы в полевой и лабораторной обстановке, автор особое внимание уделил их свойствам и признакам, имеющим диагностическое значение и наблюдаемым непосредственно или устанавливаемым с помощью тех или иных приборов.

В издаваемой книге опущена так называемая «генетическая минералогия»¹, написанная в виде самостоятельной части в курсе ленинградских авторов в 1936 г. Там эта часть, в сущности, затрагивает учение о месторождениях полезных ископаемых, т. е. дисциплину, специально преподаваемую на старших курсах вузов. Как показала практика преподавания, студенты второго курса без основ петрографии, читаемой на третьем курсе, не в состоянии правильно усвоить эту важнейшую отрасль геологической науки. Вместо этого в руководстве уделено гораздо больше внимания условиям образования самого минерала в природе, его дальнейшей истории существования, углубленному изучению парагенетических соотношений минералов с целью выяснения физико-химической обстановки минералообразования и т. д. Чрезвычайно важно также ознакомление студентов с новейшими, более точными методиками исследования минерального вещества.

Предлагаемая вниманию учащихся «Минералогия» включает неорганические соединения. Органические природные образования в том виде, как это излагалось в прежних курсах (каменные угли, нефти, смолы и др.), по существу представляют собой не минеральные индивидуумы, а механические смеси сложных, до конца еще не разгаданных органических соединений и таким образом являются предметом курса каустобиолитов. Так как минералогия каустобиолитов находится еще в зачаточном состоянии, автор не счел целесообразным приводить отрывочные сведения по установленным к настоящему времени минеральным видам, к тому же, редко встречающимся в природе.

Наконец, следует указать, что автор при составлении курса имел в виду также огромный коллектив геологов, работающих на местах и знакомых с минералогией по старым программам. В их интересах некоторые вопросы кристаллохимии изложены более подробно и дано краткое описание всех остальных минералов.

В заключение автор считает своим долгом выразить глубокую признательность члену-корреспонденту Академии наук СССР Н. В. Белову за ценные указания, использованные при составлении курса. К сожалению, его замечательная книга «Структура ионных кристаллов» вышла из печати уже после сдачи рукописи «Минералогии» в издательство. Большую благодарность автор приносит также Г. А. Крутову, которому он многим обязан при подготовке рукописи к печати.

¹ В. И. Вернадский при обсуждении данного вопроса совершенно справедливо критиковал этот термин, указывая на его неправильность и нецелесообразность введения в литературу.

Å	ангстрем = 10^{-8} см
mm	миллимикрон = 10^{-6} мм
<i>a</i> , <i>b</i> и <i>c</i>	кристаллографические оси: [100], [010] и [001]
<i>a</i> ₀ , <i>b</i> ₀ и <i>c</i> ₀	длины ребер элементарной ячейки в Å
<i>a</i> _{rh}	длина ребра ромбоэдрической ячейки в Å; α—угол ромбоэдра
<i>z</i>	число молекул в элементарной ячейке
β или α, β, γ	углы между кристаллографическими осями в моноклинной или триклинной сингонии: β—угол между <i>a</i> и <i>c</i> ; α— между <i>b</i> и <i>c</i> ; γ— между <i>a</i> и <i>b</i>
(100), (010)...	символы граней кристаллов
{100}, {111}, {210}...	символы простых форм кристаллов
<i>N</i>	показатель преломления оптически изотропных минералов
<i>Ng</i> , <i>Nm</i> и <i>Np</i>	оси эллипсоида оптической индикатрисы—направления главных показателей преломления (максимального, среднего и минимального) в оптически двусных минералах
<i>Ng</i> и <i>Nm</i> или <i>Nm</i> и <i>Np</i>	направления главных показателей преломления в оптически одноосных минералах
<i>Ng</i> — <i>Np</i>	двупреломление
<i>NgNp</i>	плоскость оптических осей в оптически двусных минералах
2 <i>V</i>	угол оптических осей
<i>r</i> > <i>v</i> или <i>r</i> < <i>v</i> (после угла оптических осей 2 <i>V</i>)	дисперсия оптических осей; в первом случае 2 <i>V</i> в красном свете (<i>r</i>) больше, чем в фиолетовом (<i>v</i>), а во втором—наоборот
<i>cNg</i> , <i>cNm</i>	углы погасания (углы между направлениями кристаллографических осей и направлениями осей эллипсоида оптической индикатрисы— <i>Ng</i> , <i>Nm</i> и <i>Np</i>)
<i>C.</i>	сингония
<i>B. c.</i>	вид симметрии
<i>Tв.</i>	твердость
Уд. вес	удельный вес
П. п. тр.	перед паяльной трубкой

**СПИСОК ГРЕЧЕСКИХ СЛОВ, ЧАСТО ИСПОЛЪЗУЕМЫХ
В МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ**

αερος	— аэрос	воздух
αλλος	— аллос	другой, иной
αλς (αλος)	— гальс (галос)	соль, море
ανθραξ	— антракс	уголь
ανχι	— анхи	примерно, почти
αργιλος	— аргилос	белая глина
βαρος	— барос	тяжесть
βασις	— базис	основание
βιος	— биос	жизнь
γεννητος	— геннетос	рожденный
γη	— ге	земля
γραφω	— графо	пишу
δευτερος	— дейтерос	вторичный
διαγενεσις	— диагенезис	перерождение
ενδοθεν	— эндотен	изнутри
εξωθεν	— экзотен	извне
θερμω	— термо	нагреваю
ιδιος	— идиос	свой, собственный
ισος	— изос	равный, одинаковый
κλινω	— клино	наклоняю
κρυος	— криос	лед
λιθος	— литос	камень
λογος	— логос	учение
μαγμα	— магме	замешанная масса
μετα	— мета	приставка, означающая изменение, перемену
μορφη	— морфе	форма
ορθος	— ортос	прямой
παρα	— пара	возле, подле (иногда приставка— пере-)
περι	— пери	вокруг
πετρα	— петра	камень, скала
πνευματος	— пневматос	газ, ветер
πολυ	— поли	много
πρωτος	— протос	ранний, начальный
πυρος	— пирос	огонь
σιδηρος	— сидерос	железо
σωμα	— сома	тело
τοπος	— топос	место, страна
τροπος	— тропос	перемена, преобразование
υαλος	— гиалос	стекло
υδωρ	— гидор	вода
υπερ	— гипер	над, наверху
χιος	— хиос	снег
χρονος	— хронос	время
χρως, χρωμα	— хрос, хрома	цвет
ψευδο	— псевдо	ложно, неверно

ОБЩАЯ ЧАСТЬ



ВВЕДЕНИЕ

Минералогия и понятие о минерале

Минералогия принадлежит к числу геологических наук, изучающих земную кору. Название этой науки в буквальном смысле означает: учение о минералах. Термин минерал происходит от старинного слова «минера» — рудный штуф, кусок руды. Это указывает, что его появление связано с развитием горного промысла.

В настоящее время под минералами подразумеваются составные части горных пород и руд, отличающиеся друг от друга по химическому составу и физическим свойствам (цвету, блеску, твердости и т. д.). Например, гранит как горная порода состоит из двух главных минералов различного состава: полевого шпата и кварца. Эти минералы отличаются друг от друга также по внешнему виду, особенно на полированных плоскостях. Встречаются и мономинеральные (т. е. состоящие из одного минерала) горные породы. К их числу относятся мрамор, представленный тонкозернистым агрегатом кальцита (углекислого кальция).

Минералы представляют собой природные химические соединения, реже самородные элементы¹. Они возникают в результате разнообразных геологических процессов, совершающихся в земной коре, и встречаются преимущественно в твердом, а иногда в жидком и газообразном состоянии. Твердые минералы обладают определенными физическими и химическими свойствами, обусловленными кристаллическим строением и химическим составом слагающего их вещества. В минералах жидких (самородная ртуть) и газообразных (углекислый газ, сероводород и др.) такая зависимость свойств от строения вещества, естественно, отсутствует.

С известной степенью приближенности можно считать, что каждый минерал, независимо от его размеров, в пределах своего пространственного ограничения обладает однородной средой². Твердые минералы, кроме того, нередко бывают представлены хорошо образованными кристаллами, хотя подавляющая масса их в природе распространена в виде кристаллических зерен с неправильными внешними очертаниями.

¹ Разнообразнейшие синтетические продукты, т. е. искусственно получаемые в лабораторных и в заводских условиях химические соединения, не могут называться минералами. Очень многие из этих соединений не встречаются, да и не могут встречаться в природных условиях. Условно называют минералами лишь те искусственные соединения, которые по своему составу и кристаллическому строению отвечают природным соединениям.

² Абсолютно химически и физически однородных минералов в природе не существует.

Таким образом, минералами называют однородные по составу и строению составные части горных пород и руд, представляющие собой природные химические соединения (или элементы) любого агрегатного состояния (твердого, жидкого, газообразного) и являющиеся естественными продуктами различных геологических процессов, совершающихся в земной коре, включая сюда и продукты жизнедеятельности организмов.

Понятие о минерале и, соответственно, задачи минералогии складывались исторически. Представления о природе минералов менялись по мере развития знаний в области геологии и естествознания в целом.

Важнейшие моменты в истории развития минералогии

Период зарождения минералогии. Интерес к минералам как к полезным ископаемым зародился в глубокой древности, еще задолго до начала исторического (письменного) периода. Расширение минералогических знаний тесно связано с историей развития материальной культуры человека, в которой весьма существенную роль играл горный промысел, особенно в бронзовый и железный века. Судя по археологическим данным, к числу наиболее древних культурных наций, занимающихся горным промыслом, принадлежали китайцы, вавилоняне, египтяне, греки и другие народы прибрежной полосы Средиземного моря.

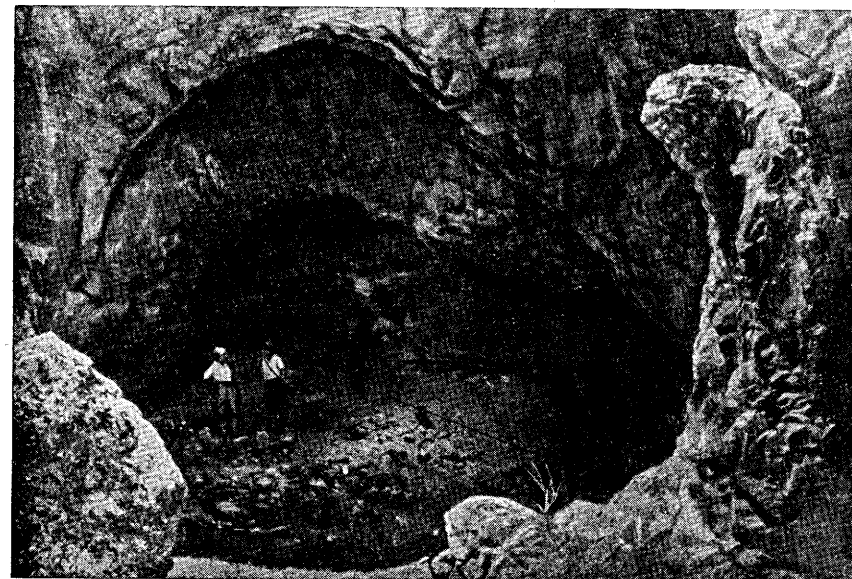
Помимо самородных металлов — меди, золота, серебра, первобытные люди знали и умели находить руды, богатые соединениями меди, олова и железа. Они постепенно научились добывать эти руды, выплавлять из них металлы и изготавливать вначале украшения, затем оружие, столь необходимое в постоянной борьбе за жизнь, и, наконец, орудия труда. В те времена, помимо металлов, знали и собирали различные цветные камни, изумлявшие своей красотой и порождавшие суеверия.

Несомненно, что древние обитатели практическим путем узнали некоторые свойства отдельных полезных ископаемых. Знали они и эмпирические закономерности распространения и залегания руд, стимулировавшие поиски и разработки новых месторождений (фиг. 1). Научных представлений о происхождении руд и минералов тогда еще не могло быть. Поскольку в те времена письменность почти не существовала, накапливаемые с течением времени знания и опыт рудокопов передавались устно от одного поколения к другому и с одной территории на другую.

Первые литературные упоминания и попытку классификации неорганических природных тел мы находим у греческого ученого и философа Аристотеля (384—322 гг. до нашей эры). Минеральные образования, подобные металлам, он относил к группе «металлоидов». Его ученик Теофраст (371—286 гг. до нашей эры) вопросам минералогии посвятил специальный трактат «О камнях». Он уже в практическом разрезе описывает 16 минеральных видов, главным образом драгоценных камней. Позднее римский натуралист Плиний Старший, погибший в 79 г. при извержении Везувия, написал четыре трактата, в которых собрал все, что было известно в то время о минералах, включая и фантастические предания.

На протяжении средних веков в европейских странах из-за мрачного религиозного режима царил полный застой научной мысли. В так называемых лапидариях (от латинского слова *ляпис* — «камень»), представлявших единственную минералогическую литературу того времени, приводились главным образом фантастические описания магических

свойств камней. За этот период мы наблюдаем прогресс научного мышления лишь в арабских странах Востока, воспринявших древнегреческую натурфилософию. Как выяснилось в самое последнее время, выдающимся естествоиспытателем в начале XI века был великий ученый ал-Бируни (972—1048), уроженец Хорезма (Узбекистан). В своей работе о драгоценных камнях он дает замечательные для своего времени описания минералов и, что особенно важно, впервые в истории минералогии при определении минеральных видов применяет точные физические константы, как твердость и удельный вес. Другим представителем выдающихся ученых того времени является Авицена (980—1037), также уроженец Хорезма. Он в своем «Трактате о минералах» дал классификацию известных в то время минералов, разделив их на четыре класса: 1) камни и земли, 2) горючие или сернистые ископаемые, 3) соли и 4) металлы.



Фиг. 1. Древняя выработка на сурьмяном месторождении (Средняя Азия).
По В. И. Соболевскому

Таким образом, минералогия как наука за первый огромный по времени этап ее развития, закончившийся в средние века, находилась еще в эмбриональном состоянии. Минералами в основном назывались руды. Классификация их была весьма примитивна. Представления о химических элементах, как и о самой химии, еще не существовало. Следовательно, не могло быть и представления о химической природе минералов. Химия появилась лишь в конце средних веков в виде алхимии, увлечение которой продолжалось вплоть до XVIII в. Алхимики стремились отыскать «философский камень», с помощью которого можно было бы превращать простые или «несовершенные» металлы в благородные, главным образом в золото. Считалось, что металлы состоят из мышьяка, серы и воды, или из ртути и серы в разных пропорциях, а также из мышьяка. Кстати, понятия алхимиков о «сере» и «ртути» совершенно не соответствуют современным понятиям. Стремления добыть «философский камень» надолго отвлекли исследователей от научного направления в химии и от систематического изучения природы, толкая их на составление самых фантастических обобщений.

Современный период развития минералогии. Примерно со второй половины XV столетия, начиная с эпохи Возрождения (особенно в XVIII и XIX столетиях) в условиях бурного роста торгового капитала естествознание вступает в фазу революционного развития, постепенно сбрасывая оковы религии. Такие гиганты научной мысли, как Коперник, Лаплас, Ляйелль, Дарвин и многие другие, разбили миф о божественном сотворении мира и научно обосновали естественное развитие Космоса и Земли. Это сразу же сказалось на развитии всех отраслей естествознания. Уровень развития ряда наук стал резко повышаться, особенно математики, физики, химии, биологии, геологии. Естествоиспытатели стали накапливать научные факты, изучать закономерности в явлениях природы и начали сознательно проводить научные эксперименты.

Уже в XVI веке в европейской литературе появился ряд важных работ по минералогии. Так, итальянец В. Бирингуччио (умер в 1538 г.) и особенно яхимовский лекарь Георгий Агрикола (1490—1555) в Чехословакии независимо друг от друга дали содержательные по тому времени сводки минералогических знаний, накопленных в горной практике при разработке рудных месторождений Саксонии, Чехии (Рудные горы), Италии и других стран Европы.

Отрешившись от алхимии, Агрикола сделал много точных наблюдений в области условий нахождения и образования различных минералов в рудных месторождениях. В результате своих работ он создал классификацию минералов, которая в общем виде хотя и немногим отличается от классификации Авиценны, но проработана им гораздо глубже. Минеральные образования Агрикола делил на горючие ископаемые, земли, соли, драгоценные камни, металлы и минеральные смеси. Важно отметить, что им подробно описаны диагностические признаки минералов: цвет, прозрачность, блеск, вкус, запах, вес, твердость и др. Однако данные химического состава минералов у него еще отсутствуют. В своих работах он касается и вопросов генезиса рудных месторождений. Труды Агриколы оказали большое влияние на минералогические исследования ряда поколений.

К середине XVIII в. выдвинулась группа шведских минералогов, из них следует упомянуть лишь о Линнее и Кронштедте. К. Линней (1707—1778), автор известного труда «Система природы», создал двойную номенклатуру (род и вид) в систематике растений и животных. Ту же номенклатуру он применил к минералам, но здесь она впоследствии не оправдала себя. А. Кронштедт (1702—1765) пытался создать классификацию минералов по химическому составу. Нужно сказать, что химия в это время сделала первые крупные шаги. Из 92 химических элементов было установлено 17: C, P, S, Fe, Ni, Co, Cu, Zn, As, Ag, Sn, Sb, Pt, Au, Hg, Pb и Bi. Два из них (кобальт и никель) были открыты Кронштедтом. Правда, развитие химии, а вместе с нею и минералогии, еще тормозилось существовавшими мистическими представлениями об «основных началах», которые были введены еще в XVI в. немецким химиком Парацельсом и в числе которых признавалось горючее начало, в частности «флогистон»¹.

¹ «Флогистон» по теории Штала должен содержаться в любом теле, способном гореть, и улетучиваться из него при горении. С точки зрения этой теории любой металл должен представлять сложное тело, состоящее из «извести» и «флогистона». После удаления флогистона путем прокаливании на месте должна оставаться металлическая известь (т. е. окалина, которая, как мы знаем, получается путем окисления металла). В то время о кислороде еще ничего не знали. Кислородная теория горения была создана в конце XVIII в. французским ученым Лавуазье (1743—1794), основателем современной химии.

Кронштедт существенно изменил минералогическую терминологию, исключил из области минералогии ископаемые организмы, широко применил метод паяльной трубки при изучении свойств и химического состава рудных минералов. Хотя в то время еще не было правильных представлений о химических реакциях, тем не менее он на изучение минералов, представляющих природные соединения, смотрел, как на изучение химии Земли.

Однако наиболее яркой фигурой в то время был русский ученый акад. М. В. Ломоносов (1711—1765). Этот исключительно одаренный и всесторонне образованный человек, сын простого крестьянина Архангельской губернии, не только стоял выше ученых-немцев, работавших в Академии, но намного опередил и лучшие умы Европы. Исходя из своей «корпускулярной философии», он высказал теорию строения кристаллического вещества, развил кинетическую теорию газов, механическую теорию теплоты, в чем почти на сто лет ушел вперед от своих современников. Как талантливый химик, он применил количественный анализ химических процессов, установил роль воздуха в горении органических веществ и задолго до Лавуазье сформулировал закон сохранения вещества.



М. В. Ломоносов
(1711—1765)

Приходится удивляться его многим правильным догадкам и в области геологии. В его трудах можно найти немало интересных мыслей, основанных на точных наблюдениях природных явлений. Описывая, например, гидротермальные образования, он писал: «в таких горных друзах хрустали горные сидят в пустоте, коя показывает, что после осадки оных излишняя вода долготою времени изсыкла». Образование натечных форм минеральных веществ он представлял себе как результат отложения «загустелых соков» и т. д.

В написанных им на русском языке геологических трудах («Слово о рождении металлов от трясения Земли», «О слоях земных» и др.) он дает многочисленные практические указания по поискам руд. Нужно заметить, что Ломоносов был тесно связан с горнопромышленными предприятиями, на развитие которых оказал большое влияние своими исследованиями.

В конце XVIII в., с развитием промышленного капитала, происходит необычайно мощный подъем во всех областях культуры и науки. Благодаря ряду крупнейших изобретений этого периода техника переживает настоящий переворот. Достаточно упомянуть хотя бы об изобретении паровой машины, обусловившей быстрый рост самых различных отраслей промышленности.

В связи с успехами химии и физики, в развитии минералогии наблюдается новый, более ярко выраженный прогресс. В богатой различными металлическими полезными ископаемыми Саксонии, наряду

с развитием горной промышленности, в течение XVIII в. непрерывно продолжались и минералогические исследования. Была создана Фрейбергская школа минералогов во главе с А. Г. Вернером (1750—1817) и затем И. А. Брейтгауптом (1791—1869), оказавшая свое влияние на развитие минералогии в ряде сопредельных стран.

Сам Вернер принципиально нового в минералогии внес очень мало. Его заслуга лишь в том, что он и его ученики, используя все достижения предшественников и современников, уделили много внимания детальному описанию минералов, их внешним признакам, включая и данные кристаллографии, начало которой положили современники Вернера — французские ученые Роме де Лиль (1736—1790) и Р. Ж. Гаюи (1743—1822). Вернер делил минералогии на ряд разделов: 1) ориктогнозия (орикта — по-гречески «ископаемое»), под которой подразумевались описательная минералогия и классификация минералов по внешним признакам (химических формул минералов в то время еще не существовало); 2) химическая минералогия; 3) геогнозия (в особенном смысле слова — наука о земле); 4) географическая минералогия, и 5) экономическая минералогия. Эти разделы предопределяли и задачи минералогии как науки того времени.

С именем Вернера в истории минералогии и учении о рудных месторождениях связан весьма напряженный спор между «нептунистами» и «плутонистами», длившийся в течение нескольких десятилетий. Вернер, возглавлявший «нептунистов», в своей работе «Новая теория образования жил» (1791) считал, что не только все горные породы (в том числе базальты, граниты и гнейсы) образовались путем осаждения в мировом океане, но тем же путем произошли и рудные жилы, которые, по его представлениям, возникли после того, как воды океана ушли вглубь по образовавшимся в осадочных породах трещинам и на своем пути отложили руды тяжелых металлов.

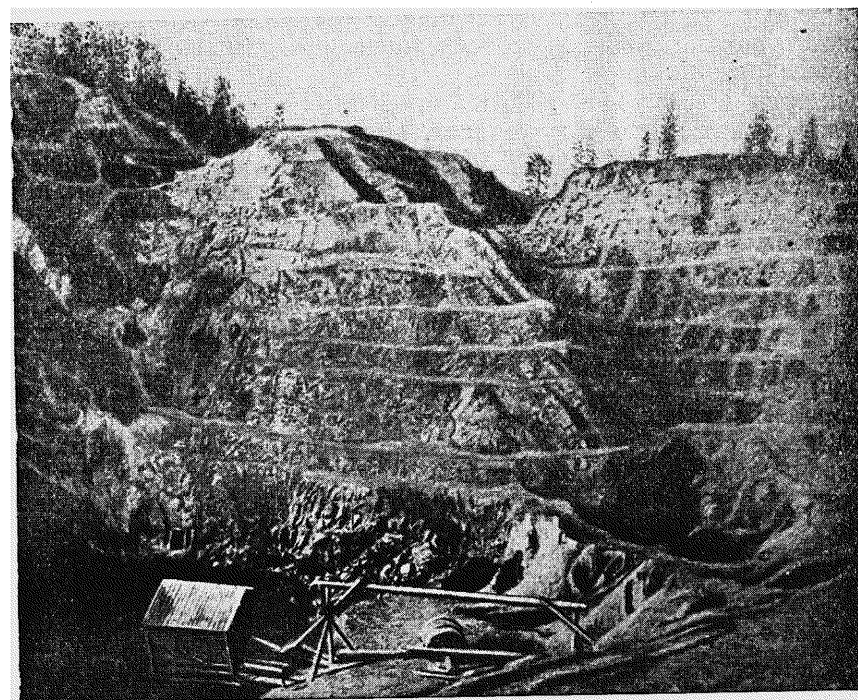
Эта работа по существу была ответом на статью Д. Хеттона, вдохновителя «плутонистов», — шотландца, медика по образованию, занимавшегося также и вопросами геологии. Его «Теория Земли» (1788), в которой он последовательно развивал теорию возникновения вулканических образований и глубинного изменения горных пород, явилась началом учения о связи месторождений с изверженными породами. М. В. Ломоносов еще в 1757 г. проводил ту же мысль в своей статье «О рождении металлов от трясения Земли».

Положения, высказывавшиеся той и другой стороной, проверялись на фактах и даже экспериментальным путем (Д. Холл). Многие последователи Вернера под давлением фактов принуждены были отказаться от своих воззрений. Этот научный спор сыграл положительную роль: он послужил толчком к изучению генезиса горных пород, рудных месторождений и минералов.

Усиленное развитие горной промышленности в нашей стране, особенно на Урале, связано с именем Петра Первого. В самом начале семисотых годов, т. е. около 250 лет тому назад, он прислал на Урал тульских кузнецов Демидовых. Их усилиями были созданы первые железодобывательные заводы на Среднем Урале (Каменский, Невьянский и др.) и открыт ряд рудников на железорудных месторождениях, некоторые из которых разрабатываются и в настоящее время (фиг. 2). Уровень геологической мысли того времени был еще настолько низок, что настоящих геологических исследований фактически не производилось. Они начали развиваться лишь в самом конце XVIII в. В это время был организован ряд академических путешествий по разным провинциям страны, главным образом по Уралу и Сибири; появились

первые описания ее богатств — П. С. Палласа (1773—1788 и 1799—1801), И. И. Лепехина (1772, 1802), И. Ф. Германа (1789—1811), В. Ф. Зуева, В. М. Севергина и др.

С именем русского академика В. М. Севергина (1765—1826), продолжателя Ломоносова, связано начало развития русской описательной минералогии. Он осуществил идею о создании «Общей системы Минералогии Российской», изложенную Ломоносовым в проекте, поданном в сенат незадолго до смерти (1761).



Фиг. 2. Вид современных разработок железорудного месторождения на горе Высокой около г. Нижнего Тагила (Урал). По Н. Н. Яковлеву

В 1809 г. Севергин выпустил в свет два тома «Опыта минералогического землеописания Государства Российского», где он сведения по отдельным минералам стремился привести «...в такой систематический порядок, по коему бы, так сказать, единым взглядом обозреть можно было все то, что доселе в разных странах пространной Империи Российской открыто было». Среди многочисленных его работ особого внимания заслуживают: «Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел» (1798), «Пробирное искусство или руководство к химическому испытанию металлических руд» (1801), «Подробный словарь минералогический» (1807), «Новая система минералов, основанная на наружных отличительных признаках» (1816). Эти работы сыграли огромную роль в деле популяризации и распространения минералогических сведений в нашей стране. Многие введенные этим ученым термины прочно укоренились в минералогической и химической литературе. Севергин, будучи также образованнейшим химиком, при изучении минералов обращал внимание не только на внешние физические их свойства, но и на химические признаки.

Начиная с двадцатых годов прошлого столетия, широкое развитие получили региональные минералогические исследования, особенно на Урале, Алтае и в Сибири. Большую роль в этом сыграло основанное в 1817 г. в Петербурге Минералогическое общество, «члены-учредители которого с давних времен занимались преимущественно Минералогией, составляли собрания Ископаемых и, по удобству взаимных сношений, сообщали друг другу свои сведения и наблюдения». Огромное значение в деле пропаганды минералогических знаний имело также издание «Горного журнала», который регулярно начал выходить в свет с 1825 г. В этом журнале наряду с публикацией статей по вопросам горного и горнозаводского дела широко освещались результаты минералогических исследований.

Примерно в середине XIX в. минералогия окончательно начала оформляться как наука о минералах. Целый ряд названий горных пород, считавшихся до тех пор минералами, после микроскопических исследований был изъят из минералогической номенклатуры. Минералы все больше и больше стали привлекать внимание исследователей как кристаллические индивиды, обладающие определенными свойствами. Вместо прежних многословных рассуждений о минералах последователей школы Вернера стали появляться точные описания кристаллографических форм, физических и химических особенностей с полными химическими анализами минералов.

Ярким представителем и основателем этого нового направления в минералогии у нас явился акад. Н. И. Кокшаров (1818—1892). С его именем связан расцвет русской минералогии, широко признанный и за границей. Им проделана огромная работа по точному изучению и систематизации минералов наших месторождений. Его многочисленные до сих пор непревзойденные по точности описания и измерения кристаллов, главным образом на уральском материале, прочно вошли во все учебники и справочники по минералогии. О его трудоспособности можно судить по выдающемуся 11-томному труду «Материалы для минералогии России» (1852—1892), где он свел все фактические данные в этой области. Большая заслуга в этом отношении принадлежит также последователю Кокшарова крупнейшему минералогу акад. П. В. Еремееву (1830—1899). Ему мы обязаны классическими исследованиями весьма многочисленных минералов, как им лично собранных, так и присланных его учениками с различных концов нашей страны. Ценный вклад в науку представляют и его исследования минеральных псевдоморфоз.

По мере накопления полных химических анализов минералов, проводившихся многими исследователями (Клапрот, Вокелен, Волластон, Любарский, Герман, Розе, Евреинов, Теннант и др.) внимание ученых стало привлекать вопрос о систематике минералов на химической основе. Но рациональная классификация минералов оказалась возможной только после появления периодической системы химических элементов, созданной гениальным русским ученым Д. И. Менделеевым (1834—1907). Огромное значение периодического закона подчеркивается тем, что он лег в основу многих современных величайших достижений в области естественных наук.

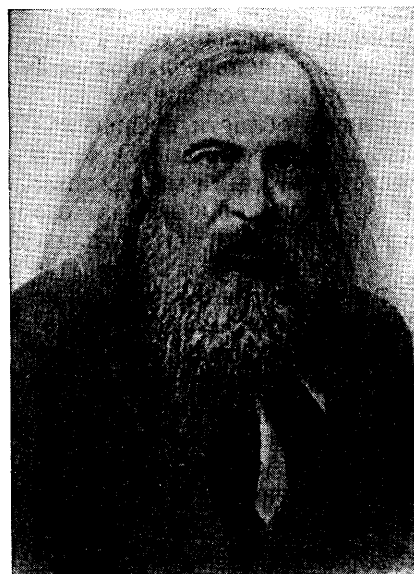
Мысль о том, что минералы представляют собой продукты химических реакций, совершающихся в земной коре, наиболее ярко отражена в многочисленных трудах крупнейшего русского естествоиспытателя акад. В. И. Вернадского (1863—1945). Он учился у таких корифеев русской науки, как Д. И. Менделеев, Н. А. Меншуткин, В. В. Докучаев, А. П. Карпинский, и по праву считается реформатором



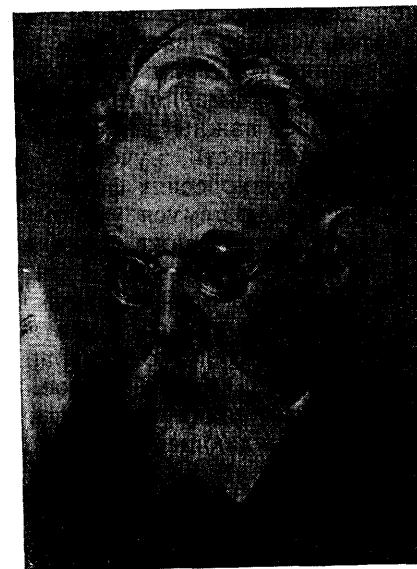
Н. И. Кокшаров
(1818—1892)



П. В. Еремеев
(1830—1899)



Д. И. Менделеев
(1834—1907)



В. И. Вернадский
(1863—1945)

отечественной минералогии. Рассматривая минералогию как «химию земной коры», Вернадский создал новое направление в области минералогических исследований. Много внимания он уделял вопросам химической конституции минералов в свете новейших достижений мировой науки, вопросам парагенезиса минералов и изучению условий существования минералов в природе в историческом аспекте.

Обладая большой эрудицией и превосходным знанием литературного наследия, Вернадский дал ряд интереснейших обобщений, послуживших основой для создания новой области знания — геохимии. Первые попытки обобщения по химическим процессам в земной коре делались еще в середине прошлого столетия К. Бишофом (1792—1870) и Эли де Бомоном (1798—1874). Своим современным развитием эта отрасль знания, кроме Вернадского, обязана В. М. Гольдшмидту (1888—1947)¹ и особенно советскому ученому — акад. А. Е. Ферсману (1883—1945), имя которого пользуется исключительной популярностью в нашей стране.

Очень важное значение для развития современной минералогии имели достижения коллоидной химии, физической химии, физики и кристаллохимии.

Исследования в области природных коллоидных систем были впервые обобщены и развиты молодым австрийским ученым Ф. Корню (1882—1909). Следует отметить затем работы Ван-Беммелена по изучению свойств важнейших коллоидов земной коры, а также Р. Лизеганга о роли диффузионных явлений и ритмических реакций в природных коллоидах. В неорганической природе коллоидальные вещества, или «мир обойденных величин», как их назвал в свое время Вольфганг Оствальд (1927), играют громадную роль не только в коре выветривания горных пород и руд, но и в процессах, связанных с магматической деятельностью. Во многих случаях, особенно при изучении руд, удается устанавливать лишь реликтовые признаки первоначально существовавших коллоидных веществ, однако они имеют очень большое значение для понимания процессов минералообразования вообще.

Не менее важны для минералогии достижения в области физической химии, в частности, в учении о фазах (в физико-химическом смысле этого слова) и о равновесиях физико-химических систем, которыми мы обязаны нашему выдающемуся ученому — акад. Н. С. Курнакову. С его именем связано также создание термического анализа по методу плавкости.

Приложение идей физической химии к минералогии началось по существу в самое последнее время и обещает быть весьма плодотворным. Представление о минералах как о фазах природных физико-химических систем имеет большое значение для реального понимания процессов образования кристаллических минеральных агрегатов и кладет основу зарождающейся в наши дни теоретической минералогии.

Конец XIX и начало XX в. ознаменовались рядом открытий в области физики, приведших к поразительным достижениям современной науки.

В 1895 г. В. Рентген (1845—1923), изучая катодные лучи, открыл X-лучи (называемые теперь рентгеновскими лучами), положившие начало развитию новой методики исследования минерального вещества. Открытие в 1912 г. немецким физиком М. Лауэ явлений дифракции рентгеновских лучей при прохождении их через кристалл и дальнейшие исследования в этом направлении русского ученого Г. В. Вульфа,

¹ В. М. Гольдшмидта не следует смешивать с известным кристаллографом В. Гольдшмидтом (1853—1933), давшим много томный «Атлас форм кристаллов».



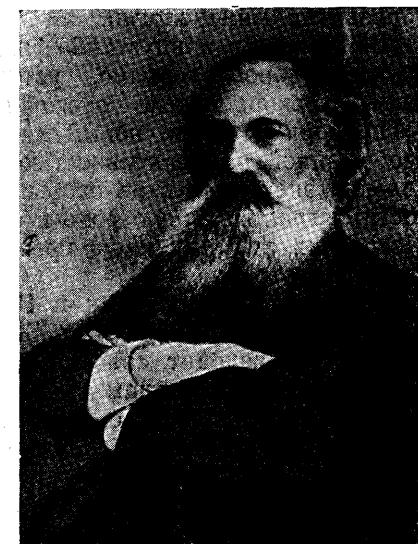
А. Е. Ферсман
(1883—1945)



В. М. Гольдшмидт
(1888—1947)



В. Л. Брэгг



Е. С. Федоров
(1853—1919)

Н. В. Белова, В. Г. Брэгга и В. Л. Брэгга (отца и сына), Л. Паулинга и др. позволили связать внутреннее кристаллическое строение минералов с их химическим составом и физическими свойствами. Эти исследования доказали правильность гениальных догадок Ломоносова о кристаллическом строении и подтвердили теоретический вывод 230 законов расположения атомов внутри кристаллов, сделанный нашим великим ученым акад. Е. С. Федоровым в его труде «Симметрия правильных систем фигур» (1891). В результате этих достижений зародилась новая научная отрасль — кристаллохимия.

Проникновение в тайны внутреннего строения кристаллических веществ позволило открыть ряд весьма важных положений. Во многих группах минералов удалось установить строго закономерное расположение катионов и анионов, удерживаемых в кристаллических постройках электростатическими силами в соответствии с общим законом химической валентности. Благодаря этим исследованиям представилась возможность уточнить химические формулы многих сложных соединений, что, в свою очередь, открыло пути для создания рациональной классификации минералов. Однако для нас самое главное то, что в функциональной зависимости от особенностей кристаллического строения химических соединений находятся не только внешние формы кристаллов, но также такие свойства, как оптические, электрические, механические (твердость, спайность, упругость) и др. В ряде же случаев по химической конституции, физическим и химическим свойствам минерала можно предсказать тип его кристаллической структуры. В. И. Вернадский в одной из своих речей в 1927 г., касаясь рентгенометрического изучения минералов, говорил: «Это одно из величайших открытий точных наук быстро сдвигает минералогию на новый путь и открывает перед ней неограниченные перспективы». Таким образом, успехи кристаллохимических исследований вместе с другими достижениями физики, химии и геологии предопределили новый, современный этап в развитии минералогии.

В 1896 г. французский физик А. Беккерель (1852—1908) сделал другое крупное открытие, установив радиоактивное излучение солей урана. Вскоре после этого (1899) химики М. Кюри-Склодовская и П. Кюри открыли новый химический элемент — радий, обладающий необычайной радиоактивностью, т. е. явлением самопроизвольного выделения энергии в виде особых лучей (α , β и γ). Явления радиоактивности сыграли важную роль в разработке современной теории о составе и строении атомных ядер, превращении химических элементов и в учении об изотопах.

В 1938 г. физики Хан и Штрассман обнаружили еще более замечательное явление: они установили, что при бомбардировке урана нейтронами происходит «раскалывание» его на два ядра с образованием элементов, по свойствам сходных с барием и с криптоном, сопровождающееся выделением огромного количества энергии. В наши дни, как известно, проблема использования внутриатомной, или, правильнее, внутриядерной, энергии имеет исключительное значение. Правда, непосредственно к самой минералогии искусственное расщепление атомных ядер прямого отношения не имеет.

Успехи минералогии за последнее столетие очень многим обязаны также развитию специальных методик исследования кристаллического вещества. Начиная с 1857 г., когда Г. Сорби (1826—1908) применил к микроскопу поляризационные устройства, изучение минералов, прозрачных в тонких шлифах, сразу подвинулось далеко вперед. Над усовершенствованием методики оптических исследований в сходящемся

свете немало потрудились многие ученые (Лякруа, Бекке, Райт и др.). Однако исключительное значение приобрел предложенный знаменитым русским кристаллографом акад. Е. С. Федоровым (1853—1919) метод изучения тонких шлифов в параллельном свете с помощью специального устройства, получившего название универсального федоровского столика. Могучим средством в руках минералогов и геохимиков стало также исследование минеральных веществ с помощью спектрального, рентгеноструктурного и рентгеноспектрального анализов. Наконец, за последнее тридцатилетие большие успехи сделаны в исследовании непрозрачных минералов в полированных шлифах в отраженном свете (минераграфический метод исследования).

Наряду с изучением природных объектов велись и экспериментальные исследования по синтезу соединений, встречающихся в природе. Искусственным получением минералов занимались еще в XVIII в., но систематические опыты по синтезу минералов начали проводиться лишь в середине XIX столетия. Большие успехи в этой области были достигнуты нашим русским ученым К. Д. Хрущовым, а также французскими учеными Г. Добре (1814—1896) и Ф. Фуке (1828—1904).

Таким образом, за сравнительно короткий период времени, начавшийся с эпохи Возрождения, и особенно за последние 150 лет минералогия, наряду с другими естественными науками, сделала большой шаг вперед. Важно подчеркнуть, что этот прогресс во многом обязан достижениям химии и физики, кристаллохимии и коллоидной химии, и, наконец, физической химии, т. е. тех точных наук, на которые опирается минералогия при изучении природных веществ, составляющих земную кору. Методики минералогических исследований настолько усовершенствовались, что теперь не составляет большого труда изучение даже скрытокристаллических масс. К прежним способам определения минералов присоединились более точные и быстрые методы изучения вещества. На смену прежним, часто формальным, описаниям минералов пришли целеустремленные исследования минеральных веществ. Минералогов перестала интересовать одна лишь эстетическая сторона природных минеральных тел и хорошо образованных кристаллов. Главное внимание начали уделять изучению особенностей состава и различных тонких свойств минеральных веществ, свойств, которые могут быть так или иначе использованы для научных и практических целей. В вопросах, связанных с условиями образования минералов, вместо стремления к гипотетическим, часто ничем не доказанным выкладкам, исследователей стало интересовать реальное положение вещей в природе. Начали разрабатываться научные методы анализа парегенезиса, минералов с применением законов термодинамики и физической химии.

Минералогия в настоящее время прочно легла в основу многих геологических дисциплин, и прежде всего — петрографии и минераграфии. Объектами изучения этих наук являются горные породы и руды, т. е. те минеральные агрегаты, которые как самостоятельные составные части слагают земную кору.

В развитии отечественной минералогии, как и во всех других науках, резкий перелом наступил после Великой Октябрьской революции. Широко развернувшиеся в годы сталинских пятилеток геологические исследования и поисково-разведочные работы в самых различных районах Союза необычайно обогатили наши знания, особенно в области региональной минералогии. За сравнительно короткий срок была проделана огромная работа по систематическому изучению не только старых районов, но и целого ряда новых обширных областей Союза, вовсе не освещенных или слабо затронутых предыдущими исследованиями.

Некоторые из них оказались исключительно интересными в минералогическом и других отношениях. Без детальных минералогических исследований было бы немыслимо открытие весьма многочисленных месторождений полезных ископаемых, явившихся сырьевой базой для мощного развития самых различных отраслей народного хозяйства.

Большая заслуга в этом отношении, помимо Академии наук СССР, принадлежит ленинградской минералогической школе, возглавлявшейся А. К. Болдыревым (1883—1946), ближайшим учеником акад. Е. С. Федорова. Его подробный «Курс описательной минералогии»



А. К. Болдырев
(1883—1946)



С. С. Смирнов
(1895—1947)

(в трех выпусках) и два издания курса минералогии для высших учебных заведений, составленного под его руководством коллективом преподавателей Ленинградского горного института, оказали огромное влияние на распространение минералогических знаний в нашей стране. Немалая роль в этом отношении принадлежит также университетам и институтам других городов (Москвы, Свердловска, Днепропетровска и др.).

Очень многим мы обязаны также безвременно скончавшемуся крупнейшему представителю советских минералогов акад. С. С. Смирнову (1895—1947). Своими исследованиями многочисленных рудных месторождений он внес исключительно важный вклад в советскую науку. Из опубликованных им работ особого внимания заслуживает классическая монография, посвященная минералогии зоны окисления сульфидных месторождений. Эта работа оказала весьма большую помощь многим поисковикам и разведчикам в оценке первичного оруденения по выходам на поверхность окисленных руд.

Колоссальный фактический материал, накопившийся в результате обширных геологических исследований, особенно за последние 20 лет, вызвал необходимость обобщить рассеянные в многочисленных перио-

дических и повременных изданиях сведения минералогического характера и тем самым подытожить наши знания по минералогии Союза. В последнее время Академия наук СССР начала выпускать в свет многотомное издание «Минералы СССР», а также монографии, посвященные отдельным регионам, — «Минералогия Урала», «Минералогия Крыма» и др. Эти работы ярко иллюстрируют достижения советской науки в этой области.

Значение минералов в промышленности

Нет ни одной отрасли промышленности, где бы не применялись те или иные полезные ископаемые, либо непосредственно в сыром виде, либо в виде продуктов соответствующей переработки. Всем известно колоссальное значение в жизни человека железа, добываемого из богатых этим элементом руд путем металлургической переработки последних на различные сорта чугунов и сталей. Железо — главный нерв промышленности. Оно является основой металлургии, машиностроения, судостроения, железных дорог, мостов, железобетонных сооружений, оснащения военных армий, изготовления товаров широкого потребления и т. д. В свою очередь, металлургия одного только железа поглощает около 40% добываемого твердого минерального топлива в виде каменных углей, перерабатываемых на кокс. Громадную роль в развитии промышленности играет и жидкое минеральное топливо — нефть и продукты ее переработки. Все большее значение приобретают горючие газы.

В развитии цветной металлургии, электропромышленности, судостроения, машиностроения и других отраслей промышленности крупную роль играют так называемые цветные металлы, добываемые из руд меди, цинка, свинца, алюминия, никеля, кобальта. Исключительное оборонное значение имеют так называемые редкие металлы: вольфрам, молибден, ванадий, хром и др.

Развитие сельского хозяйства тесно связано с использованием минеральных удобрений: калиевых минералов (калийных солей), минералов, содержащих фосфор (апатит, фосфорит), азот (селитра) и пр. Химическая промышленность в значительной мере базируется на минеральном сырье. Так, для сернокислотного производства используются богатые серой колчеданы (пирит); многочисленные минералы употребляются для приготовления химических препаратов — сера, селитра, плавиковый шпат, минералы бора, калия, натрия, магния, ртути и др.; в резиновом производстве используются сера, тальк, барит; в изготовлении взрывчатых веществ — сера, селитра, инфузорная земля; для производства кислотоупорных и огнеупорных материалов — асбест, кварц, графит и др.; в красильном деле и в изготовлении эмали и глазури — галенит, сфалерит, барит, минералы титана, меди, железа, мышьяка, ртути, кобальта, минералы бора, криолит, ортоклаз, циркон; в писчебумажном производстве — тальк, каолин, сера, квасцы, магнетит и т. д.

Каменная и поваренная соль служат необходимой составной частью пищи человека. Ряд минералов и продуктов их химической переработки применяется в виде лекарств (мирабилит — глауберова соль, минеральные воды — нарзан, боржом и др., соли висмута, бария, бора, иода). Для лечебных целей используются также минеральные источники (сероводородные, углекислые, железистые, соляные и пр.) и природные грязи. В медицине применяются радиоактивные вещества, добываемые из радиоактивных минералов.

Большую роль в жизни человека играют и поделочные камни. Помимо драгоценных камней, идущих большей частью на украшения и художественные изделия, многие цветные камни используются для облицовки стен. Лучшие сооружения нашей Родины украшаются розовым родонитом, разноцветной яшмой, мрамором, кварцитами. Кварц, исландский шпат, слюда, турмалин, флюорит идут для изготовления оптических приборов. Из агата, корунда, циркона и других твердых минералов изготавливаются подшипники для часов и других точных приборов. Алмаз (карбонадо), корунд, гранат, кварц употребляются в качестве абразивных материалов при шлифовке и полировке предметов. Мягкие и жирные минералы (тальк, графит) применяются в качестве наполнителей, для смазки трущихся частей механизмов и т. п.

Из приведенного далеко не полного перечня применения минералов и получаемых из них продуктов переработки видно, насколько велико значение минерального сырья в народном хозяйстве и в человеческом быту.

Промышленность царской России, как известно, стояла на низком уровне и во многом зависела от иностранного капитала, которому принадлежали наиболее крупные промышленные предприятия в стране. После Октябрьской революции перед Советским Союзом встала задача быстрой индустриализации страны и создания высокоразвитых в техническом отношении других отраслей промышленности. За последние двадцать пять лет запасы многих ранее известных полезных ископаемых доведены до размеров, необходимых для обеспечения развития тех или иных отраслей промышленности. Немало месторождений, содержащих важные в промышленном отношении полезные ископаемые, было открыто впервые. Таковы, например, месторождение калийных и магниевых солей в Соликамском районе, бора в Северном Прикаспии, золота и олова в Восточной Сибири, меди в Казахстане, нефти в Западном Приуралье и на Европейской равнине (Второе Баку) и т. д. В результате СССР полностью освободился от импорта металлов и минеральных продуктов.

Однако, в связи с необходимостью дальнейшего расширения сырьевой базы, перед советскими геологами еще стоят огромные задачи. На их обязанности лежит не только отыскание новых месторождений и увеличение запасов полезных ископаемых в новых промышленных районах, но и участие в освоении открытых минеральных богатств. Особое значение имеет вопрос о комплексном использовании минерального сырья, т. е. об извлечении наряду с главными полезными ископаемыми всех ценных компонентов сырья, если позволяют это осуществить технико-экономические условия.

Знание минералогии имеет большое значение при проведении разведочных и особенно поисковых работ. Для успешного их выполнения прежде всего необходимо уметь точно определять минералы, знать условия их нахождения в природе, закономерности их сочетания друг с другом и т. д.

Изучение качественной характеристики руд эксплуатируемых месторождений — одна из главнейших задач рудничных геологов. Не зная минералогии, невозможно решить эту задачу.

Во многих случаях добываемые руды до плавки и технологической переработки подвергаются механическому обогащению на специальных фабриках, т. е. отделению полезных ископаемых от пустой породы или разделению руды на различные по составу концентраты. Обогащение с предварительным дроблением и измельчением руд производится на

специальных устройствах, причем используются различные свойства минералов: удельный вес, магнитность, электропроводность, отношение к флотационным реагентам и др. Большое значение имеют также размеры зерен минералов, слагающих руды, и характер их сростания между собой. В решении всех этих вопросов большую роль играют специальные минералогические исследования.

Таким образом, минералогическое изучение месторождений полезных ископаемых имеет весьма важное значение не только для поисков и разведки их, но и для горнодобывающей и горнообработывающей отраслей промышленности.

Глава I

ЗЕМНАЯ КОРА И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ СОСТАВА

Строение земного шара. Главным объектом геологических, в том числе и минералогических, исследований является земная кора¹, под которой подразумевается самая верхняя оболочка земного шара, доступная непосредственному наблюдению. Сюда относятся: нижняя часть атмосферы, гидросфера и верхняя часть литосферы, т. е. твердой части Земли.

Наши фактические знания о строении и химическом составе земной коры основываются почти исключительно на наблюдениях над самыми поверхностными частями нашей планеты. Местами, благодаря шахтным разработкам месторождений полезных ископаемых, известны и более глубокие части земной коры. В золоторудном месторождении Витватерсранд (в Южной Африке) наибольшая глубина шахт достигла 2330 м. Самые глубокие нефтяные скважины проникают вглубь до 4—5 км.

Горообразующие процессы, совершавшиеся в различные геологические эпохи и приводившие к образованию высоких горных хребтов, подняли с глубины самые различные породы, не образующиеся вблизи поверхности Земли. Однако и здесь, как показывают геологические наблюдения и подсчеты, можно получить более или менее реальное представление о составе и строении земного шара только до глубины 16—20 км (радиус же его превышает 6300 км).

О строении и составе глубоких недр земного шара можно судить лишь на основании косвенных данных. Как показывает сопоставление плотностей всего земного шара (5.527) и земной коры (2.7—2.8), внутренние части нашей планеты должны обладать значительно большей плотностью, чем поверхностные. Как предполагают на основании различных данных (геофизические наблюдения, данные сравнения Земли с другими космическими телами, состав метеоритов и пр.), это обстоятельство обусловлено не только увеличением с глубиной давления, но и изменением состава внутренних частей нашей планеты.

Наибольшим признанием в настоящее время пользуется гипотеза В. М. Гольдшмидта о строении земного шара. Последний, по его представлениям, состоит из трех главных концентрически расположенных зон (геосфер): 1) наружной — литосферы, 2) промежуточной — халькосферы, богатой окислами и сернистыми соединениями металлов, преимущественно железа, и 3) центральной — сидеросферы, представлен-

¹ Название земная кора дано совершенно условно — оно никакого отношения не имеет к первичной коре остывания земного шара.

ной железо-никелевым ядром. Литосфера, в свою очередь, подразделяется на две части: верхняя оболочка до глубины 120 км, сложенная в основном обычными силикатовыми породами, и нижняя — эклогитовая оболочка (120—1200 км), представленная силикатовыми породами, обогащенными магнием.

По В. М. Гольдшмидту, отдельные геосферы характеризуются следующими данными:

	Мощность (в км)	Плотность	Состав
Атмосфера	Несколько сот	0—0.0015	N ₂ , O ₂ , H ₂ O, CO ₂ , благородные газы
Биосфера	0—11	Около 1	Органические вещества и минералы скелетов
Гидросфера	0—11	1	H ₂ O и др. (океаны, отчасти внутренние воды, снег и лед)
Верхняя силикатовая оболочка	60—120	2.73	Литофильные ¹ элементы: O, Si, Al, Ca, Mg, Na, K, Li, Rb, Ba и др.
Эклогитовая оболочка	1100	3.6—4	Силикаты, главным образом Mg и Fe
Сульфидно-окисная оболочка	1700	5—6	Халькофильные ² элементы: S, Se, Te, Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Sb, Bi, As, Au, Ag и др.
Железо-никелевое ядро	3500	8—10	Сидерофильные ³ элементы: Fe, Ni, Co, группа платины, Mo, P, C и др.

Состав земной коры. Средний химический состав доступной наблюдению земной коры условной мощностью в 16 км, включая сюда гидросферу, биосферу и прилегающую часть атмосферы, подсчитывался многими учеными. Впервые состав твердой части земной коры в весовых процентах подсчитал американский исследователь Кларк в 1889 г. Большая работа по уточнению полученных цифр была проделана И. и В. Ноддаками, Г. Гевеши, В. М. Гольдшмидтом, В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом и др.

По предложению А. Е. Ферсмана средние цифры содержаний отдельных элементов в земной коре стали называть «числами Кларка» или просто «кларками». Он же предложил выражать эти величины не только в весовых процентах, но и в атомных.

Из девяноста двух химических элементов, приведенных в периодической таблице элементов Менделеева (табл. 1), лишь немногие пользуются широким распространением в земной коре. Такие элементы в таблице располагаются в верхней ее части, т. е. относятся к числу элементов с малыми порядковыми номерами.

Как видно из диаграммы (фиг. 3), наиболее распространенными элементами являются: O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H, Ti, C и Cl. На долю остальных 80 элементов приходится всего лишь 0.71% (по весу).

подавляющее большинство этих элементов в земной коре присутствует почти исключительно в виде химических соединений. К числу элементов, встречающихся в самородном виде, относятся очень немногие. Те и другие возникают в результате химических реакций, которые протекают в земной коре при различных геологических процессах, приводящих к образованию самых разнообразных по составу массивов горных пород и месторождений полезных ископаемых.

¹ От греческого слова литос — «камень»; для большинства литофильных элементов характерно сродство к кислороду.

² От древнегреческого слова халькос — «медь»; для большинства халькофильных элементов характерно сродство к сере.

³ От древнегреческого слова сидерос — «железо» («метеорит»).

ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ХИМИЧЕ

Группы \ Периоды	0	I	II	III	IV
I		1. Н Водород 1.0080			
II	2. He Гелий 4.003	3. Li Литий 6.940	4. Be Бериллий 9.02	5. B Бор 10.82	6. C Углерод 12.010
III	10. Ne Неон 20.183	11. Na Натрий 22.997	12. Mg Магний 24.32	13. Al Алюминий 26.97	14. Si Кремний 28.06
IV	18. Ar Аргон 39.944	19. K Калий 39.096	20. Ca Кальций 40.08	21. Sc Скандий 45.10	22. Ti Титан 47.90
		29. Cu Медь 63.57	30. Zn Цинк 65.38	31. Ga Галлий 69.72	32. Ge Германий 72.60
V	36. Kr Криптон 83.7	37. Rb Рубидий 85.48	38. Sr Стронций 87.63	39. Y Иттрий 88.92	40. Zr Цирконий 91.22
		47. Ag Серебро 107.880	48. Cd Кадмий 112.41	49. In Индий 114.76	50. Sn Олово 118.70
VI	54. Xe Ксенон 131.3	55. Cs Цезий 132.91	56. Ba Барий 137.36	57. La* Лантан 138.92	72. Hf Гафний 178.6
		79. Au Золото 197.2	80. Hg Ртуть 200.61	81. Tl Таллий 204.39	82. Pb Свинец 207.21
VII	86. Rn Радон 222	87. (Vi) (Виргиний)	88. Ra Радий 226.05	89. Ac Актиний 227	90. Th** Торий 232.12

* 58—71 TR — редкие земли (лантаниды):

58. Ce Церий 140.13	59. Pr Прозеодим 140.92	60. Nd Неодим 144.27	61. (II) (Иллий) ?	62. Sm Самарий 150.43	63. Eu Европий 152.0	64. Gd Гадолиний 156.9
65. Tb Тербий 159.2	66. Dy Диспрозий 162.46	67. Ho Гольмий 164.94	68. Er Эрбий 167.2	69. Tm Тулий 169.4	70. Yb Иттербий 173.04	71. Lu Лютеций 174.99

СКИХ ЭЛЕМЕНТОВ Д. И. МЕНДЕЛЕЕВА

Таблица 1

V	VI	VII	VIII		
7. N Азот 14.008	8. O Кислород 16.0000	9. F Фтор 19.00			
15. P Фосфор 30.98	16. S Сера 32.06	17. Cl Хлор 35.457			
23. V Ванадий 50.95	24. Cr Хром 52.01	25. Mn Марганец 54.93	26. Fe Железо 55.85	27. Co Кобальт 58.94	28. Ni Никель 58.69
33. As Мышьяк 74.91	34. Se Селен 78.96	35. Br Бром 79.916			
41. Nb Ниобий 92.91	42. Mo Молибден 95.95	43. (Ma) (Мазурий)	44. Ru Рутений 101.7	45. Rh Родий 102.91	46. Pd Палладий 106.7
51. Sb Сурьма 121.76	52. Te Теллур 127.61	53. J Иод 126.92			
73. Ta Тантал 180.88	74. W Вольфрам 183.92	75. Re Рений 186.31	76. Os Осмий 190.2	77. Ir Иридий 193.1	78. Pt Платина 195.23
83. Bi Висмут 209.00	84. Po Полоний 210	85. (Ab) (Алабамий)			
91. Pa Протактиний 231	92. U Уран 238.07				

** Актиниды:

90. Th Торий 232.12	91. Pa Протактиний 231	92. U Уран 238.07	93. Np Нептуний	94. Pu Плутоний	95. Am Америций	96. Cm Кюрий
---------------------------	------------------------------	-------------------------	--------------------	--------------------	--------------------	-----------------

Если главные элементы расположить в порядке их процентного (весового) содержания в земной коре на группы по декадам¹, то получится такая картина (табл. 2).

Таблица 2

Весовые кларки главных химических элементов, в процентах (1932 г.)

I	O—49.13 Si—26.00	IV	F—0.08 Ba—0.05 N—0.04 Sr—0.035 Cr—0.03 Zr—0.025 V—0.02 Ni—0.02 Zn—0.02 B—0.01 Cu—0.01	VI	Cd—5 · 10 ⁻⁴ As—5 · 10 ⁻⁴ U—4 · 10 ⁻⁴ Ar—4 · 10 ⁻⁴ Hg—1 · 10 ⁻⁴ J—1 · 10 ⁻⁴ Ga—1 · 10 ⁻⁴	
II	Al—7.45 Fe—4.20 Ca—3.25 Na—2.40 K—2.35 Mg—2.35 H—1.00		V	Sn—0.008 W—0.007 Li—0.005 Be—0.003 Co—0.002 Pb—0.0016 Mo—0.001 Cs—0.001 Br—0.001 Th—0.001	VII	Se—8 · 10 ⁻⁵ Sb—5 · 10 ⁻⁵ Nb—3.2 · 10 ⁻⁵ Ta—2.4 · 10 ⁻⁵ Pt—2 · 10 ⁻⁵ Bi—1 · 10 ⁻⁵ Ag—1 · 10 ⁻⁵ In—1 · 10 ⁻⁵
III	Ti—0.61 C—0.35 Cl—0.20 P—0.12 S—0.10 Mn—0.10				VIII	He—1 · 10 ⁻⁶ Te—1 · 10 ⁻⁶
				IX	Au—1 · 10 ⁻⁷ Re—1 · 10 ⁻⁷	
				XII	Ra—1 · 10 ⁻¹⁰	

Из табл. 2 видно, что подавляющая масса минералов земной коры должна представлять соединения элементов первых двух декад, на долю которых в весовом выражении приходится 98.13%. В самом деле, в земной коре чрезвычайно широко распространены кислородные соединения кремния, алюминия, железа, а также щелочноземельных и щелочных металлов — кальция, магния, натрия и калия. К их числу относятся главным образом окислы и кислородные соли (силикаты), входящие в состав различных горных пород, слагающих земную кору.

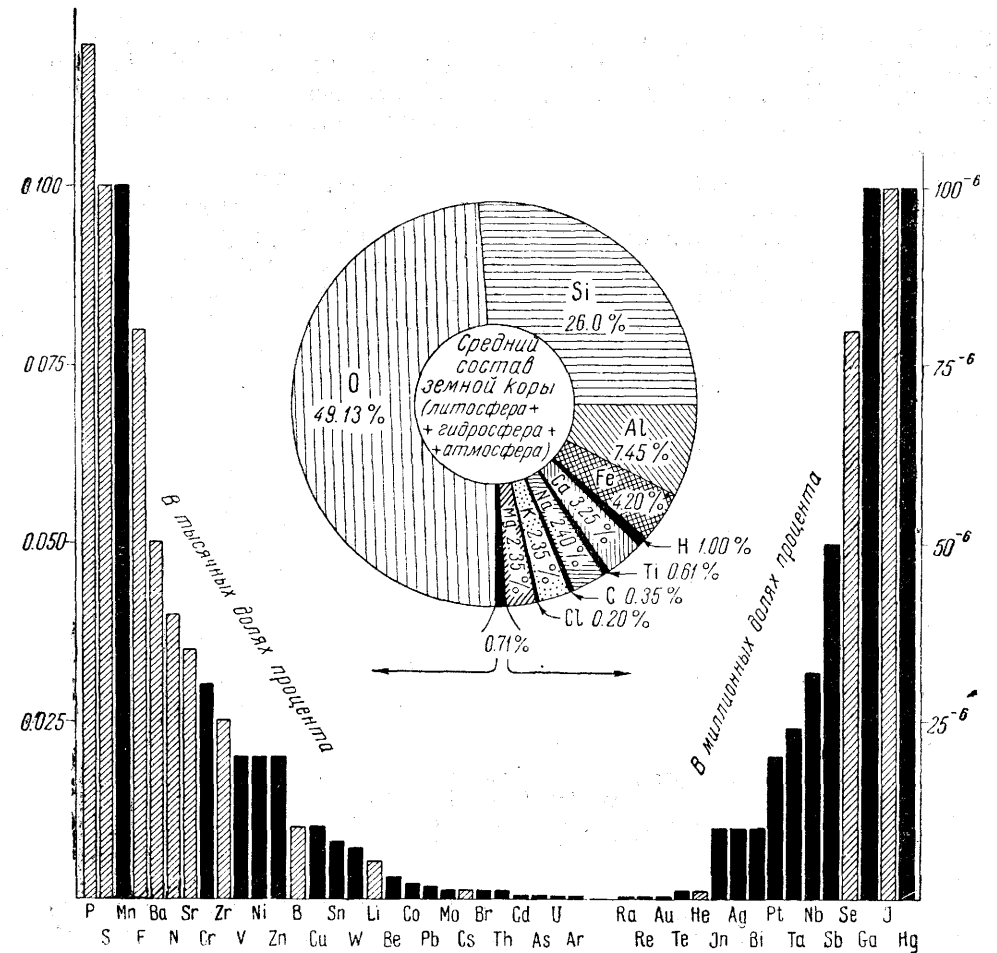
Кларки металлов, играющих большую роль в промышленности, в подавляющем большинстве выражаются ничтожными величинами и попадают в последние столбцы элементов, разбитых на декады по степени распространения (табл. 3).

Таблица 3

Распространенность главных металлов в земной коре

Декады	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX—XII
Металлы	Al, Fe, Mg	Mn	Cr, V, Ni, Zn, Cu	Sn, Be, Co, Pb, W, Mo	Cd, As, U, Hg, Ga	Sb, Nb, Ta, Pt, Bi, Ag, Ti, In	Os, Ru, Rh, Pd, Ir	Au, Re, Ra

¹ От греческого слова дека — «десять».



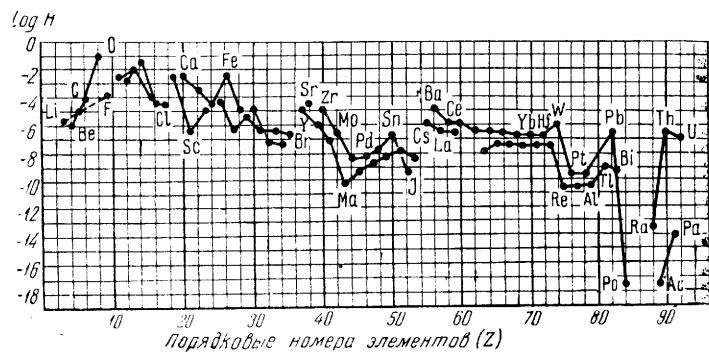
Фиг. 3. Диаграмма распространения главных элементов в земной коре (литосфера + гидросфера + часть атмосферы) в весовых процентах. В боковых колонках черными столбиками показаны важнейшие металлы.

Некоторые особенности распределения тяжелых металлов. Многие из указанных редких в земной коре элементов под влиянием совершающихся в природе геохимических процессов нередко образуют исключительно богатые скопления минерального вещества, носящие названия рудных месторождений. Если бы не существовало процессов, приводящих к образованию таких месторождений, которые имело бы смысл разрабатывать с целью извлечения ценных для промышленности металлов, то можно с уверенностью сказать, что не было бы и столь мощного развития техники и культуры, какое наблюдается в настоящее время. Тогда бы многие металлы, извлеченные из пород в лабораторных условиях, относились к исключительно дорогим металлам. Весьма характерно, что кларки таких металлов, как ванадий, цезий, галлий и др., во много раз выше кларков ртути, висмута, серебра, золота и др. Но, несмотря на их весьма ценные свойства, они в человеческом быту не распространены, так как их месторождения с промышленными концентрациями в природе крайне редки.

Природные соединения тяжелых металлов представляют собой в основном сравнительно простые соединения. Часть из них (Fe, Mn,

Sn, Cr, W, Nb, Ta, Th, U) преимущественно распространена в виде кислородных соединений, но зато многие другие элементы (Fe, Ni, Co, Zn, Cu, Pb, Hg, Mo, Bi, As, Sb, Ag и др.) встречаются главным образом в виде скоплений сернистых, мышьяковистых и сурьмянистых соединений.

В. М. Гольдшmidt указывает, что распространенность элементов в земной коре по мере увеличения их порядковых чисел (рис. 4) уменьшается. Это происходит большей частью по правилу: распространенность обратно пропорциональна 7-й—8-й степени порядкового числа. Однако бросаются в глаза отклонения для трех элементов: лития, бериллия и бора (фиг. 4), имеющих низкие порядковые числа 3, 4 и 5. Для некоторых элементов наблюдаются отклонения в сторону увеличения (железо с порядковым номером 26).



Фиг. 4. Распространенность элементов в верхней части литосферы. По В. М. Гольдшmidtу

На диаграмме даны логарифмы атомных концентраций (H) как функции порядкового номера (Z), причем кислород принят за единицу

Если сравнить распространенность химических элементов в земной коре в атомных кларках с числами минералов, в которые они входят, то, как указал П. П. Пилипенко, между ними, за небольшим исключением, устанавливается некоторая прямая (симбатная) зависимость. Это имеет место преимущественно для элементов, обладающих малыми атомными весами¹:

Элемент	Атомный кларк	Число минералов	Элемент	Атомный кларк	Число минералов
O	53.39	1221	Fe	1.31	170
H	17.25	798	K	1.05	43
Si	16.11	377	C	0.51	194
Al	4.80	268	Ti	0.22	30
Na	1.82	100	Cl	0.10	67
Mg	1.72	105	F	0.07	50
Ca	1.41	194			

Для многих тяжелых металлов подобная зависимость не устанавливается. Так, теллур, атомный кларк которого в земной коре примерно в 100 раз меньше, чем кларк селена, в природных условиях образует около 40 самостоятельных минералов, в то время как для селена их известно всего 28 и то главным образом в ассоциации с серой. Для цинка с атомным кларком, в 50 раз большим по сравнению с кларком свинца, мы имеем 26 минералов, тогда как для свинца — около 130 и т. д.

¹ В число минералов не включены лишь разновидности, в которые данный элемент входит в виде изоморфной примеси.

Указанные различия несомненно вызываются химическими свойствами самих элементов, обусловленными строением их ионов и определяемыми положением этих элементов в периодической системе Менделеева. Для элементов с одинаковыми свойствами, аналогичным строением и размерами ионов, но с различными концентрациями в данном растворе или расплаве, естественно ожидать, что при кристаллизации элементы с меньшей концентрацией будут входить в кристаллические решетки, образуемые господствующими элементами, как бы растворяясь в них. Если же данный элемент в окружающей среде не находит аналогичных себе по размерам и строению ионов других элементов, то, в каком бы количестве он ни присутствовал в растворе, при кристаллизации он должен образовать самостоятельное соединение. Весьма показательным, что двухвалентный марганец в главной своей массе входит в состав минералов в виде изоморфной примеси к двухвалентному железу и кальцию, но зато четырехвалентный марганец всегда образует явно индивидуализированные соединения. Этим же объясняется, что такие элементы, как рубидий — Rb, скандий — Sc, галлий — Ga, гафний — Hf, индий — In, рений — Re и др., обладающие низкими атомными кларками, в природе совершенно не образуют самостоятельных минералов, а находятся в рассеянном состоянии, присутствуя в виде изоморфной примеси к другим элементам. В значительной мере это относится и к таким, более распространенным элементам, как селен — Se, ванадий — V, цезий — Cs, кадмий — Cd и др. Наоборот, элементы с очень низкими атомными кларками — теллур, золото, группа платиновых металлов, висмут и др. — сравнительно часто устанавливаются в виде самостоятельных минералов.

Важно указать, что общее число природных химических соединений несравненно меньше, чем их можно получить искусственным путем. Число одних только неорганических соединений, получаемых в лабораторных условиях, выражается многими сотнями тысяч. В природе же известно всего лишь около 1700 минералов, включая и их разновидности. Это ни в коем случае нельзя объяснять слабой изученностью состава земной коры. За последние десятилетия число ежегодно открываемых новых минералов перестало превышать 20—30, несмотря на совершенствование методик и тщательность проводимых исследований. Возможности же синтеза искусственных соединений все более и более расширяются. Установлено, например, что элементы группы платины способны дать огромное количество самых разнообразных и сложных химических соединений, а в природных условиях известно буквально не больше трех десятков минералов, и то преимущественно в виде самородных металлов.

Таким образом, природная химия, или геохимия, особенно глубинных частей земной коры, по сравнению с лабораторной химией значительно проще по тем конечным продуктам, которые мы изучаем в виде минералов. Многие природные химические реакции протекают при высоких температурах и давлениях, нередко в твердых средах и в течение весьма длительного времени. Минералогия самой поверхностной части литосферы, особенно зоны выветривания, где господствуют низкие температуры и давления, гораздо сложнее. Но все же концентрации многих химических компонентов в поверхностных растворах столь низки, что общее количество образующихся здесь соединений значительно уступает тому, что может быть получено в лаборатории.

наково устойчива как в жидком, так и газообразном состоянии. В этом случае, как можно видеть из рисунка, упругость пара воды будет равна внешнему, атмосферному давлению. При дальнейшем повышении температуры упругость паров уже превысит внешнее давление, что вызовет всем известное явление кипения (бурного испарения) жидкости до полного ее исчезновения (фигуративная точка попадает уже в другую область, а именно в область устойчивого парообразного состояния H_2O), причем приток тепла будет расходоваться на процесс парообразования (скрытая теплота кипения)¹.

При понижении температуры фигуративная точка m будет перемещаться книзу, причем из поведения кривой AK видно, что упругость пара воды, а следовательно, и степень насыщения им пространства, при этом падает. Следствием этого является частичная конденсация за счет избытка пара. Это явление нам хорошо известно по образованию росы в ночное время.

Если фигуративная точка достигнет точки пересечения с кривой AC , то наступит равновесие жидкой и твердой фаз (т. е. воды и льда). При дальнейшем охлаждении мы попадаем уже в область устойчивой твердой фазы: вся жидкость исчезнет, постепенно превращаясь в лед, причем будет иметь место выделение тепла, как бы стремящееся остановить процесс замерзания воды.

Если же теперь мы испытаем нашу систему при постоянной температуре, но при меняющемся внешнем давлении, то будем наблюдать лишь отчасти аналогичные же явления. При понижении внешнего давления фигуративная точка будет перемещаться влево по линии mc , причем будет иметь место частичное испарение жидкости.

В том, что испарение действительно имеет место, можно было бы убедиться на следующем простом опыте. Представим себе закрытый с одного конца цилиндр cc скользящим в нем поршнем и некоторым количеством воды (фиг. 6), в равновесии с которой находится пар, насыщающий пространство над ней. Если мы будем уменьшать внешнее давление (оттягивать поршень вверх), то объем пространства над водой будет увеличиваться. Так как упругость пара при одной и той же температуре (фиг. 5) должна быть постоянной, то естественно, что для компенсации понизившегося давления паров часть воды при этом должна соответственно испариться. При достижении точки d наступит момент одинаковой устойчивости жидкой и газообразной фаз. Если давление сразу уменьшится настолько, что фигуративная точка перейдет за точку d , будет наблюдаться кипение с поглощением тепла на парообразование. Это вызовет охлаждение системы, а следовательно, и конденсацию пара, пока не наступит новое равновесие при установившемся давлении. К такого рода явлениям относится, например, деятельность гейзеров: сильно нагретые воды, подходя к поверхности земли под большим давлением, при внезапном ослаблении внешнего давления быстро превращаются в пар и с силой выбрасываются вверх.

Фиг. 6. Цилиндрический стакан с поршнем

При увеличении внешнего давления (но при сохранении температуры) фигуративная точка m , выражающая состояние системы, будет смещаться по горизонтальной линии вправо. С увеличением внешнего давления, что равносильно, например, увеличению глубины в земной коре, как это легко видеть из диаграммы, упругость пара, насыщающего пространство (отрезок cd), остается постоянной; меняется лишь объем пространства, насыщенного паром. Это было бы нетрудно показать с помощью того же цилиндра, о котором шла речь выше (фиг. 6). Если мы будем увеличивать внешнее давление, иначе говоря, давить на поршень, то объем пространства над водой, естественно, будет уменьшаться и в первые моменты концентрация паров, а следовательно, и упругость их будут выше, чем это полагается при данной температуре. Поэтому избыток паров будет конденсироваться, переходя в воду, пока система не будет обладать прежней упругостью пара. Таким образом, при изменении внешнего давления, но при постоянной температуре в нашей системе будет меняться лишь соотношение между занимаемыми паром и водой. На диаграмме это соотношение будет выражаться соотношением длин отрезков $cd : dm$.

Если давление и температура будут меняться одновременно, то перемещение состояний системы на пути к равновесию будет происходить не по прямым линиям, как это имело место до сих пор, а по некоторым кривым. Направление их зависит от знака изменения температуры и давления, а форма — от соотношения скоростей изменения этих факторов.

Все, что было сказано про воду, справедливо и для льда с той разницей, что упругость паров, сосуществующих с твердым телом (кривая AD), значительно ниже,

¹ Вспомним принцип Ле-Шателье: если система, находящаяся в истинном равновесии, подвергается воздействию, то это воздействие вызывает реакцию, которая будет стремиться ослабить получающийся эффект.

чем жидкого тела. При нагревании фигуративная точка n перемещается вверх, а упругость пара при этом, как видим из поведения кривой DA , несколько увеличивается, что вызывает частичное испарение или, как говорят, возгонку (сублимацию) льда, т. е. переход из твердого состояния сразу в пар. При достижении точки пересечения с кривой AC твердое тело будет подвергаться плавлению с поглощением тепла.

При уменьшении давления при постоянной температуре состояние системы смещается влево и сопровождается частичной сублимацией льда. Если бы нам удалось достигнуть столь низкого давления, что фигуративная точка перешла бы точку e , то весь лед целиком перешел бы в парообразное состояние. В земной коре столь низкие давления практически не имеют места, но при сильных ветрах у самой поверхности льда бывают, очевидно, моменты значительного разрежения воздуха, что вызывает частичную сублимацию льда и образование с течением времени углублений с кривыми поверхностями.

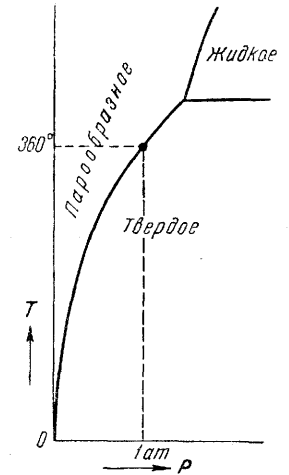
Как пример таких минеральных тел, которые в условиях атмосферного давления при высоких температурах, не плавясь, переходят сразу в парообразное состояние, можно привести металлический мышьяк (фиг. 7). При охлаждении, если нагревание велось в закрытом сосуде или в инертной среде (в кислородной обстановке мышьяк окисляется в As_2O_3), мышьяк из парообразного состояния выпадает непосредственно в виде металла (в «закрытой» стеклянной трубке на холодных участках ее образуется «зеркало мышьяка»). Как можно заключить из фиг. 7, для перевода мышьяка в жидкое состояние необходимо более высокое внешнее давление. Вторым аналогичным примером является нашатырь — NH_4Cl , возгоны которого в виде обильных белых корок часто наблюдаются на стенках кратеров вулканов.

Пределы устойчивости каждого агрегатного состояния находятся в самых различных температурных интервалах в зависимости от природы вещества. При атмосферном давлении в условиях комнатной температуры большинство минералов находится в твердом состоянии и плавится при высоких температурах, тогда как ртуть в этих условиях существует в жидком виде, а сероводород и углекислота — в газообразном состоянии.

Большинство твердых минералов представлено кристаллическими веществами, т. е. веществами, обладающими кристаллической структурой. Каждое кристаллическое вещество имеет определенную температуру плавления, при которой, как указывалось, изменение агрегатного состояния вещества происходит с поглощением тепла, что ясно сказывается на поведении кривых нагревания (фиг. 8А). На некотором интервале времени сообщаемый системе приток тепла расходуется на процесс плавления (кривая выполаживается).

Кристаллизация охлаждаемого гомогенного жидкого вещества должна происходить при той же температуре, что и плавление твердого тела того же состава, но обычно она наступает при некотором переохлаждении жидкости, что всегда необходимо иметь в виду.

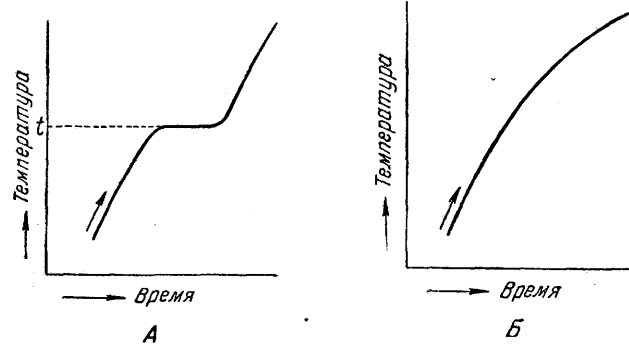
Твердые химически чистые вещества, характеризующиеся беспорядочной структурой, т. е. отсутствием закономерного расположения атомов, носят название аморфных (стеклообразных) тел. Они принадлежат к числу изотропных веществ, т. е. обладающих по всем направлениям совершенно одинаковыми физическими свойствами. Характерной особенностью аморфных веществ, в отличие от кристаллических, является также постепенный переход одного агрегатного состояния в другое по плавной кривой (фиг. 8Б) подобно сургучу,



Фиг. 7. Однокомпонентная система — As (схема)

который при нагревании постепенно становится гибким, затем вязким и, наконец, капельно-жидким.

Аморфные вещества часто получают при затвердевании расплавленных вязких масс, особенно когда охлаждение расплава происходит очень быстро. Примером может служить образование минерала лешательерита — аморфного кварцевого стекла — при ударе молнии в кварцевые кристаллические породы. Переход аморфных веществ в кристаллические массы может произойти лишь при продолжительном выдерживании их в размягченном состоянии при температуре, близкой к точке плавления.



Фиг. 8. Кривые нагревания кристаллического (А) и аморфного (Б) веществ

Следует добавить, что далеко не все вещества могут быть легко получены в аморфном состоянии. Таковы, например, металлы, которые даже при закалке не образуют стеклообразных веществ.

Строение кристаллического вещества. Строение кристалла определяется: числом структурных единиц (атомов, ионов, молекул), соотношением их размеров и их поляризационными свойствами (основной кристаллохимический принцип В. М. Гольдшмидта).

Атом, как известно, представляет собой сложную электромагнитную систему, состоящую из: 1) положительно заряженного тяжелого ядра, в котором практически сосредоточена вся масса атома, и 2) отрицательно заряженных легких электронов, быстро вращающихся по орбитам на разных уровнях вокруг ядра. Следовательно, атомы по своему строению являются как бы миниатюрными копиями планетных систем.

Так как атом в целом является электрически нейтральным, то заряд ядра должен быть равен суммарному заряду электронов. Численное выражение заряда ядра у разных атомов находится в соответствии с положением элемента в периодической системе Д. И. Менделеева и определяется порядковым номером элемента (фиг. 9), которому равно число электронов, связанных с ядром: в атоме водорода содержится всего лишь один электрон и заряд ядра, следовательно, равен +1, в атоме гелия — два электрона, в атоме лития — три электрона и т. д. до урана, в атоме которого содержится 92 электрона на разных уровнях вокруг ядра.

Число электронных уровней или оболочек, как называют для удобства рассуждений, колеблется от 1 до 7. Из диаграммы (фиг. 9) можно видеть, что это число при возрастании порядкового номера каждый раз, как только мы достигаем элемента первой группы (Li, Na, K и т. д.), увеличивается на единицу.

Все химические свойства элементов, обуславливающие их поведение при химических реакциях, связаны не с ядрами атомов, а со строением их наружных частей, состоящих из электронов. При этом особую роль играют валентные электроны периферических оболочек.

По мере возрастания порядкового номера элемента, как это можно видеть из той же диаграммы (ср. колонки цифр у каждого элемента справа), в первых трех

2	He	2	3	Li	4	Be	5	B	6	C	7	N	8	O	9	F	10	Ne
10	Ne	11	Na	12	Mg	13	Al	14	Si	15	P	16	S	17	Cl	18	Ar	
18	Ar	19	K	20	Ca	21	Sc	22	Ti	23	V	24	Cr	25	Mn	26	Fe	
36	Kr	37	Rb	38	Sr	39	Y	40	Zr	41	Nb	42	Mo	43	Tc	44	Ru	
54	Xe	55	Cs	56	Ba	57	La	58	Ce	59	Pr	60	Nd	61	Pm	62	Sm	
86	Rn	87	Fr	88	Ra	89	Ac	90	Th	91	Pa	92	U	93	Np	94	Pu	
118	Og	119	Uue	120	Uub	121	Uut	122	Uuq	123	Uur	124	Uus	125	Uub	126	Og	

Фиг. 9. Геохимическая таблица элементов. По А. Н. Заварицкому
Цифры перед названием элементов означают их порядковые номера; колонки цифр после знака элемента—число электронов в каждой оболочке данного атома; цифры под кружками слева—атомные веса элементов. Кружки, показанные тонкими линиями, отвечают размерам атомов в данном масштабе; кружки, изображенные жирными сплошными линиями, соответствуют размерам катионов, а кружки, показанные пунктирными линиями,— размерам анионов

периодах каждый новый электрон занимает место в самой поверхностной оболочке. В четвертом, пятом и шестом больших периодах, а также в седьмом, незавершенном периоде (в атомах элементов № 21—28, 39—46, 72—78 и 89—92) прибавляющиеся электроны достраивают не самую внешнюю, а следующую за ней вторую оболочку. В шестом периоде в атомах элементов № 57—71 достройка происходит даже на третьем от периферии электронном уровне.

Наиболее прочными и устойчивыми являются атомы, в которых наружная оболочка построена из 8 электронов. Этому условию, как видно из диаграммы (фиг. 9), удовлетворяют атомы благородных газов: Ne, Ar и др. (включая сюда и He, который имеет всего 2 электрона). Атомы же большинства элементов обладают неустойчивой конфигурацией электронов во внешней оболочке.

В природе редко создаются условия, и то не для всех элементов, когда могут образоваться одноэлементные атомные постройки (таковы, например, самородные металлы). Обычно атомы различных по химическим свойствам элементов, взаимодействуя друг с другом, стремятся образовать устойчивую восьмизлектронную наружную оболочку типа благородных газов. При этом атомы одних элементов отдают часть своих наружных электронов, другие, наоборот, присоединяют к себе недостающее до 8 число электронов. Например, атом натрия (фиг. 9) теряет один наружный («валентный») электрон, теряя при этом некоторую часть энергии, но зато приобретает устойчивое строение, одинаковое со строением атома неона. Атом хлора, наоборот, приобретает этот недостающий ему для полного комплекта электрон и тоже становится аналогичным по строению атому аргона. Атом кальция способен терять два наружных электрона. Если тут же присутствуют атомы фтора, то они охотно приобретают эти электроны и становятся по строению аналогичными атомам неона (фиг. 9). При этом каждый атом, теряющий отрицательно заряженные электроны, приобретает положительный заряд, а атомы, присоединяющие к себе электроны, становятся отрицательно заряженными.

Такие заряженные атомы носят название ионов. Положительно заряженные ионы называются катионами (Na^{1+} , K^{1+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , P^{5+} и др.), а отрицательно заряженные — анионами (F^{1-} , Cl^{1-} , O^{2-} , S^{2-} и др.). Таким образом, валентность ионов отвечает числу отнятых или приобретенных нейтральным атомом электронов в наружной оболочке, т. е. числу зарядов иона. С химической точки зрения она отвечает числу химических связей с ионами противоположного знака при образовании нейтрального соединения, например: NaCl , CaF_2 , Fe_2O_3 и т. д.

В принципе каждый элемент, поскольку он в системе Д. И. Менделеева располагается между двумя благородными газами, может образовать устойчивые по строению ионы двояким способом: путем потери электронов и приобретения положительного заряда, либо путем достройки наружной оболочки и получения отрицательного заряда. Например, для серы мы знаем как катион S^{6+} (в сульфатах) со структурой неона, так и анион S^{2-} (в сульфидах) со структурой аргона. Первый может образоваться, например, в условиях достаточной концентрации кислорода, легко воспринимающего лишние электроны (в природных условиях последний образует только анионы), второй, наоборот, — при недостатке кислорода и в присутствии тяжелых металлов, не встречающихся в виде анионов, то есть легко отдающих часть своих электронов.

Однако в природных условиях случаи образования одним и тем же элементом катионов и анионов очень редки. Кроме серы, такой способностью обладают лишь селен и теллур (фиг. 9). Вообще же подавляющая масса химических элементов встречается в соединениях либо в виде катионов, либо в виде анионов.

Из геохимической таблицы элементов (фиг. 9) легко видеть, что элементы групп I—V всегда образуют только катионы, а анионы известны для элементов VI и VII групп и изредка для водорода (в комплексе NH_4). Эти геохимические особенности элементов всегда важно иметь в виду.

Некоторые элементы образуют ионы нескольких валентностей, например: V^{3+} , V^{4+} , V^{5+} (а в искусственных соединениях также V^{2+}); Mn^{2+} , Mn^{3+} и Mn^{4+} (в искусственных соединениях, кроме того: Mn^{6+} и Mn^{7+}); Fe^{2+} , Fe^{3+} (в искусственных соединениях также: Fe^{6+} и Fe^{8+}) и т. д.¹ Элементы этих ионов располагаются в середине таблицы (фиг. 9). Строение их атомов таково, что для образования устойчивых ионов с 8-электронной наружной конфигурацией им приходится отдавать значительное количество электронов, для чего требуется и значительный расход энергии. Последнее очевидно не всегда осуществимо, так как эти

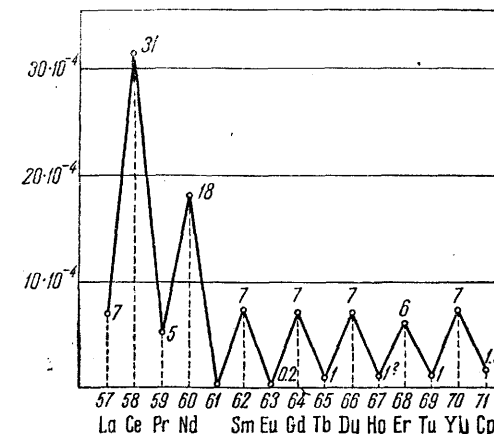
¹ Характерно, что и другие элементы середины периодической системы, встречающиеся в природе только в виде наиболее устойчивых ионов с 8-электронной внешней оболочкой, в лабораторных условиях способны давать ионы разных валентностей, например (фиг. 9): Nb^{5+} , а искусственно также Nb^{3+} и Nb^{4+} ; а затем Mo^{6+} , а искусственно, кроме того, Mo^{2+} , Mo^{3+} , Mo^{4+} и Mo^{5+} и т. д. Этим в значительной мере объясняется, почему число минералов несравненно ниже числа искусственно получаемых химических соединений.

элементы в природе распространены в виде ионов менее симметричной конфигурации (число электронов в наружной оболочке отличается от восьми). В химических соединениях, а стало быть, и в кристаллических решетках эти разновалентные ионы ведут себя не одинаково.

Группа редких земель TR (№ 57—71), как мы уже указывали, характеризуется тем, что прибавляющиеся электроны достраивают так называемую N-оболочку, третью от периферии. Среди шестого периода таблицы элементов она образует как бы самостоятельную маленькую периодическую систему. Весьма интересно то, что все эти элементы, теряя два внешних электрона и один электрон из второй оболочки (фиг. 9), становятся устойчивыми трехвалентными ионами, содержащими 8 внешних электронов, т. е. подобно благородным газам. В прямой связи с этим находится то, что ионы этих элементов удивительно сходны друг с другом по своим химическим свойствам, в минералах всегда встречаются совместно и при химических анализах чрезвычайно трудно отделимы друг от друга. То обстоятельство, что они встречаются вместе, позволило довольно точно изучить количественные соотношения распространенности их в земной коре, включая сюда и близкого родственника им иттрий (№ 39). При помощи рентгеноспектрального анализа минералов установлено следующее закономерное явление: элементы с четным порядковым числом (фиг. 10) встречаются в значительно большем количестве, чем элементы соседние с ними с нечетным порядковым номером. Причем наиболее распространены элементы с меньшими порядковыми числами: Ce и Nd¹.

Последний период системы элементов Д. И. Менделеева обнимает замечательные по своим свойствам неустойчивые радиоактивные элементы, которые по строению атомов не отличаются от элементов V и VI периодов системы (за исключением группы редких земель и элементов правого конца таблицы). На существование радиоактивных превращений мы остановимся позже. Здесь же лишь укажем, что искусственным путем были получены новые «трансурановые» элементы: нептуний — Np (№ 93), плутоний — Pu (№ 94), америций (№ 95) и кюрий (№ 96). Все они вместе с ураном образуют аналогичную TR самостоятельную маленькую систему (актиниды).

Совершенно особыми свойствами обладают элементы, следующие за Ni, Pd, и Pt, так называемые купроиды, с 18-электронной наружной оболочкой (фиг. 9). Построение новой группы электронов происходит вновь в самой наружной оболочке (№ 29—35, 47—53 и 79—85). Характернейшей особенностью этих элементов является то, что устойчивые катионы в наружной оболочке имеют 18 электронов (среди благородных газов мы не знаем атомов с подобной конфигурацией электронов). Для самой меди, кроме катиона Cu^{1+} , существует также ион Cu^{2+} , т. е. атом ее в природных условиях способен терять еще один электрон. Для элементов крайних правых колонок известны слабо распространенные в природе анионы. В целом все эти элементы представляют как бы самостоятельные полупериоды в IV, V и VI периодах менделеевской системы. Особенности строения наружной электронной обо-



Фиг. 10. Распространенность лантанидных элементов

¹ Для запоминания названий некоторых редких земель полезно привести данные о происхождении их. Значительное количество новых элементов было открыто в минералах одной пегматитовой копи Иттерби (близ Стокгольма в Швеции). Отсюда произошли такие названия: иттербий — Yb (№ 70), тербий — Tb (№ 65), эрбий — Er (№ 68), а также иттрий — Y (№ 39). В прежних руководствах распространено название дидим — Di, но позже было доказано, что под этим названием скрываются два элемента, которым были даны несколько похожие названия: неодим — Nd (№ 60) и празеодим — Pr (№ 59). Название европий — Eu (№ 63) дано по стране света, тулий — Tu (№ 69) — по старому скандинавскому названию Швеции и Норвегии, самарий — Sm (№ 62) — по минералу самарскому (названному так в честь полковника Самарского); элемент гадолиний — Gd (№ 64), также впервые открытый в самарските, назван в честь минералога А. В. Гадолина.

лочки сильно сказываются и на поведении этих элементов при химических реакциях, их миграции при геологических процессах и образовании особых минералов. Все они являются элементами преимущественно рудных месторождений, в которых эти элементы, несмотря на их низкие кларки в земной коре, нередко образуют богатые скопления, называемые рудами. В этом отношении много общего с ними имеют элементы, примыкающие к ним слева (фиг. 9): Fe, Co, Ni, отчасти Mn, а также Mo, W и элементы группы платины.

Обобщая сказанное, мы должны различать следующие группы простых ионов, распространенных в природных соединениях.

1. Анионы, характеризующиеся исключительно строением благородных газов. В периодической системе они располагаются в последних группах.

2. Катионы, среди которых важно различать ряд типов:

а) катионы, состоящие из одного ядра (без электронов): H^{1+} ;

б) катионы с конфигурацией гелия, т. е. с двумя электронами в электронной оболочке (второй ряд периодической системы); эти катионы за исключением лития обладают очень малыми размерами и особыми свойствами;

в) катионы с 8 внешними электронами (сходные с конфигурацией благородных газов); к ним принадлежит большинство катионов левой половины таблицы (фиг. 9);

г) менее симметричные катионы, в которых не достигнута высшая валентность соответствующих элементов; они представлены в середине четвертого ряда (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni), а также в триадах группы платины;

д) купроины с 18 внешними электронами, образующиеся из элементов побочных подгрупп, т. е. правой части таблицы элементов.

К этому следует добавить, что, помимо простых ионов, образуются комплексные ионы (преимущественно анионы), которые в кристаллических решетках сложных соединений (солей) играют роль таких же самостоятельных структурных единиц, как и простые ионы. К числу их относятся, например, $[NO_3]^{1-}$, $[SO_4]^{2-}$, $[PO_4]^{3-}$ и др. Катионы N, S и P, обладающие малыми размерами и большими зарядами, располагаются в середине этих комплексов. Такие комплексные ионы входят в решетки в виде компактных, прочно связанных групп. Валентность комплексных ионов, как самостоятельных структурных единиц, определяется разностью между валентностью катиона и валентностью аниона в комплексе. Например, для $[NH_4]^{1+}$ валентность комплекса = $5 - 4 = +1$; для $[SO_4]^{2-}$ валентность = $6 - 8 = -2$, для $[PO_4]^{3-}$ валентность = $5 - 8 = -3$ и т. д.

Размеры ионов или атомов играют весьма большую роль при образовании кристаллических структур. От них зависит не только тот или иной порядок расположения в пространстве структурных единиц в соответствии с их зарядами, но также, что особенно важно для нас, отбор тех или иных химических элементов, пригодных для образования данной устойчивой кристаллической структуры.

В процессе образования кристаллического вещества сближающиеся атомы (ионы) силами отталкивания устанавливаются на определенных расстояниях друг от друга. При симметричном расположении вокруг каждого атома (иона) соседних атомов (ионов) в первом приближении эти структурные единицы рассматриваются как соприкасающиеся несжимаемые шары, обладающие определенной для каждого атома (иона) величиной радиуса. Размеры атомных и ионных радиусов в кристаллических структурах приведены в табл. 4.

Таблица 4

Атомные (без знака) и ионные (со знаком + или -) радиусы, в ангстремах*

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
H^{1-} 1.54 Li^{1+} 0.69	Be^{2+} 0.34	B^{3+} 0.22	C^{4+} 0.18	N^{5+} 0.1—0.2	O^{2-} 1.32 S^{6+} 1.81 S 1.04 S^{6+} 0.34 Cr^{3+} 0.65 Cr^{6+} 0.3—0.4 V^{5+} 0.4 As 1.16 As^{3+} 0.69 As^{5+} 0.40 Nb^{4+} 0.69 Nb^{5+} 0.70	F^{1-} 1.33 Cl^{1-} 1.81	$Fe^{1.26}$ 1.26 Co 1.25 Ni 1.25 Fe^{2+} 0.79 Co^{2+} 0.77 Ni^{2+} 0.74 Fe^{3+} 0.67 Co^{3+} 0.65
Na^{1+} 0.98 K^{1+} 1.33	Mg^{2+} 0.75 Ca^{2+} 1.01	Al^{3+} 0.57 Sc^{3+} 0.81	Si^{4+} 0.41 Ti^{3+} 0.69 Ti^{4+} 0.65	P^{5+} 0.34 V^{3+} 0.65 V^{4+} 0.59 V^{5+} 0.4	Se^{2-} 1.95 Se 1.13 S^{6+} 0.3—0.4 Mo^{4+} 0.67	Mn^{2+} 0.91 Mn^{3+} 0.70 Mn^{4+} 0.52 Br^{1-} 1.96	Ru 1.34 Rh 1.34 Pd 1.37 Ru^{4+} 0.65 Rh^{3+} 0.69
Cu 1.28 Cu^{1+} 0.96 Cu^{2+} 0.80 Rb^{1+} 1.48	Zn 1.37 Zn^{2+} 0.79	Ga 1.33 Ga^{3+} 0.62	Ge 1.22 Ge^{4+} 0.48	As 1.16 As^{3+} 0.69 As^{5+} 0.40 Nb^{4+} 0.69 Nb^{5+} 0.70	Te^{2-} 2.11 Te 1.33 Te^{4+} 0.85 W^{4+} 0.67	J^{1-} 2.19 J 1.36 J^{5+} 0.94 Re 1.37	Os 1.35 Ir 1.35 Pt 1.39 Os^{4+} 0.67 Ir^{4+} 0.66
Ag 1.44 Ag^{1+} 1.20	Cd 1.54 Cd^{2+} 1.00	In 1.57 In^{3+} 0.87	Sn 1.40 Sn^{4+} 0.73	Sb^{3+} 0.90 Sb^{5+} 0.62 Ta^{4+} 0.68 Bi 1.46 Bi^{3+} 1.20 Bi^{5+} 0.74	Hf^{4+} 0.84 Pb 1.74 Pb^{2+} 1.32 Pb^{4+} 0.84 Th^{4+} 1.06		
Cs^{1+} 1.67 Au 1.46 Au^{1+} 1.37	Ba^{2+} 1.36 Hg 1.57 Hg^{2+} 1.11	TR Tl 1.71 Tl^{1+} 1.47					
La^{3+} 1.14	Ce^{3+} 1.18 Ce^{4+} 1.02	Pr^{3+} 1.16 Pr^{4+} 1.08	Nd^{3+} 1.08	Sm^{3+} 1.13	Eu^{3+} 1.13	Gd^{3+} 1.11	
Tb^{3+} 1.09	Dy^{3+} 1.07	Ho^{3+} 1.05	Er^{3+} 1.04	Tu^{3+} 1.04	Yb^{3+} 1.04	Cr^{3+} 0.99	

* Размеры радиусов атомов металлов даны для координационного числа 12, размеры радиусов ионов—для решеток типа NaCl. Данные приведены по книге «Dana's System of Mineralogy» (7 ed., 1942) и по другим источникам.

Величина радиуса сильно зависит от знака и величины заряда иона. Катионы, потерявшие электроны наружной оболочки, по сравнению с атомами, естественно, имеют меньшие размеры радиусов, анионы же наоборот. Например, атомный радиус серы $S^0 = 1.04 \text{ \AA}$, $S^{6+} = 0.34 \text{ \AA}$, $S^{2-} = 1.81 \text{ \AA}$. Чем больший заряд несет ион данного элемента, тем больше будет отличаться величина радиуса от размера атомного радиуса. Пример: $Mn^0 = 1.29 \text{ \AA}$, $Mn^{2+} = 0.91 \text{ \AA}$, $Mn^{3+} = 0.70 \text{ \AA}$, $Mn^{4+} = 0.52 \text{ \AA}$.

Если обратимся к периодической системе элементов (фиг. 9), то увидим, что в вертикально расположенных группах размеры атомных и ионных радиусов увеличиваются в соответствии с увеличением числа электронных оболочек в атомах¹. В горизонтальных же рядах по мере перехода к следующему элементу, т. е. по мере увеличения валентности, радиусы ионов, наоборот, уменьшаются.

Комплексные ионы, принимаемые за структурные единицы в кристаллах, условно уподобляются сферическим телам с определенными радиусами. Так, например, радиус $[NH_4]^{1+} = 1.53 \text{ \AA}$, $[SO_4]^{2-} = 2.95 \text{ \AA}$, $[PO_4]^{3-} = 3.00 \text{ \AA}$, $[WO_4]^{2-} = 3.52 \text{ \AA}$, а размеры радикалов сложных цепей и колец органических соединений достигают 20—30 \AA .

В зависимости от величины атомных (ионных) радиусов находится число ближайших соседей или, как говорят, координационное число.

Напомним, что в ионных кристаллических структурах под координационным числом всегда следует подразумевать число окружающих ионов противоположного знака. Для соединений типа AX координационное число атомов X вокруг A равно числу атомов A вокруг X . Например, в структуре ZnS (с координационным числом 4) каждый атом цинка окружен четырьмя атомами серы по вершинам тетраэдра, а каждый атом серы — четырьмя атомами цинка. В структуре $NaCl$ (с координационным числом 6) каждый ион натрия окружается шестью ионами хлора, расположенными по вершинам октаэдра (то же и для ионов натрия вокруг иона хлора). В структуре $CsCl$ координационным числом будет 8 как для Cs , так и для Cl (по вершинам куба). Для соединений типа AX_2 (или A_2X) мы имеем два координационных числа: каждый атом A окружен вдвое большим числом атомов X , чем число атомов A вокруг каждого X -атома (для соединения A_2X — наоборот). Например, в структуре CaF_2 координационное число кальция 8, фтора 4 и т. д.

Устойчивость ионной кристаллической структуры находится в зависимости от относительных размеров катиона и аниона. Для существования наиболее устойчивой структуры необходимо, чтобы каждый катион соприкасался с окружающими анионами, причем касание самих окружающих ионов не обязательно. Если, в силу каких-либо причин, анионы, окружающие данный катион, войдут в соприкосновение друг с другом, а сам катион при этом не будет касаться всех окружающих его анионов, то структура станет неустойчивой и в результате произойдет перегруппировка анионов с уменьшением координационного числа и образованием новой модификации кристаллического вещества.

¹ Задержка в увеличении наблюдается лишь в результате так называемого лантанидного сжатия для некоторых элементов VI периода. Например, почти одинаковые радиусы имеют следующие пары: Zr и Hf , Nb и Ta , Rh и Ir , Ag и Au .

² Эти размеры приведены по А. Е. Ферсману. Данные, полученные из комплексных соединений, несколько ниже этих величин.

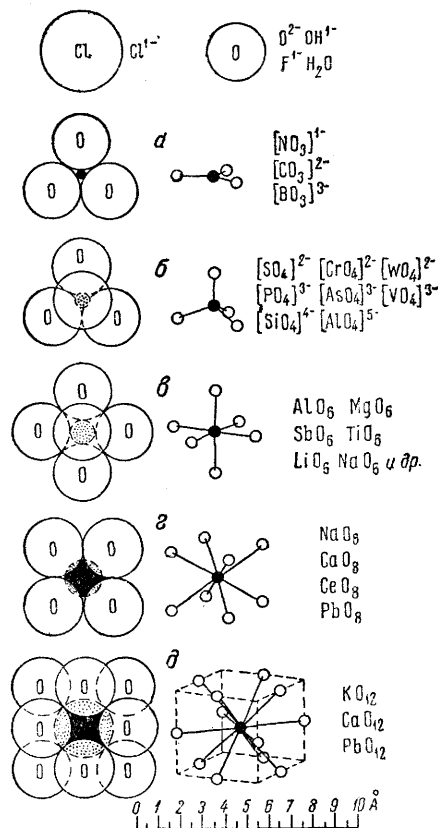
Таким образом, при различных координационных числах устойчивые кристаллические решетки могут существовать при определенных значениях отношений ионных радиусов. Предельные значения отношений радиусов для различных координационных чисел согласно вычислениям Магнуса сводятся к следующему:

Координационное число	Форма окружения	Отношение $R_K : R_A$
2	Линия	до 0.15
3	Треугольник	0.15—0.22
4	Тетраэдр	0.22—0.41
6	Октаэдр	0.41—0.73
8	Куб	0.73—1.37
12	Кубо-октаэдр	1

Эти данные позволяют понять многие особенности строения кристаллических веществ, особенно обладающих высокосимметричными координационными решетками. Например, становится ясным, почему в кристаллической структуре каменной соли каждый ион Na окружен 6 ионами Cl : отношение ионных радиусов Na и $Cl = 0.98 : 1.81 = 0.54$. Точно так же в кислородных соединениях, к которым принадлежит большинство минералов, число анионов кислорода вокруг данного катиона является характерной величиной. Так, для катиона V^{3+} это число = 3 ($R_K : R_A = 0.17$), для $Si^{4+} = 4$ ($R_K : R_A = 0.31$), для $P^{5+} = 4$ ($R_K : R_A = 0.26$), для $S^{6+} = 4$ ($R_K : R_A = 0.26$) и т. д. Если отношение ионных радиусов близко к пограничным значениям, т. е. к таким, при которых могут образоваться разные формы окружения, то в кристаллических решетках могут иметь место разные координационные числа. Например, для Al^{3+} в окружении анионов кислорода $R_K : R_A = 0.43$ (близко к 0.41). Действительно, в большинстве случаев ионы Al окружены шестью ионами кислорода, но в некоторых сложных соединениях (например, в алюмосиликатах) встречаются группы AlO_4 , подобные SiO_4 . Необходимо всегда иметь в виду, что ионные радиусы не являются точно определенными физическими константами; они существенно зависят как от взаимодействия с соседними ионами, так и от физико-химических факторов.

Характерно также, что анионы, располагающиеся вокруг катионов, особенно малых по размерам, всегда образуют правильные формы окружения, даже в тех случаях, когда это не требуется симметрией кристалла. Объясняется это тем, что анионы, как гораздо более крупные структурные единицы (в среднем примерно в два раза больше, чем катионы), занимают главное пространство в кристаллических структурах и при плотной упаковке, естественно, будут стремиться к правильному расположению. Катионы же в силу меньших размеров помещаются в промежутках между анионами. На фиг. 11 показано, что очень маленькие катионы N^{5+} , C^{4+} и V^{3+} способны занимать места между тремя анионами кислорода; катионы S^{6+} , Cr^{6+} , W^{6+} , P^{5+} , As^{5+} , V^{5+} , Si^{4+} и иногда Al^{3+} — в тетраэдрических пустотках между 4 анионами кислорода, расположенными по тетраэдру; катионы Li^{1+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Sn^{4+} , Ti^{4+} , Nb^{5+} , Sb^{5+} , U^{6+} и другие, обладающие более крупными размерами, как правило, располагаются в октаэдрических пустотах, образуемых шестью примыкающими друг к другу анионами кислорода (по вершинам октаэдра); еще более крупные катионы находятся в окружении 8 анионов кислорода — по вершинам куба, и, наконец, катионы, по своим размерам уже близкие к размерам аниона кислорода, могут находиться в окружении 12 анионов кислорода.

Необходимо заметить, что в ряде случаев существенное влияние на координационное число оказывают явления поляризации ионов. Так, например, для сильно поляризующего катиона Zn^{2+} в окружении анионов кислорода или серы по расчету мы должны иметь координационное число 6, однако на самом деле оно равно 4.



Фиг. 11. Различные типы координации катионов и анионов

сами поляризуются, причем тем больше, чем выше их заряд и чем больше их радиус (табл. 5).

В случаях особенно сильно поляризующих или поляризуемых ионов происходит образование прочно связанных в целое ионных групп (радикалов или комплексных ионов): $[CO_3]^{2-}$, $[SO_4]^{2-}$ и др.

В таких комплексах расстояние между атомами часто значительно меньше, чем это полагалось бы по правилу постоянства ионных радиусов. Например, в радикале $[CO_3]^{2-}$ (фиг. 12) высоковалентный маленький катион C^{4+} настолько сильно поляризует окружающие его мало-валентные анионы O^{2-} , что расстояние $C-O$, измеренное в кальците, составляет 1.26 Å (тогда как радиус одного только иона кислорода = 1.32 Å).

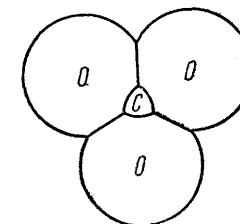
Важно заметить, что в высокосимметричных ионных структурах поляризация ионов практически не дает диполей, так как каждый анион со всех сторон симметрично окружен катионами (например, в решетке

Поляризация иона выражается в том, что под действием внешнего электростатического поля, создаваемого соседними ионами, в нем происходит смещение положения ядра по отношению к центру тяжести отрицательно заряженных электронных оболочек, в результате чего образуется диполь. При одностороннем действии поляризации происходят деформация и как бы частичное внедрение ионов друг в друга, а в связи с этим — уменьшение расстояния между ионами.

Установлено, что катионы, характеризующиеся малыми размерами и большими зарядами, сами поляризуются слабо, но обладают высокой способностью поляризовать окружающие их анионы, причем тем сильнее, чем больше их заряд и чем меньше их радиус (табл. 5). Наибольшей склонностью к поляризации обладают ионы типа купро, т. е. ионы с 18-электронной внешней оболочкой. Их относительные величины поляризации (β), как видно из табл. 5, в 10 раз больше, чем величины поляризации ионов типа благородных газов.

Наоборот, маловалентные анионы, обладающие большим радиусом и малым зарядом, гораздо сильнее

NaCl). Поэтому в таких случаях сокращение всей кристаллической решетки в целом бывает незначительное, за исключением тех случаев, когда соединение представлено сильно поляризующими и поляризуемыми ионами (например, AgCl). Однако в последних случаях физические и химические свойства кристаллических веществ существенно отличны от аналогичных по составу минералов, кристаллизующихся в тех же структурах, но образованных слабо поляризующими ионами. Например, галит (NaCl) легко растворим в воде, обладает низкими показателями преломления света, совершенной спайностью и т. д., тогда как кераргирит (AgCl) почти нерастворим в воде, характеризуется высокими показателями преломления, сильным алмазным блеском, отсутствием спайности и т. д.



Фиг. 12. Строение комплексного аниона CO_3

Таблица 5
Относительные величины поляризуемости (α) и поляризации (активной— β), по Борну и Фаансу

	Li	Be	B						O	F	
α	0.06	0.03	0.01						3.1	0.91	
β	1.7	16.0	?						1.1	0.6	
	Na	Mg	Al	Si		Cu	Zn	Ga	Ge	S	Cl
α	0.19	0.11	0.07	0.04		10.0	33.0	?	?	(7.25)	3.06
β	1.0	3.3	9.2	26.0						0.7	0.3
	K	Ca	Sc	Ti		Ag	Cd	In	Sn	Se	Br
α	0.91	0.57	0.38	0.27		6.0	18.0	?	?	6.4	4.84
β	0.6	1.8	4.4	9.8						0.5	0.3
	Rb	Sr	Y	Zr		Au	Hg	Tl	Pb	Te	J
α	1.90	1.38	1.04	0.80		5.0	12.0	?	?	9.6	6.08
β	0.5	1.2	2.7	5.3						0.5	0.2
	Cs	Ba	La	Ce	Th						
α	2.85	2.08	1.56	1.20	—						
β	0.4	1.4	2.0	3.8	3.3						

Силы связей в кристаллических решетках. Каким бы путем ни образовались кристаллические тела, они в конечном счете представляют результат взаимодействия сил сцепления между атомами, ионами или комплексами, прочно удерживаемыми этими силами в устойчивой кристаллической постройке. Такие постройки обладают минимальной потенциальной энергией.

Силы связей, которыми структурные единицы в кристаллах удерживаются в равновесии, в различных соединениях не одинаковы по своему типу. Существуют следующие четыре главных типа связей: металлическая, ковалентная (гомополярная), ионная (гетерополярная) и ван-дерваальсовская (остаточная).

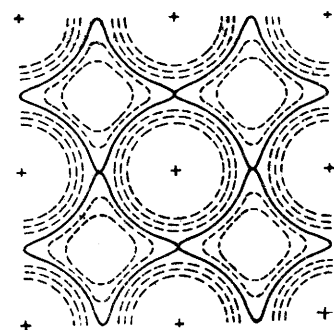
1. Металлическая связь. Этот тип связи, свойственный металлам, весьма оригинален.

Согласно современным представлениям, основанным на целом ряде явлений, металлы представляются как вещества, в которых имеются общие для всех атомов свободные наружные электроны, способные под действием постоянной электродвижущей силы к непрерывному движению. Таким образом, ядра атомов вместе со связанными с ними внутренними электронами, по существу, являются как бы положи-

тельно заряженными ионами. От типичных ионов они отличаются тем, что недостающая часть валентных электронов у них не отнята какими-либо атомами другого сорта, а присутствует тут же, в промежутках между сферами, образуя своего рода «электронный газ» среди положительно заряженного остова атомов. Именно эти свободные электроны, сообщая «обслуживающие» все атомы, и создают то, что называют металлической связью. Прочность твердого состояния обуславливается, как полагают, резонирующими как одно- так и двух-электронными связями, подобными ковалентным.

Таким образом, в целом получается атомная структура с высокими координационными числами (12 или 14), обладающая особыми свойствами, присущими металлам. К таким свойствам относятся: высокая электропроводность, теплопроводность, сильный металлический блеск (высокая отражательная способность), ковкость и т. д.

Схематически картина распределения зарядов в металлической решетке изображена на фиг. 13. Положительные заряды ядер отмечены крестиками, а отрицательные изображены в виде пунктирных эквипотенциальных линий. Сплошная линия изображает критические положения, за которыми следует меж-атомное пространство со свободными электронами.



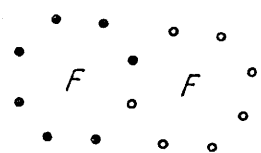
Фиг. 13. Предполагаемая картина распределения положительных и отрицательных зарядов в металлической решетке. По Леннарду

Силы связей вообще не являются направленными. Поэтому большинство металлов кристаллизуется в очень простых структурах: в плотнейшей кубической и гексагональной упаковках шаров. Для этих структур понятие «атомный радиус», как пишет Брэгг, настолько же важно, как и понятие «ионный радиус» в неорганических соединениях.

2. Ковалентная связь. Мы привыкли думать, что притягиваются и связываются друг с другом различно заряженные ионы. С точки зрения классической электростатической теории кажется странным,

каким образом могут образовать прочную связь, например, два атома водорода с возникновением молекулы H_2 . Однако подобная ковалентная связь, называемая также гомополярной или атомной, бесспорно существует. Объясняется эта связь квантовой механикой как явление резонанса, но, ввиду трудности изложения ее без специальных вычислений, мы не будем останавливаться на этом вопросе.

Ковалентная связь обусловлена общей тенденцией атомов образовывать устойчивую электронную конфигурацию во внешней оболочке, но она осуществляется особым способом. Например, для фтора (фиг. 14) необходим лишь один добавочный электрон, чтобы образовалась 8-электронная конфигурация. Однако если два атома фтора, сблизившись, образуют двухатомную молекулу с парой общих, т. е. принадлежащих одновременно обоим атомам, электронов, как это схематически показано на фиг. 14, то каждый из них будет иметь 8-электронную устойчивую конфигурацию во внешней оболочке (в этом случае не



Фиг. 14. Схема строения молекулы F_2

нужны добавочные электроны). Естественно, что в такой двухатомной молекуле расстояние между центрами атомов будет меньше двойного атомного радиуса фтора.

Число пар общих электронов зависит от положения данного элемента в той или иной группе периодической системы Д. И. Менделеева: для кислорода будем иметь две пары общих электронов, для азота 3, для углерода 4.

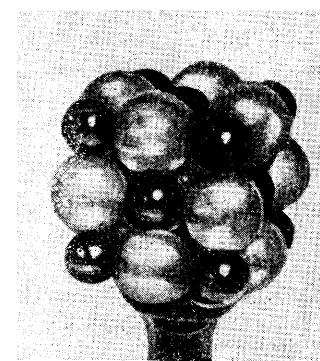
Связь в кристаллических решетках может осуществляться только через непарные электроны и потому обнаруживается только в некоторых определенных направлениях вокруг атома. Этим гомополярные соединения существенно отличаются от гетерополярных (ионных), где электростатическое притяжение распространяется на все соседние ионы противоположного знака. Координационное число гомополярных кристаллических решеток значительно ниже, чем в металлических, и зависит от числа и направлений ковалентных связей (для алмаза оно равно 4).

Таким образом, в кристаллических решетках с ковалентной связью «атомные радиусы» теряют свое значение в силу значительного отклонения формы атомов от шаровой. Мы можем говорить только о расстояниях между центрами атомов. Примеры этой связи мы находим в молекулах H_2 , F_2 , Cl_2 , в атомных решетках углерода (алмаз, графит) и др. Существуют также соединения с ионной связью, в которых в какой-то мере принимает участие и ковалентная связь. Прежде всего это устанавливается в некоторых галоидных соединениях ($AgCl$, CuI и др.), образованных сильно поляризующими и поляризуемыми ионами. Она же усматривается в комплексных радикалах, в частности в таких анионах, как $[CO_3]^{2-}$, $[NO_3]^{1-}$, $[SO_4]^{2-}$, $[PO_4]^{3-}$ и др., центральные катионы которых обладают малыми размерами и большими зарядами. В них также имеет место сокращение расстояний между центрами ионов (см. фиг. 12), очевидно в связи с образованием общих пар наружных электронов. Наконец, она допускается для многих соединений металлов с мышьяком и серой наряду с металлической связью.

Прочность ковалентной связи хотя и изменяется в широких пределах, но в общем не ниже прочности ионной связи.

3. Ионная связь. Эта связь типична для подавляющего большинства неорганических кристаллических веществ.

Она характеризуется тем, что силы связи обусловлены простым электростатическим притяжением между самостоятельными существующими противоположно заряженными ионами. Кристаллические структуры с ионной связью могут быть образованы либо только простыми ионами (фиг. 15), либо в комбинации их с комплексными ионами $[CO_3]^{2-}$, $[SO_4]^{2-}$ и др. При этом суммарный положительный заряд полностью компенсируется общим отрицательным зарядом. Однако это достигается не тем, что положительные и отрицательные атомы соединены друг с другом в молекулы (вопреки прежним представлениям, в ионных решетках их не оказалось),



Фиг. 15. Кристаллическая структура $NaCl$. Черные шарики — Na^{1+} , серые — Cl^{1-}

а несколько иначе, в соответствии с правилом Паулинга, сформулированным им в следующем виде:

«Разделим валентность данного положительного иона на число окружающих отрицательных ионов; полученное частное представляет долю положительного иона в насыщении валентности каждого отрицательного иона. Если мы теперь рассмотрим данный отрицательный ион, то найдем, что сумма долей, приходящихся ему от его окружающих положительных ионов, равна (или приблизительно равна) его валентности».

Обратимся к примеру. В кристаллической структуре CaF_2 каждый положительный ион Ca^{2+} окружен 8 отрицательными ионами F^{1-} , а каждый ион F^{1-} — 4 ионами кальция. Согласно правилу Паулинга каждый катион Ca с валентностью, равной 2, каждому окружающему аниону отдает пай в $\frac{2}{8}$ или $\frac{1}{4}$ валентности, а каждый анион F^{1-} , собирая от окружающих его четырех ионов Ca^{2+} по $\frac{1}{4}$ валентности, становится одновалентным. Таким образом, общее число зарядов в ионных кристаллических решетках уравнивается. Это и является главным условием, определяющим в них соотношения катионов и анионов.

Простое правило Паулинга имеет вообще большое значение в кристаллохимии. С его помощью удастся не только расшифровывать сложные кристаллические структуры минералов, но и объяснять многие особенности минералов, обладающих ионными структурами. Например, в кальците, кристаллическая структура которого представлена комплексными анионами $[\text{CO}_3]^{2-}$ и катионами Ca^{2+} , силы валентной связи между углеродом и кислородом в группах CO_3 составляют $\frac{4}{3}$ (заряд C=4, координационное число=3), тогда как силы связей между кальцием и кислородом (заряд Ca=2, координационное число=6) равны всего лишь $\frac{1}{3}$ ¹. Отсюда видно, что в CaCO_3 , как и в других комплексных анионах, кислород гораздо прочнее связан с центральным катионом — углеродом, чем с кальцием, ионы которого в решетке располагаются между комплексами. Этим легко объяснить, почему комплексные анионы даже в растворах ведут себя как самостоятельные группы. На многих других примерах применения правила Паулинга остановимся при описании минералов.

Таким образом, для структур с ионной связью является характерным то обстоятельство, что притяжение каждого иона или комплекса независимо от направления распространяется одинаково на все соседние ионы с противоположным знаком. Координационное число определяется не валентностью катиона, а, как мы видели выше, относительными размерами катиона и аниона.

4. Ван-дер-ваальсовская связь. Она представляет собой очень слабую остаточную связь. В кристаллических структурах, характеризующихся этой связью, притяжение структурных единиц, представленных электрически нейтральными молекулами, осуществляется только «силами Ван-дер-Ваальса», природа которых до сих пор еще не выяснена полностью.

Сюда относятся главным образом многие органические соединения, в которых молекулы, обладая самостоятельной системой внутренних связей, под влиянием «сил Ван-дер-Ваальса» образуют слабые кристаллические структуры, что выражается в низкой твердости, низких температурах плавления, плохой электропроводности и т. д. Эта остаточная связь иногда встречается и в неорганических соединениях. Примерами могут служить самородная сера, окись сурьмы и др.

¹ Так как каждый ион кислорода в данной структуре принадлежит одновременно координационным сферам двух катионов кальция, то остающаяся доля валентности комплексного аниона ($2 - \frac{4}{3} = \frac{2}{3}$) насыщается полностью.

К сказанному следует добавить, что между отдельными типами связи, перечисленными выше, не всегда удастся провести резкие границы. Как уже упоминалось, существуют кристаллические вещества, которые приходится рассматривать как промежуточные по типу связи. Например, соединение ZnS является как бы переходным по типу связи от ионной к гомополярной, а соединение NiAs — промежуточным по своим свойствам между веществами с ионной и металлической связью. Некоторые силикаты со слоистой структурой — тальк, пиррофиллит и др. — характеризуются тем, что внутри слоистых комплексов действуют ионные связи, а между слоями — остаточные.

Энергия кристаллических веществ. Как уже указывалось выше, кристаллизация вещества является экзотермическим процессом, т. е. совершается с выделением тепла. Каждый ион обладает каким-то количеством энергии, которая в результате сближения с другими ионами при образовании кристаллической решетки освобождается. Если бы мы решили вновь перевести кристаллическое вещество в жидкое состояние, то, естественно, мы должны были бы затратить то же количество энергии, которое выделилось при его образовании.

Суммарная потенциальная энергия кристалла (в килокалориях на 1 моль) выражается следующей простой формулой А. Ф. Капустинского (для решеток, не содержащих сильно поляризующих или поляризуемых ионов):

$$U = 256.1 \frac{\sum n \cdot W_K \cdot W_A}{R_K + R_A},$$

где

$\sum n$ — число ионов, определяющее состав вещества;
 W_K и W_A — валентности ионов и
 $R_K + R_A$ — расстояние между центрами ионов для координационного числа 6 (находится по таблице ионных радиусов).

Таким образом, «энергия кристалла и все его свойства, от энергии зависящие, определяются числом его структурных единиц $\sum n$, их размерами (R_K и R_A), валентностями (W_K и W_A), а в ряде случаев и их поляризационными свойствами» (А. Ф. Капустинский). Энергией кристаллической решетки обусловлены такие свойства, как растворимость, летучесть, температура плавления, до некоторой степени твердость и другие свойства, характеризующие устойчивость соединения.

Как можно видеть из приведенной выше формулы, энергии кристаллических решеток увеличиваются с увеличением числа структурных единиц, их зарядов и с уменьшением их размеров. Соединения катионов побочных подгрупп (с 18-электронной оболочкой) имеют большие энергии решетки по сравнению с катионами тех же периодов, но обладающими конфигурацией благородных газов. Зависимость их энергии от размеров ионов гораздо меньше, чем у соединений с катионами типа благородных газов, так как существенную роль при этом играет энергия поляризации ионов, не учитываемая вышеприведенной формулой.

А. Е. Ферсман показал, что выражение энергии решетки может быть получено с достаточной степенью точности путем простого сложения энергий отдельных ионов, входящих в решетку. Количество энергии, выделяемое ионом при образовании кристаллов, приблизительно равно $\frac{W^2}{2R}$. Этой величине им дано название энергетической константы или сокращенно «эк». Следовательно, эк есть та доля энергии, которую вносит в решетку каждый ион. Расчет величины эк вводится в условных единицах при абсолютном нуле на 1 моль вещества. Энер-

гия решетки с помощью экв вычисляется путем помножения суммы экв на 11,1 в электрон-вольтах, а при помножении на 256 — в килокалориях.

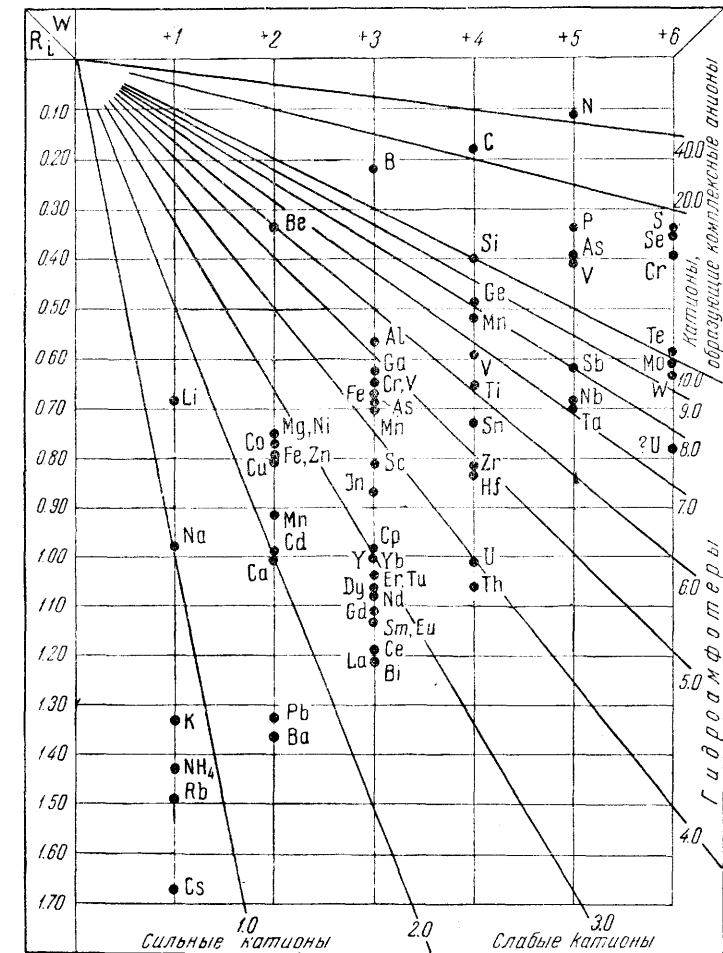
Величина эка, деленная на валентность иона, названная А. Е. Ферманом вэком, представляет собой характеристику энергии данного иона при расчете на единицу валентности ($\frac{W}{2R}$). Она позволяет сравнивать между собой величины энергии всех ионов независимо от валентности, т. е. от количества свободных зарядов данных ионов. Величины экв и вэков главных ионов сведены в табл. 6.

Таблица 6

Величины экв и вэков (по А. Е. Ферману)

Катионы	Эк	Вэк	Анионы	Эк	Вэк
Одновалентные			Одновалентные		
Cs	0.30	0.30	J	0.18	0.18
K	0.36	0.36	NO ₃	0.19	0.19
Na	0.45	0.45	Br	0.22	0.22
Li	0.55	0.55	Cl	0.25	0.25
Ag	0.60	0.60	CN	0.25	0.25
Cu	0.70	0.70	H	0.32	0.32
Двухвалентные			Двухвалентные		
Ba	1.35	0.67	WO ₄	0.57	0.28
Ca	1.75	0.87	SO ₄	0.70	0.35
Pb	1.65	0.82	CrO ₄	0.75	0.38
Cd	2.00	1.00	CO ₃	0.78	0.39
Cu	2.10	1.05	Te	0.95	0.47
Fe	2.12	1.06	Se	1.10	0.55
Mg	2.10	1.05	S	1.15	0.57
Zn	2.20	1.10	O	1.55	0.75
Be	2.65	1.32	Трехвалентные		
Трехвалентные			Трехвалентные		
La	3.58	1.19	PO ₄	1.50	0.50
Cr	4.75	1.58	AsO ₄	1.53	0.51
Al	4.95	1.65	BO ₃	1.68	0.56
Fe	5.15	1.71	As	2.65	0.88
B	6.00	2.00	P	2.70	0.90
Четырехвалентные			Четырехвалентные		
Th	6.80	1.70	TiO ₄	2.45	0.61
U	7.00	1.80	SiO ₄	2.75	0.69
Sn	7.90	1.97			
Zr	7.85	1.96			
Ti	8.40	2.10			
Si	8.60	2.15			
C	12.20	3.05			
Пятивалентные					
P	14.0?	2.80?			
V	15.12	3.02			
Шестивалентные					
W	19.35	3.23			
S	21.90	3.65			

Энергетический характер носит также величина ионного потенциала Картледжа, являющегося частным от деления заряда (валентности) иона на его радиус: $\pi = \frac{W}{R_i}$. Эта величина в известной мере может быть параллелизована с величинами энергий ионов, входящих

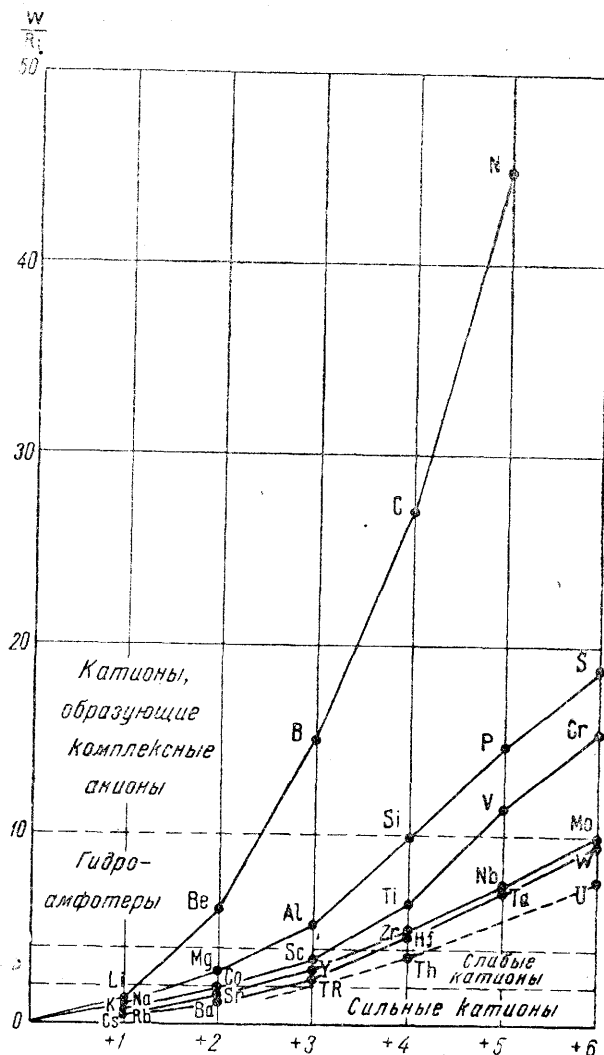


Фиг. 16. Диаграмма главных катионов, распространенных в природных соединениях

в кристаллические решетки, и в частности — с вэками. По сравнению с последними численное ее выражение соответственно меньше. Однако пользование ионными потенциалами для нас представляет большие удобства не только потому, что эта величина очень просто вычисляется, но также потому, что для разных катионов и анионов она, как показал В. М. Гольдшмидт, легко может быть изображена в виде диаграмм. На фиг. 16 показана такая диаграмма ионных потенциалов катионов, распространенных в природных соединениях. Одинаковые значения ионных потенциалов показаны в ней в виде радиально располагающихся прямых линий. Цифровые выражения ионных потенциалов приведены на концах этих линий.

При рассмотрении этой диаграммы легко заметить ряд важных особенностей, относящихся прежде всего к химической природе ионов.

1. Катионы с 8-электронной конфигурацией, обладающие низкими ионными потенциалами ($\pi = 0.5 - 2.0$) составляют группу ионов сильных металлов (щелочей и отчасти щелочных земель). Из химии



Фиг. 17. Диаграмма ионных потенциалов катионов по рядам периодической системы элементов

мы знаем, что эти ионы, особенно щелочных металлов, хорошо сохраняются в водных растворах и способны к значительному переносу. В виде гидратов, оксидов или сульфидов в природных условиях они не встречаются, а распространены исключительно в виде солей различных кислот.

2. Катионы слабых металлов — Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} и др. ($\pi = 2.0 - 3.5$) также легко переносятся в ионных растворах, но в сильнощелочных средах выпадают в виде кристаллических осадков — гидратов или основных и средних солей.

3. Катионы с более высокими ионными потенциалами — Fe^{3+} , Mn^{3+} , Al, Ti, Zr, Nb, Ta и др. ($\pi = 3.5 - 10.0$) уже легко осаждаются в слабощелочных или слабокислых средах путем гидролиза солей, главным образом в виде труднорастворимых гидратов (в соединении с анионами OH), а при высоких температурах — в виде оксидов или солей.

4. Наконец, наиболее энергетические катионы с малыми ионными радиусами и большими зарядами, а стало быть, и с очень высокими ионными потенциалами ($\pi = 10.0 - 50.0$) по своей геохимической роли весьма существенно отличаются от предыдущих групп катионов. Все они легко образуют прочные комплексные анионы: $[BO_3]^{3-}$, $[PO_4]^{3-}$, $[SO_4]^{2-}$, $[CO_3]^{2-}$, $[NO_3]^{-}$ и др., которые с катионами дают разнообразные соли.

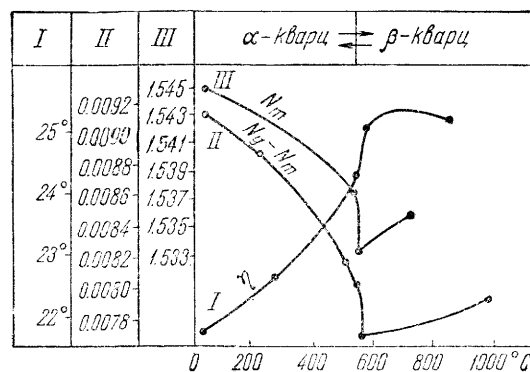
Таким образом, на этой диаграмме отчетливо выступают различия в химических свойствах катионов в связи с ионными потенциалами, обуславливающими различное поведение их в растворах в зависимости от степени кислотности или щелочности последних. Эти особенности играют большую роль в миграции элементов и распределении их при образовании горных пород и руд при различных геологических процессах.

Если бы мы обратились к периодической системе Менделеева и сравнили положение отдельных элементов на нашей диаграмме, то заметили бы, что ряды элементов в соответствии с уменьшением размеров катионов при увеличении заряда располагаются в диагональном направлении. При этом бросается в глаза несколько обособленное положение второго периода системы Li—N, катионы которого имеют конфигурацию гелия, т. е. всего лишь два электрона в наружной оболочке. Еще разительнее это особое в энергетическом отношении положение этих катионов выступает в несколько перестроенной диаграмме (фиг. 17), где по оси ординат вместо ионных радиусов отложены действительные величины ионных потенциалов. Характерно, что эти элементы не только играют совершенно особую роль в геохимических процессах, но и кристаллические вещества, образуемые ими, обладают необыкновенной стойкостью (алмаз, графит, искусственно получаемые модификации борнитрида — BN, бромеллит — BeO и др.). Лишь одновалентный ион лития по своим свойствам близок к обычным катионам.

Этот пример убедительно показывает, что свойства кристаллических веществ находятся в безусловном соответствии с энергетическими показателями кристаллических структур.

Полиморфизм. Полиморфизмом (поли—по-гречески «много») называют способность данного кристаллического вещества при изменении внешних факторов (главным образом температуры) претерпевать два или несколько видоизменений кристаллической структуры, а в связи с этим и изменений ярким примером в этом отношении является диморфизм природного углерода, кристаллизующегося в зависимости от условий либо в виде алмаза (кубическая сингония), либо в виде графита (гексагональная сингония), очень сильно отличающихся друг от друга по физическим свойствам, несмотря на тождество состава. При нагревании без доступа кислорода кристаллическая структура алмаза при температуре выше 3000° при атмосферном давлении перестраивается в более устойчивую (стабильную) в этих условиях структуру графита. Обратный переход графита в алмаз не устанавливается.

Иногда полиморфное превращение сопровождается очень незначительным изменением кристаллической структуры вещества и потому без тонких исследований не удастся заметить каких-либо существенных изменений в физических свойствах минерала. Таковы, например, превращения так называемого α -кварца в β -кварц и обратно. Однако изучение оптических свойств (фиг. 18) однозначно показывает скачкообразное изменение в точке перехода (около 575°) таких свойств, как показатели преломления, двупреломление и вращение плоскости оптической поляризации.



Фиг. 18. Изменение свойств кварца при нагревании

I—вращение плоскости поляризации; II—величина двупреломления; III—показатель преломления N_D (для линии D спектра)

Устойчивые в тех или иных определенных физико-химических условиях разности данного кристаллического вещества называются модификациями, каждая из которых характеризуется определенной, ей свойственной кристаллической структурой. Таких полиморфных модификаций у какого-либо данного вещества может быть две, три или несколько (например, для серы установлено 6 модификаций, из которых в природе встречаются только 3, для SiO_2 — 9 модификаций и т. д.).

Различные полиморфные модификации обычно обозначаются приставками к названию минерала греческих букв α , β , γ и т. д. (например, α -кварц, устойчивый ниже 575° ; β -кварц, устойчивый выше 575° и др.). В порядке наименования модификаций в литературе нет единообразия: одни придерживаются обозначения различных модификаций буквами α , β ... в порядке повышения или понижения температуры превращения, другие — порядок обозначений применяют по степени распространенности или в порядке открытия. Более рациональным следует считать первый порядок обозначения.

Явления полиморфизма весьма широко распространены среди природных соединений. К сожалению, они еще далеко не достаточно изучены. Полиморфные модификации различных минералов могут быть устойчивы в самых различных интервалах изменения внешних факторов (температуры, давления и др.). Одни обладают весьма широким полем устойчивости при весьма значительных колебаниях температуры и давления, например алмаз и графит, другие, наоборот, претерпевают полиморфные превращения в узких пределах изменения внешних факторов, например сера. Как увидим при описании минералов, это зависит от силы связей структурных единиц в кристаллических решетках.

Самый факт перестройки кристаллической структуры при изменении внешних факторов равновесия, как полагает В. М. Гольдшмидт, обуславливается не тем, что при этом меняются межатомные или межмолекулярные расстояния, а тем, что происходят сильные изменения во взаимной поляризации структурных единиц, удерживаемых в решетке электростатическими силами. В простейшем случае в момент критического состояния происходит изменение координационного числа, свидетельствующее

о коренном изменении строения вещества. Так, например, для двух модификаций нашатыря — NH_4Cl установлены следующие данные:

	Устойчивость	Тип структуры	Координационное число	Расстояние A—X
α - NH_4Cl	при t° ниже 184.3°	CsCl	8	3.35 \AA
β - NH_4Cl	при t° выше 184.3°	NaCl	6	3.27 \AA

Эти данные показывают, что при высоких температурах кристаллическая структура становится более плотной и с меньшим координационным числом, что, очевидно, вызвано усилением поляризационных свойств. Структура низкотемпературной модификации, наоборот, более «рыхлая». В прямом соответствии с этим, естественно, находятся и удельные веса.

Обычно высокотемпературная модификация какого-либо минерала при превращении в более низкотемпературную модификацию сохраняет внешнюю форму первоначальных кристаллов. Такие случаи ложных форм носят название параморфоз. Примером могут служить параморфозы кальцита по арагониту (CaCO_3).

Если данная модификация кристаллического вещества, допустим α обладает свойством при изменении внешних условий (например температуры) переходить в другую — β -модификацию, а при восстановлении прежних условий превращается обратно в α -модификацию, то такие полиморфные превращения называются энантиотропными¹. Пример: превращение ромбической α -серы в моноклинную β -серу и обратно. Если же обратный переход не может совершаться, то такой вид превращения носит название монотропного. Примером может служить монотропное превращение ромбического арагонита (CaCO_3) в тригональный кальцит.

В природе нередко наблюдается одновременное существование в одних и тех же физико-химических условиях двух модификаций даже рядом друг с другом (например, пирита и марказита, кальцита и арагонита и др.). Очевидно, переход одной из модификаций в стабильную, т. е. устойчивую, в силу каких-то причин задержался, и вещество в таком случае находится в метастабильном (или, как иначе называют, лабильном, нестабильном) состоянии, подобно тому как существуют переохлажденные жидкости.

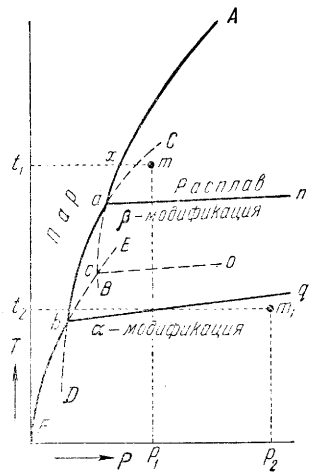
Подойдем к вопросу о полиморфных превращениях с физико-химической точки зрения.

Как мы уже знаем (см. стр. 35), каждому твердому телу отвечает своя определенная упругость пара, так что у двух полиморфных модификаций одного и того же по составу вещества мы будем иметь разные упругости пара. Установлено, что устойчивой модификации всегда присуща меньшая упругость пара, чем неустойчивой. Если кристаллизация происходит в водных растворах или расплавах, то точно так же устойчивая в данных термодинамических условиях модификация обладает меньшей растворимостью (так как между растворимостью и упругостью паров веществ существует полное соответствие). Полиморфные превращения совершаются быстрее, когда вещества обладают высокой упругостью пара, когда они легко летучи. Примерами могут служить сера, селен, нашатырь и др. Алмаз и графит при низких температурах обладают бесконечно малой упругостью паров (она практически равна нулю); лишь при очень высоких температурах она становится заметной.

На фиг. 19, согласно О. Леманну, схематически изображена однокомпонентная физико-химическая система вещества, обладающего в твердом состоянии двумя полиморфными модификациями α и β ; AB — кривая упругости пара расплава (уча-

¹ Энантиос — по-гречески «противоположный», тропос — «перемена», «преобразование».

сток aB отвечает упругости переохлажденного расплава); CD — кривая упругости пара β -модификации (участок bD — для переохлажденного состояния, а aC — минимальный участок для перегретого состояния); EF — кривая упругости пара α -модификации (участок bE — для перегретого состояния). Согласно этому точка a представляет собой точку затвердевания или плавления (а an — геометрическое место точек затвердевания — плавления при увеличении внешнего давления); b — точка перехода одной модификации в другую (bq — геометрическое место этих точек при увеличении внешнего давления). Таким образом, поле устойчивости β -модификации ограничивается линиями an и bq , а поле α -модификации будет располагаться ниже линии bq .



Фиг. 19. Однокомпонентная система с энантиотропным превращением полиморфных модификаций вещества

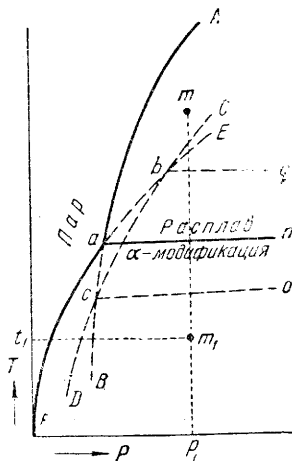
ратурная модификация будет находиться в метастабильном состоянии (ср. кривые bE и ba). В крайнем случае, если фигуративная точка достигнет линии co , α -модификация будет плавиться и из неустойчивого расплава будет кристаллизоваться стабильная в этих условиях β -модификация, для которой значения упругости пара выражаются кривой ab . Точка c является пересечением кривых упругости паров неустойчивой (перегретой) α -модификации и неустойчивого (переохлажденного) расплава. При переходе фигуративной точкой линии an β -модификация должна плавиться, так как перегрев кристаллического вещества выше температуры плавления (в противоположность переохлаждению) возможен лишь на очень короткий промежуток времени. Таким образом, получается, что при данном внешнем давлении более устойчивая модификация плавится при более высокой температуре, чем менее устойчивая (ср. линии an и co). Это положение является общим.

На фигуре 19 показан также случай возможности перехода α -модификации в β -модификацию при постоянной температуре t_2 , но при значительном падении внешнего давления (см. фигуративную точку m_1).

Рассмотрим теперь второй случай (фиг. 20). Значение кривых AB , CD и EF то же самое, что и для первого случая. Расплавы, выражаемый фигуративной точкой m и подвергающийся охлаждению, при какой-то температуре, отвечающей точке пересечения с линией an , должен переходить в твердую фазу (α -модификацию). При переохлаждении либо образуется непосредственно α -модификация (если фигуративная точка, отвечающая моменту кристаллизации, не достигнет линии co), или, если переохлаждение пойдет

Допустим, что мы имеем расплав какого-либо гомогенного вещества при температуре t_1 и внешнем одноатмосферном давлении, отмеченном точкой p_1 . При этих условиях состояние нашей системы выразится точкой m . По мере охлаждения фигуративная точка, перемещаясь книзу, достигнет линии an , при переходе которой расплав должен сразу же закристаллизоваться с образованием β -модификации. Если расплав переохладится, что всегда бывает при относительно быстром падении температуры, то из чертежа легко будет видеть неустойчивость его состояния: кривая упругостей пара такого расплава aB располагается дальше от оси ординат, чем кривая упругостей пара β -модификации ab . При дальнейшем охлаждении фигуративная точка достигнет линии bq . В случае переохлаждения β -модификация попадет в неустойчивое положение и должна перекристаллизоваться в более устойчивую α -модификацию, как обладающую меньшей упругостью пара при любой соответствующей температуре (кривая упругостей пара α -модификации bF лежит ближе к оси ординат, чем кривая bD).

При обратном ходе, т. е. при нагревании α -модификации, мы будем иметь аналогичные явления. По мере нагревания упругость пара растет (кривая Fb постепенно отклоняется вправо). Как только фигуративная точка достигнет линии bq , мы должны иметь α — β -превращение, но в случае перегрева низкотемпе-



Фиг. 20. Однокомпонентная система с монотропным превращением полиморфных модификаций

очень далеко, как это мы имеем для точки m_1 , предварительно кристаллизуется неустойчивая β -модификация, и только потом она переходит в α -модификацию (ср. упругости паров в точках пересечения линии $t_1 m_1$ с кривыми CD и FE). Это явление находится в полном соответствии с постулатом, давно высказанным Оствальдом: из ряда возможных изменений прежде всего происходит то, которое по своей устойчивости ближе всего к исходному состоянию.

При обратном ходе, как видно из чертежа (фиг. 20), α -модификация уже не может перейти в β -модификацию, так как ее кривая упругости пара FE в точке a пересекается с кривой AB , т. е. с кривой упругости пара расплава. Иначе говоря, плавление α -модификации наступает раньше, чем мог бы совершиться этот переход (точка перехода b и линия bq являются минимумами, так как лежат в области жидкой фазы). Что касается β -модификации, являющейся вообще неустойчивой (см. положение ее кривой упругости пара CD), то плавление ее наступает в точках, отвечающих линии co при разных давлениях. Следовательно, здесь снова с полной отчетливостью устанавливается то положение, что неустойчивая модификация плавится ниже температуры плавления устойчивой модификации (ср. положение линии co и an).

Таким образом, из всего сказанного выше вытекает, что устойчивая модификация по сравнению с неустойчивой обладает: 1) меньшей упругостью пара, 2) меньшей растворимостью и 3) более высокой температурой плавления.

Если упругости паров и растворимости разных модификаций одного и того же кристаллического вещества ничтожно малы, то переход неустойчивой в устойчивую модификацию в природе совершается настолько медленно, что практически они нам кажутся одинаково устойчивыми (например, алмаз и графит, рутил, брукит и анатаз и др.). Если же упругости паров и растворимости этих модификаций высокие, то полиморфные превращения происходят довольно быстро. В этих случаях неустойчивая модификация может сохраниться наряду с устойчивой или даже совершенно самостоятельной только при условии быстрого охлаждения расплава, раствора или газообразного вещества или при быстром падении внешнего давления, вызывающем сильное испарение, а стало быть, и резкое понижение температуры. Поэтому не случайно, что неустойчивые модификации минералов обычно распространены главным образом в таких горных породах и минеральных образованиях, которые возникли у поверхности земли при быстром затвердевании расплавов (например, неустойчивые модификации SiO_2 — кристобалит, тридимит) или продуктов газообразной вулканической деятельности (например, неустойчивые модификации самородной серы).

Следует также добавить, что задержка или смещение области устойчивости полиморфных модификаций, по крайней мере в ряде случаев, бывают обусловлены изоморфными примесями.

Явления разрушения кристаллических решеток. Как мы видели, главной особенностью пространственных решеток кристаллических тел является закономерное расположение и строго уравновешенное состояние слагающих их структурных единиц. Однако достаточно создать такие условия, при которых внутренние связи структурных единиц будут поколеблены, как из кристаллического вещества с упорядоченной пространственной решеткой мы получим аморфную массу, не обладающую кристаллическим строением.

Прекрасным примером в этом отношении является минерал ферробрукит — $(\text{Mg}, \text{Fe}) [\text{OH}]_2$, содержащий в виде изоморфной примеси до 35% (весовых) закиси железа. В свежем состоянии этот минерал, будучи извлечен из глубоких горизонтов шахт, совершенно бесцветен, прозрачен и обладает стекляннм блеском. В течение нескольких дней его кристаллики на воздухе постепенно меняют свой цвет, становясь золотисто-желтыми, затем бурыми и, наконец, непрозрачными темнокорич-

невыми, сохраняя внешнюю кристаллическую форму¹. Химический анализ показывает, что почти все двухвалентное железо при этом переходит в трехвалентное (т. е. происходит окисление), а рентгенометрическое исследование не устанавливает или обнаруживает слабые признаки кристаллического строения вещества. Очевидно, окисление железа нарушило внутренние связи в кристаллической решетке, что и привело к дезорганизации вещества, в состав которого входят гидроксиды трехвалентного железа и гидрат окиси магния.

То, что происходит с ферробруситом в окислительной обстановке при комнатной температуре и атмосферном давлении, для других минералов может иметь место при повышенных температурах и давлениях, как это уже установлено для ряда случаев.

Весьма интересные явления изучены в минералах, содержащих редкоземельные и радиоактивные элементы (ортит, фергусонит, эшинит и др.). В них также очень часто, но не всегда, устанавливается превращение кристаллического вещества в аморфное, которое, как предполагают, обязано действию α -лучей при радиоактивном распаде². Эти измененные стеклообразные минералы, не относящиеся к кубической сингонии, являются оптически изотропными и не обнаруживают дифракции рентгеновских лучей, т. е. ведут себя как аморфные тела. При этом происходит частичная гидратация вещества. Такие тела Брэггером были названы метамиктными.

В подтверждение явлений распада кристаллических сред можно привести и ряд других аналогичных примеров, иллюстрирующих образование аморфных или коллоидных масс. Однако нельзя думать, что эти новообразования являются устойчивой формой существования вещества. Известно не мало примеров вторичной молекулярной перегруппировки с образованием новых кристаллических тел, устойчивых при изменившихся условиях. Так, например, известны «кристаллы ильменита» ($\text{Fe} \cdot \text{TiO}_3$), которые при микроскопическом изучении оказываются состоящими из смеси двух минералов: гематита (Fe_2O_3) и рутила (TiO_2). Повидимому, после момента образования ильменита в какой-то период жизни минерала, под влиянием изменившегося режима кислорода, создались резко окислительные условия, приведшие к переходу FeO в Fe_2O_3 с одновременным распадом кристаллической решетки, а затем и к полной перегруппировке вещества с образованием смеси новых устойчивых минералов. Точно так же, например, на месте тиллита (PbSnS_2) наблюдались случаи образования галенита (PbS) и касситерита (SnO_2) в теснейшем прорастании друг с другом, но при сохранении реликтового, т. е. прежнего, пластинчато-зернистого строения

¹ Брусит, не содержащий железа, в аналогичных условиях вполне устойчив.

² По В. М. Гольдшмидту, для достижения аморфного состояния в этих случаях не достаточно одной радиоактивности минерала, а необходимы также следующие два условия:

1) первоначально возникающее кристаллическое вещество должно обладать слабой ионной решеткой, допускающей перегруппировку или гидролиз; такие решетки образуются преимущественно при соединении слабых оснований со слабыми ангидридами;

2) решетка должна содержать один или несколько сортов ионов, способных легко перезарядиться (например, ионы редких земель) или даже превращаться в нейтральные атомы (например, образование атомарного фтора в флюорите под влиянием радиоактивного излучения со стороны).

Сам процесс распада В. М. Гольдшмидт представляет как перегруппировку вещества. Например, соединение YNbO_4 превращается в тонкодисперсную смесь (твердый псевдоразтвор) окислов: Y_2O_3 и Nb_2O_5 . При такой концепции понятно, почему не наблюдается превращений в аморфное вещество простых соединений, как ThO_2 (торианит), или солей сильных кислот со слабыми основаниями, например $(\text{Ce, La} \dots)\text{PO}_4$ (монацит).

агрегата, характерного для тиллита. Очевидно, в связи с увеличившейся в какой-то момент концентрацией кислорода в данной среде, олово, обладая большим сродством с кислородом, обособилось из первоначально гомогенной минеральной массы в виде окисла, а свинец перешел в форму самостоятельного сернистого соединения.

Понятие о коллоидах¹. Кроме явно кристаллических образований, кристаллическая природа которых легко устанавливается на-глаз или под микроскопом, в земной коре широким распространением пользуются также коллоиды.

Коллоидами называются гетерогенные (разнородные) дисперсные² системы, состоящие из «дисперсной фазы» и «дисперсионной среды».

Дисперсная фаза в этих системах представлена тонкораспыленными частичками (мицеллами) какого-либо вещества в какой-либо массе (дисперсионной среде). Размеры частичек дисперсной фазы колеблются в пределах приблизительно от 100 до 1 μ — миллимикрона (от 10^{-4} до 10^{-6} мм), т. е. много крупнее, чем размеры молекул, но в то же время настолько малы, что с помощью обычного микроскопа не различимы. В каждой такой частичке может содержаться от нескольких до многих десятков и сотен молекул данного соединения; в твердых частичках они связаны в кристаллическую решетку.

Агрегатное состояние дисперсной фазы и дисперсионной среды может быть различным (твердым, жидким, газообразным), причем могут наблюдаться самые различные их комбинации. Обозначая заглавными буквами агрегатное состояние дисперсионной среды, а малыми буквами состояние дисперсной фазы, приведем следующие примеры:

- G + t : табачный дым; сажа
- G + ж : туман
- Ж + t : желтые торфяные воды; лечебные грязи
- Ж + г : сероводородные источники; пена
- Ж + ж : типичные эмульсии (например, молоко);
- T + ж : кристаллы самородной серы с распыленными в них жидкими битумами; опал
- T + t : красный кальцит с тонко распыленной в нем окисью железа
- T + г : минералы молочно-белого цвета, содержащие газы.

Среди коллоидных образований различают золи и гели.

Типичные золи, иначе называемые коллоидными растворами или псевдоразрастворами, представляют собой такие образования, в которых дисперсионная среда сильно преобладает над дисперсной фазой (например, табачный дым, желто-бурые железистые воды, молоко). На-глаз такие растворы кажутся совершенно однородными и часто прозрачными, не отличимыми от истинных (ионных или молекулярных) растворов. В золях, в которых дисперсионная среда («растворитель») представлена водой, частички дисперсной фазы легко проходят через обыкновенные фильтры, но не проникают через животные перепонки. Если размер их превышает 5 μ , то их легко удается обнаружить в ультрамикроскопе с помощью так называемого светового конуса Тиндалля, который создается при боковом освещении специального стеклянного сосуда, наполненного коллоидным раствором. Создаваемый при этом эффект совершенно аналогичен тому, что мы обычно наблюдаем в затемненной комнате в пучке света, исходящего из проекционного фонаря: в светящемся конусе становятся видимыми частички дисперсной

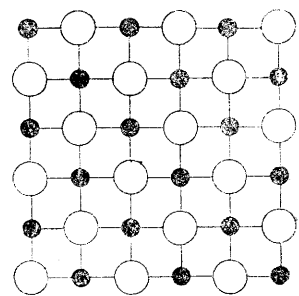
¹ Колла — по-гречески «клей»; коллоид — «клееподобный».

² Дисперсия — рассеяние; в данном случае — состояние вещества в виде мельчайших частиц. Степень дисперсности определяется величиной этих частиц.

фазы, совершающие броуново движение, чего никогда не наблюдается в истинных растворах, за исключением некоторых органических соединений с очень крупными молекулами.

В гелях дисперсная фаза представлена в столь значительном количестве, что отдельные дисперсные частички являются как бы слипшимися между собой, образуя студнеобразные, клееподобные, стекловидные массы. Дисперсионная среда в этих случаях занимает как бы оставшееся пространство между дисперсными частичками. Примерами гелей могут служить: сажа, грязь, опал (гель кремнезема), лимонит (гель гидроокислов железа) и др.

В зависимости от природы дисперсионной среды различают: гидрозоли и гидрогели (дисперсионная среда — вода), аэрозоли и аэрогели (дисперсионная среда — воздух), пирозоли и пирогели (дисперсионная среда — какой-либо расплав), кристаллозоли и кристаллогели (дисперсионная среда — какое-либо кристаллическое вещество) и т. д.



● Ag ○ Br
Фиг. 21. Сечение кристаллической решетки AgBr

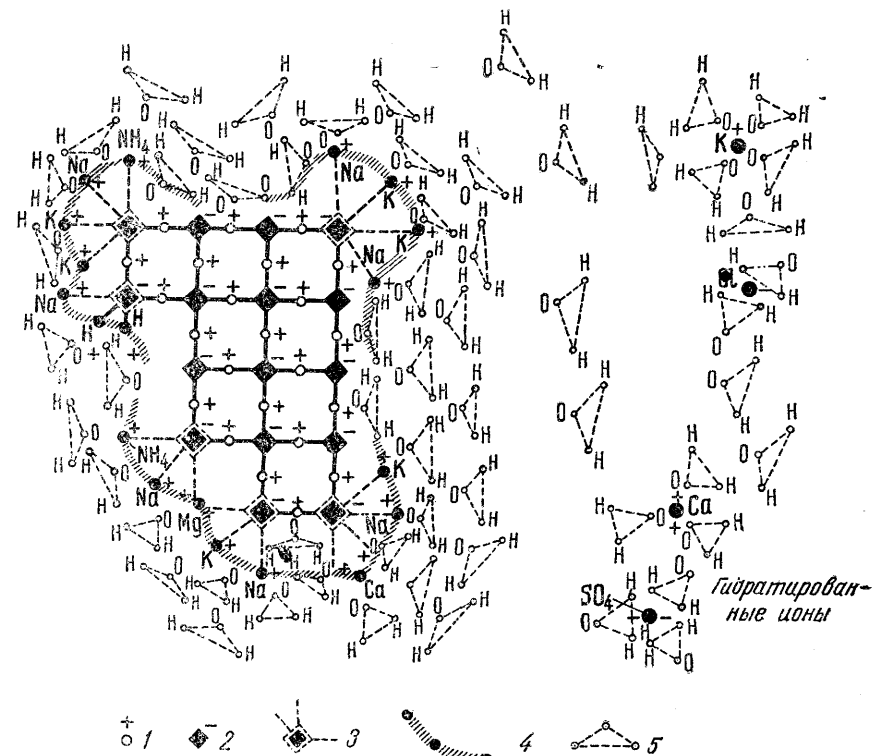
Однако наибольшую роль в образовании природных коллоидных растворов играют химические реакции в водных средах, приводящие к конденсированию молекул: окисление, восстановление и особенно реакции обменного разложения. Для самой поверхности части земной коры не меньшее значение в образовании коллоидов имеет также жизнедеятельность организмов (биохимические процессы).

Важно отметить, что дисперсные частички в коллоидных растворах электрически заряжены, в чем легко убедиться при пропускании через растворы электрического тока. Знак заряда одинаков для всех частиц данного коллоида, благодаря чему, отталкиваясь друг от друга, они находятся во взвешенном состоянии в дисперсионной среде. Возникновение заряда объясняют адсорбцией дисперсными частичками тех или иных ионов, содержащихся в растворах. На этом вопросе необходимо остановиться более детально.

Представим себе, для примера, твердую дисперсную частичку AgBr. Несмотря на ультрамикроскопические размеры, она должна обладать кристаллической структурой, которая схематически в разрезе изображена на фиг. 21. Каждый катион Ag^{1+} и анион Br^{1-} внутри этой решетки находится в шестерном окружении ионов противоположного заряда: четыре — в плоскости чертежа, один — над данным ионом и один — под ним. Таким образом, внутренние ионы дисперсной частички полностью насыщены валентностями (см. правило Паулинга на стр. 50). Иначе обстоит дело с пограничными ионами в кристаллической решетке. Тем же путем легко подсчитать, что большинство наружных ионов¹

¹ На грани, перпендикулярной к плоскости рисунка.

получает насыщение только от пяти ионов противоположного знака (3 — в плоскости рисунка, 1 — над и 1 — под плоскостью рисунка). Следовательно, ионы Ag и Br, расположенные на плоской поверхности дисперсной частички, имеют по $1/6$ ненасыщенной валентности, а на ребрах — по $2/6$, а угловые ионы — даже по $3/6$ ненасыщенной валентности. Этот остаточный некомпенсированный заряд и обуславливает поглощение (адсорбцию) из раствора некоторого количества дополнитель-



Фиг. 22. Схема строения дисперсной фазы в водной среде, содержащей электролиты

1 — катионы в кристаллической решетке дисперсной фазы; 2 — анионы в ней; 3 — выступающие на углах анионы с ненасыщенными валентностями; 4 — адсорбированные катионы ионного раствора; 5 — диполи H_2O (частично деформированные)

ных ионов брома или серебра, удерживающихся у поверхности дисперсных частиц в виде так называемого диффузного слоя.

Практически коллоид AgBr получается путем смешения растворов $AgNO_3$ и KBr , реагирующих по следующей схеме: $AgNO_3 + KBr = AgBr + KNO_3$. Если эти растворы смешать в эквивалентных количествах, то образуется кристаллический осадок AgBr (но не коллоид). Если азотнокислое серебро вливать в бромистый калий, то возникает золь, дисперсные частички которого AgBr заряжаются отрицательно благодаря адсорбции ионов Br^{1-} . При обратном порядке сливания, образующиеся дисперсные частички AgBr адсорбируют катионы Ag^{1+} и заряжаются вследствие этого положительно.

Чтобы получить более реальное представление о гидрозолях и строении дисперсных фаз, обратимся к характеристике их с точки зрения электрохимии.

На фиг. 22 схематически изображена дисперсная фаза в окружении дисперсионной среды, в данном случае воды, содержащей ионы

Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , $[\text{SO}_4]^{2-}$ и другие, обычно встречающиеся в почвенных водах, содержащих то или иное количество растворенных солей. Сама дисперсная частичка, так же как и в предыдущем случае, показана в виде кристаллической фазы, у которой в угловых точках должна иметь место неполная насыщенность валентностями. Стало быть, у этих выступов будут скопляться адсорбируемые ионы, в нашем случае катионы Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} , заряжающие дисперсную частичку положительно и образующие вокруг нее диффузный слой.

Выступающие по углам решетки анионы оказывают свое влияние не только на ионы, находящиеся в растворе, но также на электрически нейтральные молекулы воды. Как мы потом узнаем, молекула H_2O представляет собой диполь и имеет оригинальное строение. Ее можно представить в виде одного иона кислорода, отрицательный заряд которого нейтрализован двумя внедренными в него протонами. Оба протона располагаются на одной стороне, которая заряжена положительно, а противоположная ей — отрицательно. Такое строение молекулы H_2O позволяет ей ориентироваться определенным образом (см. фиг. 22): стороной, противоположной двум протонам H^+ , она притягивается к катионам. Поскольку электронейтральные молекулы H_2O не нейтрализуют влияющего на них заряда катионов, постольку этот заряд распространяется и дальше — на следующие ближайшие молекулы H_2O , ориентирующиеся подобным же образом.

Таким образом, вокруг дисперсной частички устанавливается целый рой ионов и ориентированных молекул H_2O (фиг. 22). Толщина водной оболочки зависит от рода гидратируемых катионов (удерживающих молекулы H_2O). Наиболее сильно гидратируются катионы щелочных металлов. Например, ион Na^+ в водной среде способен удерживать 60—70 ориентированных молекул H_2O , тогда как Ca^{2+} всего лишь до 14 молекул H_2O .

Следует также заметить, что в некоторых случаях при воздействии кислот катионы диффузного слоя могут быть заменены анионами. Последние, так же как и катионы, могут быть гидратированными, однако ориентировка молекул воды при этом будет обратная тому, что имеет место для катионов (фиг. 22, справа).

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Заряженную дисперсную фазу с электрохимической точки зрения можно считать как крупный ион («макрон»), способный в золях при пропускании электротока перемещаться по направлению к тому или иному электроду (явление электрофореза).

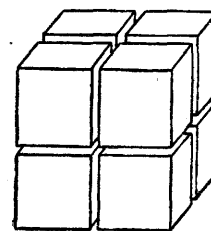
2. Дисперсионная среда для дисперсной фазы отнюдь не является растворителем в обычном смысле слова, хотя может содержать и обычно содержит в себе те или иные диссоциированные на ионы соединения.

3. Катионы диффузного слоя могут быть заменены другими, если в силу каких-либо причин изменятся состав и концентрация электролитов в дисперсионной среде. Взаимная замена или вытеснение одних ионов другими в адсорбентах (адсорбирующих коллоидах) происходит по закону действующих масс.

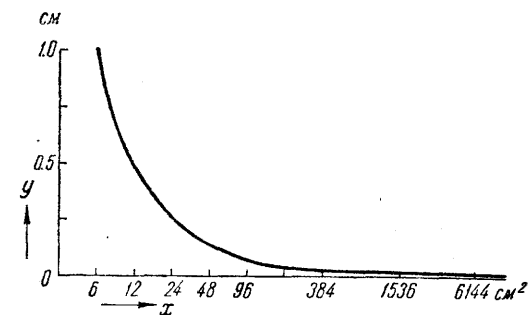
Описанные явления ненасыщенных валентностей на поверхности дисперсных частиц и связанной с этим адсорбции из раствора катионов или анионов вне всякого сомнения должны иметь место и для крупных кристаллов или кристаллических зерен. Но если мы подойдем к этому вопросу с точки зрения энергетики явлений, то обнаружим колоссальную разницу между настоящими кристаллами и дисперсными фазами.

Поскольку явления адсорбции в коллоидах приурочены к границам между дисперсными фазами и дисперсионной средой, постольку для выражения суммарной поверхностной энергии вещества весьма важное значение имеет общая поверхность дисперсных частиц в единице объема. Эта поверхность, называемая удельной поверхностью, резко возрастает по мере увеличения степени дисперсности вещества. Это нетрудно показать.

Допустим, что мы имеем кубический кристалл какого-либо минерала с ребром, равным 1 см. Его общая поверхность будет равна 6 см^2 (удельная поверхность = 6). Если этот куб мы поделим на 8 частей, как показано на фиг. 23, то общая поверхность полученных восьми мелких кубиков будет равна уже 12 см^2 , а при делении на кубики



Фиг. 23. Куб, разделенный на восемь кубиков



Фиг. 24. Зависимость между размерами зерен (y) и удельной поверхностью (x)

с ребром в $1 \text{ мм} = 60 \text{ см}^2$. Если мы дальнейшее деление доведем до кубиков с ребром в 1 миллимикрон, т. е. до размера коллоидной дисперсной фазы, то общая поверхность достигнет огромной величины 6000 м^2 при общем объеме массы в 1 см^3 (т. е. удельная поверхность будет равна $6 \cdot 10^7$). При этом число кубиков достигает цифры 10^{21} .

Таким образом, между удельной поверхностью x и размером зерен y мы имеем обратно пропорциональную зависимость, выражающуюся простой формулой: $x = \frac{6}{y}$. Эту зависимость легко изобразить в виде графика (фиг. 24).

Из приведенных данных видно, что для крупнокристаллических систем удельная поверхность, а следовательно, и связанная с ней поверхностная энергия имеет настолько ничтожное значение, что ею практически можно пренебречь. Наоборот, в коллоидных системах она приобретает исключительное значение. Именно благодаря этому целый ряд физических и химических свойств коллоидных образований, широко используемых для практических целей, весьма сильно отличается от свойств грубо кристаллических веществ.

Явления диффузии в коллоидных растворах проявляются гораздо слабее, чем в истинных растворах, что объясняется большей величиной частиц дисперсной фазы по сравнению с молекулами. Это обстоятельство сказывается в том, что образующиеся из коллоидных растворов минеральные массы обладают часто крайне неоднородным составом и строением.

Кристаллозоли, т. е. типичные кристаллические среды, содержащие в себе в виде дисперсной фазы какое-либо вещество, часто образуются в результате кристаллизации гидрозолей. Процесс их образования можно сравнить с кристаллизацией (превращением в лед)

мутной воды, т. е. воды, содержащей во взвешенном состоянии дисперсные частички. Образовавшийся лед также будет мутным, т. е. загрязненным той же дисперсной фазой, которая присутствовала и в воде. Иначе говоря, он будет представлять собой кристаллозоль.

Сюда прежде всего относятся многие окрашенные в тот или иной цвет минералы, обычно наблюдающиеся в бесцветных прозрачных кристаллах. Таковы, например, красноватый карналлит, красный барит (благодаря содержанию в виде дисперсной фазы окиси железа), черный кальцит, цвет которого в одних случаях обусловлен тонко распыленными в нем сульфидами, в других — органическими веществами, и т. д. Сюда же должны быть причислены молочно-белый кварц, кальцит и др., в которых роль дисперсной фазы играют тонко распыленные газы или жидкости, часто видимые в тонких шлифах под микроскопом. Встречаются кристаллы, например кварца, кальцита и других минералов, с кристаллографически-зональным строением, обусловленным чередованием прозрачных и окрашенных или молочно-белых зон.

Нет никакого сомнения в том, что кристаллозоли имеют место и для непрозрачных минералов. Об этом свидетельствуют улавливаемые химическим и спектральным анализами примеси таких элементов, которые невозможно объяснить с кристаллохимической точки зрения как результат изоморфных примесей. Таковы, например, факты содержания меди в кристаллах пирита, золота в пирите, галените, арсенопирите и др. Микроскопическими исследованиями полированных шлифов, приготовленных из таких кристаллов, при больших увеличениях часто удается обнаружить мельчайшие включения халькопирита, самородного золота и др., наводящие на мысль о том, что в них, вероятно, присутствуют и более тонкодисперсные частички, не улавливаемые с помощью обычных микроскопов¹.

Гидрогели в природных условиях часто образуются из гидрозолей путем свертывания или, как говорят, коагуляции их, выражающейся в образовании сгустков в водной среде. Процесс коагуляции наступает только в том случае, когда, в силу тех или иных причин, дисперсные частички теряют свой заряд, становясь электрически нейтральными. В этом случае исчезают силы отталкивания частиц друг от друга, происходит соединение частиц в более крупные тельца, называемые полионами, с последующим оседанием их под действием силы тяжести.

Нейтрализация зарядов дисперсных частиц, вызывающая коагуляцию, может быть получена различными способами:

а) прибавлением к коллоидному раствору электролитов (ионных растворов), причем в зависимости от заряда дисперсной фазы нейтрализация будет производиться анионами или катионами электролита; таким путем образуются многие илистые осадки в устьях больших рек, выносящих коллоидные растворы; последние при встрече с морскими водами, содержащими растворенные соли, которые играют роль электролитов, подвергаются коагуляции и осадению в прибрежных зонах морских бассейнов;

б) путем взаимной нейтрализации коллоидных растворов, содержащих противоположно заряженные коллоидные частички и взятых в соответствующих количественных отношениях; в результате этого получают смешанные гели (например богатые коллоидным кремнеземом бурые железняки);

¹ Разрешающая способность (предел различимости) современных обычных микроскопов составляет 0,5—1,0 м. Более мелкие частички совершенно не улавливаются ни при каких увеличениях.

в) путем самопроизвольной коагуляции коллоидных растворов с течением времени, особенно если в системе происходит потеря дисперсионной среды (воды) вследствие ее испарения; при этом происходит, естественно, и увеличение концентрации электролитов, содержащихся в коллоидных растворах; примером являются илистые осадки и грязи в высыхающих озерах;

г) при циркуляции коллоидных растворов по капиллярам в горных породах; вследствие высокой диэлектрической постоянной воды смачиваемые стенки капилляров заряжаются отрицательно $[\text{OH}]^-$, что также обуславливает выпадение из циркулирующих коллоидных растворов положительно заряженных частиц в виде хлопьев или налетов; примером может служить часто наблюдающееся «ожелезнение» известняков и других пород, выражающееся в окрашивании породы с поверхности или по трещинам хлопьевидными гидроокислами железа в бурый цвет;

д) при процессах метасоматоза (замещения) тех или иных горных пород, легко реагирующих с химически активными растворами солей с образованием коллоидных растворов, тут же коагулирующих (например, образование малахита за счет купоросных вод в известняках), и т. д.

В области биосферы широко распространены гели органического происхождения. Образование гелей в ряде случаев связано с жизнедеятельностью бактерий. Например, установлено, что так называемые железобактерии, перерабатывая илистые озерные осадки, постепенно отлагают коллоидные гидроокислы железа (лимонит).

Коллоиды, в которых дисперсные частички обладают способностью облекаться с поверхности слоем молекул воды, называют гидрофильными, а в противном случае — гидрофобными. Гидрофильные коллоиды по сравнению с гидрофобными значительно труднее подвергаются коагуляции. В случае коагуляции гидрофильных коллоидов обычно образуются слизистые, клееподобные, желатинообразные гелевые осадки. Из гидрофобных же коллоидных растворов чаще всего образуются гели в виде порошковатых и сажистых масс.

Гели, особенно те, что возникают из гидрофильных коллоидов, с течением времени легко теряют воду (дисперсионную среду), т. е. подвергаются дегидратации. Богатые водой гидрогели в момент возникновения обладают почти жидкой консистенцией. По мере испарения дисперсионной среды при стоянии на воздухе, они становятся более упругими и, наконец, твердыми и хрупкими. Однако полностью вода может быть удалена лишь путем прокаливании.

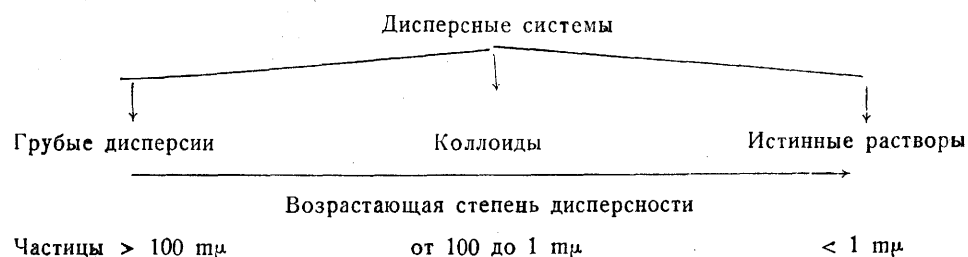
Некоторые гели при прибавлении дисперсионной среды способны не только набухать (подобно желатине), но и вновь переходить в золь. Этот процесс превращения гелей в золи называется пептизацией. Такие гели носят название обратимых и широко представлены среди органического мира. Зато почти все неорганические коллоидные образования принадлежат к числу необратимых, т. е. не переходящих в золь, гелей.

Явление адсорбции в гелях, разумеется, сохраняет свое значение. При этом во многих случаях имеет место селективная, т. е. избирательная, адсорбция. Так, например, глинистые вещества обладают способностью адсорбировать преимущественно катионы калия и радиоактивных элементов, а гель двуокиси марганца — катионы Ва, Li, K (но не адсорбирует анионов) и т. д.

Таким образом, коллоиды, как мы видели, существенно отличаются по своим свойствам как от истинных растворов, так и от грубодисперс-

ных систем (с частицами более крупными, чем 100 м μ). В коллоидах на первое место выступают не векториальные свойства кристаллических решеток, не силы химического сродства, а, как было указано, огромная поверхностная энергия и связанные с ней электрические силы. Тем не менее между коллоидными и истинными растворами имеются постепенные переходы точно так же, как существуют постепенные переходы и к грубым дисперсиям.

Вольфганг Оствальд дает следующую схему дисперсных систем:



Эта схема одинаково должна быть отнесена как к жидким, так и к твердым системам.

В настоящее время точно установлено, что «коллоидное состояние есть общее состояние материи» (Вейнмарн¹), т. е. любое вещество может быть получено в виде коллоида. Коллоиды могут образоваться при самых различных температурах и давлениях и в самых разнообразных условиях.

С строго теоретической точки зрения, как будет сказано ниже, коллоиды не могут рассматриваться как самостоятельные особые минералы, так как они представляют собой по существу механические смеси различных веществ (дисперсной фазы и дисперсионной среды). Однако по чисто внешним признакам, т. е. макроскопически, они совершенно не отличимы от типичных минералов. Не удастся установить различий между ними и путем доступных нам микроскопических методов исследования. Поэтому в курсах описательной минералогии коллоидные образования условно рассматриваются наряду с типичными минералами.

Раньше твердые коллоиды (гели) относились к числу аморфных минералов, поскольку они не наблюдаются в виде явно кристаллических образований (если не принимать во внимание кристаллозоли). Однако рентгенометрические исследования этих веществ часто показывают, что они представляют собой скрытокристаллические вещества и поэтому не могут относиться к типичным аморфным гомогенным телам, несмотря на то, что внешне очень похожи на них.

О перекристаллизации гелей. Установлено, что гидрогели, образующиеся в результате коагуляции, с течением времени подвергаются старению, т. е. постепенному изменению их состава и строения. Это изменение прежде всего выражается в том, что вещество постепенно теряет воду, т. е. подвергается дегидратации (обезвоживанию).

Таковы, например, широко распространенные в природе гидрогели кремнезема — опалы. Богатые водой гидрогели кремнезема имеют консистенцию полужидких масс — студней. При постепенной потере воды они становятся все более и более твердыми, стекловидными или полуматовыми в изломе. Именно так выглядят встречающиеся в природе

опалы, в большинстве случаев бедные водой. Эти образования характеризуются не заметной на-глаз и под микроскопом тончайшей пористостью, которая может быть установлена лишь при окрашивании их какими-либо органическими веществами. Остающаяся в них вода может быть удалена лишь при нагревании.

В случае сильного проявления дегидратации в богатых водой гелях возникает заметная на-глаз пористость, а иногда наблюдается сморщивание массы или появление характерных трещин усыхания в виде сеток, подобно тому, как это часто бывает при высыхании грязи в лужах.

Исследование типичных твердых и полутвердых гелей с помощью рентгеновских лучей методом Дебая-Шерера показывает, что многие из них не дают интерференционных полос, тогда как состарившиеся коллоидные образования обнаруживают явно кристаллическое строение вещества. В ряде случаев в этом можно убедиться и при изучении таких гелей под микроскопом. Таковы, например, многие сталактитовые образования углекислого кальция. На месте опалов (твердых гидрогелей кремнезема) в результате перекристаллизации образуются скрытокристаллические агрегаты безводного халцедона или кварца. Примерами могут служить кремни и агаты. Гели, перешедшие в кристаллически-зернистые агрегаты, получили название метакolloидов (бывших коллоидов).

Сущность перекристаллизации гелей выражается в объединении беспорядочно ориентированных дисперсных фаз в более крупные единицы с единой кристаллической решеткой. Это явление известно под названием собирательной кристаллизации. В ней выражается закономерная тенденция веществ принимать состояние с наименьшей удельной поверхностью и, следовательно, с наименьшей поверхностной энергией.

При этом часто, особенно в почковидных гелевых массах, возникают тонковолокнистые агрегаты с радиальным расположением индивидов, хорошо наблюдаемым в изломе. На периферических частях корок, шаровидных и почковидных образований для некоторых минералов в этих случаях бывают характерны кристаллические грани, которыми оканчиваются радиально растущие индивиды.

Факторы, влияющие на перекристаллизацию гелей, разнообразны. Наиболее существенное значение имеют температура и давление, повышение которых ускоряет процесс перекристаллизации. Несомненную роль играют также климатические условия: в районах с сухим и жарким климатом дегидратация и перекристаллизация гидрогелей образующихся на поверхности земли, гораздо сильнее выражены по сравнению с районами, характеризующимися умеренным и влажным климатом. Бесспорное значение имеет, конечно, время, с течением которого в самых различных геологических условиях происходит постепенное превращение гелей в явно кристаллические агрегаты.

2. ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ФОРМУЛЫ МИНЕРАЛОВ

Выше мы уже упоминали о том, что подавляющее большинство встречающихся в природе минералов представлено химическими соединениями. Среди последних различают: а) определенные соединения, как простые, так и двойные, и б) соединения переменного состава.

Широким распространением пользуются также твердые растворы или так называемые изоморфные смеси. От истинных твердых раство-

¹ См. его статью в Зап. Горного института, т. I, вып. 4, СПб., 1908.

ров следует отличать твердые псевдорастворы подобно тому, как это различие проводят в жидких растворах.

Наконец, особо следует рассмотреть водные соединения, представления о которых за последнее время значительно уточнились.

Определенные соединения. Все определенные химические соединения, как известно, строго подчиняются закону постоянства состава, выражаемого химическими формулами, закону кратных пропорций и закону паев, связывающему отношения компонентов данного соединения с отношениями их в других типах соединений. Эти законы находятся в полном соответствии с периодической системой элементов Д. И. Менделеева, с законами кристаллохимии и учением о симметрии в кристаллических средах.

Характерно, что эти соединения отличаются целым рядом особых физических свойств, отчетливо выступающих на физико-химических диаграммах плавкости, растворимости, электропроводности, твердости, удельного веса, показателей преломления и пр.

К числу определенных химических соединений относятся: окислы (Cu_2O , MgO , Fe_2O_3 , SiO_2 и др.), различные кислородные соли (CaCO_3 , CaSO_4 , AlBO_3 , Mg_2SiO_4 и др.), сульфиды (NiS , FeS_2 , Sb_2S_3 и др.), галогидные соединения (NaCl , AgBr , CaF_2 и др.) и т. д.

Химический состав химических соединений может изображаться двойным способом: 1) в виде эмпирических формул и 2) в виде конституционных или структурных формул.

Эмпирическими формулами выражают состав минералов либо в виде элементов, входящих в соединение, например: BaSO_4 , Na_3AlF_6 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и т. д., либо в виде составных простейших соединений: $\text{BaO} \cdot \text{SO}_3$, $3\text{NaF} \cdot \text{AlF}_3$, $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ и т. д. Последний вид формул хотя и не отвечает современным представлениям о природе химических соединений, однако имеет то преимущество, что позволяет легче запомнить состав минералов.

Существенные поправки в начертание формул сложных соединений вносят данные кристаллохимии, основывающиеся на рентгеноструктурном изучении минералов. Так как большинство неорганических кристаллических веществ характеризуется ионными связями структурных единиц, то в формулах химических соединений важно отражать эти структурные элементы (ионы и комплексы), устанавливаемые в различных типах кристаллических структур. Анионные комплексы в этом случае отделяются от катионов обычно квадратными скобками, например: $\text{Mg}[\text{OH}]_2$, $\text{Ca}_3[\text{PO}_4]_2$, $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$, $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и т. д.

Рентгенометрическими исследованиями вносятся также поправки и другого рода. Например, установлено, что для группы пироксенов следует писать удвоенные химические формулы: $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, а для минералов группы амфиболов, например для тремолита, вместо прежней формулы $\text{CaMg}_3[\text{SiO}_3]_4$, правильнее писать $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$, и т. д.

Двойные соединения. Помимо простых химических соединений, в природе распространены двойные соединения, особенно двойные соли. Двойными солями называются такие определенные соединения, которые состоят как бы из двух простых солей, присутствующих в кратных отношениях. В большинстве случаев эти соли являются двойными по катионам, реже по анионам или одновременно по катионам и анионам. В качестве примеров могут быть приведены следующие: $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$, $\text{K}_3\text{Na}[\text{SO}_4]_2$, $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ и т. д.

При сравнении формул двойных солей выясняется, что входящие в их состав катионы, благодаря значительной разнице их ионных радиусов, не могут изоморфно замещать друг друга: Ca^{2+} (1.01 Å) и Mg^{2+} (0.75 Å), K^{1+} (1.33 Å) и Na^{1+} (0.98 Å) и т. д. Поэтому не удивительно, что они от составляющих их простых солей отличаются некоторыми особенностями кристаллических решеток и нередко физическими свойствами.

Соединения переменного состава. Кроме определенных химических соединений, существует не мало таких соединений, состав которых не является постоянным, а колеблется то в узких, то в более широких пределах, причем эти колебания состава не могут быть объяснены какими-либо механическими примесями посторонних веществ. Наоборот, колеблющийся состав соединений с кристаллохимических точек зрения находит объяснение в ограниченной растворимости составных компонентов в данном соединении. Такие химические образования получили название соединений переменного состава.

Согласно Н. С. Курнакову, при изучении физико-химических систем устанавливается, что химические соединения переменного состава, в отличие от определенных соединений, обладают той характерной особенностью, что на кривых физических свойств они не обнаруживают сингулярных (особенных) точек, т. е. кривые в местах, отвечающих соединению, не имеют резко выраженных пиков или переломов.

Среди минералов соединения переменного состава довольно многочисленны. В числе их прежде всего следует отметить те двойные соли, в которых составляющие их простые соли хотя и обладают аналогично построенными кристаллическими решетками, но не обнаруживают полного изоморфизма ввиду существенной разницы размеров ионных радиусов или из-за отличия поляризационных свойств. Поэтому для них характерно частичное колебание состава, выражающееся в неточном соответствии его химическим формулам с строго стехиометрическими отношениями компонентов. Примером могут служить соединения: $\text{CaMn}[\text{CO}_3]_2$ — манганокальцит или $\text{CaMn}[\text{SiO}_3]_2$ — бустамит.

В незначительных количествах изоморфные примеси других компонентов обнаруживаются в очень многих простых и сложных соединениях. К числу их относится, например, сфалерит (ZnS), в котором содержание железа в виде изоморфной примеси достигает нескольких процентов. Многочисленные другие примеры будут приведены при описании минералов.

Химические соединения переменного состава по своим свойствам не отличаются от твердых растворов и должны рассматриваться как таковые, но с ограниченной смесимостью компонентов.

Твердые растворы. Способность кристаллических веществ различного состава образовывать непрерывно меняющиеся по составу смеси одинаковой кристаллической структуры в значительной мере основана на изоморфизме, т. е. свойстве элементов заменять друг друга в химических соединениях родственного состава.

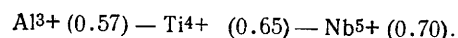
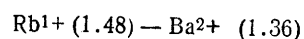
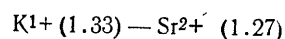
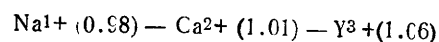
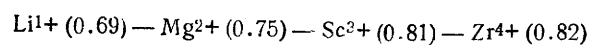
Согласно В. М. Гольдшмидту, «изоморфизм двух веществ имеет место тогда, когда они обладают аналогичной химической формулой и когда у соответственных ионов обоих веществ заряды одинаковы по знаку, а размеры и степень поляризации не выходят за известные пределы, т. е. равны с известной степенью точности»

В природных условиях, например, широко распространен изовалентный изоморфизм Mg^{2+} (ионный радиус равен 0.75 \AA) с близкими по размерам двухвалентными ионами Fe^{2+} (0.79 \AA), Ni^{2+} (0.74 \AA), Co^{2+} (0.77 \AA), Zn^{2+} (0.79 \AA) и Mn^{2+} (0.91 \AA). Другим примером является изоморфизм трехвалентных ионов: Fe^{3+} (0.67 \AA), Cr^{3+} (0.64 \AA), Al^{3+} (0.57 \AA), Mn^{3+} (0.70 \AA), V^{3+} (0.65 \AA), Ti^{3+} (0.69 \AA). То же самое относится и к комплексным структурным единицам, участвующим в строении кристаллических решеток, например, $[MoO_4]^{2-}$, $[WO_4]^{2-}$ и др.

Однако наряду с этим установлено и подтверждено экспериментально, что при образовании минералов переменного состава в кристаллических структурах может происходить замена не только простых ионов (или атомов) другими, изовалентными ионами (или атомами), но также замена целых групп ионов группами других ионов иной валентности, но с одинаковой суммой всех валентностей (гетеровалентный изоморфизм). Таков, например, изоморфизм в ряду плагиоклазов, где группа $NaAlSi_3O_8$ в самых различных соотношениях может заменяться группой $CaAl_2Si_2O_8$ с образованием кристаллов одного и того же класса симметрии. В сущности, здесь мы имеем замену Na^+Si^{4+} на $Ca^{2+}Al^{3+}$.

При гетеровалентном изоморфизме решающую роль играют все же размеры заменяющих друг друга структурных единиц (атомов, ионов, ионных комплексов): они должны быть более или менее одинаковы. Разность радиусов заменяющих друг друга компонентов, как показывают сопоставления, обычно не превышает 15% от меньшего радиуса.

Как мы знаем, ионные радиусы в вертикальных группах периодической системы элементов (см. фиг. 9 на стр. 39) возрастают с увеличением порядкового номера и уменьшаются в горизонтальном направлении с увеличением номера группы (т. е. с увеличением валентности). На этом основании А. Е. Ферсманом выведен закон диагональных рядов изоморфных ионов в периодической системе элементов, справедливый для левой ее части. Намечаются следующие гетеровалентные ряды изоморфизма ионов (в скобках показаны ионные радиусы в ангстремах):



Действительно, в природных соединениях мы нередко наблюдаем, что литиевые минералы, например, содержат изоморфные примеси магния, магниевые минералы — примеси скандия, натриевые — примеси кальция, кальциевые — примеси иттрия и т. д.

Кроме того, в комплексных анионах ион $[SiO_4]^{4-}$ может заменяться ионами $[AlO_4]^{5-}$, $[PO_4]^{3-}$ и $[SO_4]^{2-}$, обладающими одинаковыми или близкими размерами. На примерах мы не раз будем останавливаться при описании минералов.

Среди твердых растворов с генетической точки зрения важно различать два типа: 1) истинные твердые растворы и 2) твердые псевдоразтворы.

Истинные твердые растворы, или, как их иначе называют, изоморфные смеси¹, представляют собой совершенно однородные по кристаллической структуре смеси двух или нескольких веществ, не образующих химических соединений при смешении в любых пропорциях. Примерами могут служить твердые растворы золота и серебра, аммонийно-калиевые квасцы, вольфраматы марганца и железа, плагиоклазы и т. д.

Физические и химические свойства твердых растворов являются аддитивными², т. е. постепенно изменяющимися при увеличении содержания второго компонента. Таковы, например, изменение температур плавления, удельных весов, показателей преломления, отражательной способности, электропроводности и т. д. Изменения всех этих свойств на диаграммах выражаются в виде прямых линий (для удельных весов) или плавно изгибающихся кривых (температур плавления, оптических свойств и др.). Эти кривые для изоморфных рядов настолько характерны, что по совокупности изученных свойств какого-либо данного минерального вида по ним можно определить его состав, не прибегая к химическому анализу. Например, нетрудно определить таким путем по специальным диаграммам состав плагиоклаза, изучив его оптические свойства в шлифах под микроскопом.

Среди истинных твердых растворов различают два типа: а) твердые растворы замещения (или растворы первого рода) и б) твердые растворы внедрения (или растворы второго рода).

а) Твердые растворы замещения особенно характерны для металлов и ионных соединений. Сущность их сводится к тому, что в соединениях с аналогично построенными кристаллическими решетками атомы или ионы одного соединения замещаются другими (т. е. становятся на место других). Таковы, например, изоморфные ряды: $Au-Ag$, $ZnCO_3-FeCO_3$, $MnWO_4-FeWO_4$ и др.

б) Твердые растворы внедрения характеризуются тем, что второй компонент располагается только в пустотах, т. е. в промежутках между атомами или ионами, слагающими кристаллическую решетку первого компонента. Такого рода твердый раствор может иметь место лишь при условии, когда размеры атомов (ионов) обоих компонентов резко различны друг от друга. Наиболее характерным примером этого рода твердых растворов может служить раствор углерода в железе, легко возникающий при высоких температурах и распадающийся на железо и карбид железа (Fe_3C) при медленном охлаждении.

В химических формулах твердых растворов изоморфные атомы или ионы ставят в круглые скобки, отделяя друг от друга запятыми и располагая их в убывающем порядке содержания: (Au, Ag) , $(Zn, Fe)S$, $(Zn, Fe)CO_3$, $(Fe, Mn)WO_4$ и т. д. Второстепенные изоморфные примеси либо вовсе не указываются в формуле, либо вводятся более мелким шрифтом. Если в двойной соли один из компонентов содержит изоморфные примеси, то формула изображается в следующем виде: $Ca(Mg, Fe, Mn)[CO_3]_2$.

Твердые псевдоразтворы от истинных отличаются тем, что в них содержатся тонкодисперсные примеси посторонних веществ, присутствие которых не может быть объяснено на основе законов кристаллохимии. Примерами твердых псевдоразтворов могут служить кристаллозоли (стр. 65), в частности такие окрашенные полупрозрачные минералы, как розовый кварц, красный кальцит, черный сфалерит и др..

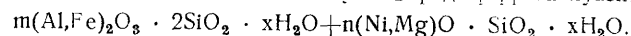
¹ В литературе встречается также синоним «смешанные кристаллы» (в буквальном переводе с немецкого языка). Название не совсем правильное.

² Аддо — «прибавляю».

кажущиеся совершенно однородными (настолько тонко распределен в них красящий пигмент).

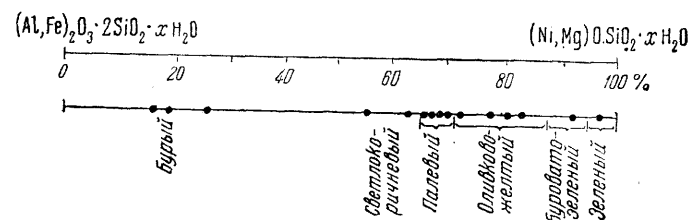
К твердым псевдоразторам должны быть причислены также однородные по внешним признакам коллоидные смеси, названные М. Н. Годлевским «изоколлоидными». Они возникают при совместной коагуляции двух (или более) компонентов, образуя гели переменного состава. Целый ряд их свойств напоминает свойства истинных твердых растворов.

Примером коллоидных смесей может служить ряд ферригаллуазит — гарниерит



где $x=1-1.5$, а m и n меняются от 0 до 1.

На фиг. 25 графически изображены составы анализированных образцов коллоидных образований этого ряда из месторождений силикатно-никелевых руд Уфалейского района на Урале. На той же фигуре на линии составов отмечены цвета образовавшихся минералов.



Фиг. 25. Искоколлоидный ряд ферригаллуазит — гарниерит

Точками показаны изученные составы смесей. Снизу подписаны цвета минеральных разновидностей в зависимости от состава

По характеру агрегатов, твердости, удельному весу, среднему коэффициенту преломления и другим свойствам минералы ряда ферригаллуазит—гарниерит близки друг к другу. Наблюдается некоторая геометрическая аналогия кристаллических решеток ферригаллуазита и гарниерита, что является, возможно, одним из условий образования подобных смесей. Отличаются лишь цвета как крайних, так и промежуточных членов этого ряда (см. фиг. 25).

Таким образом, внешне этот ряд коллоидных смесей производит полное впечатление твердых растворов. Однако изучение рентгенограмм и термограмм показывает явное наличие в этих смесях двух различных фаз: ферригаллуазита и гарниерита. Следовательно, этот тип образований относится к коллоидным твердым псевдоразторам подобно жидким коллоидным псевдоразторам, представляющим, как было сказано выше, гетерогенные системы.

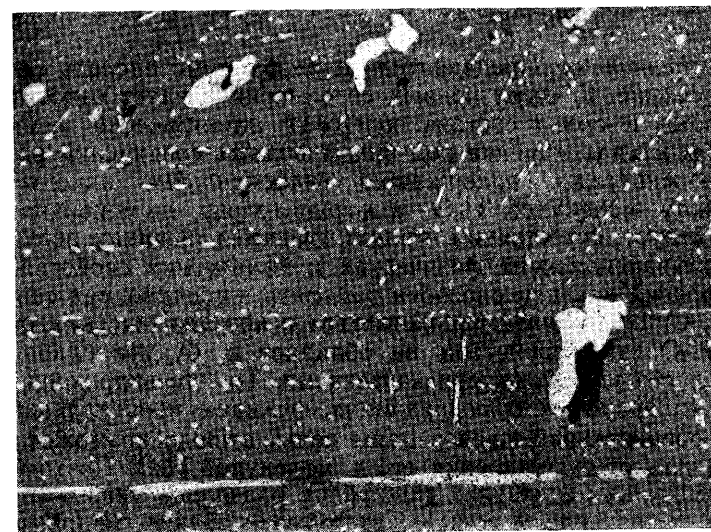
В отличие от истинных твердых растворов искоколлоидные смеси характеризуются замещением дисперсных фаз одного соединения дисперсными фазами другого (в твердых же растворах имеет место замещение ион за ион); элементарные ячейки в них лишь геометрически подобны, тогда как в истинных растворах элементарные ячейки компонентов не только геометрически подобны, но и близки по размерам. Рентгенометрическое исследование искоколлоидных смесей показывает линии обоих компонентов, тогда как в истинных твердых растворах устанавливаются линии главного компонента, лишь несколько смещенные в ту или другую сторону.

Явления распада истинных твердых растворов. Сравнительно давно было установлено и подтверждено многочисленными экспериментальными исследованиями, что образовавшиеся в момент кристаллизации при высоких температурах твердые растворы не всегда сохраняются при падении температуры, подвергаясь частичному или полному распаду на более простые соединения. Оказывается, что способность компонентов образовывать друг с другом твердые растворы по мере понижения температуры падает. Это явление в общем аналогично тому, что наблюдается и в жидких растворах: из обыденной практики мы знаем, что если в горячей воде мы до насыщения растворим какую-либо соль, например поваренную, то при охлаждении из первоначально образовавшегося совершенно гомогенного раствора выделяется на дне сосуда кристаллики NaCl, а концентрация соли в растворе станет соответственно меньше, т. е. степень растворимости понизится¹. В сущности отличие за-

¹ По этому принципу (принципу эвтектики) протекает, например, процесс распада твердого раствора углерода в железе, хорошо изученный металлографами. Как продукт распада выделяется Fe₃C.

ключается лишь в том, что явления распада кристаллических растворов совершаются в твердом состоянии.

Процесс распада твердых растворов является лишь одним из звеньев общего явления конденсирования молекулярных дисперсий в эволюции превращений физико-химических систем: газы при понижении температуры переходят в жидкости; последние при дальнейшем падении температуры кристаллизуются, иногда предварительно подвергаясь ликвации; если при кристаллизации часть соединений возникает в виде твердых растворов, то многие из них при медленном постепенном охлаждении подвергаются молекулярным перегруппировкам в твердом состоянии, распадаясь по принципу ликвации (или другими способами) на новые более простые молекулярные группировки, устойчивые при создавшихся условиях; что касается других



Фиг. 26. Ориентированные мелкие включения пирротина (светлые зернышки) в сфалерите (серая масса), являющиеся продуктом распада твердого раствора

Снято с полированного шлифа в отраженном свете под микроскопом

кристаллических образований, возникающих при кристаллизации жидкостей, то они также часто не сохраняются в неизменном состоянии, подвергаясь полиморфным превращениям по мере падения температуры.

Наиболее простой пример распада твердых растворов мы имеем в экспериментально изученной системе NaCl—KCl. Кристаллизуясь при высоких температурах, эти соединения образуют непрерывный ряд твердых растворов, т. е. кристаллов, в которых оба эти компонента, смешиваясь в любых пропорциях, слагают единую кристаллическую решетку. Однако при постепенном охлаждении до комнатной температуры в них происходит молекулярная перегруппировка вещества до полного обособления компонентов друг от друга, что выражается в образовании механической смеси мельчайших закономерно сросшихся между собой телец NaCl и KCl с самостоятельными кристаллическими решетками для каждого из них. Количественные соотношения того и другого зависят от состава исходного твердого раствора.

Из природных образований явления распада твердых растворов чаще всего наблюдаются в сернистых соединениях металлов, реже в кислородных солях и в соединениях других типов. Макроскопически, т. е. на-глаз, продукты распада твердых растворов удается заметить лишь в крайне редких случаях. Обычно они настолько малы, что отчетливо устанавливаются только под микроскопом. В качестве примеров можно привести следующие: закономерно ориентированные включения пирротина (FeS) в сфалерите (ZnS), изображенные на фиг. 26, ильменита (FeTiO₃) в магнетите (FeFe₂O₄), гематита (Fe₂O₃) в ильмените, альбита (NaAlSi₃O₈) в ортоклазе (KAlSi₃O₈) и многие другие.

Сущность процесса распада твердых растворов сводится к следующему. Если мы вспомним, что любое кристаллическое вещество при нагревании подвергается тепловому объемному расширению, а при охлаждении, наоборот, сжиманию, то нетрудно себе представить, что твердые растворы в момент их образования, т. е. при высоких

температурах, должны обладать за некоторыми исключениями расширенными кристаллическими решетками. Следовательно, могли иметь место более благоприятные, чем для низких температур, условия для гетеровалентного изоморфного замещения атомов, ионов и комплексов с большими пределами соотношений их «радиусов» и поляризационных свойств, чем это возможно при низких температурах. Если это так, то станет понятным, что при постепенном охлаждении первоначально образовавшихся однородных по структуре кристаллических сред должно наступать сжатие решетки, изменение свойств поляризации и относительных размеров структурных единиц, а в ряде случаев и полиморфное превращение компонентов, входящих в раствор в существенных количествах. Эти факторы, очевидно, и обуславливают перегруппировку в кристаллическом веществе, а стало быть, и обособление избыточных растворенных компонентов в виде самостоятельных фаз, располагающихся закономерно среди основной кристаллической среды, в зависимости от ее структуры.

Водные соединения. Предварительно необходимо сделать следующее важное замечание. К числу водных соединений следует относить только такие, которые в своем составе содержат электрически нейтральные молекулы воды. Раньше под видом водных соединений рассматривали также минералы, содержащие гидроксильные анионы $[\text{OH}]^{1-}$. Однако между молекулой H_2O и отрицательно заряженным ионом $[\text{OH}]^{1-}$ существует, естественно, принципиальная разница, весьма существенно сказывающаяся на физических и химических свойствах минералов. Гидроксил как ион способен заменять в соединениях такие анионы, как F^{1-} , Cl^{1-} , и прочно удерживается в кристаллических решетках. Молекула H_2O этим свойством не обладает и, будучи слабо связана в решетке, легко удаляется при нагревании. То, что гидроксил при прокаливании минералов, его содержащих, покидая кристаллическую решетку, способен превращаться в пары воды, отнюдь не может служить основанием для отождествления его с молекулой H_2O . Поэтому весьма важно в химических формулах минералов отдельно указывать присутствие в них гидроксила и воды. С этой точки зрения, например, малахит — $\text{Cu}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$ является не водным, а основным безводным карбонатом меди, хотя при химическом анализе гидроксил определяется в виде H_2O . То же относится к минералам, представляющим собой кислые соли, в которых в числе катионов находится водород.

В зависимости от того, каким способом удерживается вода в минералах, различают: 1) кристаллизационную или связанную воду, входящую в кристаллические решетки минералов, и 2) свободную воду, не участвующую в строении самого кристаллического вещества.

Связанная вода в решетке участвует в виде молекул H_2O , занимающих в ней строго определенные места. Количество молекул находится в простых отношениях к другим компонентам соединения. В качестве примеров можно привести следующие: $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (сода), $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (гипс), $\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (аннабергит), $\text{Al}_2[\text{PO}_4][\text{OH}]_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (вавеллит) и др. Это так называемые кристаллогидраты, которые, по Вернеру, должны рассматриваться как «комплексные соединения», т. е. такие, в которых молекулы воды как структурные единицы располагаются в определенной координации вокруг каких-либо ионов, создавая таким путем своего рода комплексные ионы.

Так, в кристаллической структуре соединения $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ рентгенометрическими исследованиями установлено, что шесть дипольных молекул H_2O непосредственно окружают катион Ni^{2+} , ориентируясь, очевидно, определенным образом по отношению к катиону (двумя протонами H^{1+} к периферии комплексного иона). Так как молекула H_2O сама по себе является электрически нейтральной, то гидратированный катион $[\text{Ni}(\text{H}_2\text{O})_6]^{2+}$ сохраняет заряд Ni^{2+} . Поэтому химическую форму соединения было бы правильнее писать так: $[\text{Ni}(\text{H}_2\text{O})_6]\text{SO}_4$.

На вопросе о причине гидратации ионов в кристаллических решетках мы остановимся позднее (во введении к кислородным солям). Здесь лишь можно указать, что необходимость гидратации ионов кристаллохимически строго оправдывается: для образования устойчивых кристаллических решеток из таких крупных по размерам анионов, как $[\text{SO}_4]^{2-}$, присутствующие в растворе катионы Ni^{2+} слишком малы, в силу чего и возникает стремление к увеличению их объема без изменения заряда. Само собой разумеется, что образование кристаллогидратов может происходить лишь в средах, богатых водой, и преимущественно при низких температурах.

При нагревании кристаллогидраты легко обезвоживаются, если не сразу целиком, то скачкообразно, периодически теряя часть молекул воды. При этом перестройка решетки происходит с сохранением рациональных отношений числа молекул H_2O и основного соединения. Например, халькантит ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) при искусственном обезвоживании образует вначале $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, затем $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и, наконец, CuSO_4 . При этом скачкообразно меняются и такие физические свойства, как показатели преломления, удельный вес и др. Для разных соединений вода удаляется при различных температурах: некоторые из них теряют ее при комнатной температуре (многоводные сульфаты меди и железа), другие — при более высоких и даже при температурах значительно выше 100° .

Свободная вода, присутствующая в минеральных массах, характеризуется тем, что не принимает прямого участия в строении кристаллической решетки минералов. При нагревании она выделяется постепенно. Различают три вида свободной воды: а) цеолитную, б) коллоидную и в) гигроскопическую.

Цеолитная вода получила свое название от общего названия особой группы минералов — цеолитов, в которых наиболее ярко проявлены особенности ее нахождения. Установлено, что молекулы воды в этой группе минералов не занимают какого-либо строго определенного положения в кристаллической решетке, а располагаются лишь в свободных полостях в ней (вдоль каналов, в межслоевых пространствах и пр.). Поэтому «растворимость» воды в них существенно ограничена. Интересно, что количество воды в них может меняться без нарушения кристаллической однородности вещества с постепенным изменением физических свойств: степени прозрачности, показателя преломления, удельного веса и др. Это указывает на то, что вода находится как бы в состоянии твердого раствора. При нагревании она выделяется в интервале $80-400^\circ$. Любопытно, что обезвоженные осторожным нагреванием цеолиты вновь способны поглощать воду с восстановлением прежних своих физических свойств. В качестве примера можно привести минерал томсонит из группы распространенных в природе цеолитов: $\text{Ca}_2\text{Na}[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Коллоидная вода, как показывает само название, распространена в гидрогелях, где удерживается на поверхности дисперсных фаз (стр. 63) очень слабыми силами связи. Она, по существу, является адсорбционной водой, и ее наличие не зависит от решетки адсорбента (сам адсорбент, конечно, может содержать кристаллохимически связанную воду). Примером может являться опал (гидрогель кремнезема) — $\text{SiO}_2 \cdot aq$ (aq — первые две буквы латинского слова аква — «вода»). Такое обозначение коллоидной воды, принимаемое некоторыми авторами, следует признать рациональным.

Гигроскопическая (капиллярная) вода удерживается в тонких трещинках, порах и порошковатых массах силами поверхностного натяже-

ния. В большей своей части она легко удаляется при нагревании до 100—110°. Резкой разницы между капиллярной и коллоидной водой провести нельзя.

3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Уже указывалось, что минералы как физические тела обладают широким разнообразием таких свойств, как цвет, твердость, блеск, удельный вес и др. В зависимости от химического состава и кристаллической структуры эти свойства у различных минералов проявляются по-разному. Каждый минерал характеризуется какими-либо особыми признаками, по которым его можно всегда отличить от других.

Очень многие минералы можно совершенно точно определить по комплексу характерных физических свойств, не прибегая к более трудоемким исследованиям, как например, к химическому анализу, рентгеноанализу и др. Нужно заметить, что для многих минералов существуют специфические, только каждому из них в отдельности свойственные тонкие особенности, которые при первом знакомстве нелегко схватить и передать словами. Особенно это относится к оттенкам цвета, к густоте окраски, к характеру излома, блеска и пр. Тем не менее уже при некотором опыте глаз настолько привыкает улавливать эти характерные свойства минералов, что в дальнейшем они служат решающими диагностическими признаками. Во времена далекого прошлого, когда люди еще не имели никакого представления ни о химии вообще, ни о химических элементах в частности, эти особые признаки минералов были хорошо известны и «рудознатцы» по ним безошибочно находили те полезные ископаемые, которые для них в то время представляли ценность.

Нельзя, конечно, думать, что таким путем могут быть определены все встречающиеся в природе минералы. Многие из них для окончательного установления требуют более детальных исследований, в частности — применения паяльной трубки, элементарных качественных химических реакций, более точного определения удельного веса, механических и прочих свойств. Тонкозернистые минеральные массы изучаются в специальных препаратах (шлифах) под микроскопом. Очень часто при установлении примесей таких ценных металлов, как кобальт, индий, кадмий, цезий и др., имеющих промышленное значение даже в случае совсем незначительного их содержания в минералах, приходится обращаться к спектральному и химическому анализам. При изучении редко встречающихся или новых минералов бывает необходимо прибегать также к рентгенометрическим исследованиям. Особые методы применяются при изучении радиоактивности минералов, пьезоэлектрических эффектов, магнитных свойств и других физических явлений в минералах.

Ниже мы остановимся на разборе главнейших свойств минералов, которые имеют наибольшее диагностическое значение. К этим свойствам относятся следующие: морфологические особенности — облик кристаллов, двойники, штриховатость граней; оптические¹ — прозрачность, цвет минералов, цвет черты, блеск; механические — спайность, излом, твердость, хрупкость, ковкость, упругость, а также такие свойства, как удельный вес, магнитность, радиоактивность и др.

¹ За исключением кристаллооптических свойств (светопреломления, двупреломления, плеохроизма и др.), детально излагаемых в курсах кристаллографии и кристаллооптики.

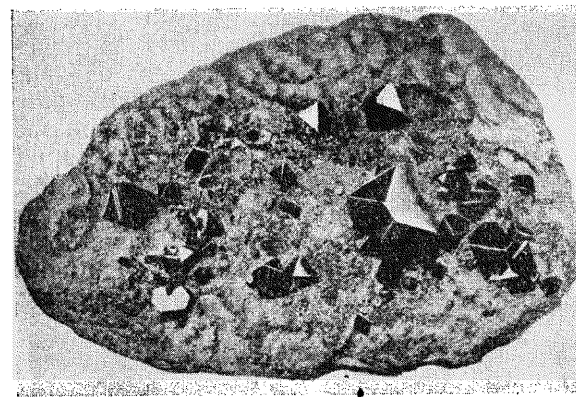
Морфологические особенности минералов

В природе твердые минералы в главной своей массе распространены в виде неправильной формы зерен, не имеющих кристаллических граней, но обладающих независимо от этого и от их размеров внутренним кристаллическим строением. Хорошо образованные кристаллы, т. е. индивидулы, ограниченные естественными гранями, встречаются несравненно реже. Находки их представляют интерес в том отношении, что в распоряжении исследователя увеличивается число признаков, по которым может быть определен минерал. Существуют даже специальные определители минералов по их кристаллографическим формам.

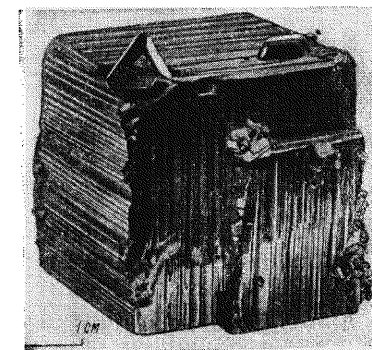
Морфология кристаллов и учение о симметрии подробно излагаются в специальных курсах кристаллографии. Мы здесь остановимся лишь на некоторых общих особенностях морфологии кристаллов и их граней, также имеющих некоторое практическое значение при определении минералов.

Облик кристаллов (габитус). Исходя из того, что любое тело в пространстве имеет три измерения, мы среди разнообразных форм кристаллов прежде всего должны выделить следующие основные типы:

1. **Изометрические формы**, т. е. формы, одинаково развитые во всех трех направлениях в пространстве. Примером их могут служить: ромбо-додекаэдр граната, октаэдр магнетита (фиг. 27), кубы пирита (фиг. 28) и др.



Фиг. 27. Кристаллы магнетита октаэдрического облика в хлоритовом сланце

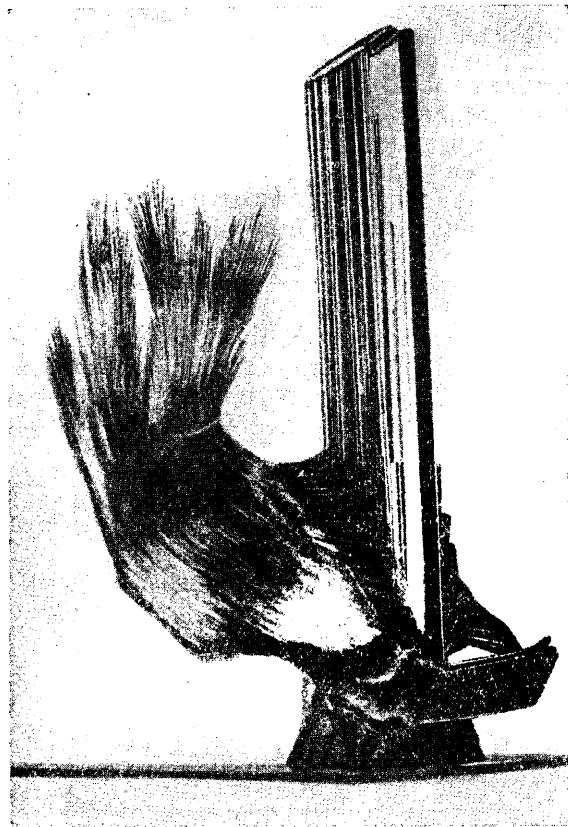


Фиг. 28. Кристалл пирита с выросшими кристалликами тетраэдрита (на углу) и галенита на верхней грани справа. Березовское месторождение на Урале

2. **Формы, вытянутые в одном направлении**, т. е. призматические, столбчатые (фиг. 29), шестоватые, игольчатые (фиг. 30), волосистые, волокнистые кристаллы. Например, кристаллы аквамарина, турмалина, рутила и др.

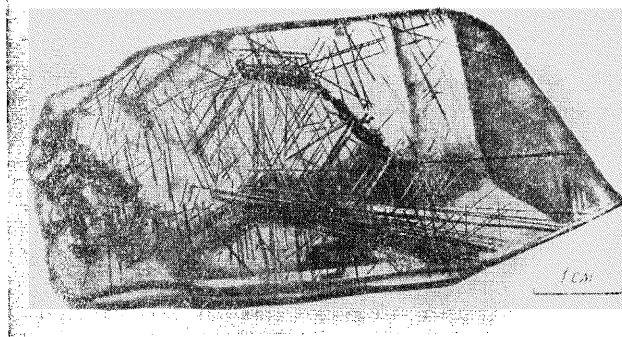
3. **Формы, вытянутые в двух направлениях при сохранении третьего короткого.** Сюда следует отнести таблитчатые, пластинчатые, (фиг. 31), листоватые и чешуйчатые кристаллы. Таковы, например, наблюдающиеся толстопластинчатые кристаллы барита, слюд, хлоритов. В тонкопластинчатых и чешуйчатых кристаллах часто встречаются гематит, урановые слюдки и др.

Широко распространены и переходные между этими основными типами формы. Например, боченковидные кристаллы корунда, скалено-



Фиг. 29. Столбчатый кристалл эпидота и агрегат волосистых кристаллов биссолита (разновидность актинолита)

легко узнаются независимо от того, в какой бы цвет они ни были окрашены или какими бы налетами они ни были покрыты. Типичны также кубические или пентагон-додекаэдрические кристаллы пирита, октаэдрические кристаллы шпинели, магнетита, ромбододекаэдрические кристаллы граната и др. Характерные черты форм кристаллов нашли свое отражение в самих названиях ряда минералов. Например, актинолит (по-гречески «лучистый камень»), гранат (гранум—латинское слово «зерно»), лепидолит (лепис—по-гречески «чешуя»), аксинит (аксине—по-гречески «топор»), корундофиллит (филлон—по-гречески «лист»), хризотил (по-гречески «золотистое волокно») и др.



Фиг. 30. Вростки игольчатого турмалина в прозрачном кварце. Из Невьянских россыпей на Урале

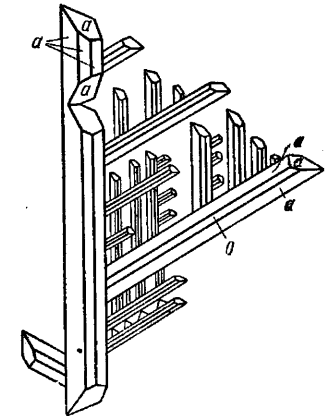
эдрические кристаллы кальцита и других минералов являются промежуточными между первым и вторым типом, уплощенные кристаллы сфена и монацита представляют промежуточную форму между первым и третьим типом, несколько вытянутые в одном направлении пластинчатые кристаллы гипса представляют что-то среднее между вторым и третьим типом.

Кроме того, существуют сложные формы кристаллов, например, кристаллические дендриты (фиг. 32), или вообще неправильной формы кристаллические образования (фиг. 33).

Хотя далеко не все минералы по формам их кристаллов бывает легко сразу узнать, однако для ряда минералов форма кристаллов настолько характерна, что она является важнейшим диагностическим признаком. Например, призматические кристаллы кварца, усеченные гранями ромбоэдра и трапецеэдра, всегда



Фиг. 31. Крупный пластинчатый кристалл молибденита



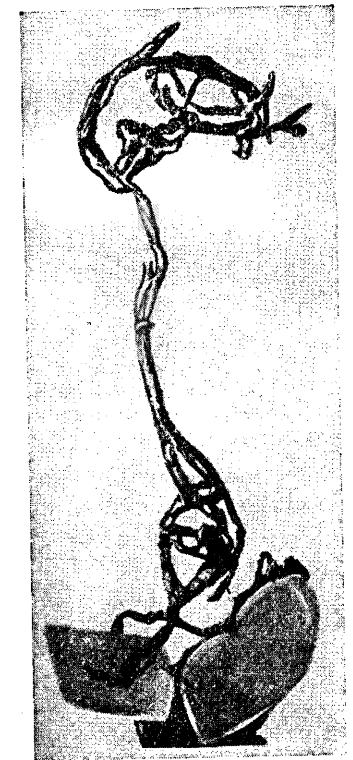
Фиг. 32. Кристаллический дендрит самородной меди, состоящий из ряда вытянутых двойников. Турьинские рудники на Урале

Двойники. Многие минералы встречаются в виде правильных сростаний (по плоскостям плотнейшей упаковки ионов) одиночных кристаллов, которые носят название двойников (фиг. 34), тройников и т. д. Для некоторых минералов такие образования довольно типичны и нередко облегчают диагностику минералов. Таковы, например, коленчатые двойники рутила и касситерита, так называемые «ласточкины хвосты» гипса (фиг. 35), тройники хризоберилла, крестообразные двойники (фиг. 36) ставролита (ставрос—по-гречески «крест») и др. Условия образования в природе двойниковых образований еще недостаточно изучены.

Нередко встречаются также закономерные сростки различных минералов, близких по составу или по форме образующихся кристаллов. Примером может служить закономерное срастание тетраэдрита и халькопирита (фиг. 37). Закономерная ориентировка срастающихся кристаллов, очевидно, обусловлена общностью или близостью строения плотно упакованных плоскостей срастания.

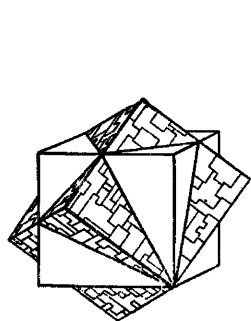
Штриховатость. Нередко грани кристаллов, будучи не совсем ровными, покрыты бороздами или штрихами. Для ряда минералов это свойство является весьма постоянным и служит также одним из диагностических признаков.

У одних минералов наблюдается параллельная ориентировка штрихов (например у кварца), у других она пересекается под определенными углами (на гранях кубиче-

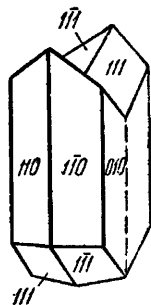


Фиг. 33. «Проволочное» самородное серебро на кристаллах кальцита. Конгберг (Норвегия)

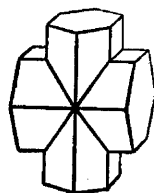
ских кристаллов перовскита). У одних минералов она проявляется вдоль вытянутости кристаллов (например, у турмалина, эпидота), у других — поперек (например, на призматических гранях кварца). Для кубических кристаллов пирита (фиг. 28) весьма характерно, что штрихи одной грани расположены перпендикулярно по отношению к каждой соседней грани.



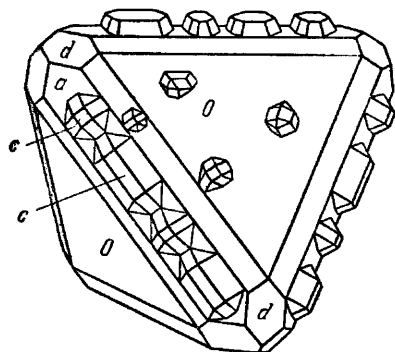
Фиг. 34. Двойник флюорита. Индивидуальные прорастают друг друга по (111)



Фиг. 35. Двойник гипса по (100) — «ласточкин хвост»



Фиг. 36. Крестообразный двойник ставролита



Фиг. 37. Закономерное нарастание мелких кристалликов халькопирита на тетраэдрит

Штриховатость граней может быть различного происхождения: 1) комбинационная штриховатость, обусловленная многократным повторением нарощих узких вицинальных граней (алмаз, турмалин), 2) двойниковая — как результат полисинтетического двойникового сложения кристаллов (сфалерит, иногда плагиоклазы и др.).

Прозрачность

Прозрачностью называется свойство вещества пропускать сквозь себя свет. Хотя абсолютно непрозрачных тел не существует, однако многие минералы, особенно металлы, даже в тонких пленках, видимые лучи пропускают в столь малых количествах, что практически кажутся совершенно непрозрачными. Точно так же не существует и абсолютно прозрачных материальных сред, т. е. таких, которые совершенно не поглощали бы пропускаемого через них света. Одна из самых прозрачных сред — чистая вода — в длинных столбах имеет явно голубой цвет, что свидетельствует о существенном поглощении красного конца спектра видимого света.

Напомним из физики о том, что одна часть падающего на данное тело светового потока отбрасывается или отражается им назад, а другая — вступает внутрь среды. Оставим пока в стороне явления отражения света (к ним мы вернемся в разделе о блеске минералов), а здесь рассмотрим поведение вступившего в данную среду света.

Как известно, вступивший в данную среду луч света меняет свою скорость, преломляется и по мере проникновения вглубь постепенно

расходует свою энергию на превращение в другие виды ее (преимущественно тепловую), благодаря чему количество света постепенно уменьшается, т. е. происходит поглощение (абсорбция) света.

Таким образом, интенсивность вышедшего из данной среды света (I) будет более ослабленной по сравнению с интенсивностью вступив-



Фиг. 38. Двупреломляющий прозрачный исландский шпат (CaCO_3)

шего света (I_0). Иначе говоря, отношение $\frac{I}{I_0} = a$ будет всегда правильной дробью. Величина a называется коэффициентом прозрачности данной среды при толщине слоя, равной единице (1 см). Она зависит от химической природы вещества и длины волны света (но не от силы света). Чем ближе эта величина к единице, тем более прозрачен минерал, и наоборот.

Ясно, что по мере прохождения светом каждого следующего слоя, толщиной равного единице, интенсивность его будет падать.

При прохождении лучом среды толщиной d см закон поглощения света математически выражается следующей формулой:

$$\frac{I_d}{I_0} = a^d \text{ или } I_d = I_0 a^d,$$

где I_d — интенсивность выходящего из данной среды света;

I_0 — интенсивность вошедшего в среду света;

a — правильная дробь;

d — путь, пройденный светом в поглощающей среде (толщина пластинки).

Заменив правильную дробь логарифмом ($a = e^{-k}$), получим следующую формулу поглощения света данной средой (формулу Ламберта):

$$I_d = I_0 e^{-kd},$$

где e — основание натуральных логарифмов ($e = 2.7182818$);

k — натуральный логарифм a .

Величина k называется коэффициентом поглощения. Чем больше этот коэффициент, тем большей поглощающей способностью обладает данная среда, т. е. тем менее прозрачным будет казаться исследуемый минерал.

Поглощение, так же как и коэффициент прозрачности кристаллических сред, изменяется в зависимости от длины волны света. Немного существует таких веществ,

которые одинаково сильно поглощали бы все волны видимого света. У большинства тел наблюдается избирательное поглощение волн, благодаря чему выходящий из поглощающей среды луч кажется окрашенным в тот или иной цвет. Этот цвет для подавляющей массы кристаллов не меняется сколько-нибудь заметно с увеличением толщины однородно окрашенных сред.

В зависимости от степени прозрачности все минералы, наблюдающиеся в крупных кристаллах, делят на следующие группы:

1) **прозрачные** — горный хрусталь, исландский шпат (фиг. 38), топаз и др.;

2) **полупрозрачные** — изумруд, сфалерит, киноварь и др.;

3) **непрозрачные** — пирит, магнетит, графит и др.

Многие минералы, кажущиеся в больших кристаллах или обломках непрозрачными, просвечивают в тонких осколках или тонких шлифах (например, биотит — черная слюда, рутил и др.).

В тех же случаях, когда мы вместо крупных кристаллов имеем дело с тонкозернистыми агрегатами, наблюдается иная картина в отношении прозрачности веществ. Если тело состоит из множества маленьких частиц — зерен, различно оптически ориентированных, то в такой среде лучи света не могут проложить себе прямых длинных путей. Свет в таких средах, многократно преломляясь в различных направлениях, в конце концов рассеивается и отражается. Поэтому такие среды кажутся непрозрачными. В этом легко убедиться, если мы сравним пластинку прозрачного кальцита (исландского шпата) и такой же толщины отполированную с обеих сторон пластинку тонкозернистого белого мрамора, состоящего из агрегата кальцитовых зерен. В то время как сквозь исландский шпат мы легко можем читать надписи на этикетке, пластинка мрамора не пропускает света. Только в тонких шлифах такие тела обнаруживают свою прозрачность.

Если при этом вещество, обладающее тонкоагрегатным строением, не проявляет заметного поглощения света, то для него бывает характерным молочно-белый цвет. Наиболее резко этот цвет выражен в тех случаях, когда вещество находится в дезагрегированном (раздробленном) состоянии, т. е. когда в промежутках между мельчайшими частицами присутствует воздух (например, в выветрелых сульфатах меди и железа). Это явление нам хорошо знакомо: если мы ударим молотком по прозрачному голубоватому льду, то в местах удара появляется молочно-белая окраска благодаря возникновению массы тончайших трещинок и пустот, выполненных воздухом.

Такая окраска нередко наблюдается также в отдельных крупных кристаллах таких минералов, как кварц, кальцит, каменная соль и др. Однако, как показывают исследования, рассеивание в них света происходит благодаря тонкодисперсным включениям газов и жидкостей. При меньшем содержании этих включений они кажутся полупрозрачными, мутными. К этой же категории явлений относится светлорозовая или буровато-желтая окраска непрозрачных на-глаз кристаллов ортоклаза (прозрачная разность носит название адуляра), микроклина, скаполита и многих других минералов, а также всех светлоокрашенных непрозрачных гелей (офит, бирюза, различные никелевые гидросиликаты и т. д.).

Цвет

Окраска минералов невольно бросается в глаза при первом же знакомстве с ними и потому является одним из важнейших признаков, свойственных минералам.

Вполне естественно поэтому, что целый ряд названий дан минералам именно по этому признаку. Например, лазурит, азурит (азур —

по-французски «лазурь»), хлорит (хлорос — по-гречески «зеленый»), родонит (родон — по-гречески «розовый»), рубин (рубен — по-латыни «красный»), крокоит (крокос — по-гречески «шафран», т. е. здесь имеется в виду его красно-оранжевый цвет), аурипигмент (аурум — по-латыни «золото»), хризолит, хризоберилл (хризос — по-гречески «золото»), эритрин (эритрос — по-гречески «красный»), гематит (гематикос — по-гречески «кровоавый»), альбит (альбус — по-латыни «белый»), меланит (мелас — по-гречески «черный») и т. д. Наоборот, такие названия минералов, как киноварь, малахитовая зелень и другие, вошли в наш лексикон как стандартные цвета красок, что говорит о том, что эти цвета постоянно присущи данным минералам.

В целом проблема окраски минералов очень сложна. Хотя наши познания в области причин появления окрасок кристаллических веществ, благодаря большим успехам физики и кристаллохимии, в последнее время значительно подвинулись вперед, все же остается еще много неясных вопросов. Первую более обстоятельную попытку обобщить имеющийся материал по этому вопросу и увязать окраску природных соединений с их кристаллохимическими особенностями сделал А. Е. Ферсман в своей книге «Цвета минералов» (1937).

В природных химических соединениях различают три рода окрасок по происхождению: 1) идиоохроматическую, 2) аллоохроматическую и 3) псевдохроматическую.

Идиоохроматизм¹. Во многих случаях окраска природных соединений, никогда не встречающихся в виде бесцветных кристаллов, обусловлена внутренними свойствами самого минерала. Таковы, например, черный магнетит (FeFe_2O_4), латуно-желтый пирит (FeS_2), карминово-красная киноварь (HgS), зеленые и синие кислородные соли меди (малахит, азурит, бирюза и др.), густосиний лазурит и т. д.

Эти типичные окраски минералов получили название идиоохроматических. В различных минералах они обусловлены разными причинами.

а) В многочисленных минералах окраска обязана своим происхождением тому, что в состав самих соединений входит какой-либо хромофор, т. е. химический элемент, приносящий окраску. К числу их, как давно уже было установлено, относятся следующие: Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, т. е. элементы так называемого семейства железа, располагающиеся в центре менделеевской таблицы элементов, разбитой по длинным периодам, и в меньшей степени — W, Mo, U, Cu и TR.

Наиболее ярким представителем хромофоров является хром, само название которого указывает на эту его особенность². Содержание окиси хрома (Cr_2O_3) в минералах обуславливает весьма интенсивные окраски: красную (пироп, рубин и др.), яркозеленую (уваровит, хромовый гранат, изумруд, фуксит), фиолетовую (родохром, кеммерерит). Несмотря на то, что изоморфная примесь окиси хрома в количестве всего лишь 0,1% окрашивает бесцветное соединение окиси алюминия (Al_2O_3) в густой яркочерный цвет. При этом содержании расстояние между двумя ближайшими частицами хромофоров в массе корунда составит около 20 ангстрем, т. е. во много раз больше, чем радиусы самих ионов ($0,57 \text{ \AA}$ у Al и $0,64 \text{ \AA}$ у Cr). Очевидно, ионы хрома, сильно отличаясь от ионов алюминия по конфигурации электронных оболочек, создают вокруг себя сильные нарушения в симметрии электрического поля и,

¹ Идиос — по-гречески «свой», «собственный».

² Хрома — по-гречески «окраска», «цвет».

несмотря на состояние рассеяния, оказывают свое влияние на всю решетку соединения.

Указанные выше зеленые и фиолетовые окраски минералов обусловлены значительным содержанием Cr_2O_3 (до нескольких процентов и даже десятков процентов). Сама чистая окись хрома также окрашена в зеленый цвет. Однако нельзя утверждать, что причиной зеленой окраски всегда являются большие содержания хрома в химических соединениях. Установлено, например, что зеленые бериллы — изумруды — обязаны своей чудесной яркой окраской совершенно ничтожной изоморфной примеси Cr_2O_3 к Al_2O_3 в пределах нескольких сотых процента. Следовательно, явление окраски минералов далеко не простое, как это могло бы показаться с первого взгляда.

Ион $[\text{CrO}_4]^{2-}$, содержащий Cr^{6+} , в искусственных соединениях обычно дает желтые соединения, но в соединении его с сильно поляризующими катионами наблюдается окрашивание в густой оранжево-красный цвет. Таков, например, минерал крокоит — PbCrO_4 .

б) В некоторых случаях минерал может быть окрашен в тот или иной цвет вне всякой связи с хромофорами или с изменением его химического состава, так как химическим и спектральным анализами не удается установить хотя бы ничтожные следы каких-либо примесей красящего пигмента.

Так, например, известны случаи окраски каменной соли (NaCl) в красивый синий цвет. Оказалось, что эта окраска своим происхождением обязана тому, что часть ионов этого соединения, в частности натрия, превратилась в нейтральные атомы, присоединив к себе необходимые для этого электроны хлора. Такую окраску в прозрачной каменной соли легко вызвать искусственно. Для этого достаточно пропитать ее парами металлического натрия. Точно такой же результат можно получить, если воздействовать на каменную соль катодными лучами, приносящими с собой свободные электроны.

Следовательно, окраска некоторых прозрачных минералов может быть связана с изменением однородности строения кристаллических решеток, с изменением электростатического состояния ионов, могущих превращаться под влиянием тех или иных причин в нейтральные атомы или в возбужденные (слабо заряженные) атомы.

Под действием лучей радия, как это было показано Дельтером (в 1910 г.), винно-желтый топаз становится темнооранжевым, нежно-розовый кварц — бурым, дымчатый кварц — черно-бурым и т. д. Любопытно, что после нагревания до температуры нескольких сот градусов некоторые минералы становятся бесцветными, например дымчатый кварц, аквамарин, сапфир и др., а винно-желтый топаз, наоборот, окрашивается в розовый цвет (истинная природа этих изменений еще не ясна).

в) Особую, хотя и очень небольшую, группу окрашенных минералов составляют такие соединения, в которых окраска обусловлена не наличием хромофоров и не нарушением электростатической однородности кристаллических решеток, а присутствием ионов или целых групп внутри пустых промежутков решетки. Это относится, в частности, к тем силикатам, у которых имеет место «внедрение» таких дополнительных анионов, как Cl^- , $[\text{SO}_4]^{2-}$ и др. Примером может служить яркосиний минерал лазурит.

Истинная природа этого явления, получившего название стереохроматизм, еще не разгадана, но ясно то, что окраска таких минералов несомненно связана с группами присоединения или внедрения, которые сами по себе не являются хромофорами. Характерна прочность

и стойкость в огне этих окрасок, что известно было еще за несколько тысячелетий до нашей эры, когда лазурит применялся в качестве краски.

Аллохроматизм¹. Известно не мало примеров, когда один и тот же минерал бывает окрашен в различные цвета и оттенки. Так, например, кварц, обычно встречающийся в виде бесцветных, часто совершенно прозрачных кристаллов (горный хрусталь), бывает окрашен в красивый фиолетовый цвет (аметист), розовый, желто-бурый (от окислов железа), золотистый (цитрин), серый или дымчатый (раухтопаз), густой черный (морион), наконец, в молочно-белый цвет. Точно так же каменная соль — галит (NaCl) может обладать белым, серым, желтым, бурым, розовым и иногда синим цветом.

В большинстве случаев окраска в таких минералах связана с посторонними тонко рассеянными механическими примесями, окрашенными в тот или иной цвет хромофорами (носителями окраски). Эти красящие вещества могут быть представлены как неорганическими, так и органическими соединениями. Часто бывает достаточно совершенно ничтожного количества их, чтобы вызвать интенсивное окрашивание бесцветных минералов, причем окраска зависит не только от количества, но и от степени дисперсности этих веществ.

Подобные окраски, не зависящие от химической природы самого минерала, носят название аллохроматических (т. е. чуждых самим минералам). Окрашенные таким способом минералы представляют собой не что иное, как кристаллозоли (стр. 65).

Наблюдаются и более грубые дисперсии, т. е. на-глаз заметные рассеянные включения тех или иных минералов. Таковы, например, зеленые кристаллы кварца с микроскопическими включениями актинолита, черный кальцит, переполненный мельчайшими включениями сульфидов или углеродистого вещества, и др.

Наконец, следует указать на многие аллохроматически окрашенные полупрозрачные и непрозрачные коллоиды (гели) и метаколлоиды. В большинстве случаев к числу загрязняющих красящих примесей принадлежат бурые гидроокислы железа, красная окись железа, черные окислы марганца, органические вещества и др. Очень часто красящий пигмент в них распределен неравномерно, иногда концентрическими слоями. Таковы, например, агаты с их замечательно тонкими и разноцветными рисунками.

Псевдохроматизм². В некоторых прозрачных минералах иногда наблюдается «игра цветов», обусловленная интерференцией падающего света в связи с отражением его от внутренних поверхностей, трещин спайности, иногда от поверхности каких-либо включений. Это явление нам хорошо знакомо по иризирующим пленкам керосина, нефти, масла, плывущим по воде и окрашенным в различные «цвета радуги». Оно объясняется тем, что здесь интерферируют лучи света, отраженные от передней поверхности прозрачной пленки (ее границы с воздухом) и задней (поверхности раздела с водой).

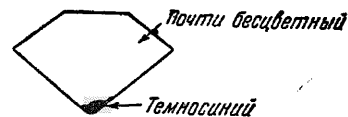
Подобные явления ложной окраски наблюдаются и в твердых прозрачных минералах. Прекрасным примером может служить поделочный камень лабрадорит, в котором, особенно на полированных плоскостях при некоторых углах поворота, вспыхивают местами красивые синие и зеленые переливы, обусловленные совершенной спайностью, вдоль которой выделились тончайшие пластинки ильменита.

¹ Аллос — по-гречески «посторонний».

² Псевдо — по-гречески «ложный».

Иризирующие пестроокрашенные пленки нередко наблюдаются на почковидной поверхности бурых железняков (гидроокислов железа), кристаллах железного блеска, на слегка окислившейся поверхности борнита — Cu_5FeS_4 (в виде фиолетовых и синих отливов) и др. Во всех этих случаях окраска ничего общего не имеет с природой самого минерала. Подобные пленки на минералах называются побежалостями.

Можно привести еще один пример кажущейся ложной окраски минерала. Встречаются иногда такие экземпляры кристаллов, в которых



Фиг. 39. Граненый камень из двуцветного корунда. Нижний конец его окрашен в темно-синий цвет

одна часть окрашена в один цвет, а другая является совершенно прозрачной (например, турмалины, корунд и др.). Если мы из такого двуцветного прозрачного корунда вырежем и отшлифуем камень так, как показано на фиг. 39, то, глядя на него сверху, мы будем ощущать ложную синюю окраску по всему камню. Именно этим объясняется тот факт, что совершенно бесцветные прозрачные зерна оливина — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ в массе

бутылочно-зеленого серпентина кажутся окрашенными в зеленый цвет.

Таким образом, из всех видов перечисленных выше окрасок наибольшим распространением пользуется идиохроматическая окраска минералов. Аллохроматизм, в сущности, также связан с идиохроматической окраской диспергированных посторонних примесей. При этом идиохроматизм в основном обусловлен красящей способностью хромофоров.

Хромофоры. Хромофоры, т. е. элементы-носители окрасок, не так уже многочисленны. К самым сильным хромофорам, как указывалось, относятся элементы семейства железа: Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co и Ni.

Характерно, что соединения разновалентных элементов различны по своей окраске. Например, соединения двухвалентного марганца розовые (родонит, родохрозит), четырехвалентного — черные (пирролюзит, псиломеланы). Мало того, различие в окраске минералов зависит от природы химических соединений, в которые входит данный ион. Хорошо известно, например, что безводная окись железа, встречаясь в минералах в виде распыленной механической примеси, окрашивает их в зависимости от количества в аллохроматический красный или розовый цвет (розовый кварц, красный карналлит, фиолетово-красный кальцит в пестрых мраморах и др.), тогда как примеси хлопьевидных гидратов окиси железа обуславливают темножелтую, желто-бурую или бурую окраску минералов (таковы слегка окисленные соединения двухвалентного железа). Водные соли трехвалентного железа, за исключением силикатов, окрашены в желто-бурый цвет (ярозит). Гидросиликаты, в которых участвует трехвалентное железо, имеют зеленовато-желтый или так называемый бутылочно-зеленый цвет (эпидот, серпентин, везувиан, нонтронит и др.) или, наконец, темнозеленый и черный цвет (роговая обманка, эгирин и др.). Ион двухвалентного железа, в противоположность трехвалентному, не принадлежит к числу хромофоров. Его природные соединения, подобно соединениям магния, бесцветны, например, ферробрусит — $(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{OH}]_2$, галотрихит $\text{FeSO}_4 \cdot \text{Al}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, оливин — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, либо имеют серовато-белый цвет, слегка окрашенный в какие-либо светлые тона, например карбонаты: сидерит — FeCO_3 , анкерит — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{CO}_3]_2$, брейнерит — $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$ и др. Непрозрачная магнитная закись окиси железа (магнетит — FeFe_2O_4) имеет черный цвет. Кристалличе-

ские гематит (Fe_2O_3) и гётит (FeOOH) хотя и обладают черным цветом, но в тонких шлифах просвечивают — один красным, другой красно-бурым цветом.

Приведем характерные цвета соединений (за исключением сульфидов и металлов), в которые входят главнейшие хромофоры — ионы с менее симметричной конфигурацией электронной оболочки (в скобках показаны цвета, наблюдающиеся в искусственных соединениях).

Ti^{3+} синий	Ti^{4+} красный	V^{3+} (черно-зеленый)	V^{5+} красный	$[\text{VO}_4]^{3-}$ красно-бурый (желтый)
	Cr^{3+} красный, яркозеленый, фиолетовый			$[\text{CrO}_4]^{2-}$ (яркожелтый); (оранжево-красный)
Mn^{2+} розовый (зеленый) ¹	Mn^{3+} (фиолетово-красный)	$(\text{Mn}^{2+} + \text{Mn}^{3+})$ темнокрасный		Mn^{4+} черный; в гидратах — шоколадно-бурый
	Fe^{3+} красный; в гидратах — желто-бурый; в гидросиликатах — бутылочно-зеленый			$(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ (черный)
	Co^{2+} розовый, красный ²	(оливково-зеленый, синий)	Co^{3+} коричневый	Co^{4+} (черный)
			Ni^{2+} зеленый или желтовато-зеленый — в гидросиликатах, сульфатах, арсенатах; (зеленый — в безводных ортосиликатах); (желтый — в безводных метасиликатах)	

Большинство ионов типа благородных газов (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , Cl^- и т. д.), а также комплексные ионы — $[\text{NO}_3]^-$, $[\text{SO}_4]^{2-}$ и др. не являются хромофорами, т. е. они, как правило, дают бесцветные соединения и растворы. Красящими агентами являются лишь некоторые ионы с большим атомным весом: Mo^{6+} , W^{6+} , J^- , а также U^{6+} .

Купроионы в своем большинстве также не принадлежат к числу хромофоров. Однако некоторые ионы в водных солях являются красителями. Например, водные соли двухвалентной меди (сульфаты) окрашены в синий цвет (обезвоживание их приводит к потере этого цвета). Большинство же водных медных солей разных кислот окрашено в зеленые цвета (малахит, либетенит, фосфорхальцит, атакамит, диоптаз, хризоколл и др.).

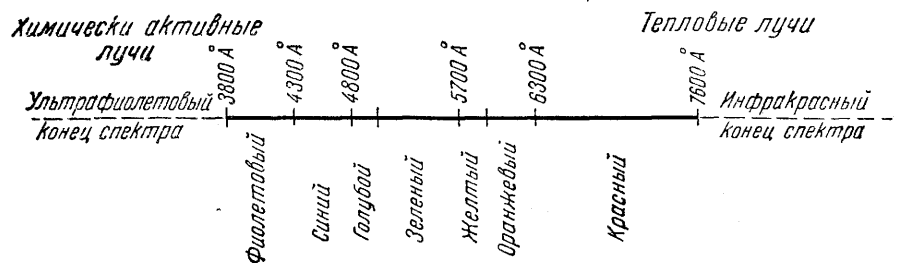
О природе окраски веществ. Как известно, среди чрезвычайно широкого общего спектра электромагнитных волн наш глаз воспринимает лишь очень узкую «полоску», которую представляют световые видимые лучи с длинами волн от 3800 до 7600 ангстрем (или от 380 до 760 м μ). В зависимости от частоты колебаний и длины волн эти лучи воспринимаются нашим глазом окрашенными в тот или иной цвет. По одну сторону этой «полоски», за фиолетовым концом спектра (фиг. 40) следуют невидимые ультрафиолетовые лучи, далее — рентгеновы лучи, γ -лучи и космические лучи; все это химически активные лучи, обладающие большой энергией. По другую сторону «полоски», при постепенном увеличении длин волн, красные лучи сменяются инфракрасными с их весьма широким диапазоном длин волн, затем — огромными по длине радиоволнами; эти лучи, в противоположность коротким и ультракоротким, обладают наименьшей энергией и слабой активностью.

¹ MnS , полученный в виде осадка в лабораторных условиях, бледнорозовый, а более высокотемпературная природная разновидность — темнозеленая. Манганозит — MnO обладает изумрудно-зеленым цветом.

² Искусственные соединения ионами Co^{2+} окрашиваются в синий цвет в случае четверной координации ионов кислорода, и в красный — в случае шестерной координации.

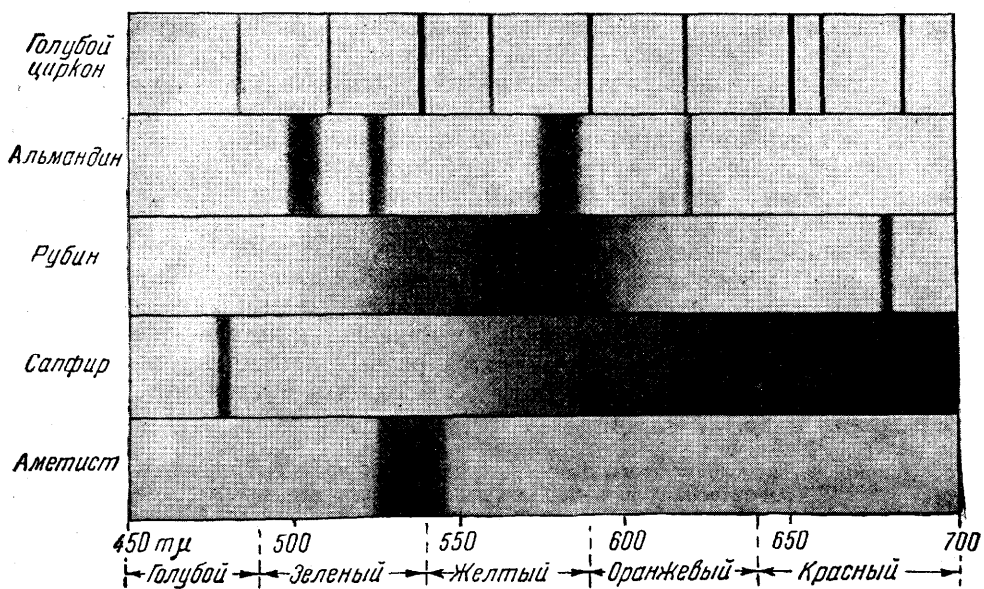
Прохождение света в кристаллических средах, как уже указывалось, сопровождается некоторым поглощением видимых лучей независимо от цвета, т. е. длины волны. Благодаря этому отраженный изнутри свет, лишившись ряда волн, окрашивается в тот или иной дополнительный цвет.

Физический смысл поглощения светового спектра заключается в том, что электромагнитные колебания света при проникновении его в кристаллические решетки, т. е. в среды, сложенные атомами или ионами, в тысячи раз меньшими, чем длины волн¹, претерпевают некоторые изменения: одни волны пройдут почти беспре-



Фиг. 40. Спектр видимых лучей солнца (жирная линия)

пятственно, другие постепенно погаснут, израсходовав свою энергию на приведение в колебательные движения электронов, атомов, молекул, или на зарядку атомов, или, наконец, на химическую реакцию. Чем правильнее и прочнее построены электронные оболочки ионов, чем меньшую деформацию (поляризацию) они претерпевают



Фиг. 41. Спектры поглощения для некоторых минералов

в симметрически построенных решетках, чем более свободна кристаллическая среда от примесей, вызывающих нарушения в электрическом поле кристалла, тем меньшее поглощение будет испытывать проходящий свет.

Важно подчеркнуть, что поглощение видимого света кристаллическими средами имеет двойной характер: 1) общее, более или менее одинаковое поглощение всех длин волн спектра и 2) избирательное поглощение — лишь некоторых узких или более широких областей спектра.

¹ Расстояния между узлами в кристаллических решетках измеряются единицами ангстрем.

Общее равномерное поглощение всего спектра видимого света приводит к окраске минералов в ахроматические цвета, т. е. в гамму серых цветов (от бесцветного или белого до черного). Избирательная же абсорбция волн спектра обуславливает окрашивание минералов в чистые дополнительные цвета. Если поглощение отдельных волн, кроме того, сопровождается общим поглощением света, то чистые тона окраски загрязняются гаммой серых тонов и тем больше, чем сильнее проявляется общее поглощение. Степень прозрачности окрашенных минералов в связи с этим, естественно, падает.

Изучение спектров поглощения (фиг. 41) с помощью спектроскопа показывает, что явление абсорбции света в разных минералах совершается весьма различно. Два одинаковых по окраске, но разных по составу минерала могут иметь различные спектры поглощения. Так, например, яркокрасный рубин абсорбирует почти всю область желтого и зеленого света, а красный гранат — альмандин — только отдельные участки волн желтого и зеленого света (фиг. 41). Сапфир (Al_2O_3) поглощает всю область красных, оранжевых и желтых лучей, окрашиваясь в дополнительный синий цвет. Циркон из всей области спектра выхватывает отдельные узкие полоски, причем интенсивность поглощения полос в разных участках спектра не одинакова. Поэтому кристаллы циркона в большинстве случаев хотя и окрашены, но цвета его не совсем чистые — часто слегка загрязненные.

Если бы мы попытались в спектре белого света произвести поглощение видимых лучей, начиная с фиолетового конца, постепенно перемещая полосу поглощения по направлению к красному концу, то получили бы такую последовательность смены дополнительных цветов, своего рода шкалу понижения окраски:

- | | |
|------------------------------|-----------------------|
| 1. Светлый зеленовато-желтый | 6. Фиолетовый |
| 2. Желтый | 7. Темносиний |
| 3. Оранжевый | 8. Голубой |
| 4. Красный | 9. Голубовато-зеленый |
| 5. Пурпурный | 10. Яркозеленый |

Эти чистые по тону окраски широко известны в органической химии. Среди минералов эти окраски свойственны соединениям с ионной связью, подкрашенным в том или ином количестве хромофорами. К числу их, например, относятся окраски многих драгоценных камней, так называемых «самоцветов» — рубина, сапфира, изумруда, аквамарина, топаза и др.

Большинство минералов окрашено в более густые загрязненные тона. Эти окраски в виде дополнительных цветов можно получить, если в спектре белого света полосу поглощения мы будем не перемещать, а постепенно расширять по направлению от фиолетового конца к красному. Тогда шкала понижения нам представилась бы в несколько другом виде:

- | | |
|-----------------------|----------------------------|
| 1. Зеленовато-желтый | 5. Красно-коричневый |
| 2. Буровато-желтый | 6. Черный |
| 3. Буровато-оранжевый | 7. Металлически-стальной |
| 4. Красно-бурый | 8. Металлически-золотистый |

С кристаллохимической точки зрения понижение окраски минералов может обуславливаться разными причинами. Она понижается в связи с усилением асимметрии электронных оболочек ионов, слагающих решетки (ионы типа благородных газов, купроины, ионы несимметричного строения), с увеличением валентности ионов (розовые соединения — Mn^{2+} , фиолетово-красные и бурые — Mn^{3+} , черные — Mn^{4+}) с усилением поляризации ионов (бесцветный ZnS , желтый CdS , темнокрасный HgS), с вхождением в кристаллические среды в виде изоморфных примесей хромофоров (бесцветный корунд, рубин, или сапфир) и, вероятно, в связи с некоторыми другими причинами.

Среди ионных соединений, обладающих кристаллическими средами, способными пропускать свет в более или менее значительных количествах, наиболее низкие окраски свойственны минералам, решетки которых сложены преимущественно ионами несимметричного строения (семейства железа). Металлы и многие сернистые соединения, близкие или переходные по структуре к металлическим постройкам, обладают резко выраженной отражательной способностью, т. е. способностью мало пропускать свет даже в тонких пленках. Поэтому цвета этих минералов связаны главным образом с так называемой поверхностной окраской, т. е. по существу с избирательным отражением света, выражающимся в окраске металлических блесков. Закономерности понижения этих окрасок сложнее и с достоверностью не изучены.

В кристаллозолях, окрашенных хромофорами, понижение окраски пропорционально количеству дисперсной фазы: светлорозовый, красный и фиолетово-красный кальцит в пестроцветных мраморах, окрашенных безводной окисью железа, темнобурый и черный сфалерит, различной интенсивности окраски агатов и т. д.

Таким образом, практически окраска большинства минералов зависит от того, какие хромофоры участвуют в образовании соединений, в каком количестве и в каком сочетании.

Несмотря на большие достижения физики и кристаллохимии, все же еще многое в вопросах окраски минералов остается не разгаданным. Так, например, до сих пор остается неясной природа синих, зеленых тонов некоторых минералов; непонятно, с чем именно связаны фиолетовая окраска аметистов, черные цвета морионов, зеленый цвет амазонита, нежноглубые тона, наблюдающиеся иногда в целестине, барите и в других минералах; не выяснены пока закономерности в проявлении поверхностных окрасок минералов и т. д.

О классификации цветов. Необычайное разнообразие оттенков в окраске минералов не поддается сравнительному описанию не только потому, что их очень много, но и потому, что наш орган зрения непосредственно воспринимает лишь грубые различия в цветах минералов. В этом не трудно убедиться, если мы сравним между собой два таких зеленых минерала, как малахит и гарниерит (никелевый гидросиликат). При рассмотрении порознь они для неопытного глаза кажутся одинаково окрашенными, но когда мы поставим их рядом, то легко заметим существенное различие в оттенках окраски. В процессе постоянной тренировки в восприятии цветовых эффектов постепенно вырабатывается зрительная память на цвета, все больше и больше начинают улавливаться характерные особенности оттенков. Способность запоминать эти особенности оказывает большую услугу в диагностике минералов.

Попытки разработать классификацию цветов производились неоднократно. В этом отношении наибольшей известностью, особенно в красильном деле, пользуется цветовой атлас Вильгельма Оствальда (1923). Он предложил рассматривать каждый цвет как сочетание гаммы ахроматических, серых цветов (белый — черный) с каждым из восьми основных цветов спектра солнечного света (различая в каждом из последних, кроме того, три ступени — нормы цветовых тонов). В результате им получено 680 номеров оттенков, зафиксированных в устойчивых красках на карточках, составляющих цветовой атлас. В минералогической практике этот атлас, по ряду причин, не получил применения. Многие, часто весьма характерные нюансы окрасок, обусловленные такими свойствами минералов, как прозрачность, блеск, матовость и др., не могут быть отражены в этой, хотя и довольно совершенной, шкале цветовых тонов. Однако при определении цвета порошков минералов атлас Оствальда оказывает бесспорную помощь.

В обычной практике при определении цвета минералов прибегают к сравнительной оценке, сопоставляя его с окраской каких-либо хорошо известных предметов или веществ. Поэтому широко пользуются двойными названиями цветов минералов, например: молочно-белый, медово-желтый, латунно-желтый, карминово-красный, изумрудно-зеленый, яблочно-зеленый (цвет неспелого яблока), шоколадно-бурый, свинцово-серый, оловянно-белый и т. д. Несмотря на то, что все эти определения весьма грубы и относительны, они все же приняты и встречаются во всей мировой литературе по минералогии.

Как бы то ни было, на первых порах мы должны условиться в названиях хотя бы основных цветов, прикрепив их к определенным минералам. За основу можно принять следующие часто употребляемые названия цветов, более или менее постоянных, для ряда минералов:

- | | |
|-------------------------|---|
| 1. Фиолетовый — аметист | 6. Красный — киноварь (в порошке) |
| 2. Синий — азурит | 7. Бурый — пористые разности лимонита |
| 3. Зеленый — малахит | 8. Желто-бурый — охристые разности лимонита |
| 4. Желтый — аурипигмент | |
| 5. Оранжевый — крокоит | |

- | | |
|----------------------------------|--------------------------------------|
| 9. Оловянно-белый — арсенипирит | 14. Медно-красный — самородная медь |
| 10. Свинцово-серый — молибденит | 15. Латунно-желтый — халькопирит |
| 11. Стально-серый — блеклая руда | 16. Металлически-золотистый — золото |
| 12. Железо-черный — магнетит | |
| 13. Индигово-синий — ковеллин | |

В качестве примера ахроматических цветов приведем следующие: бесцветный горный хрусталь, молочно-белый кварц, серая каменная соль и черный пиролюзит.

Цвет черты

Под этим термином подразумевается цвет тонкого порошка минерала. Этот порошок легко получить, если мы будем проводить испытуемым минералом черту на матовой (неглазурованной) поверхности фарфоровой пластинки, называемой бисквитом. Порошок получается в виде следа на пластинке, окрашенного в тот или иной, характерный для данного минерала цвет.

Этот признак по сравнению с окраской минералов является гораздо более постоянным, а следовательно, и более надежным диагностическим признаком. Цвет черты или порошка в ряде случаев совпадает с цветом самого минерала. Например, у киновари окраска и цвет порошка красные, у магнетита — черные, у лазурита — синие и т. д. Для других минералов наблюдается довольно резкое различие между цветом минерала и цветом черты. Из числа известных нам пока минералов такое различие мы наблюдаем, например, у гематита — цвет минерала стально-серый или черный, а черта красная, у пирита — цвет минерала латунно-желтый, а черта черная и т. д.

Большинство прозрачных или полупрозрачных окрашенных минералов обладает бесцветной или слабо окрашенной чертой. Поэтому наибольшее диагностическое значение цвет черты имеет для непрозрачных или полупрозрачных резко окрашенных соединений.

В природе нередко один и тот же минерал встречается то в плотных, то в порошковатых разностях. Цвета их в ряде случаев резко отличаются друг от друга. Примерами могут служить: лимонит (гидроокись железа) — в плотных массах черный, в порошковатых (в виде охры) желто-бурый; гематит (безводная окись железа) — в кристаллической разновидности обладает почти черным цветом, а в порошковатых разностях яркокрасным и т. д. В других случаях цвет минерала в плотных кристаллических массах и в диспергированном состоянии одинаков, например, у малахита он и в том и в другом виде зеленый, у азурита — синий, у киновари — красный, у аурипигмента — яркожелтый и т. д.

Следует упомянуть, что аллохроматическая окраска многих полупрозрачных минералов, обусловленная примесями в виде дисперсной фазы тех или иных соединений, в сущности отвечает цвету этих соединений в порошковатом состоянии. Таковы, например, желто-бурые и бурые опалы, окрашенные гидроокислами железа, красные яшмы, густо проникнутые тонкораспыленной безводной окисью железа, и т. д.

Блеск

Как было указано, падающий на минерал световой поток частью отбрасывается назад, причем частота колебаний не претерпевает изменений. Этот отраженный свет и создает впечатление блеска минерала. Интенсивность блеска, т. е. количество отраженного света, тем больше,

чем резче разница между скоростями света при переходе его в кристаллическую среду, т. е. чем больше показатель преломления минерала. Блеск не зависит от окраски минералов.

Зная показатели преломлений минералов, для подавляющей массы минералов нетрудно вычислить показатель отражения света (R) по формуле Френеля:

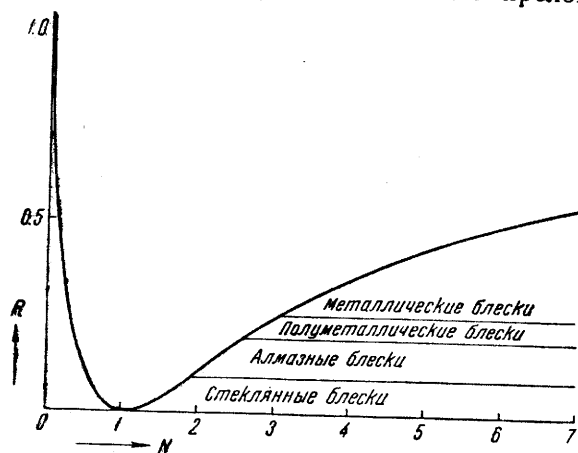
$$R = \left(\frac{N-1}{N+1} \right)^2,$$

где

R — показатель отражения;

N — средний показатель преломления минерала по отношению к воздуху.

Подставляя в эту формулу ряд определенных значений N , легко изобразить графическим путем в виде кривой зависимость показателя отражения (блеска) от показателя преломления (фиг. 42). Кривая,



Фиг. 42. Зависимость показателя отражения света (R) от показателя преломления минералов (N)

1. Стеклообразные блески, свойственные минералам с $N = 1.3—1.9$. Сюда принадлежат: лед ($N = 1.309$), криолит ($N = 1.34—1.36$), флюорит ($N = 1.43$), кварц ($N = 1.544$); далее следуют многочисленные галогенные соединения, карбонаты, сульфаты, силикаты и другие кислородные соли; заканчивается этот ряд такими минералами, как шпинель ($N = 1.73$), корунд ($N = 1.77$) и гранаты (N до 1.84).

2. Алмазные блески, характерные для минералов с $N = 1.9—2.6$. В качестве примеров сюда следует отнести: циркон ($N = 1.92—1.96$), касситерит ($N = 1.99—2.09$), самородная сера с алмазным блеском на плоскостях граней ($N = 2.04$), сфалерит ($N = 2.3—2.4$), алмаз ($N = 2.40—2.46$), гринокит ($N = 2.5$), рутил ($N = 2.62$), часто обладающий полуметаллическим блеском, свойственным густоокрашенным разностям.

3. Полуметаллические блески прозрачных и полупрозрачных минералов с показателями преломления (для Li-света) $N = 2.6—3.0$. Примеры: алабандин ($N = 2.70$), куприт ($N = 2.85$), киноварь ($N = 2.91$), гематит ($N = 3.01$).

4. Металлические блески минералов с показателями преломления выше 3. В порядке возрастающей отражательной способности приведем следующие примеры: пиролюзит (кристаллический), молиб-

денит, пирротин, антимонит, галенит, халькопирит, пирит, арсенопирит, висмут и др.

Важно установить, что при определении отражательной способности непрозрачных минералов, кроме показателей преломления, нельзя не учитывать также показателя поглощения K . Для этих случаев показатель отражения выражается следующей формулой (для оптически изотропных сечений минералов):

$$R = \frac{(N-1)^2 + N^2 K^2}{(N+1)^2 + N^2 K^2}.$$

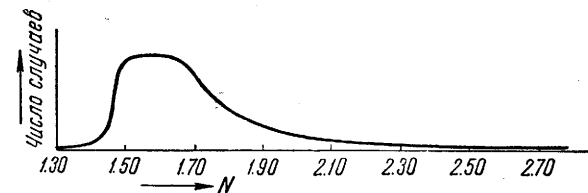
Это означает, что для минералов с металлическим блеском (т. е. для левой и крайней правой частей ветви нашей кривой) величины показателей отражения в действительности будут несколько выше, чем это определяется по формуле Френеля. Однако это обстоятельство не вносит никаких принципиальных изменений в приведенную выше шкалу блесков. Наоборот, им легко объясняются кажущиеся редкие исключения из приведенного выше положения. Например, магнетит обладает показателем преломления 2.42, т. е. должен был бы иметь алмазный блеск, однако, благодаря непрозрачности, т. е. значительному поглощению света, показатель отражения несколько повысится, перейдя на диаграмме (фиг. 42) в полосу полуметаллических блесков.

Интересный случай имеем для аурипигмента — As_2S_3 , для которого указываются то алмазный, то полуметаллический блеск. Оказывается, этот минерал обладает очень высоким двупреломлением, причем $N_g = 3.0$ и $N_p = 2.4$. Если мы эти данные сопоставим с указанными выше пределами, то убедимся в том, что в одних направлениях блеск действительно будет полуметаллическим, тогда как в других — алмазным.

Если мы зададимся вопросом, какие же блески в минеральном царстве преобладают, то, распределив все прозрачные и просвечивающие минералы по среднему показателю преломления (фиг. 43), увидим отчетливо выраженный широкий максимум для значений 1.5—1.7. Подсчет показывает, что на долю минералов со стеклянным блеском приходится около 70% природных соединений с показателями преломления, не превышающими 1.9. Другая, правда, менее многочисленная группа приходится на минералы с металлическим блеском.

Однако эти металлические блески настолько характерны для целого ряда важных в практическом отношении минералов, что многие из них раньше носили свое название (а в немецком языке и до сих пор называются) по этому признаку; например: галенит (свинцовый блеск), халькозин (медный блеск), антимонит (сурьмяный блеск), кобальтин (кобальтовый блеск), гематит (железный блеск) и т. д.

Вторым важным фактором (независимо от показателей преломления и поглощения света), влияющим на результат отражения света,



Фиг. 43. Относительная распространенность минералов с различными показателями преломления

является характер поверхности, от которой происходит отражение.

Выше мы рассмотрели блески минералов, обусловленные зеркально гладкими поверхностями (т. е. гранями кристаллов и плоскостями спайности). Но если минерал в изломе имеет не идеально гладкую, а скрыто бугорчатую или ямчатую поверхность, то стеклянные, алмазные и другие блески приобретают чуть тусклый оттенок. Отраженный свет при этом частично теряет свою упорядоченность, подвергаясь некоторому рассеиванию. Создается жировой или, как чаще говорят, жирный блеск. В этом явлении мы можем наглядно убедиться, если проследим за изменением блеска в свежем изломе каменной соли во влажном воздухе. Через несколько дней блестящие поверхности нам будут казаться как бы покрытыми тончайшей пленкой жира. Особенно это будет заметно в сравнении с плоскостями свежих сколов или вовсе выветрелыми поверхностями. Наиболее типичными примерами жирного блеска могут служить блеск самородной серы в изломе или блеск элеолита (нефелина), подвергнувшегося едва заметному разложению.

Поверхности с более грубо выраженной неровностью обладают восковым блеском. Особенно это характерно для скрытокристаллических масс и твердых светлоокрашенных гелей. Таковы, например, часто встречающиеся блески кремней, коллоидных масс минералов галлуазит-гарниеритового ряда и др. Подобным же блеском характеризуются встречающиеся иногда скрытокристаллические, почти матовые агрегаты сфалерита, тонкоагрегатное строение которых может быть доказано лишь в полированных шлифах под микроскопом, с применением травления кислотами. Во всех этих случаях истинный блеск минералов совершенно затушевывается.

Наконец, если тонкодисперсные массы вдобавок обладают тонкой пористостью, то в этом случае падающий свет полностью рассеивается в самых различных направлениях. Микроскопические поры являются своего рода «ловушками» для света. Поверхности такого рода носят название матовых. Примерами могут служить: мел, каолин (в сухом состоянии), различные охры, сажистый пиролюзит и т. д.

Для некоторых минералов, обладающих явно выраженной ориентировкой элементов строения в одном или двух измерениях в пространстве, наблюдается своеобразное явление, связанное с блеском, так называемый отлив минерала. В минералах с параллельно-волокнистым строением (асбест, немалит, селенит и др.) мы всегда наблюдаем типичный шелковистый отлив. Прозрачные минералы, обладающие слоистой кристаллической структурой и в связи с этим явно выраженной совершенной спайностью, имеют характерный перламутровый отлив (примеры: мусковит, пластинчатый гипс, тальк и др.). В том, что появление перламутрового отлива связано именно со слоистостью, легко убедиться, если мы сложим в пачку тонкие покровные или оконные стекла и взглянем на них сверху. Мы действительно увидим своеобразный отлив, совершенно похожий на блеск жемчужин.

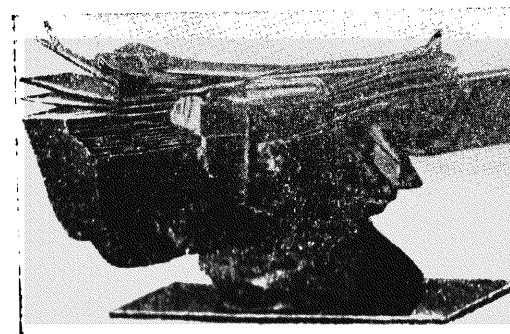
Спайность и излом

Спайностью называется способность кристаллов и кристаллических зерен раскалываться или расщепляться по определенным кристаллографическим направлениям. Это свойство кристаллических сред связано исключительно с внутренним их строением и для одного и того же минерала не зависит от внешней формы кристаллов (например,

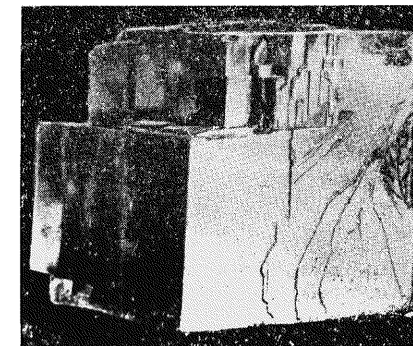
у ромбоэдрических, скаленоэдрических и призматических кристаллов или даже совершенно неправильных кристаллических зерен кальцита наблюдается всегда одна и та же форма спайности по ромбоэдру). Поэтому этот признак, являющийся характерным для каждого данного кристаллического вещества, служит одним из важных диагностических признаков, помогающих определить минерал. Не случайно многие минералы называются шпатами (полевые шпаты, тяжелый шпат, плавиковый шпат, исландский шпат и т. д.)¹. Об этом же говорят такие названия, как ортоклаз (спайность под прямым углом), плагиоклаз (под косым углом) и др.

Практически важно различать степень совершенства проявления спайности. С этой точки зрения принята следующая пятиступенчатая шкала:

1. Спайность весьма совершенная (например, в слюдах и хлоритах). Кристалл способен расщепляться на тонкие листочки (фиг. 44). Получить излом иначе как по спайности весьма трудно.



Фиг. 44. Весьма совершенная спайность слюды



Фиг. 45. Совершенная спайность каменной соли

2. Спайность совершенная (например, в кристаллах кальцита, галенита, каменной соли и др.). При ударе молотком всегда получаются выколки по спайности, внешне очень напоминающие настоящие кристаллы (фиг. 45). Например, при разбивании галенита получаются мелкие правильные кубики, при раздроблении кальцита — правильные ромбоэдры и т. д. Получить излом по другим направлениям (не по спайности) очень трудно.

3. Спайность средняя (например, в кристаллах полевых шпатов, роговых обманок и др.). На обломках минералов отчетливо наблюдаются как плоскости спайности, так и неровные изломы по случайным направлениям.

4. Спайность несовершенная (например, у апатита, касситерита, самородной серы, оливина и др.). Она обнаруживается с трудом, ее приходится искать на обломке минерала. Изломы, как правило, представляют собой неровные поверхности.

5. Спайность весьма несовершенная, т. е. практически отсутствует (например, у корунда, золота, платины, магнетита и др.). Она обнаруживается в исключительных случаях. Такие тела обычно

¹ К шпатам издавна относят те, не имеющие металлического блеска, минералы, которые обладают хорошей спайностью в нескольких направлениях (спате — по-гречески «пластина»).

имеют раковистый излом, т. е. похожий на поверхность раковины с концентрически расходящимися ребрами, подобно тому, как это наблюдается в изломе шлаков, простых стекол или вулканического стекла — обсидиана (фиг. 46). У самородных металлов бывает характерен занозистый излом, у сульфидов — мелко раковистый по кривым поверхностям.

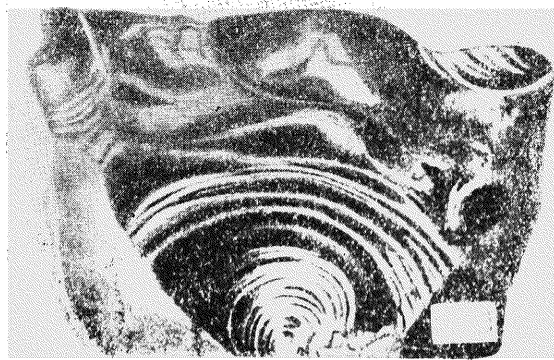
В различных минералах, обладающих спайностью, плоскости спайности ориентированы по определенным кристаллографическим направлениям и притом не одинаково для различных типов кристаллических решеток: у галенита и каменной соли — по кубу, у карбонатов — по ромбоэдру, у роговых обманок и пироксенов — по призме, у слюды и хлоритов — только по пинакоиду. Нередко различно ориентированные плоскости спайности в одном и том же минерале имеют различную степень совершенства. Например, у кристаллов гипса — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, относящихся к моноклинной сингонии, наблюдаются следующие спайности: по второму пинакоиду $\{010\}$ — весьма совершенная, по пирамиде $\{111\}$ — средняя и по первому пинакоиду — $\{100\}$ — несовершенная. Количество направлений спайности в ряде случаев также является важным диагностическим признаком. Например, такие весьма похожие друг на друга по ряду внешних признаков (цвету, твердости, блеску и др.) минералы как сфалерит — ZnS и вольфрамит — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$, отличаются друг от друга тем, что в кристаллах или зернах сфалерита наблюдается несколько направлений спайности по $\{100\}$, тогда как у вольфрамита совершенную спайность мы всегда находим только в одном направлении по $\{010\}$, вдоль вытянутости кристаллов или зерен.

Явление спайности в кристаллах объясняют соотношением сил сцепления между структурными единицами в кристаллической решетке в различных направлениях. Наименьшие величины сил сцепления перпендикулярны к плоскостям спайности. Последние совпадают с направлением наиболее удаленных друг от друга плоских сеток, т. е. сеток, наиболее густо усаженных структурными единицами (фиг. 47).

В гомополярных соединениях, например в алмазе, спайность проходит по плоскостям сеток с наибольшим расстоянием друг от друга, т. е. по октаэдру $\{111\}$.

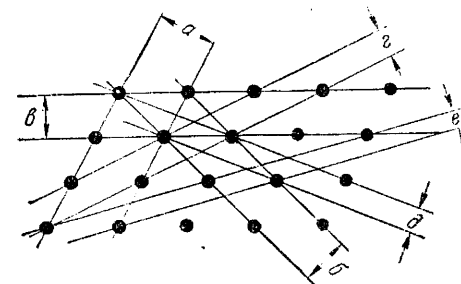
В ионных кристаллических решетках плоскости спайности проходят таким образом, что ими будут разделены поверхности, усеянные только анионами (например, в структуре CaF_2). При этом в сложных соединениях анионные комплексы никогда не разрываются.

Кристаллы сфалерита (ZnS) имеют ту же структуру, что и алмаз, однако плоскости спайности в них проходят не по октаэдру, а по ромбическому додекаэдру $\{110\}$. Дело в том, что плоскости $\{111\}$ в кристаллической решетке сфалерита по одну сторону имеют только ато-

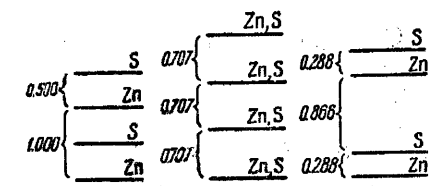


Фиг. 46. Раковистый излом обсидиана

мы Zn, а по другую — только атомы S, т. е. атомный состав чередуется так же, как в плоскостях $\{100\}$, тогда как в плоскостях $\{110\}$ сетки состоят из равного количества атомов Zn и S (фиг. 48). Нетрудно догадаться, что в первых двух случаях должно существовать большее сцепление между различно заряженными плоскостями и потому при раскалывании кристалла пришлось бы затратить более значительное



Фиг. 47. Зависимость между расстояниями параллельных рядов в плоской сетке и густотой точек в каждом ряду ($a > b > c > d > e$)



Фиг. 48. Разрезы структуры ZnS нормально к граням куба $\{100\}$, ромбо-додекаэдра $\{110\}$ и октаэдра $\{111\}$

количество энергии, чем для разделения по плоскостям $\{110\}$.

В кристаллах со слоистой структурой плоскости спайности проходят всегда параллельно слоям (слюды, графит, молибденит и др.). В кристаллических средах с волокнистой структурой спайность параллельна направлению анионных цепочек (пироксены, амфиболы и др.).

Таким образом, в основе проявления спайности в кристаллах лежит анизотропия сил сцепления закономерно расположенных структурных единиц в кристаллических решетках.

Кроме спайности, в кристаллах могут наблюдаться также трещины отдельности, являющиеся обычно результатом внешних динамических воздействий. В отличие от спайности, они не являются строго плоскими, обычно бывают густо расположены, ориентированы в одном направлении, большей частью поперек удлинения кристаллов. Наиболее часто трещины отдельности наблюдаются у корунда, диаллага, иногда у апатита и других минералов.

Твердость

Под твердостью¹ подразумевают степень сопротивления, которое способен оказать данный минерал какому-либо внешнему механическому воздействию, в частности царапанию.

В обычной минералогической практике применяется наиболее простой способ определения твердости царапанием одного минерала другим, т. е. устанавливается относительная твердость минералов. Для оценки этой твердости принимается шкала Мооса, представленная десятью минералами, из которых каждый последующий своим острым концом царапает все предыдущие.

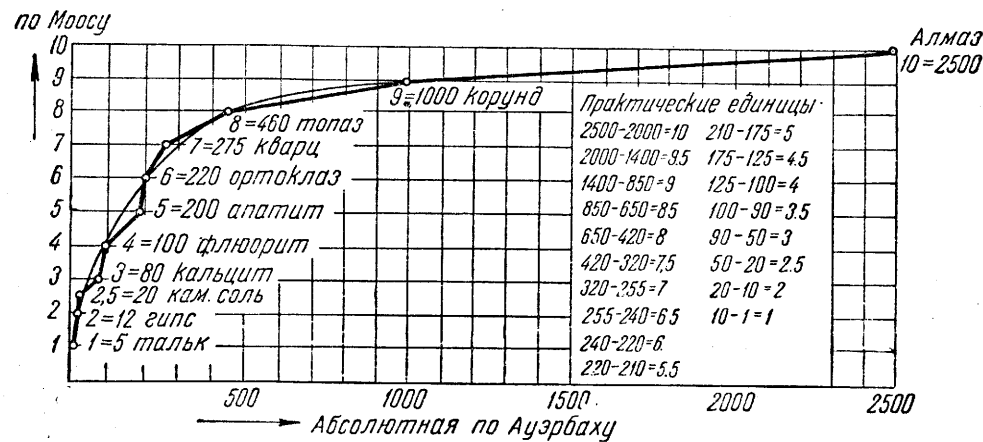
¹ Понятие твердость тела до сих пор с определенностью не установлено, несмотря на большие исследования этого вопроса. Различают твердости царапания, сверления, давления, шлифования. Результаты исследований всеми этими методами показывают, что мы, по существу, имеем дело с неодинаковыми по своей природе физическими явлениями.

За эталоны этой шкалы приняты следующие минералы в порядке твердости от 1 до 10:

1. Тальк	$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$
2. Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
3. Кальцит	$CaCO_3$
4. Флюорит	CaF_2
5. Апатит	$Ca_5[PO_4]_3F$
6. Ортоклаз	$KAlSi_3O_8$
7. Кварц	SiO_2
8. Топаз	$Al_2[SiO_4](F, OH)_2$
9. Корунд	Al_2O_3
10. Алмаз	C

Определение твердости исследуемого минерала производится путем установления, какой из эталонных минералов он царапает последним. Например, если исследуемый минерал царапает апатит, а сам царапается ортоклазом, то это значит, что его твердость заключается между 5 и 6.

Этот простой, хотя и грубый метод определения твердости минералов вполне удовлетворяет нас при диагностике минералов. На фиг. 49



Фиг. 49. Соотношение твердостей по Моосу и Ауэрбаху

приведено сопоставление данных по шкале Мооса с данными так называемой абсолютной шкалы Ауэрбаха, где можно видеть, насколько неравномерны ступени шкалы Мооса. Однако в пределах твердостей 2—7, которые характеризуют главную массу минералов, существуют более или менее правильные соотношения твердостей по Моосу.

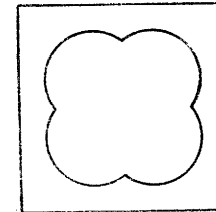
В пределах значений по шкале Мооса у большинства минералов на различных гранях и сколах твердость является более или менее постоянной, хотя известны примеры, когда она меняется в зависимости от направления царапания. Например, у минерала дистена (Al_2SiO_5) в направлении удлинения твердость равна 4.5, а в перпендикулярном направлении на той же плоскости — 6—7. Поэтому не случайно этот минерал называется дистеном (ди — по-гречески «двойко», стенос — «сопротивляющийся»).

Более точные определения твердости минералов с научно-исследовательской целью производят на специальных приборах — склерометрах, с помощью специального алмазного или металлического остря. Мы не будем останавливаться на рассмотрении этих устройств. Приве-

дем лишь некоторые выводы, полученные при детальном изучении явлений нарушения поверхностей кристаллов методом царапания.

Прежде всего выяснилось, что твердость кристаллических тел обладает векториальными свойствами (анизотропией), т. е. в различных направлениях в кристалле она не одинакова. Это относится даже к минералам кубической сингонии. В качестве примера на фиг. 50 приведена «розетка твердости» на грани куба каменной соли.

Если испытываемая плоскость кристалла ориентирована перпендикулярно к плоскости спайности, то в направлении, параллельном следу плоскости спайности, она обнаруживает наименьшие, а в перпендикулярном направлении — наибольшие значения твердости.



Фиг. 50. «Розетка твердости» на грани куба каменной соли

Для разных кристаллов одного и того же минерала «розетки твердости» получаются не всегда одинаковыми. Допускают, что причиной этого явления служат примеси.

С кристаллохимической точки зрения твердость кристаллических тел зависит от типа структуры и прочности связей атомов (ионов). Хотя в этой области мы располагаем еще очень неполными данными, все же некоторые положения установлены с достаточной степенью определенности.

Для ионных кристаллических тел путем сопоставления ряда эмпирических данных выявляется, что твердость, в общем, прямо пропорциональна плотности решеток. С увеличением межионных расстояний для данного типа соединений она падает:

	BeO	MgO	CaO	SrO	BaO
Расстояние A—X . . .	1.55	2.10	2.40	2.57	2.77Å
Твердость по Моосу . .	9	6.5	4.5	3.5	3.3

Установлено также, что для соединений, кристаллизующихся в одинаковой структуре, с близкими межионными расстояниями, с увеличением валентности, т. е. зарядов ионов, твердость возрастает.

Для гомополярных кристаллических тел зависимость прочности связи от межатомных расстояний аналогична зависимости в ионных решетках. Однако сама прочность ковалентных связей для разных соединений варьирует в весьма широких пределах. Например, в соединениях с четырьмя ковалентными связями в их структурах, таких как AgCl (кларгирит), AgBr (бромирит) и AgI (иодирит), устанавливается низкая твердость 1—1.5; алмаз является самым твердым минералом в природе.

В металлах, обладающих структурами с координационными числами 12 (с плотнейшей упаковкой шаров), твердость, как правило, небольшая (не выше 3—4). Таковы, например, медь, серебро, золото и др.

Молекулярные соединения многих органических веществ, характеризующиеся слабыми вандерваальсовскими связями между молекулами, обладают естественно низкими твердостями (минералы группы парафина и др.). Из неорганических соединений сюда принадлежат: самородная сера (ромбической модификации), в которой восьмиатомные молекулы слабо связаны между собой (твердость около 2), минералы со слоистыми решетками, которые рассматривают как большие плоские молекулы с ионными связями внутри слоев, но между

с собой связанные силами Ван-дер-Ваальса: графит, молибденит — MoS_2 , брусит — $\text{Mg}[\text{OH}]_2$, каолин, тальк, хлориты и др. В графите расстояние между атомами в слоях составляет 1.42 \AA (т. е. даже меньше, чем у алмаза), а расстояние между слоями равно 3.41 \AA . Благодаря легкой расщепляемости по плоскостям спайности общая твердость по шкале Мооса составляет 1—1.5, однако тонкими исследованиями установлено, что твердость в направлении, перпендикулярном к спайности, превышает 5.

Следует указать, что скрытокристаллические, тонкопористые и порошковатые разновидности минералов обладают ложными малыми твердостями. Например, гематит (Fe_2O_3) в кристаллах имеет твердость 6, а в виде красной охры — меньше 1, что говорит лишь об отсутствии сцепления между отдельными частицами в тонкодиспергированной массе гематита.

В целом главная масса природных соединений обладает твердостями в пределах от 2 до 6. Более твердые минералы принадлежат безводным окислам и некоторым силикатам: кварц — SiO_2 (твердость 7), касситерит — SnO_2 (6—7), корунд — Al_2O_3 (9), минералы группы шпинели MgAl_2O_4 (8), топаз (8), берилл (7.5—8), турмалин (7—7.5), гранаты (около 7) и др.

Хрупкость, ковкость, упругость

Эти свойства при диагностике минералов имеют второстепенное значение. Однако для ряда минералов они являются весьма характерными.

Под хрупкостью в минералогической практике подразумевается свойство минерала крошиться под давлением при проведении острием ножа царапины по его поверхности. При этом, например, минерал, известный под названием блеклая руда, «пылится», т. е. дает матовую черту с темным порошком по краям. Халькозин, похожий на него по внешним признакам, в этом случае дает гладкий блестящий след, что свидетельствует о свойстве пластической его деформации, т. е. ковкости. Аналогичное явление, но в более сильно выраженной форме, обнаруживают ковкие самородные металлы (медь, золото, электрум, серебро и др.). Свойство ковкости их проявляется также и в том, что их зернышки на наковальне с помощью молоточка могут быть расплющены в тонкие пластинки.

Для ряда минералов, обладающих слабыми кристаллическими решетками, явление пластичности обуславливается скольжением, которое выражается в параллельном перемещении слоев кристаллической среды вдоль одной или нескольких плоскостей (скольжения в каменной соли). В других минералах пластичность выражается в механическом двойниковании (например, в кристаллах кальцита).

Упругость, т. е. свойство веществ изменять свою форму под влиянием деформирующих сил и вновь ее восстанавливать по удалении их, также характерна для некоторых минералов. Этим свойством обладают, например, слюды, не содержащие кальция, чем они отличаются от кальцийсодержащих, так называемых хрупких слюд, ломающихся при изгибе. Похожие на слюды хлориты при сильном изгибе хотя и не ломаются, но не восстанавливают своего прежнего положения. Минералы группы асбеста при их расщеплении дают тончайшее эластичное волокно, поддающееся текстильной обработке. Волокнистая разновидность гипса — селенит — этим свойством не обладает.

Все эти особенности минералов, так же как спайность и излом, находятся в несомненной зависимости от особенностей кристаллических структур и прочности связей структурных единиц, составляющих решетки. Свойством явно выраженной упругости, как видим, обладают минералы, характеризующиеся слоистой решеткой (главным образом слюды).

Удельный вес

Удельные веса минералов колеблются в широких пределах: от значений меньше 1 (природные газы¹, жидкие битумы) до 23.0 (некоторые разновидности минералов группы осмистого иридия):

Главная масса природных органических соединений, окислов и солей легких металлов, расположенных в менделеевской таблице в верхней ее части, обладает удельными весами в пределах от 1 до 3.5: янтарь, твердые битумы (1.0—1.1), галит — NaCl (2.1—2.5), гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (2.3), кварц — SiO_2 (2.65), алмаз (3.5) и др. Лишь некоторые сюда относящиеся минералы имеют больший удельный вес, например корунд и его разновидности — Al_2O_3 (4.0). Среди сульфатов особо выделяется барит — BaSO_4 (4.3—4.7), почему он и получил свое название (барос — по-гречески «тяжесть»).

Соединения типичных тяжелых металлов, занимающих нижнюю часть менделеевской таблицы, характеризуются средними удельными весами от 3.6 до 9. Примеры: сидерит — FeCO_3 (3.7—3.9), малахит (3.9), сфалерит — ZnS (4.0), пирит — FeS_2 (5.0), магнетит — FeFe_2O_4 (4.9—5.2), гематит — Fe_2O_3 (6.0), англезит — PbSO_4 (6.4), церуссит — PbCO_3 (6.5), касситерит — SnO_2 (7.0), галенит — PbS (7.5), киноварь — HgS (8.0), уранинит (7.5—10).

Наибольшие удельные веса свойственны самородным тяжелым металлам: медь (8.9), висмут (9.7), серебро (10—11), ртуть (13.6), золото (15—19), минералы группы самородной платины (14—20), минералы группы иридия и осмистого иридия (17—23).

Удельные веса минералов определяются в основном двумя способами: 1) методом вытеснения жидкости, т. е. путем взвешивания образца и измерения объема вытесненной им воды в сосуде, и 2) путем определения потери в весе минерала, погруженного в воду (абсолютный вес образца делят на потерю им веса в воде). Удельный вес мелких зернышек минерала определяется с помощью так называемого пикнометра или тяжелых жидкостей и весов Вестфала, описываемых в специальных руководствах.

Если для данного минерала при рентгенометрических исследованиях мы получаем размеры пространственной элементарной ячейки и число атомов (или ионов) для каждого элемента, то для сравнения не трудно вычислить теоретический удельный вес, пользуясь атомными весами элементов. В случае значительного количества изоморфных примесей при этом приходится пользоваться также данными химических анализов.

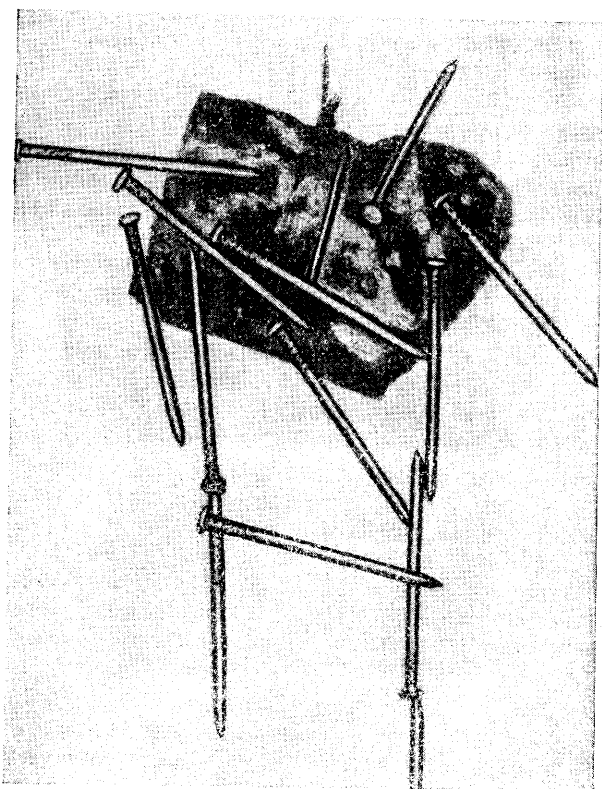
Довольно значительные колебания удельного веса, устанавливаемые для одного и того же минерала, наблюдаются сравнительно редко и помимо изоморфизма обычно бывают обусловлены мельчайшими включениями посторонних минералов, в том числе пузырьков газа и жидкостей.

¹ Удельные веса природных газов определяются по отношению к воздуху.

Различие в удельных весах минералов широко используется при обогащении руд различными гравитационными методами с целью отделения нерудных минералов (кварца, кальцита, барита и др.) от рудных минералов (галенита, сфалерита, касситерита и др.). При обогащении получают концентраты с повышенным содержанием полезных минералов.

Магнитность

Существует очень немного минералов, которые обладают явно выраженными магнитными свойствами. Минералы со слабыми парамагнитными свойствами легко притягиваются магнитом (бедные серой разности пирротина). Но имеются и такие минералы, которые сами представляют собой магнит, т. е. являются ферромагнитными и притягивают к себе железные опилки, булавки, гвозди (фиг. 51). Таким свойством обладают магнетит — $FeFe_2O_4$, никелистое железо, некоторые



Фиг. 51. Притягивание магнитом железных гвоздей

разности ферроплатины. Наконец, известны диамагнитные минералы, отталкивающиеся магнитом (самородный висмут). Так как число минералов, обладающих магнитными свойствами, невелико, то этот признак имеет важное диагностическое значение. Испытание на магнитность производится с помощью свободно вращающейся магнитной стрелки, к концам которой подносится испытуемый образец.

Слабыми магнитными свойствами, не устанавливаемыми с помощью магнитной стрелки, обладает довольно большое количество минералов. На различии этих слабо выраженных магнитных свойств основано разделение минералов на фракции с помощью электромагнита при исследовании так называемых шлихов, т. е. тяжелой фракции минералов, получающейся с помощью промывных устройств из песков речных долин. Это исследование шлихов производится с целью обнаружения в них минералов ценных металлов (например, редких земель, олова, вольфрама и др.). Устанавливая закономерности их распространения, производят поиски коренных месторождений (т. е. первоисточника интересующих минералов, распределенных в речных россыпях).

разности ферроплатины. Наконец, известны диамагнитные минералы, отталкивающиеся магнитом (самородный висмут).

Так как число минералов, обладающих магнитными свойствами, невелико, то этот признак имеет важное диагностическое значение. Испытание на магнитность производится с помощью свободно вращающейся магнитной стрелки, к концам которой подносится испытуемый образец.

Слабыми магнитными свойствами, не устанавливаемыми с помощью магнитной стрелки, обладает довольно большое количество минералов. На различии этих слабо выраженных магнитных свойств основано разделение минералов на фракции с помощью электромагнита при исследовании так называемых шлихов, т. е. тяжелой фракции минералов, получающейся с помощью промывных устройств из песков речных долин. Это исследование шлихов производится с целью обнаружения в них минералов ценных металлов (например, редких земель, олова, вольфрама и др.). Устанавливая закономерности их распространения, производят поиски коренных месторождений (т. е. первоисточника интересующих минералов, распределенных в речных россыпях).

Радиоактивность

В самом конце периодической системы Д. И. Менделеева располагается группа радиоактивных элементов урана — радия, представляющих совершенно особый интерес. Явления радиоактивности были открыты А. Беккерелем еще в 1896 г. Дальнейшее изучение их привело к открытию общих законов строения атома и к развитию так называемой ядерной физики.

Выше уже подчеркивалось, что образование ионов, химических соединений и вообще все химические процессы обусловлены исключительно строением наружных электронных оболочек атомов и той энергией, которая выделяется при перегруппировках электронов; ядра атомов при этом не претерпевают никаких изменений. Явления же радиоактивных превращений, наоборот, связаны с превращениями, происходящими в самих ядрах. В связи с этим необходимо в двух словах коснуться строения атомных ядер.

Ядро легчайшего атома — водорода — представлено одним положительно заряженным протоном, масса которого примерно в 2000 раз больше массы электрона, т. е. масса ядра (как и для всех других элементов системы) практически почти равна массе всего атома. Следующий за водородом гелий имеет атомный номер 2. Следовательно, ядро его обладает двойным положительным зарядом и содержит 2 протона. Можно было бы ожидать, что и масса его должна быть вдвое больше. Однако, как видим из табл. 1 (стр. 28—29), атомный вес гелия равен 4. Выяснилось, что в ядрах атомов, кроме положительно заряженных протонов, присутствуют также прочно связанные с ними нейтроны, т. е. электрически нейтральные частички, образованные слиянием в одно целое протона и электрона и по своей массе практически не отличающиеся от протонов. Поскольку эти частички электрически нейтральны, постольку их присутствие не сказывается на заряде ядра, следовательно и на номере атома, а только на его весе. Отсюда легко догадаться, что в ядре гелия, кроме двух протонов, содержится два нейтрона.

Необходимо также напомнить, что для каждого элемента доказано существование нескольких изотопов, т. е. атомов, имеющих один и тот же номер, но разные массы (или массовые числа), обусловленные различным числом присутствующих нейтронов. Например, для водорода, кроме обычного изотопа — H^1 с массовым числом, равным единице, установлен тяжелый изотоп — H^{2*} с массовым числом, равным 2 (его ядро, называемое дейтерием, кроме протона содержит один нейтрон), для гелия известен легкий изотоп — He^3 (2 протона + 1 нейтрон) с массовым числом равным 3, затем следует нормальный гелий — He^4 (2 протона + 2 нейтрона) и т. д. При обычных химических реакциях изотопы одного и того же элемента ведут себя совершенно одинаково. Поэтому при определении атомных весов элементов обычным путем получаются цифры, отвечающие смеси изотопов, чем и объясняется то, что приводимые в таблице Д. И. Менделеева атомные веса не равны целым кратным числам основной единицы массы — водорода (вернее, одной шестнадцатой массы преобладающего изотопа кислорода — O^{16}).

Итак, можно считать твердо установленным, что в строении атома принимают участие три основные частицы: протон и нейтрон в ядре и электрон в окружении ядра. Число протонов равно атомному номеру, а число нейтронов — разности между массовым числом (близким к атомному весу) и атомным номером.

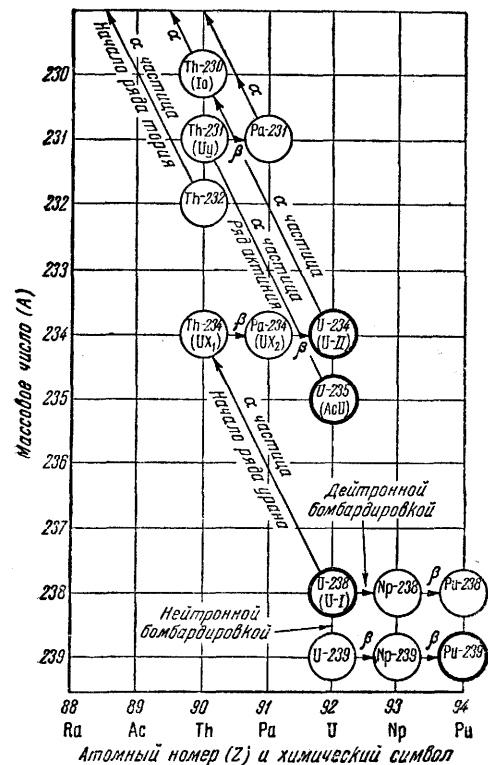
Рассматривая периодическую систему элементов (см. табл. 1, стр. 28—29), легко видеть, что в первых рядах элементов числа протонов и нейтронов ядра атома обычно равны друг другу. По мере того как переходим к более тяжелым элементам, замечаем, что число нейтронов по сравнению с протонами постепенно возрастает (так полагается для достижения минимума энергии, а следовательно, и устойчивости ядра). В последнем ряду устанавливается уже весьма значительный избыток нейтронов по отношению к протонам. Например,

* Отношение тяжелого водорода (дейтерия) к обычному водороду (протию) в природной воде составляет 1:5000.

ядро тяжелого урана U^{238} содержит 92 протона и 146 нейтронов (238—92), а ядро изотопа U^{235} — на три нейтрона меньше (при том же числе протонов).

Эти последние элементы периодической системы обладают не вполне устойчивыми ядрами атомов. Для таких элементов весьма характерны явления так называемого радиоактивного распада, выражающиеся в непрерывном самопроизвольном испускании:

1) α -частиц, обладающих атомным номером 2 и массовым числом 4, т. е. атомов гелия; они выбрасываются с громадной скоростью и ионизируют воздух, т. е. делают его проводником электричества; испускание



Фиг. 52. Начальные участки трех рядов естественных радиоактивных превращений и искусственно полученные заурановые элементы — нептуний и плутоний

этих частиц приводит к тому, что атом данного элемента последовательно превращается в атомы более легких элементов, причем атомный номер при вылете каждой α -частицы уменьшается на 2, а масса — на 4 единицы;

2) β -частиц, равнозначных электронам; испускание одной такой частички, естественно, приводит к увеличению заряда ядра на единицу (при сохранении массового числа); следовательно, и атомный номер продукта превращения увеличивается на единицу;

3) γ -лучей, представляющих собой электромагнитное излучение, подобное рентгеновским лучам.

Это самопроизвольное превращение атомов, сопровождающееся большим расходом энергии, протекает вне зависимости от внешних факторов (температуры и давления). Конечными продуктами, образующимися в результате последовательных испусканий α и β -частиц, являются устойчивые изотопы свинца.

Установлены три ряда последовательных радиоактивных превращений: 1) ряд урана, начинающийся с урана I U^{238} (фиг. 52), в котором, в числе промежуточных продуктов распада, образуется и радий с периодом полураспада 1600 лет; 2) ряд актиния, начинающийся с другого изотопа урана — U^{235} и включающий в числе промежуточных

продуктов превращений актиний, и 3) ряд тория, начинающийся с изотопа Th^{232} *.

Радиоактивность минералов определяется по производимой ими ионизации воздуха, с помощью электроскопов (фиг. 53), ионизационных камер и различных систем счетчиков. Урансодержащие минералы, способные излучать химически активные γ -лучи, оказывают также сильное воздействие на фотографическую пластинку. Этим пользуются для получения так называемых радиографий. С этой целью отполированный образец руды в темной комнате или в ящике для проявления кладут на фотопластинку на определенное время. Активные лучи в светочувствительном слое производят обычное химическое действие. После проявления места сильного почернения будут указывать на наличие урансодержащих минералов. На позитивном изображении радиографии, т. е. на фотобумаге (фиг. 54), светлые участки будут отвечать минералам, богатым радиоактивными элементами, черные — минералам, не содержащим их.

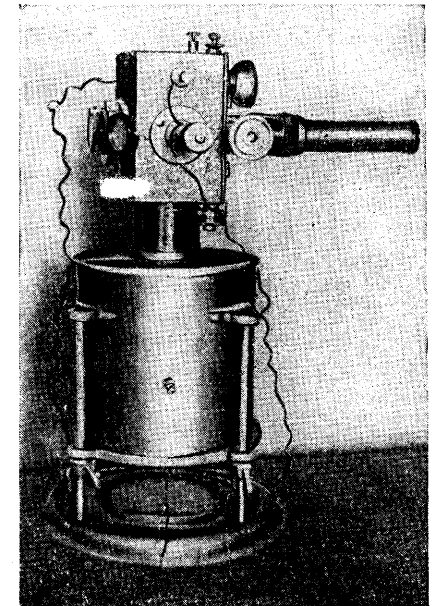
Явлениями радиоактивного распада, протекающего в течение огромных периодов времени, пользуются при определении абсолютного геологического возраста различных пород, в которых в свое время образовались радиоактивные минералы. Это определение возраста является возможным прежде всего потому, что скорость распада каждого радиоактивного вещества не только постоянна, но и не зависит ни от температуры, ни от происходящих химических реакций, ни от электризации. Вторым важным обстоятельством является то, что содержание конечных продуктов распада (гелия и свинца) минерала находится в прямой зависимости от времени, истекшего с момента образования радиоактивных минералов. Возраст (T) по свинцу (1) и гелию (2) определяется по следующим формулам:

$$T = \frac{Pb}{U + 0.38Th} \times 7.400 \text{ млн. лет} \quad (1)$$

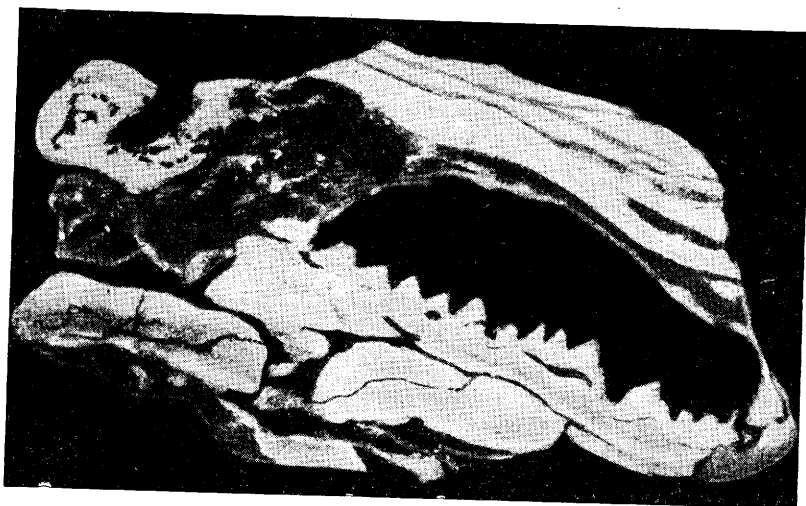
$$T = \frac{He}{U_3O_8 + 0.295Th} \times 10.7 \text{ млн. лет} \quad (2)$$

По свинцу определяется максимальный возраст, так как часть свинца, в виде других изотопов, в породе может не являться результатом радиоактивного распада, а по гелию — минимальный возраст, так как часть гелия улетучивается из минерала (особенно, если минерал взят с небольшой глубины — в зоне выветривания).

* Заурановые элементы нептуний — 93 Np^{239} , плутоний — 94 Pu^{239} , америций 95 и кюрий 96 были получены искусственно при разрешении проблемы использования внутриатомной энергии путем расщепления ядер урана. Изотоп U^{238} , поглощая нейтрон, превращается в U^{239} , который при испускании β -частицы переходит в нептуний, а затем — Pu^{239} . Все эти элементы, начиная с тория, составляют как бы самостоятельную малую периодическую систему, подобную редким землям — TR.



Фиг. 53. Универсальный электроскоп



Фиг. 54. Отпечаток с фотопластинки, на которой лежал приполированный штупф радиоактивной руды. Черные полосы с зубчатыми краями и прожилки — кальцит. Светлые участки — радиоактивные минеральные массы

Прочие свойства минералов

Из многочисленных других свойств минералов (теплопроводность, электропроводность, пьезоэлектрические и пьезоэлектрические свойства, детекторные свойства, плавкость, растворимость и пр.) укажем лишь те, которые имеют наибольшее диагностическое значение, т. е. в ряде случаев помогают определить минерал или проверить сделанное определение. Упомянем также о тех свойствах, которыми пользуются в своей практике рудокопы.

Люминесценция (свечение минералов). Свечение минералов может происходить под влиянием различных факторов: при нагревании (например у флюорита), под влиянием давления, изредка при растворении (а также при кристаллизации некоторых соединений), наконец, при облучении ультрафиолетовыми, катодными и другими коротковолновыми лучами. Для нас наибольший интерес представляют последние случаи свечения минералов.

Явление люминесценции наблюдается в темноте¹. Минералы, обладающие этим свойством, под влиянием облучения начинают светиться и кажутся окрашенными в те или иные цвета, иногда очень яркие. Истинная природа этого сложного явления еще недостаточно выяснена, но ясно лишь одно: в силу каких-то временных нарушений, происходящих в электростатическом равновесии в кристаллических решетках, возбуждающий невидимый коротковолновый свет превращается в более длинноволновый, видимый отраженный свет. Следует заметить, что в катодных лучах люминесцирует большее количество минералов, чем в ультрафиолетовых лучах.

Этим путем чрезвычайно легко удается установить в породе вкрапления таких минералов, которые не так легко бывает уловить на-глаз,

¹ Источниками получения ультрафиолетовых лучей служат ртутная кварцевая лампа или искровой разрядник, а катодных лучей — катодные трубки как с горячим, так и холодным катодом, причем в последнем случае явления люминесценции наблюдаются в вакууме.

например, такие важные минералы, как шеелит (CaWO_4), сильно светящийся под лучами ртутной кварцевой лампы красивыми голубыми (реже зеленоватыми) тонами, легко отличающимися его от других минералов, затем алмаз, флюоресцирующий бледно-голубым или желтовато-зеленым цветом, флюорит (CaF_2) — яркими синими тонами и др. Очень эффектны свечения минералов, содержащих U, битумов различного состава и пр.

В то же время этот способ обнаружения искоемых минералов нельзя назвать безотказным, так как встречаются иногда разности того же шеелита или алмаза, совершенно не реагирующие на ультрафиолетовые или катодные лучи. Для ряда минералов установлено, что существенную роль в свечении играют примеси посторонних веществ, присутствующие часто в совершенно ничтожных количествах. В искусственных светящихся соединениях замечено, что окраска свечения меняется, если в веществе одновременно присутствуют различные по составу примеси. Окраска иногда гасится (например, свечение, вызванное присутствием меди, гасится висмутом). Интересно также, что один и тот же минерал, но из разных месторождений, дает не одинаковые окраски свечения (например, карбонат кальция). Причины этого явления с достоверностью пока не установлены.

Такие свойства, как растворимость, плавкость, окрашивание пламени, перлов буры и др., требуют специальной постановки их исследований. Они подробно рассматриваются в курсе паяльной трубки и потому здесь мы на них останавливаться не будем. Перечислим некоторые другие свойства минералов, которыми иногда пользуются поисковики, горнорабочие и старатели при поисках или разведке месторождений полезных ископаемых.

Запах, издаваемый некоторыми минералами при ударе или разломе, иногда указывает на присутствие тех или иных элементов в руде. Например, самородный мышьяк, арсенопирит (FeAsS) и некоторые другие арсениды металлов при резком ударе издают характерный чесночный «запах мышьяка», особенно сильно чувствуемый при нагревании и прокаливании на огне. Нефтяные газы часто содержат сероводород, обладающий также характерным запахом. По этому же признаку узнаются сероводородные источники. Иногда жильный кварц, с которым бывают связаны минералы редких металлов, при раскалывании выделяет своеобразный неприятный запах, что в рудокопской практике в некоторых случаях является руководящим признаком. У ряда полезных ископаемых различают «глинистые запахи» и т. д.

Некоторые минералы, особенно в порошковатых массах, иногда легко узнаются на ощупь. Например, всем известный тальк на ощупь кажется жирным, чем отличается от похожего на него пирофиллита. Точно так же порошковатые разности ярозита — $\text{KFe}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$ при растирании между пальцами дают ощущение жирного, салящего вещества, что отличает ярозит от охристых, похожих по цвету масс лимонита — $\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot aq$, кажущихся при той же манипуляции жесткими, песчанистыми.

При определении качества некоторых полезных ископаемых, употребляемых в пищу, прибегают к вкусовым ощущениям, например при поисках и разведке поваренной соли, артезианских питьевых вод и др.

Наконец, некоторую помощь, особенно в рудокопской практике, оказывают звуковые явления. Забойщики в этом отношении нередко обладают виртуозными способностями. Известно, например, что массы церуссита — PbCO_3 при падении на пол издают звук, похожий на звук,

производимый падением стекла. Точно так же в забоях различные по крепости породы и руды при ударах горными инструментами издают отличающиеся друг от друга звуки, к которым можно привыкнуть лишь при большой практике.

Таким образом, в определении минералов в полевой практике, как мы видим, могут принимать участие различные органы наших чувств: зрение, осязание, обоняние, вкус и слух. Исключительную роль играют, конечно, зрение и развивающаяся при опыте зрительная память.

4. ОБОБЩЕНИЕ

О некоторых общих свойствах минералов. На ряде отдельных примеров мы видели, что особенности химического состава и многие связанные с ними физические свойства минералов обусловлены свойствами самих элементов, входящих в их состав. В свою очередь, свойства элементов зависят от строения атомов (их ядер и окружающих электронных оболочек).

С ядрами атомов связаны непериодические свойства элементов, т. е. такие, которые не подчиняются закону Д. И. Менделеева: атомный вес (масса), заряд ядра и ряд особых свойств, обуславливающих ядерные превращения. На изменение всех этих свойств в условиях земной коры не оказывают никакого влияния ни температура, ни давление, ни другие внешние факторы.

Строением электронных оболочек, особенно наружных, обусловлены все химические свойства элементов, носящие периодический характер и определяемые положением элементов в менделеевской таблице. Способность атомов к ионизации и контролирующая роль размеров атомов или ионов имеют главное значение при образовании химических соединений как кристаллических веществ, обладающих минимальной потенциальной энергией. Устойчивость кристаллических решеток находится в зависимости также от изменения внешних факторов: температуры, давления и изменения концентрации химических компонентов в растворах, взаимодействующих с кристаллическими веществами.

Интересно отметить, что общей для всех кристаллических тел особенностью является анизотропия многих физических свойств, выражающаяся в том, что количественные значения их в различных направлениях в кристалле не одинаковы. Таковы, например, различия в скоростях роста граней кристаллов, влияющие на внешний их облик, а также в скоростях их растворения. То же относится к механическим свойствам — твердости, сжимаемости, растяжению и др., обусловленным различием сил сцепления в различных направлениях. Магнитные и электрические свойства также обладают векториальностью. Такие свойства, как скорость распространения света и теплопроводность, изотропны лишь для кристаллов кубической сингонии. Только некоторые свойства кристаллов, например, прозрачность, цвет, коэффициент поглощения света, для большинства минералов не обнаруживают заметной анизотропии, т. е. во всех направлениях оказываются одинаковыми.

Если мы обратимся к скрытокристаллическим, тонкодисперсным минеральным массам, то, несмотря на то, что сами дисперсные частички должны являться анизотропными по своим свойствам, суммарные эффекты создают ложное впечатление изотропии свойств. К ним относятся такие, как светопреломление, твердость, упругость и др. При этом у коллоидальных тел, по сравнению с кристаллическим состоянием тех же веществ, эти свойства, как правило, имеют значительно меньшие значения, зато сильно проявляются свойства, связанные

с поверхностной энергией. Из них наибольшее значение имеет адсорбционная или поглотительная способность тонкодисперсных систем, используемая в целом ряде отраслей промышленности.

О минеральных видах и разновидностях минералов. За основную единицу при систематике природных химических соединений принят минеральный вид, обладающий обычно определенным химическим составом и определенной кристаллической структурой (для твердых тел). В прямой зависимости от состава и структуры вещества находятся химические и физические свойства минерального вида.

С этой точки зрения полиморфные модификации одного и того же кристаллического вещества будут представлять собой самостоятельные минеральные виды (графит и алмаз, α -сера и β -сера и др.).

Под разновидностью подразумевают такие, одинаковые или почти одинаковые по кристаллическому строению, минералы, которые лишь несколько отличаются по следующим признакам:

1) по химическому составу, когда какой-либо из химических компонентов, характеризующих состав данного минерала, изоморфно в той или иной мере замещен другим компонентом; например, кобальт-пирит — $(\text{Fe}, \text{Co})\text{S}_2$, разновидность пирита — FeS_2 , не отличимая от него без химических реакций;

2) по физическим признакам, когда состав и структура одни и те же, но некоторые физические свойства отличаются; например, аметист отличается от бесцветного кварца по фиолетовой окраске, или порошковая, сажистая разновидность пиролюзита — MnO_2 от кристаллических индивидов отличается лишь по степени дисперсности и ложной низкой твердости;

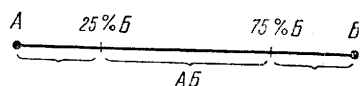
3) по составу и физическим свойствам одновременно; например, сильно железистая разновидность сфалерита — ZnS отличается от него по гораздо более темной, почти черной окраске и блеску, приближающемуся к полуметаллическому.

Каждый минеральный вид определенного химического состава носит специальное название. Полиморфные модификации в большинстве своем также имеют свои названия или одно общее название, но с приставками греческих букв α , β , γ ... Что касается разновидностей минералов, то в прежнее время им широко давались особые названия даже в тех случаях, когда они имели несущественное отличие в химическом составе. К настоящему времени многие из этих названий почти утратили свое существование. Сохранились лишь названия драгоценных камней (изумруд, рубин, сапфир, аметист, цитрин, морион и др.). Разновидности минералов по химическому составу обычно называют собственным именем с прилагательным, характеризующим какую-либо важнейшую особенность данной разновидности, например: магномагнетит, стронциоарагонит, бариоцелестин и др.

В тех случаях, когда два минеральных вида образуют друг с другом непрерывный ряд твердых растворов, А. К. Болдыревым предложен следующий рациональный способ выделения минеральных видов и разновидностей.

Все составы изоморфных двухкомпонентных смесей удобно изображать на прямой, соединяющей крайние составы и разделенной на 100 частей (фиг. 55). При этом является целесообразным различать лишь три минеральных вида: крайние — А и Б, как чистые минеральные виды, и минеральный вид промежуточного состава (АБ), охватывающий середину ряда твердых растворов с пределами содержания того или другого компонента от 25 до 75% (молекулярных).

Примером может служить ряд $MnWO_4 - FeWO_4$ с минеральными видами: 1) $MnWO_4$ (гюбнерит), 2) $(Mn, Fe)WO_4$ (вольфрамит) и 3) $FeWO_4$ (ферберит). Можно было бы выделить также железистую разновидность гюбнерита — $(Mn, Fe)WO_4$ с содержанием $FeWO_4$ до 25% (мол.) и марганцовистую разновидность ферберита — $(Fe, Mn)WO_4$ с содержанием $FeWO_4$ не меньше 75% (мол.). Нужно заметить, что в случаях непрерывных изоморфных смесей выделение разновидностей по химическому составу не всегда имеет вполне определенный смысл.



Фиг. 55. Схема деления на минеральные виды двухкомпонентных изоморфных смесей

По тому же принципу минеральные виды в изоморфных смесях для трех компонентов могут изображаться на площади в виде равностороннего или, лучше, равнобедренного треугольника с прямым углом, стороны которого разделены

на 100 единиц, а для четырех компонентов — в виде тетраэдра, у которого все три сходящихся ребра являются осями координат. Останавливаться на рассмотрении этих диаграмм мы здесь не будем.

О происхождении названий минералов. Название многих минералов, как уже указывалось, дано по характерным для них физическим свойствам: облику кристаллов, цвету, блеску, спайности, удельному весу, магнитности и пр. Ряд других названий минералов отражает их химический состав, например: куприт — Cu_2O , цинкит — ZnO , барит — $BaSO_4$, вольфрамит — $(Mn, Fe)WO_4$, никелин — $NiAs$, молибденит — MoS_2 , кальцит — $CaCO_3$, боронатрокальцит — $NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$ и многие другие.

Многие названия минералов даны по географическому признаку (по месту их открытия): ильменит (Ильменские горы — на Урале), арагонит (Арагона — на севере Испании), андалузит (Андалузия — на юге Испании), атакамит (Атакама — пустыня в Чили), везувиянит (Везувий — вулкан в Италии), пеннин (Пеннинские Альпы), циннвальдит (горы Циннвальд — в Чехословакии), мусковит (Муска — старинное итальянское название Москвы), астраханит и т. д.

В многочисленных названиях увековечены имена крупных минералогов, химиков, физиков и других ученых и лиц, открывших те или иные минералы, либо сыгравших ту или иную роль в развитии минералогии. Таковы, например, названия: еремеевит (в честь крупного русского минералога П. В. Еремеева), вернадит (в честь известного русского естествоиспытателя В. И. Вернадского), ферсманит, ферсмит (в честь крупнейшего советского геохимика А. Е. Ферсмана), шеелит (в честь химика Шееле, открывшего впервые вольфрам), вокеленит (в честь химика Вокелена, открывшего хром), гётит (в честь Гёте, поэта и ученого), гаюин (в честь Гаюи, французского кристаллографа и минералога) и многие другие.

Глава III

О МЕТОДАХ ДЕТАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В студенческой практике, для того чтобы научиться простыми методами определять распространенные в земной коре минералы, приходится иметь дело с более или менее крупными кристаллами или же с однородными минеральными массами. Для этой цели обычно пользуются внешними диагностическими признаками изучаемых минералов, описанными в главе II. Многие из них, особенно те, которые могут содержать ценные для промышленности металлы, требуют дополнительных исследований с помощью паяльной трубки и элементарных качественно-химических реакций, излагаемых в специально составленных для этой цели определителях.

Однако более редко встречающиеся или трудно определимые простыми методами минералы, обнаруживаемые при систематических минералогических исследованиях, могут быть достоверно определены лишь при условии применения более совершенных методик. Необходимость этих детальных исследований появляется во всех случаях, когда возникает задача более полного познания состава природных образований: 1) при петрографическом изучении горных пород, необходимым для составления геологических карт; 2) при освоении какого-либо нового месторождения, в связи с чем ставится задача всестороннего изучения вещественного состава руд с целью решения вопросов о комплексе использования всех компонентов сырья; 3) при специальных исследованиях в районах, особо интересных в минералогическом отношении; 4) при решении вопросов геохимии, требующих углубленных исследований минерального вещества, и т. д.

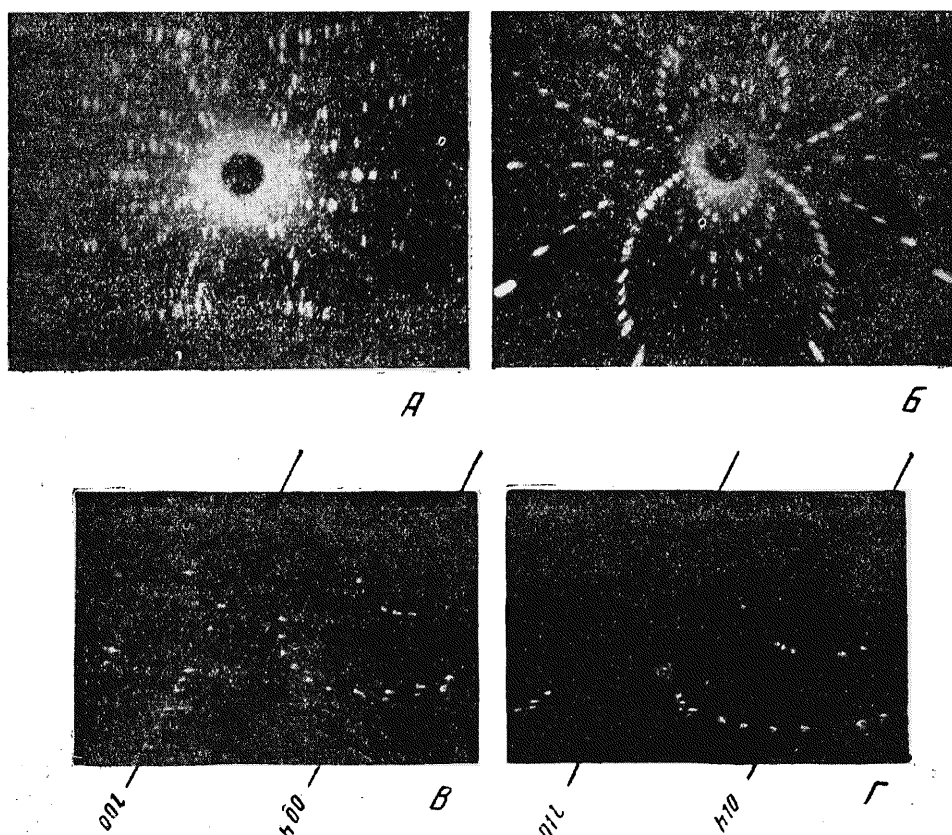
При детальном изучении минералов в случае необходимости применяют обычно следующие методы исследования: кристаллографический, рентгенометрический, кристаллооптический, термический и химико-аналитический совместно с спектральным и иногда рентгено-спектральным анализом. Мы не будем останавливаться на описании всех этих методов (они излагаются в специальных руководствах), укажем лишь, к чему они сводятся и когда применяются.

Кристаллографический анализ, естественно, может быть применен в тех случаях, когда мы имеем дело с кристаллами и притом достаточно крупными, чтобы можно было измерить углы между гранями

кристаллов на гониометре¹. Этим путем удается не только установить сингонию и вид симметрии кристаллов, но и определить самый минерал. Е. С. Федоровым и его школой разрабатывались специальные определители кристаллов с учетом углов между гранями, комбинаций простых форм и оптических констант.

В последнее время у нас в Союзе начал выходить в свет много-томный «Определитель кристаллов», составляемый коллективом авторов при Ленинградском горном институте.

Рентгенометрический анализ, применяемый для установления особенностей внутренней кристаллической структуры вещества или определения размеров элементарной ячейки, может быть произведен



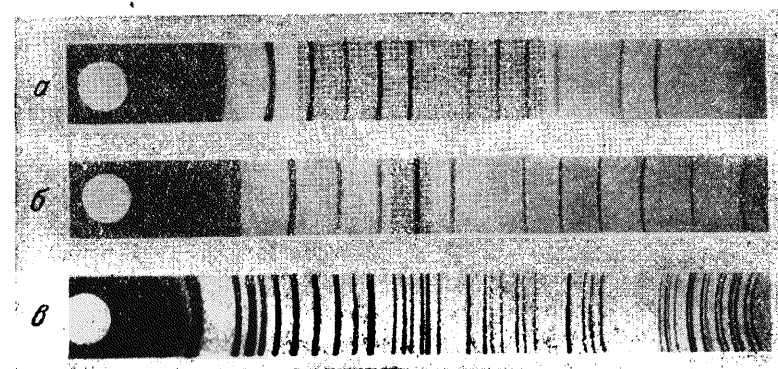
Фиг. 56. Вверху, слева (А) приведена рентгенограмма, полученная при облучении вращаемого кристалла монохроматическими рентгеновскими лучами; справа (Б) — лауэграмма, полученная при облучении неподвижного кристалла непрерывным спектром рентгеновской трубки. Внизу приведены рентгенограммы, полученные по методу Вейссенберга (для хромовой слюды — фуксита): В — разрешение нулевой слоевой линии ($h0l$) и Г — разрешение первой слоевой линии ($h1l$)

различными методами, из которых наиболее употребительны: метод вращения кристалла (Поляни), метод рентгеновского гониометра (Вейссенберга) и метод порошка (Дебая).

¹ Для мелких кристалликов А. Н. Заварицким был предложен способ гониометрических исследований с помощью федоровского столика (Зап. Мин. общ., 1929, стр. 280—297).

Первые два метода применяются в тех случаях, когда мы имеем дело с монокристаллами. Под методом вращения кристалла подразумевается рентгено съемка вращающегося кристалла при облучении монохроматическими рентгеновскими лучами (в методе Лауэ кристалл неподвижен и облучается непрерывным спектром рентгеновской трубки). Примеры рентгенограмм приведены на фиг. 56. При более широкой применяемой рентгено съемке по методу Вейссенберга, помимо вращения кристалла, производится также поступательное движение цилиндрической пленки параллельно оси вращения кристалла, т. е. перпендикулярно рентгеновскому лучу. Вид рентгенограмм, полученных по методу Вейссенберга, весьма характерен по расположению интерференционных пятен вдоль кривых (фиг. 56) и позволяет сравнительно легко (геометрическим путем) производить расчет индексов.

Метод Дебая хотя и не всегда приводит к определению размеров элементарной ячейки, однако обладает тем важным преимуществом,



Фиг. 57. Типичный вид дебаграмм
а — сильвин (KCl); б — галит (NaCl); в — кварц (SiO_2)

что позволяет изучать агрегатные массы минерала, включая сюда скрытокристаллические и тонкодисперсные вещества. При минералогических исследованиях широко пользуются этим методом для идентификации близких по составу минеральных масс. С помощью «порошкограмм», обычно называемых дебаграммами (фиг. 57), легко произвести сравнение похожих друг на друга изучаемых веществ (по расстояниям между дужками и по интенсивности их проявления) и таким путем установить принадлежность их к тем или иным минералам, дебаграммы которых известны. Для этого важно знать условия съемки и диаметры камер, в которых были получены рентгенограммы. Необходимо, чтобы они были идентичны, в противном случае прибегают к соответствующим пересчетам данных.

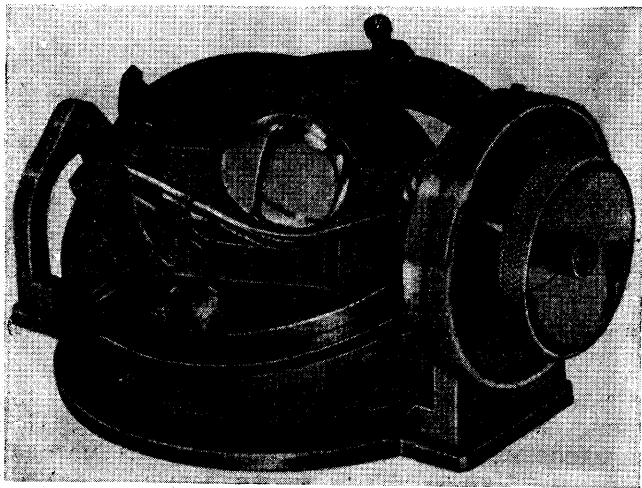
Количество вещества, необходимое для получения дебаграммы, достаточно в объеме 5 мм³. Во многих случаях, когда не удается набрать исследуемого вещества для полного химического анализа, методом дебаграмм и с помощью данных спектрального анализа и хотя бы некоторых оптических констант удается точно определить исследуемый минерал.

Следует упомянуть также об электронографическом методе исследования тончайших пленок толщиной в несколько миллиметров, возникающих на поверхности многих кристаллических веществ, и особенно — тонкодисперсных коллоидных масс. Этот метод

основан на свойстве электронов закономерно рассеиваться при встрече с закономерно расположенными атомами, т. е. аналогично тому, что мы имеем для рентгеновских лучей. Разница заключается лишь в том, что рентгеновские лучи проходят в глубь кристаллического вещества, тогда как электронный пучок способен проникать в глубину всего лишь до 0.01 микрона (т. е. до одной стотысячной миллиметра). Получаемые при этом методе электронограммы имеют тот же вид, что и дебаеграммы.

Кристаллооптический анализ сводится к определению с помощью микроскопа ряда оптических констант, свойственных изучаемому минералу.

Прозрачные минералы горных пород и руд исследуются в тонких шлифах (толщиной около 0.02 мм) или в виде порошков. К числу оптических констант, подлежащих определению в изучаемом минерале, относятся: показатель преломления N (для оптически изотропных минералов) или главные показатели преломления (для анизотропных минералов) — N_g , N_m и N_p , устанавливаемые с помощью специально подобранных иммерсионных жидкостей или более точно на микрорефрак-



Фиг. 58. Универсальный столик Е. С. Федорова.

тометре, затем двупреломление N_g-N_p , оптический знак (для анизотропных минералов), угол оптических осей $2V$ (для анизотропных двuosных минералов) и др. Этот метод определения прозрачных минералов с помощью поляризационного микроскопа в проходящем свете в последнее время достиг высокой степени совершенства, особенно для плагиоклазов, разработка методики определения которых на универсальном столике Е. С. Федорова (фиг. 58) была завершена А. Н. Зава-рицким.

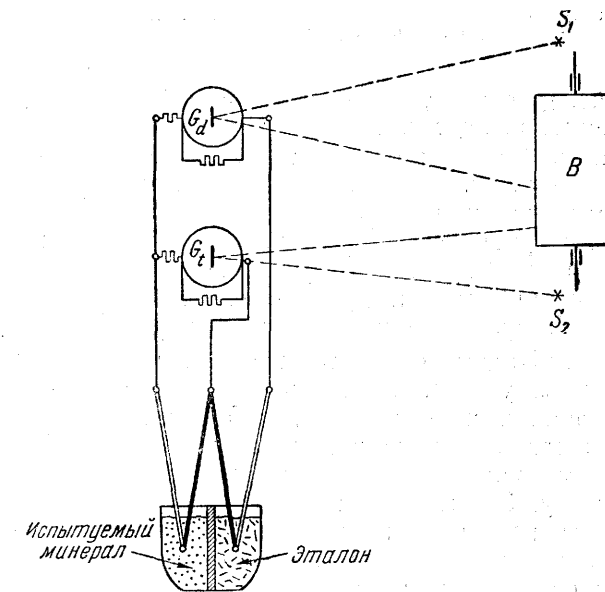
Этим методом могут быть точно определены даже мельчайшие кристаллические зерна (диаметром в несколько сотых миллиметра), устанавливаемые в тонких прозрачных шлифах в виде включений. В этом заключается его большое достоинство. Разработаны специальные определители прозрачных минералов под микроскопом в виде таблиц, составленные Ларсеном, Винчеллом и др. Они широко используются петрографами при микроскопическом изучении горных

пород. Применение этого метода требует овладения работой на микроскопе и предварительного усвоения ряда особых приемов исследования.

Непрозрачные минералы, слагающие главным образом руды месторождений металлических полезных ископаемых, а также встречающиеся в виде включений в горных породах, изучаются в зеркально отполированных шлифах в отраженном свете под микроскопом с помощью специального осветителя, называемого опак-иллюминатором. К числу оптических констант относятся: показатель отражения R (способность минерала отражать то или иное количество падающего света, измеряемая с помощью микрофотометрокуляра или фотоэлемента), а для оптически анизотропных двuosных минералов — главные показатели отражения: R_g , R_m и R_p , двуотражение R_g-R_p и др. Методика определения оптических констант для анизотропных, особенно двuosных, минералов еще не разработана. Тем не менее определение показателя отражения в комбинации с данными определения прочих свойств изучаемых под микроскопом минералов (твердость, цвет, отношение к реактивам и др.) оказывает большую услугу при изучении руд под микроскопом в отраженном свете. Этим путем во многих случаях могут быть определены даже мельчайшие включения рудных минералов размером в тысячные доли миллиметра.

Термический анализ сводится к получению кривых нагревания (или охлаждения) вещества с целью установления эндо- и экзотермических эффектов, обусловливаемых физическими и химическими превращениями, происходящими в исследуемом веществе при повышении температуры (выделение воды, окисление, восстановление, переход в новую полиморфную модификацию и др.).

Запись кривых нагревания производится обычно автоматически при помощи регистрирующего пирометра, соединенного с комбинационной (простой и дифференциальной) термопарой, опущенной в тигель, разделенный специальной перегородкой на две части (фиг. 59). В одну часть помещается измельченное вещество испытуемого минерала, в другую — какое-либо эталонное индифферентное вещество (MgO , Al_2O_3 и др.). В ту и другую цепь включены зеркальные гальванометры (G_1 и G_2), каждый из которых посылает свою световую

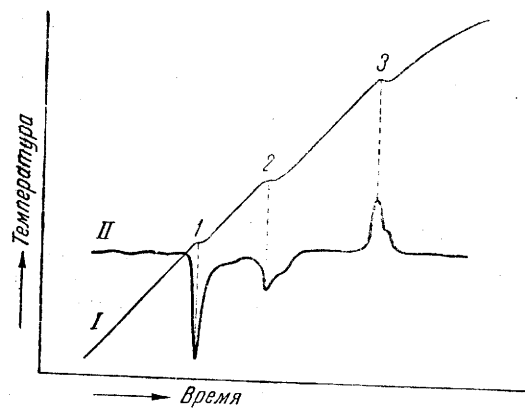


Фиг. 59. Схема дифференциальной и температурной записи термограмм с помощью самопишущего пирометра Н. С. Курнакова

Сплошной жирной линией показана платино-родиевая проволока; двойной линией — платиновая проволока и тонкой линией — медная проволока. S_1 и S_2 — источники света; B — барaban; G_1 и G_2 — гальванометры дифференциальной и простой термопар

точку на светочувствительную бумагу, натянутую на медленно вращающийся при помощи часового механизма барабан *B**.

В процессе нагревания гальванометр простой термопары на светочувствительной бумаге записывает ход температурной кривой (фиг. 60, кривая *I*), на которой в случае происходящих превращений в нагреваемом веществе фиксируются местные изменения наклона (*1*) или горизонтальные площадки (*2*), отвечающие эндотермическим эффектам (с поглощением тепла), или скачки вверх (*3*), свидетельствующие об



Фиг. 60. Термограммы

I — запись обыкновенной термопарой; *II* — запись дифференциальной термопарой

экзотермических эффектах (с выделением тепла), происходящих при нагревании испытуемого вещества. Гальванометр, включенный в цепь дифференциальной термопары, регистрирует только разность двух термоэлектродвижущих сил, т. е. разность температур индифферентного эталона и исследуемого вещества в процессе одновременного их нагревания. Поэтому на кривой дифференциальной записи (фиг. 60, кривая *II*) получаются более резко выраженные пики с вершинами, направленными вниз (эндотермические эффекты) и вверх (экзотермические эф-

фекты), явно указывающие на превращения, происходящие в испытуемом веществе. В этом и заключается смысл получения дифференциальной записи процесса нагревания (или охлаждения).

В минералогической практике этот метод обычно применяется при исследовании трудно определяемых на-глаз или другими способами скрытокристаллических и тонкодисперсных масс. Для ряда минеральных масс (каолина, гидратов глинозема, гидроокислов железа, карбонатов, хлоритов и др.) получаются характерные кривые нагревания, способствующие определению минеральных видов.

Необходимо отметить, что само число минералов, для которых этим методом удастся получить какие-либо характерные данные, имеющие диагностическое значение, составляет относительно небольшой процент от числа известных в природе минералов. К ним преимущественно относятся химические соединения, содержащие воду, гидроксил и углекислоту. Затем этим методом удастся узнать природу лишь основной массы исследуемого вещества. Механические примеси, которые нас в большинстве случаев интересуют в испытуемых минеральных массах, при содержании их до 5—10% за некоторыми исключениями не устанавливаются.

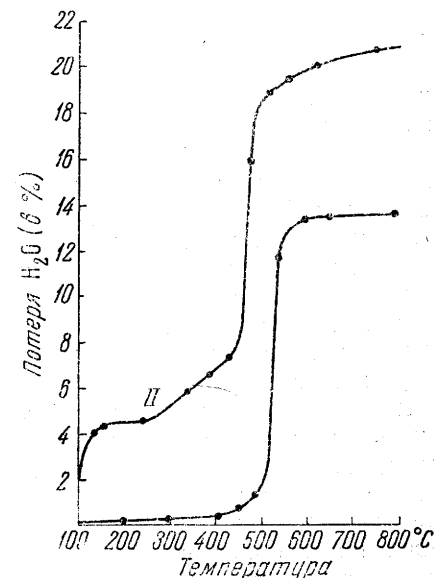
С другой стороны, в ряде случаев при изучении минеральных веществ возникает необходимость более полного познания их свойств, особенно когда эти вещества приобретают практическое значение. Бывает важно точно знать, что происходит с данным веществом при нагревании. Для этой цели получение только кривых нагревания является недостаточным. Продукты, получающиеся в результате каждого уста-

* Запись производится в темной комнате; результаты записи проявляются, как обычные фотоотпечатки.

новленного превращения вещества, требуют химического анализа, изучения оптических свойств и рентгенометрических исследований.

Важно точно знать температуры, при которых происходят эти превращения. Последнему требованию термограммы, как выяснилось, не всегда удовлетворяют: регистрация этих превращений самопишущими приборами обычно запаздывает, причем разница достигает 60—100° и больше. В этом отношении для минералов, содержащих воду и гидроксил, гораздо более точные данные можно получить из кривых дегидратации (обезвоживания) минералов при нагревании. Для этой цели испытуемое вещество в количестве 1—2 г или более, предварительно взвешенное вместе с платиновым тиглем, выдерживается в электрической печи последовательно при определенных температурах (с интервалом обычно 50°) до тех пор, пока потеря веса по сравнению с предыдущим взвешиванием не станет меньше 0.03—0.05%, и только после этого температура печи повышается на следующую ступень. Полученные таким путем кривые потери воды дают ясное представление о том, при каких температурах наступают превращения в веществе.

На фиг. 61 приведены две кривые обезвоживания каолинита — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$ и галлуазита — $Al_4[Si_4O_8(OH)_2][OH]_{10} \cdot 2H_2O$. В то время как для каолинита (кривая *I*), не содержащего воды, а только гидроксильные группы OH , сильные изменения происходят в интервале температур 500—550°, в галлуазите (кривая *II*) молекулы кристаллизационной воды выделяются до 150° (первый скачок кривой), а гидроксильные группы — при температуре 450—500° (второй, высокий скачок кривой вверх). Как устанавливается рентгенометрическими исследованиями, с потерей гидроксильных ионов кристаллические решетки этих минералов разрушаются, показатель преломления сильно падает.



Фиг. 61. Кривые обезвоживания каолинита (*I*) и галлуазита (*II*)

Химический анализ является сравнительно трудоемким и дорогим методом исследования. Поэтому к полному химическому анализу прибегают в тех случаях, когда имеются основания установить какую-либо новую разновидность или новый минерал, по ряду свойств отличающийся от известных минералов, либо когда без данных химического анализа невозможно решить вопрос о разновидности изучаемого минерала, обладающего переменным составом, либо в тех случаях, когда минерал принадлежит к числу редких соединений, для которых известно ограниченное число полных анализов, и т. д.

Количество чистого, т. е. освобожденного от примесей вещества, необходимое для полного химического анализа, должно составлять, как минимум, 1—2 г, что не всегда удается набрать, особенно для редко встречающихся и рассеянных в породе или руде мелких кристалликов или зерен минерала.

Если исследуемый минерал наблюдается в виде мелких кристаллических друз в пустотках, то его обычно предварительно отбирают каким-либо способом, например с помощью стальной иглы, всаженой в деревянную ручку. Полученную таким путем массу тщательно сортируют под бинокулярной лупой с помощью той же иглы, отбирая интересующий нас минерал в необходимом количестве для химического анализа и других видов исследований. Если интересующий нас минерал наблюдается вкрапленным в породу в значительном количестве, то породу в целом подвергают дроблению и измельчению, отсеивая каждый раз мелочь через сито с отверстиями 0,5, 1,0 мм или крупнее (в зависимости от размеров зерен вкрапленного минерала). Отборка минерала тем же способом производится под бинокулярной лупой.

В случае если минерал является аксессуарным, т. е. крайне редко вкрапленным в породу, приходится прибегать к получению концентратов тем или иным механическим способом. При этом используется либо разница в удельных весах минералов (гравитационные методы), в магнитных свойствах (методы магнитной сепарации), либо отношение минералов к флотореагентам (методы флотации), к электричеству (электростатические методы) и т. д.

Из многочисленных гравитационных методов обогащения самым простым является разделение зерен минералов в тяжелых или вязких жидкостях (иодистый метилен, бромформ, жидкость Туле и др.). В случае больших масс очень удобными для этой цели являются лабораторные гидравлические классификаторы со спирально восходящей струей воды в стеклянной цилиндрической трубке, а также лабораторные небольшие столы типа концентрационных столов Вильфли или др. Для работы на этих приборах измельченный материал должен быть предварительно разбит на соответствующие классы по крупности зерна с помощью специально подобранных сит. Для тяжелых минералов той же цели, но в более грубом виде, можно достигнуть также путем промывки дробленого материала в старательском ковше или лотке; получающаяся при этом фракция тяжелых минералов носит название шлиха.

В тех случаях, когда приходится изучать состав землистых тонкодисперсных масс, прибегают к отмучиванию в стеклянных банках или к разделению на фракции по удельным весам с помощью центрифуги в жидких или вязких средах.

Из методов магнитной сепарации в лабораторной практике наибольшим распространением пользуется разделение минералов в тяжелых фракциях с помощью электромагнитов. Регулируя силу электротока, питающего катушки, и расстояния между полюсами, удается получать из шлихов речных россыпей до 10—15 почти мономинеральных фракций, очистить которые обычными путями не представляет большого труда.

Подготовленный для химического анализа материал предварительно должен подвергнуться спектральному анализу, если он не был произведен ранее. Этот анализ необходим для того, чтобы знать, какие химические элементы вообще содержатся в минерале и какие из них могут быть определены при химическом анализе. Следует заметить, что эти определения с помощью спектрографа производятся быстро и при этом в некоторых количественных соотношениях для элементов, содержание которых выражается цифрами менее 1% до тысячных долей процента. Это и важно знать, прежде чем начать химический анализ.

Данные полного химического анализа, выраженные в весовых процентах, необходимо пересчитать на атомные (молекулярные) количе-

ства, с тем чтобы можно было вывести химическую формулу минерала. С этой целью данные весовых количеств каждого элемента (оксида) делят на его атомный вес («молекулярный вес» оксида)¹. Полученные числа должны показывать, в каком отношении находятся данные элементы (или окислы), входящие в состав минерала. Необходимо указать, что соотношения компонентов, вычисляемые по данным химических анализов, никогда не бывают строго кратными в силу или недостаточно высокой точности самих анализов, или других причин. Приведем для иллюстрации два примера.

1) Данные химического анализа бурнонита из Нагольного Кряжа

	Весовые %	Атомный вес	Атомное количество	Отношение
Pb	42.75	207.2	0.204	1
Cu	12.77	63.6	0.201	1
Sb	24.76	121.8	0.206	1
S	19.40	32.0	0.606	3
Сумма	99.68			

Таким образом, химическая формула минерала должна выразиться в следующем виде: $PbCuSbS_3$.

2) Данные химического анализа родонита из месторождения Кзыл-Таш на Южном Урале:

	Весовые %	Мол. вес	Мол. кол.	Отношение
SiO ₂	46.06	60.1	0.767	1
Al ₂ O ₃	0.11	101.9	0.001	—
Fe ₂ O ₃	Нет	—	—	—
FeO	1.83	71.8	0.025	0.772
MnO	44.76	70.9	0.630	
CaO	6.59	56.1	0.117	
Сумма	99.35			

Химическая формула этого минерала может быть выражена в следующем виде: $(Mn, Ca, Fe)O \cdot SiO_2$ или $(Mn, Ca, Fe)SiO_3$.

Бывают случаи, когда не удается отобрать для химического анализа совершенно свободный от посторонних примесей минерал. Тогда при расчете данных химического анализа, если количество посторонней примеси невелико и минералогическая природа ее установлена, приходится вычислять состав интересующего нас минерала приблизительно, сообразуясь с микроскопическими данными исследований. Если же примеси присутствуют в больших количествах, то в этом случае расчеты на минеральный состав не будут внушать доверия.

В тех случаях, когда два тесно сросшихся между собой, но обладающих различной растворимостью в реагентах минерала не могут быть отделены друг от друга механическим путем даже при тонком измельчении, делают попытки произвести фракционный химический анализ, растворяя один из этих минералов в каком-либо реагенте, не вступающем в реакцию с другим минералом. При этом состав растворенного минерала определяют по данным анализа фильтрата, а состав второго минерала — по данным анализа нерастворимого остатка. Таким путем, например, можно определить состав растворимого в воде карналлита — $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, освободившись от примеси гематита — Fe_2O_3 , или определить состав карбоната путем растворения

¹ Атомные веса берутся по таблице Менделеева. Молекулярный вес оксида составляется из суммы атомных весов элементов, например для SiO₂ он равен $28.1 + 2 \times 16.0 = 60.1$.

в соляной кислоте, освободившись таким образом от тесно сросшегося с ним опала (в опало-родохрозитовых рудах марганца) и т. д.

Следует упомянуть также о количественном рентгеноспектральном анализе редких элементов: Nb, Ta, редких земель, Hf, Y, Re и др. В отношении этих элементов доказаны явные преимущества этого метода анализов как по скорости, так и по точности перед химико-аналитическими методиками. Рентгеноспектральному анализу, производящемуся на специальной аппаратуре, принадлежит несомненная будущность как в отношении расширения методики исследований, так и в отношении широкого применения его в области научно-исследовательских работ.

Наконец, необходимо указать на важность экспериментальных химических и физико-химических исследований с целью получения в лабораторных условиях искусственных соединений, отвечающих по составу природным соединениям — минералам. Этим путем, по крайней мере в некоторых случаях, удается получить совершенно аналогичные по внешним формам и составу соединения (например, урановые слюдки) и выяснить таким путем условия образования и кристаллизации природных соединений. В этом отношении для минералогов должны представлять исключительный интерес также исследовательские и экспериментальные работы химических и физико-химических институтов, занимающихся проблемами использования минерального сырья.

Глава IV

ОБРАЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ В ПРИРОДЕ

1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Понятие о фазе и физико-химических системах. Процессы минералообразования, совершающиеся в неорганической природе, подчиняются законам физической химии и термодинамики, излагаемым в специальных курсах. Поэтому современная минералогия не может развиваться без необходимых представлений из области этих наук.

Любой минерал, так же как и любой искусственный продукт химических реакций, прежде всего обладает каким-то определенным химическим составом и существует в природе при определенных физических условиях, из которых важнейшее значение имеют температура и давление.

Одно или несколько совместно существующих тел (минералов), независимо от того, как бы они малы ни были и в каком бы агрегатном состоянии (жидком, твердом, газообразном) они ни находились, носят название физико-химической системы.

Сами тела, являющиеся составными частями системы и характеризующиеся однородностью состава и строения, принято называть фазами (этот термин нельзя смешивать с различными другими понятиями фаз). Все фазы в системах разобщены физическими поверхностями раздела¹. С физико-химической точки зрения любая фаза любой природной физико-химической системы должна рассматриваться как самостоятельный минерал.

Состав фаз определяется слагающими их компонентами, представленными элементами или определенными соединениями (например, NaCl, MgO, SiO₂, CaCO₃ и т. д.), состав которых остается неизменным в тех фазах, в которые они входят.

Системы бывают гомогенные, т. е. однородные, состоящие из одной фазы, и гетерогенные, представленные несколькими фазами, отличающимися друг от друга либо по составу, либо по агрегатному состоянию, либо по тому и другому вместе.

Если эти фазы при данных температуре и давлении и при определенной концентрации химических компонентов в данной физико-химической системе остаются неизменными, то говорят: фазы по отношению друг к другу находятся в состоянии равновесия. К этому состоянию равновесия, определяемому минимумом работоспособной энергии, всегда стремится любая самопроизвольно изменяющаяся физико-химическая система.

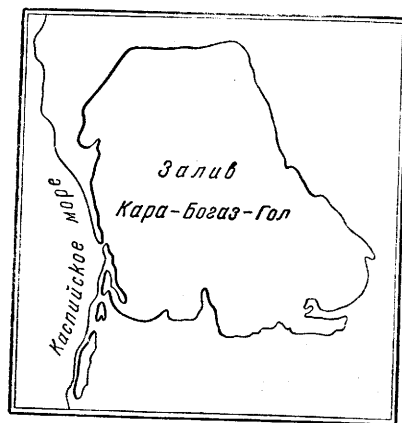
Температура, давление и концентрация компонентов, регулирующие состояние равновесия системы, носят название независимых факторов равновесия системы.

Однако, если хотя бы один какой-либо фактор равновесия системы будет терпеть изменения, то этого нередко достаточно, чтобы начало проявляться смещение равновесия, а затем, на определенном этапе процесса, — превращение в другую систему. Это превращение может выражаться либо в исчезновении одной

¹ Эти поверхности раздела нельзя представлять себе в строго математическом смысле слова. Фактически они представляют собой тончайшие зоны, в которых свойства одной фазы, быстро меняясь, переходят в свойства другой фазы. В грубодисперсных системах эти пограничные зоны не оказывают существенного влияния на их свойства, однако в коллоидных системах, обладающих колоссальной удельной поверхностью, как указывалось выше, пренебрегать ими мы никак не можем.

или нескольких неустойчивых фаз, либо, наоборот, в появлении новых фаз, в том числе и полиморфных модификаций, более устойчивых в новых условиях существования. Исчезновение или появление новых фаз может совершаться чаще всего путем изменения агрегатного состояния, например путем растворения твердых фаз в общей жидкости или, наоборот, путем кристаллизации жидкости, превращения ее в пар и т. д.

Остановимся на простейших примерах, показывающих влияние каждого из указанных факторов равновесия на состояние природных физико-химических систем, превращения которых совершаются на наших глазах.



Фиг. 62. Залив Кара-Богаз-Гол, отделенный от Каспийского моря баром

Пример I. Морская вода залива Кара-Богаз-Гол (фиг. 62) содержит значительные количества растворенных сернокислых и хлористых солей Na и Mg. В летнее время, когда температура воды достигает 20—25°, здесь мы имеем однородный не насыщенный солями раствор. Зимой (в ноябре—марте), как только температура воды опустится ниже 5,5°, равновесие в этой системе нарушается и появляется в громадных количествах новая фаза в виде оседающего на дно твердого минерала—мирабилита (глауберовой соли)— $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, имеющего практическое значение. Во время зимних штормовых ветров глауберова соль в значительных количествах выбрасывается прибоем волн на берег, образуя валы белого кристаллического вещества.

С наступлением весны, когда температура воды повышается, происходит обратное превращение гетерогенной системы в прежнюю гомогенную, т. е. твердая фаза исчезает, переходя в раствор.

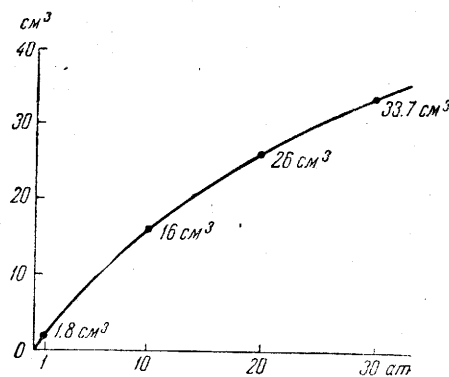
Таким образом, на этом примере мы видим явную зависимость превращения физико-химической системы от температуры, при более или менее постоянном (атмосферном) давлении и при неизменной концентрации химических компонентов.

Пример II. Как известно, легко сжижаемые газы, например, CO_2 , под давлением легко растворяются в жидкостях, например в воде (фиг. 63). В случае уменьшения давления вода обратно выделяет часть газа, т. е. система вновь становится гетерогенной¹.

Многие минеральные источники на глубине под сильным давлением находящегося над ними столба воды насыщаются углекислым газом. При выходе на поверхность такие воды в первый момент становятся мутными, затем вскипают и пенятся, выделяя избыток растворенного газа. Таковы, например, углекислые напорные воды в известном минеральном источнике Нарзан в районе Кисловодска. Аналогичное явление наблюдается в сероводородных источниках Мацесты на черноморском побережье Кавказа (растворимость H_2S в воде еще выше, чем CO_2).

В приведенных случаях мы имеем примеры влияния на равновесие физико-химической системы другого фактора, а именно давления. Температура и концентрация химических компонентов в системе при этом не меняются.

Пример III. В северном Прикаспии известно соленое озеро Баскунчак, из которого добывается так называемая самосадочная соль—NaCl. В летнее время в жаркую пору в этом и других аналогичных замкнутых бассейнах под влиянием сухих ветров происходит интенсивное испарение воды, благодаря чему концентрация в растворе NaCl значительно увеличивается и приводит к выпадению (кристаллизации) твердой фазы—NaCl. Температура и давление при этом процессе минерало-



Фиг. 63. Зависимость растворимости углекислого газа в воде от давления

¹ Имеется в виду система в замкнутом пространстве.

образования практически не меняются и, следовательно, не оказывают влияния на ход превращения системы. Это превращение вызывается исключительно изменением концентрации химических компонентов, выражающимся в данном случае в увеличении содержания в жидкой фазе NaCl за счет испаряющейся H_2O .

В случае выпадения атмосферных осадков в виде дождя мы будем наблюдать обратный процесс: растворение осадившейся соли, т. е. исчезновение твердой фазы.

В точно таких же условиях в Сасык-Сивашском озере (в Крыму) из насыщенных солями растворов первоначально выпадает только NaCl. По мере сгущения морской воды наряду с хлористым натрием выделяется сернокислый магний в виде семиводной соли (эпсомита)— $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Таким образом, в этот момент мы имеем систему из одной жидкой фазы (раствора) и двух твердых фаз. В дальнейшем, по мере того как в растворе увеличивается концентрация MgCl_2 , действующего обезвоживающим образом на сернокислый магний, начинает выпадать из раствора вместо семиводного сернокислого магния шестиводный (гексагидрит)— $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. При этом вылезший ранее эпсомит во вновь созданных условиях становится неустойчивым и должен постепенно исчезать, превращаясь в гексагидрит. При дальнейшем сгущении рассолов вместе с продолжающими садиться хлористым натрием и гексагидритом начинает кристаллизоваться водная двойная соль хлористого магния и хлористого калия (карналлит) состава $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. И, наконец, при окончательном испарении раствор засыхает с выделением хлористого натрия, гексагидрита, карналлита и новой фазы—бишофита— $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, который при существовавших в растворе соотношениях концентраций компонентов (NaCl, KCl, MgCl_2 и H_2O) кристаллизуется самым последним¹.

Таким образом, четырехкомпонентная, первоначально гомогенная система последовательно претерпела ряд превращений в виде серии сменявших друг друга гетерогенных систем. В конце концов мы получили систему, представляющую четырема устойчивыми твердыми фазами и одной неустойчивой пятой фазой (эпсомитом).

Приведенные примеры показывают, что физико-химическая система может существовать лишь при определенных физико-химических условиях в строгой зависимости от факторов равновесия. В каждом отдельном примере мы видели, что превращение системы вызывалось изменением какого-либо одного фактора равновесия (при двух других постоянных). Однако в природе на превращение систем эти факторы равновесия часто влияют совместно. При этом отдельные фазы могут существовать лишь в определенных то широких, то узких пределах изменений температуры, давления и концентрации компонентов.

Главнейшим критерием равновесного состояния системы является обратимость смещения равновесия. Только в том случае мы можем говорить о действительном равновесии системы, когда оно может сместиться в ту или другую сторону в зависимости от направления действия того или иного фактора равновесия.

Иное мы наблюдаем в ложных или метастабильных состояниях равновесия, когда совершающийся процесс является необратимым. Примером такого процесса может служить сгорание угля при подземных пожарах, возникающих иногда самопроизвольно в угольных месторождениях. Уголь долгое время может оставаться неизменным. Но стоит только в одном месте начаться процессу окисления (сгорания), как он будет развиваться дальше. В результате произойдет полный переход в новое состояние равновесия, из которого возврат к прежнему состоянию невозможен, т. е. этот процесс является необратимым (он не может протекать в обратном направлении). Как известно, он происходит с сильным выделением тепла, тогда как в действительно равновесных системах при нагревании имеет место поглощение тепла. В качестве другого примера продолжительного времени ромбической модификации карбоната кальция—арагонита, который вообще монотропно (т. е. без возврата в прежнюю модификацию) переходит в гексагональную модификацию—кальцит.

При изучении минеральных ассоциаций, наблюдаемых в природе, необходимо учитывать, что многие ассоциирующие друг с другом минералы в данный момент представляют собой как бы конечные продукты превращений физико-химических систем, относительно устойчивые при современных условиях равновесия. Однако до этого момента системы могли претерпевать ряд порой очень сложных последовательных превращений, от которых далеко не многие продукты могли сохраниться до последнего момента.

Здесь имеются в виду не только те превращения, которые совершаются в газообразных и жидких системах до момента кристаллизации, но также и те изменения, которые наступают после момента образования твердых фаз, т. е. совершаются уже в твердых средах. Поэтому наши представления о процессах минерало-

¹ Если бы первоначальные соотношения концентраций компонентов были иными, то порядок последовательности образования минералов был бы несколько другой.

образования не всегда ясны и часто не выходят из области гипотез (за исключением тех физико-химических процессов, которые совершаются на наших глазах). На помощь идут экспериментальные исследования в области физической химии.

Образование и рост кристаллических фаз. Образование твердого кристаллического вещества может происходить различными путями: а) путем кристаллизации жидкостей (расплавов или растворов); б) путем отложения кристаллов на стенках пустот из газообразных продуктов возгона и в) путем перекристаллизации твердых масс (в частности коллоидов). Главная масса природных кристаллических образований является результатом кристаллизации силикатных расплавов и водных растворов. Сюда относятся огромные массы изверженных кристаллических пород, подавляющее количество месторождений полезных ископаемых, кристаллические осадки соленосных бассейнов и др.

Кристаллизация любого расплава теоретически должна начинаться при определенной температуре, отвечающей температуре плавления данного вещества. Точно так же и кристаллизация раствора должна начинаться в момент насыщения растворителя данным веществом. Однако, как показывает опыт, кристаллизация жидких фаз начинается обычно при некотором переохлаждении или пересыщении¹.

Процессы роста кристаллов в переохлажденном расплаве и в пересыщенном растворе совершенно одинаковы. Зарождение кристаллов может быть вынужденным, если в жидкости уже присутствуют обломки или пылинки каких-либо твердых веществ, могущих по своим кристаллохимическим свойствам играть роль затравок, или самопроизвольным, наступающим в отсутствие затравки в пересыщенных или переохлажденных растворах и расплавах.

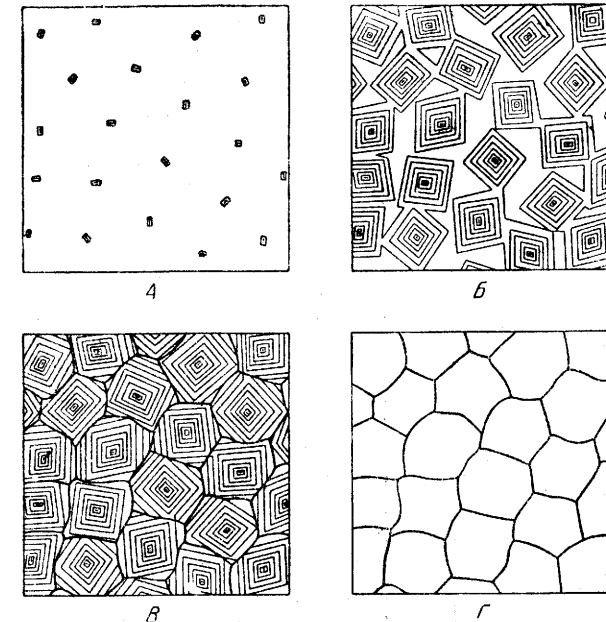
При самопроизвольной кристаллизации в разных точках расплава или раствора возникают так называемые центры кристаллизации, представленные кристаллическими зародышами. В первые моменты процесса кристаллизации (допустим, какой-либо однокомпонентной жидкости) вокруг этих центров кристаллизации в условиях свободного развития растут правильные кристаллики до тех пор, пока не создается стесненная обстановка для дальнейшего развития кристаллографических форм (фиг. 64—А и Б). При продолжении кристаллизации начинается борьба за оставшееся пространство, и в конечном счете мы получим агрегат кристаллических зерен с неправильными внешними очертаниями (фиг. 64—В и Г). В некоторых случаях в таких зернах удается даже наблюдать кристаллически-зональное строение отдельных зерен, свидетельствующее о постепенном их росте.

Установлена прямая зависимость между степенью переохлаждения или пересыщения жидкости и числом самопроизвольно возникающих в момент начала затвердевания центров кристаллизации: чем сильнее переохлаждена или пересыщена жидкость, тем большее число центров кристаллизации возникает в данном объеме в единицу времени (фиг. 65). Следовательно, чем больше возникает центров кристаллизации, тем меньшими размерами будут обладать кристаллические зерна в результате окончательного затвердевания жидкости (фиг. 66).

Как условно показано на фиг. 65, при относительно небольшом числе возникающих центров кристаллизации в результате образуются явно

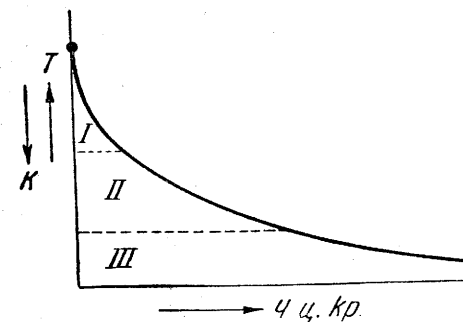
¹ Следует напомнить, что если переохлаждение жидкости как в лабораторных, так и природных условиях представляет обычное явление, то, наоборот, перегрев кристаллического вещества получить очень трудно. То же относится к пересыщению и сохранению твердой растворимой фазы в разбавленных растворах.

кристаллически-зернистые агрегаты (I), при более сильном переохлаждении или переохлаждении — скрытокристаллические агрегаты (II), и, наконец, при очень резком переохлаждении или пересыщении — коллоидные или аморфные массы (III).

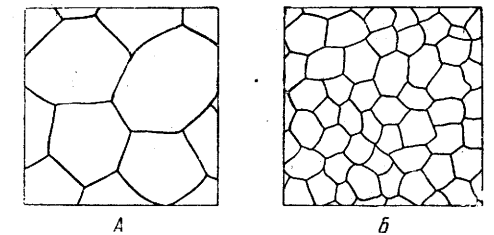


Фиг. 64. Схема кристаллизации гомогенной жидкости

Момент зарождения кристаллов в жидкости, по экспериментальным данным, зависит от разных причин: от химической природы вещества,



Фиг. 65. Зависимость числа центров кристаллизации (ч. ц. кр.) от степени переохлаждения или пересыщения
T—температура; K—концентрация



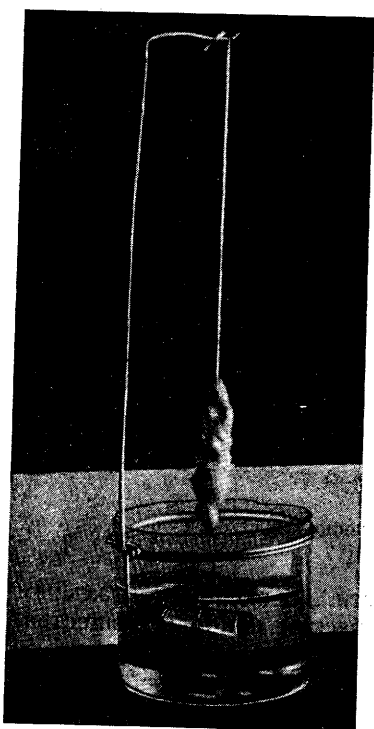
Фиг. 66. Влияние числа центров кристаллизации на структуру агрегата
A—крупнозернистый агрегат; B—мелкозернистый агрегат

от примесей, ускоряющих или задерживающих появление кристаллических зародышей, от механических сил (сотрясения раствора, трения о стенки сосуда), иногда от действия звука, света и т. д.

Около растущих в свободной среде кристаллов, как показывают опыты, возникают концентрационные потоки: пересыщенный раствор

в области соприкосновения с кристаллом отдает ему избыток растворенного вещества, становится легче и поднимается вверх, уступая место новым порциям пересыщенного раствора. Скорость роста кристаллов тем больше, чем сильнее пересыщен раствор.

Если условия роста для каждой грани растущего кристалла остаются постоянными с момента зарождения, то форма кристаллов по мере их роста не меняется; увеличиваются только размеры их. Однако скорость прироста различных граней кристалла в единицу времени часто бывает не одинакова, что в результате приводит к уменьшению



Фиг. 67. Кристаллические образования NaCl, возникшие в воздушной среде на нитке, опущенной в насыщенный раствор. В качестве груза на нитке подвешен обломок стеклянной палочки.
По О. П. Оглоблиной

числа граней. Установлено также, что на форму кристаллов оказывают значительное влияние растворенные примеси других веществ. Так, например, хлористый натр обычно кристаллизуется в форме кубов, но из растворов, содержащих, кроме NaCl, также CaCl₂ и MgSO₄, выделяется в виде октаэдров. При быстром росте кристаллов образуются неправильные формы. Главным образом это наблюдается в тех случаях, когда по тем или иным причинам нарушается равномерный приток питающего раствора (например в средах с увеличившейся вязкостью в коллоидальных растворах и др.). В этих случаях наибольшее питание приобретают вершины и ребра растущих кристаллов, т. е. участки кристаллических решеток, наименее насыщенные валентностью. Это приводит иногда к искривлению граней с образованием воронкообразных углублений, а нередко к последовательному нарастанию кристалликов друг на друга (главным образом по вершинам). В результате образуются так называемые кристаллические скелеты или дендриты с определенным расположением ветвей в пространстве. Часто на концах таких ветвей наблюдаются утолщения и образование более крупных и более правильных кристаллических индивидов. Объясняется это, вероятно, тем, что во время кристаллизации вещества пересыщение раствора в прилегающих участках падает и наступают более нормальные условия для роста кристаллов.

Следует заметить, что кристаллы могут расти не только в жидких средах, т. е. за счет диффундирующих к кристаллу ионов в пересыщенных растворах, но также и в воздушной или газообразной среде при условии питания насыщенным раствором по капиллярным каналам. Об этом убедительно свидетельствует следующий опыт. Если в стакан с насыщенным раствором поваренной соли опустить хорошо смачивающуюся раствором хлопчатобумажную нить (фиг. 67), то через некоторое время в условиях воздушной среды на нити образуется кристаллический агрегат за счет раствора, подымающегося под влиянием

капиллярных сил вверх. В воздушной среде этот раствор за счет испарения воды подвергается сильному пересыщению, что и обуславливает кристаллизацию растворенного в нем вещества.

Нет никакого сомнения в том, что при медленном испарении растворителя таким путем могут возникнуть и хорошо образованные кристаллы. Многим, вероятно, известны также случаи роста из влажной почвы игл льда, наблюдаемых после ясных морозных ночей. Подобные же иглы вырастают в результате медленного высыхания влажных порошков легко растворимых в воде солей, например хлористого кальция. Весьма возможно, что встречающиеся в пустотах длинноиглчатые кристаллы многих минералов возникли этим путем.

Наконец, образование кристаллов может происходить в газообразной среде и без питания жидким раствором, т. е. в случаях перехода из парообразного состояния сразу в твердое при соответствующих температурах и давлениях (см. фиг. 5 и 7 на стр. 35 и 37). Примером может служить образование снежинок в воздухе в виде звездчатых кристаллов или различных минералов как продуктов возгона в районах вулканической деятельности.

Растворение кристаллов, могущее наступать в силу различных причин, характеризуется, согласно наблюдениям, следующими явлениями:

1) если при росте кристалла вершины и ребра его имеют тенденцию к ускоренному развитию, то при растворении они обнаруживают наибольшую скорость перехода в раствор, благодаря чему кристалл приобретает как бы оплавленную форму;

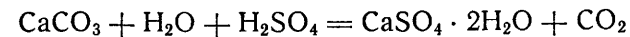
2) если при росте кристалла наиболее устойчивыми являются медленно растущие грани, то при растворении обломка или шара, сделанного из кристалла, появляются те грани, которые обладают наибольшими скоростями растворения;

3) медленно растущие грани обычно имеют блестящие гладкие поверхности; при растворении медленно растворяющиеся грани часто выглядят матовыми;

4) в начальные моменты растворения на гранях нередко образуются мельчайшие многогранные углубления, носящие название фигур вытравливания.

Следует еще раз подчеркнуть, что хорошо образованные кристаллы в природе распространены гораздо реже по сравнению с кристаллическими зернами, слагающими сплошные агрегаты и не имеющими правильных внешних ограничений. При кристаллизации жидкостей и возгонов хорошо развитые кристаллы могут образоваться лишь в условиях свободного роста. Чаще всего они наблюдаются в пустотах. В массивных породах и рудах кристаллы принадлежат минералам, кристаллизующимся первыми или обладающим большой кристаллизационной силой.

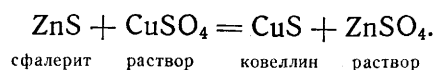
Если какой-либо раствор, пропитывающий данную породу, взаимодействует с ней по реакциям обменного разложения, то при этом, как правило, возникают новообразования за счет всей породы или некоторых составляющих ее минералов. Такой процесс носит название замещения или метасоматоза. Примерами может служить замещение кальцита гипсом при реакции с водой, содержащей серную кислоту:



кальцит

гипс

или замещение сфалерита ковеллином при реакции с раствором сульфата меди:



В случае избирательного метасоматоза (т. е. при замещении каких-либо определенных минералов породы) вновь образованный минерал, воспринявший внешнюю форму, а иногда и особенности внутреннего строения старого минерала, носит название метасомы. В частном случае, когда замещению подвергается какой-либо кристалл, мы будем иметь дело с псевдоморфозой, т. е. с чуждой для данного минерала кристаллической формой. При коллоидальном замещении органических остатков, например древесины, опалом или сульфидами железа нередко сохраняются все особенности их строения.

Наряду с этим в природе распространены случаи возникновения хорошо образованных кристаллов, развившихся путем метасоматоза в твердых средах (породах). Такие образования называются метакристаллами и известны лишь для некоторых минералов. Примером являются прекрасно образованные кубические кристаллы пирита (FeS_2) в сланцах, мраморах и других породах. Метакристаллы часто содержат внутри остатки незамещенных минералов вмещающей породы. Они нередко возникают вдоль направлений тончайших, почти незаметных трещин в породах, что говорит о несомненно более позднем их образовании по сравнению с породой.

Процессы перекристаллизации и преобразования минералов, совершающиеся в твердых средах, происходят под влиянием существенного изменения физико-химических факторов равновесия систем (например, в условиях так называемого регионального метаморфизма, т. е. в условиях значительного увеличения температуры и давления при погружении горных масс в глубокие части земной коры, вызываемом геологическими процессами).

Процессы метаморфизма минеральных образований широко изучены путем сопоставления неизмененных и измененных в какой-либо степени пород и руд. Экспериментальные исследования в этой области крайне скудны. Тем не менее, можно считать, что процесс кристаллизации, происходящий в твердых средах, в основном регулируется теми же факторами, что и при кристаллизации растворов и расплавов, с той разницей, что образование новых минералов, устойчивых в создавшихся условиях, происходит главным образом за счет перегруппировки вещества и совершается преимущественно по принципу метасоматоза. В этих условиях могут развиваться также хорошо образованные метакристаллы (например, граната в слюдяных сланцах, магнетита в хлоритовых сланцах или кварцитах и др.).

Минеральные агрегаты. В результате кристаллизации и затвердевания раствора или расплава образуется смесь сросшихся между собой кристаллических зерен, которая носит название минерального агрегата.

Агрегаты бывают мономинеральными, т. е. состоящими из кристаллических зерен одного минерала (например, штуф мрамора или магнетитовой руды) и полиминеральными, представленными несколькими, различными по составу и свойствам минералами (например, кусок граната или медно-цинковой сульфидной руды).

По своему строению и морфологическим признакам минеральные агрегаты весьма разнообразны. Многие из них настолько типичны, что приобрели особые названия. Наиболее характерные морфологические

особенности минеральных агрегатов обусловлены степенью кристаллическости вещества. С этой точки зрения, прежде всего существенно отличаются друг от друга две большие группы: 1) явно кристаллические агрегаты и 2) коллоидные и тонкодисперсные массы.

Перечислим главнейшие типы минеральных агрегатов.

1. **Зернистые агрегаты**, сложенные кристаллическими зернами, иногда в комбинации с хорошо образованными кристаллами каких-либо минералов. Этот тип агрегатов пользуется наибольшим



Фиг. 68. Радиально-лучистые агрегаты пиррофиллита



Фиг. 69. Сноповидные агрегаты турмалина в серицито-хлоритовом сланце

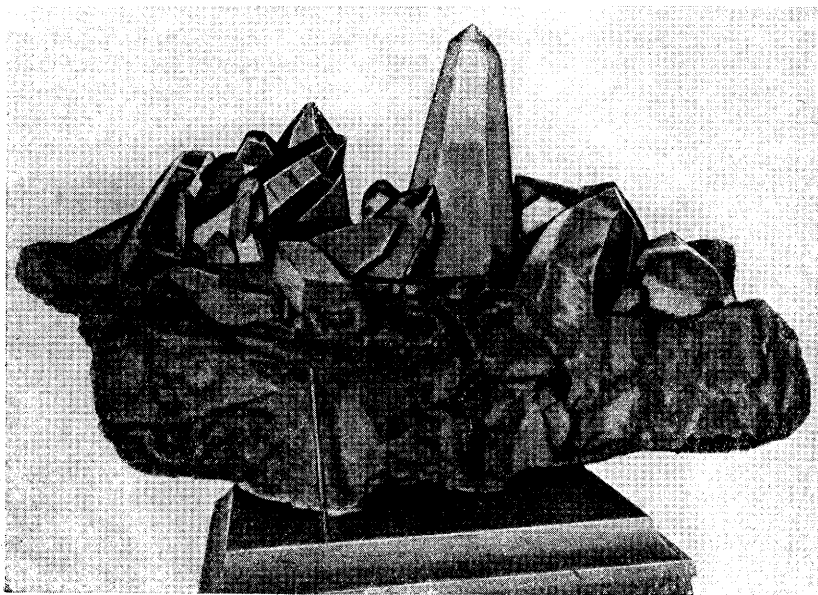
распространением в земной коре. Примерами могут служить полнокристаллические изверженные породы, многие сульфидные и другие руды месторождений полезных ископаемых и пр.

По величине слагающих зерен различают: 1) крупнозернистые агрегаты с размером зерен свыше 5 мм в поперечнике, 2) среднезернистые — с зернами 1—5 мм в поперечнике, легко различимыми невооруженным глазом, и 3) тонкозернистые, зернистость которых устанавливается с помощью лупы или микроскопа (в тонких шлифах).

Форма слагающих зерен также накладывает свой отпечаток на морфологические особенности агрегатов. Если агрегат сложен зернами более или менее изометрической формы, то его называют просто зернистым. Если же зерна имеют пластинчатый облик, то такие агрегаты называют листоватыми или чешуйчатыми в зависимости от размеров слагающих индивидов. Наконец, встречаются агрегаты, индивиды которых имеют вытянутую в одном направлении форму, иногда с радиальным расположением (фиг. 68); они носят названия шестоватых, игольчатых, волокнистых агрегатов. Распространены также агрегаты, сложенные минералами различных форм, например: слюдяные сланцы с изометрическими кристаллами граната, зернистые массы кварца с шестоватыми кристаллами турмалина и др. (фиг. 69).

По степени заполнения пространства различают плотные и рыхлые зернистые агрегаты. Примером последних могут служить рыхлые кристаллические образования на дне усыхающих соленосных озер.

2. Друзы представляют собой сростки хорошо образованных кристаллов, наросших на стенках каких-либо пустот. Примером могут служить часто встречающиеся друзы кристаллов кварца (фиг. 70).



Фиг. 70. Друза кристаллов кварца

Друзы интересны не только с кристаллографической точки зрения, но также потому, что в них часто удается изучить последовательность выделения разных минералов, кристаллизовавшихся из последних порций растворов.

Сам факт наличия в друзах хорошо образованных кристаллов свидетельствует о том, что они возникли в свободном пространстве, т. е. в каких-либо первичных пустотах, полых трещинах, раздробленных породах и т. д. Размеры пустот бывают самые различные, начиная с мелких пор и кончая пещерами, называемыми иногда «хрустальными погребками», в которых стенки усеяны крупными кристаллами прозрачного кварца и других минералов.

Такие минеральные образования, в которых кристаллические индивиды, тесно соприкасаясь, вытянуты более или менее параллельно друг другу, носят название гребчатых или щетковидных агрегатов. Очевидно, кристаллы, зародившиеся на стенках полости, еще в начальные моменты роста вошли в соприкосновение друг с другом и в дальнейшем, в условиях стесненной обстановки, могли развиваться лишь в одном направлении, перпендикулярном к этим стенкам. К этой же категории образований относятся кристаллические корки, образованные мелкими, тесно сросшимися кристалликами, и щетки кристаллов.

Как показывает изучение, в этих случаях первоначально возникшие многочисленные кристаллические зародыши развивают свой рост в са-

мых произвольных направлениях. Однако в процессе дальнейшего роста в борьбе за пространство постепенно выживает все меньшее и меньшее число кристаллических индивидов, причем преимущественно продолжают развиваться те из них, направление наибольшего роста которых близко к перпендикуляру к поверхности зарождения кристаллов («принцип геометрического отбора»). Если эта поверхность вогнутая, то возникают радиально сходящиеся лучистые минеральные агрегаты, а если выпуклая — радиально расходящиеся игольчатые или столбчатые кристаллические массы.

3. Секрети образуются в результате заполнения неправильной, но обычно округлой формы пустот кристаллическим или коллоидным веществом. Характерной особенностью многих секретий является последовательное концентрически послойное отложение минерального вещества по направлению от стенок пустоты к центру. При этом отдельные слои нередко отличаются друг от друга по цвету и часто по составу.

Мелкие пустоты обычно целиком заполняются минеральным веществом. Иногда центральная часть выполняется радиально-волокнистыми агрегатами какого-либо минерала, например цеолитов. В крупных же пустотах в центре обычно наблюдается полость, стенки которой устланы друзами кристаллов или натечными образованиями.

Мелкие секретии (до 10 мм в поперечнике) называются миндалинами, крупные — жеодами (фиг. 71).

4. Конкреции представляют собой шаровидные или не совсем правильной формы сферические стяжения и желваки (фиг. 72), возникающие в рыхлых осадочных породах, главным образом в глинах, песках и земляных продуктах разрушения пород. Размеры конкреций колеблются в широких пределах от миллиметров до десятков сантиметров, иногда до метров в поперечнике. Разрастаясь и соединяясь вместе, они образуют сложные по форме крупные тела.

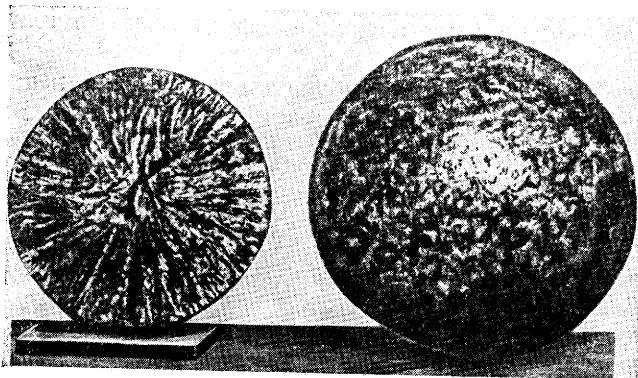
Часто, но не обязательно, они возникают вокруг чужеродных тел, которыми во многих случаях являются органические остатки. В полированных разрезах песчанистых конкреций марказита и фосфорита бывает видно слоистое расположение песчинок, отвечающее слоистости самой породы. Этот факт говорит о том, что конкреции образуются после того, как породы сформировались. По всей вероятности, они вначале являлись коллоидальными сгустками — гелями, впоследствии раскристаллизовавшимися. В изломе через центр они во многих случаях обнаруживают радиально-лучистое строение (фиг. 72). Иногда наряду с этим наблюдается неясно выраженное концентрически-зональное строение одной и той же минеральной массы.



Фиг. 71. Жеода

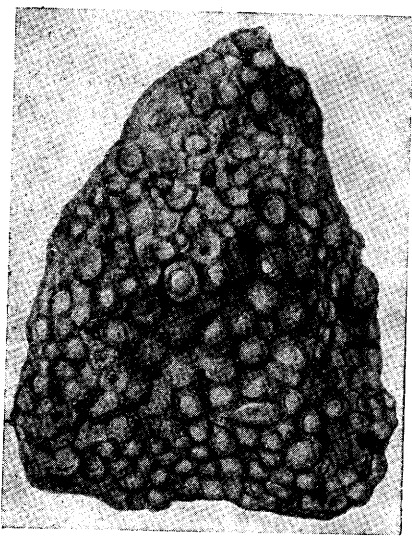
Таким образом, конкреции по своему происхождению существенно отличаются от рассмотренных выше секреторных образований. В противоположность последним конкреции разрастаются вокруг какого-либо центра.

Наиболее часто в виде конкреций встречаются фосфорит, пирит, марказит, иногда сидерит, барит и др.



Фиг. 72. Конкреции фосфорита. Левая конкреция показана в изломе

5. Оолиты по способу образования во многом аналогичны конкрециям. Это такие же сферические образования, но мелких размеров (от десятых долей миллиметра до 5—10 мм), возникающие в водных средах вокруг взвешенных посторонних тел — песчинок, обломков органических остатков и даже вокруг пузырьков газа. Характерной особенностью оолитовых стяжений является их явно выраженная довольно правильная концентрическая слоистость, иногда скорлуповатость. Аналогичные по форме, но не обладающие концентрической слоистостью образования называют псевдооолитами (бобовинами).



Фиг. 73. Оолитовые стяжения CaCO_3

Образование современных известковых оолитов происходит в движущейся воде во взвешенном состоянии, причем по мере достижения определенных размеров они падают на дно. Осадочные породы, состоящие из сцементированных оолитовых стяжений, в зависимости от размеров носят название икряных и гороховых камней (фиг. 73).

6. Натечные формы минеральных образований возникают за счет коллоидов — гелей. Они, так же как и друзы кристаллов, наблюдаются в пустотах. Медленно мигрирующие коллоидные растворы, достигая пустот, обволакивают стенки их. Постепенно теряя испаряющуюся в полое пространство воду (дисперсионную среду), они густеют и под влиянием силы тяжести свисают с верхних частей пустот в виде сталактитовых (фиг. 74),

почковидных (фиг. 75), гроздевидных и прочих форм. В таком виде они в конце концов затвердевают. В нижних частях пустот за счет падающих капель возникают поднимающиеся кверху конусообразные сталагмиты, наблюдающиеся впрочем не для всех минеральных образований.

Размеры подобных образований могут быть самыми различными, начиная от микроскопических и кончая толстыми столбообразными сталактитами и сталагмитами арагонита и кальцита (CaCO_3) в больших пещерах.

В натечных формах могут встречаться самые различные минералы: гидроокислы железа (лимонит, гётит), гидроокислы марганца (псиломеланы), опал, малахит, гипс, арагонит, кальцит, сульфиды разных металлов и др.

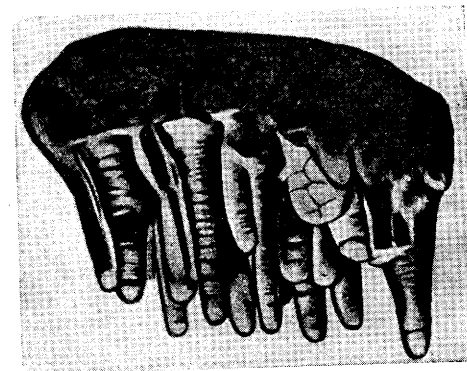
Как показывает изучение натечных образований в полированных образцах, они очень часто характеризуются концентрически-зональным строением (в поперечных разрезах). Это строение обусловливается чередованием зон, состоящих либо из одного и того же минерала, но различной окраски или с различными физическими свойствами (малахит, лимонит и др.), либо, что гораздо реже, из различных по составу минералов, например, лимонит, халцедон и малахит, лимонит и самородная медь и др. Различия в минеральном составе отдельных концентрических слоев свидетельствуют об изменении состава притекавших растворов в процессе роста натечков.



Фиг. 75. Почковидные массы гематита

Выше указывалось, что коллоидные образования — гели — сравнительно легко подвергаются раскристаллизации. Для разных минеральных веществ этот процесс протекает не одинаково, что сказывается на строении получающихся кристаллических агрегатов. Например, натечные образования лимонита, полностью сохраняя внешнюю форму, превращаются в агрегат радиально расходящихся тонких волокон гётита и гидрогематита, расположенных перпендикулярно к поверхности отдельных концентрических слоев. Другие минеральные вещества раскристаллизовываются в более грубые радиально-лучистые агрегаты, причем реликтовые очертания концентрических слоев в изломе часто бывают все же заметны. При этом гладкая поверхность натечных форм нарушается и как бы покрывается мелкими кристаллическими гранями (марказит).

7. Землистые массы, как показывает само название, представляют собой мягкие мучнистые образования, в которых невозможно различить даже с помощью лупы какие-либо кристаллические

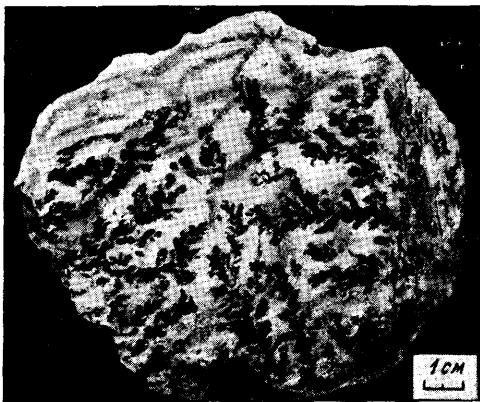


Фиг. 74. Сталактиты лимонита

образования. Обычно мы их наблюдаем в виде корок или скоплений, возникающих чаще всего при химическом выветривании руд и горных пород. В зависимости от цвета такие массы иногда называют сажистыми (образования черного цвета) или охристыми (скопления и корки желтого и бурого цвета).

Таковы, например, землистые минеральные образования различной окраски гидросиликатов никеля, сажистые образования гидроокислов марганца, охристые образования гидроокислов железа и др.

8. Налеты и примазки, встречающиеся иногда в виде тонких пленок на поверхности кристаллов, могут представлять собой различные по составу вещества. К числу их можно отнести, например, тонкие пленки бурых гидроокислов железа на кристаллах горного хрусталя, примазки медной зелени и сини в горных породах, вмещающих медные месторождения, и др.



Фиг. 76. Дендритоподобные образования гидроокислов марганца на плоскостях трещин в измененной альбитовой породе

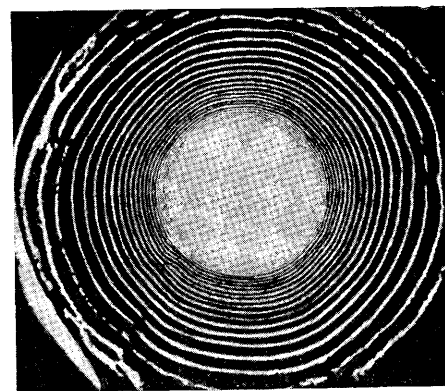
9. Выцветами называют обычно периодически появляющиеся на поверхности руд, горных пород, сухих почв и в трещинах рыхлые пленки и корочки или спорадически рассеянные моховидные и пушистые образования каких-либо солей, чаще всего легко растворимых водных сульфатов. В дождливые периоды года они, как правило, исчезают, а в сухую погоду вновь появляются.

К этому же типу образований следует отнести довольно часто наблюдающиеся дендритоподобные выделения гидроокислов марганца на поверхности пород или вдоль тонких трещин (фиг. 76).

10. Несколько слов следует сказать о так называемых «кольцах Лизеганга». Под этим термином подразумевают ритмически перемежающиеся полосчатые образования как результат периодического осаждения каких-либо соединений при диффузии в гелевых средах, очень похожие на те, что получал Р. Лизеганг в виде концентрических колец (фиг. 77). Сущность его опыта сводилась к тому, что вокруг капли AgNO_3 на желатине, пропитанной $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$, при диффузии раствора в процессе реакции возникали микроскопические кристаллики $\text{Ag}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$, которые по мере роста задерживались в порах желатины, будучи не в состоянии двигаться дальше вместе с раствором, и потому периодически осаждались в виде концентрических колец. Подобные структуры встречаются, например, в некоторых агатах (фиг. 71) и яшмах. Очень похожие образования возникают в тонкопористых породах при процессах выветривания. Таковы, например, ритмические кольца, полосы, гиперболы, окрашенные бурыми гидроокислами железа, в известняках, песчаниках и других породах. Здесь периодическое выпадение вещества, очевидно, совершается из золь в виде геля при критической концентрации дисперсной фазы или электролита. Если при этом одновременно происходит выщелачивание породы, то в конечном результате мы будем иметь концентрически-скорлуповатые образования, в которых полосы плотного геля перемежаются с землистыми участ-

ками. Весьма вероятно, что так называемые «бурундучные руды», представленные ритмически-полосчатой перемежаемостью сфалерита и анкерита (рис. 78) или магнетита и кальцита и др., наблюдаемые в рудах некоторых месторождений, принадлежат к этому же типу образований.

В некоторых случаях вместо колец или полос возникают древовидные образования. Таковы, например, выделения гидроокислов железа или марганца в опале



Фиг. 77. «Кольца Лизеганга»



Фиг. 78. «Бурундучная руда». Каданское месторождение (Забайкалье). Темные полосы — сфалерит (ZnS); светлые — карбонат (анкерит)

(«моховые» агаты). Искусственно они также легко воспроизводятся в желатиновой среде.

Парагенезис минералов¹. Этот термин в понимании Брейтгаупта, как «совместное нахождение минералов», был введен в геологическую литературу в 1849 г. Однако впервые, задолго до этого, то же понятие под названием «смежность минералов» было предложено нашим русским академиком В. М. Севергиным.

Еще древним рудокопам были известны характерные ассоциации одних и тех же минералов, встречающихся в разных месторождениях. Например, давно было установлено, что галенит (PbS) и сфалерит (ZnS), как правило, всюду встречаются совместно среди сульфидных руд, содержащих свинец и цинк. Точно так же широко распространены тесные ассоциации таких минералов, как золото и кварц, киноварь (HgS) и антимонит (Sb_2S_3) и многие другие.

В настоящее время по этому вопросу накопился огромный эмпирический материал, особенно по рудным месторождениям, оставшийся до последнего времени далеко не осмысленным с теоретической точки зрения, на что неоднократно указывал В. И. Вернадский, уделявший большое внимание этой проблеме. Разработанный недавно советскими учеными метод физико-химического анализа наблюдающихся в природе различных сочетаний минералов привел к весьма важным выводам. Прежде всего выяснилось, что в одном и том же штуфе руды среди

¹ Пара — по-гречески «подле», «возле»

наблюдаемых минералов часто устанавливаются две или несколько различных по времени образования групп минералов. Так, например, лимонит (гидроокислы железа) и малахит (карбонат меди) нередко устанавливаются в ассоциации с полуразрушенными сульфидами меди и железа. Однако геологические данные всегда показывают, что сульфиды образовались раньше, в одних условиях, а более поздние гидроокислы железа и карбонаты меди — в совершенно другой обстановке (в условиях выветривания) и пространственно связаны с первыми лишь по источнику входящих в них химических элементов (железа и меди). Следовательно, в данной минеральной ассоциации мы имеем два различных по условиям образования парагенезиса минералов.

Таким образом, под понятием парагенезис следует понимать не просто ассоциацию всех совместно наблюдающихся минералов, а лишь группу минералов, совместно образовавшихся на той или иной стадии развития процесса минералообразования. При таком подходе к изучению ассоциаций минералов выявляются чрезвычайно важные как в научном, так и в практическом отношении закономерности смены парагенезисов во времени, свидетельствующие об изменении физико-химических условий минералообразования.

Знание типических парагенезисов минералов имеет большое значение. Оно не только помогает определять совместно встречающиеся минералы, но также оказывает большую услугу при поисках полезных ископаемых. Например, если в основных, обогащенных магнием изверженных породах мы встречаем более или менее легко устанавливаемые по внешним признакам такие минералы, как пирротин (FeS) и халькопирит (CuFeS_2), то мы обязательно должны искать третий, трудно диагностируемый, но очень важный в промышленности никелевый минерал — пентландит — $(\text{Fe, Ni})_9\text{S}_8$, который в этих породах встречается совместно с предыдущими.

Нужно указать, что в природе наблюдаются самые разнообразные парагенезисы минералов. Это обусловлено не только первоначальным составом кристаллизующихся растворов или реагирующих с ними окружающих горных пород, но также температурой, давлением или глубиной в земной коре, на которой происходит образование или преобразование минералов, и другими факторами. При этом одни минералы, как уже указывалось ранее, могут возникать только при определенных значениях внешних факторов, другие, наоборот, могут образовываться при различных процессах минералообразования. Так, например, гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — в одних случаях нередко встречается в ассоциации с хлористыми и с сернокислыми слоями в пластовых соляных залежах, образовавшихся в результате усыхания соляных рассолов в озерных бассейнах и лагунах. В других случаях он наблюдается как продукт химического выветривания горных пород (в областях с малым количеством осадков) в ассоциации с гидроокислами железа и глинистыми продуктами разрушения, причем, как показывают горные выработки, он довольно быстро исчезает с глубиной. Затем описаны случаи нахождения гипса в виде кристаллов в трещинах среди разложившихся и обесцвеченных лав и изверженных горных пород около сольфатар (парообразных сернистых выделений в районах вулканической деятельности), где гипс мог образоваться за счет известковых минералов вмещающих пород под действием горячих вод, содержащих серную кислоту, и т. д.

Разнообразие парагенезисов минералов часто осложняется тем, что во многих случаях на данную парагенетическую группу минералов, связанных с одним процессом, накладываются минеральные ассоциа-

ции, обязанные своим происхождением другому процессу, причем новообразования нередко частично развиваются за счет ранее образовавшихся минералов.

При изучении минеральных ассоциаций в подобных случаях очень важно раздельно учитывать различные по происхождению парагенезисы минералов, так как для каждого процесса минералообразования, естественно, существуют свои закономерности сочетаний минералов. Сам факт наложения нового процесса минералообразования свидетельствует об изменившихся физико-химических условиях равновесия минеральных фаз, что нередко приводит к тому, что, по крайней мере, часть ранее образовавшихся минералов оказывается неустойчивой в новых условиях и подвергается соответствующим изменениям или замещению новыми минералами.

Изучение парагенезисов минералов является одной из важнейших проблем минералогии. Особый интерес представляет разбор эмпирически устанавливаемых парагенезисов минералов с точки зрения учения о химическом равновесии с помощью геометрического анализа наблюдаемых ассоциаций. Правда, для этого необходимо не только знание минералогии вообще, но также специальная подготовка в области термодинамики и физической химии. Строго научный анализ парагенезисов минералов, как показал Д. С. Коржинский, имеет большое значение при решении ряда важных геологических вопросов, например, для стратиграфического расчленения немых метаморфических толщ.

Что касается характерных ассоциаций химических элементов в отдельных минералах, то этот вопрос для кристаллических тел решается целиком на основе законов кристаллохимии. Сочетание разнородных элементов в кристаллических решетках, как мы видели, обуславливается химическими особенностями, связанными со строением атомов или ионов, их размерами и свойствами. Замена одних атомов и групп атомов другими также зависит от их размеров, а в ионных соединениях, кроме того, соблюдается условие, чтобы суммарная положительная и отрицательная валентности были уравновешены.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Для выяснения условий генезиса (происхождения) какого-либо данного комплекса минералов нам важно не только установить способ их образования, но также увязать его с теми геологическими процессами, которые совершаются в земной коре и приводят к образованию самых различных по составу горных пород и руд месторождений полезных ископаемых. Эти вопросы детально освещаются в специальных курсах петрографии и учения о месторождениях полезных ископаемых. Мы здесь приведем лишь самые общие положения, поскольку это нам необходимо будет в дальнейшем при описании отдельных минералов.

Все минеральные массы, возникшие в результате тех или иных геологических процессов, по источнику энергии, за счет которой они происходили, делятся на следующие две главные генетические группы:

1) эндогенные (изнутри рожденные), образующиеся при процессах, протекающих за счет внутренней тепловой энергии земного шара; минералы, возникающие в результате этих процессов, являются продуктами магматической деятельности (в широком смысле слова); горные породы и месторождения полезных ископаемых образуются в результате кристаллизации самой магмы и различных отщеплений от нее; процессы минералообразования протекают на различных глубинах и при различных, но обычно высоких температурах;

2) экзогенные (извне рожденные), возникающие при процессах, совершающихся за счет внешней солнечной энергии, получаемой поверхностью земного шара; источником вещества являются обнажившиеся и разрушающиеся на поверхности земли разнообразные породы и руды различного происхождения; процессы минералообразования развиваются в самой поверхностной части земной коры при низких температурах и давлениях, близких к атмосферному, в условиях взаимодействия физических и химических агентов атмосферы, гидросферы и биосферы.

Как эндогенные, так и экзогенные минеральные массы после их образования при изменившихся внешних условиях существования претерпевают те или иные превращения (метаморфизм). Особенно сильные превращения в составе и строении минеральных масс происходят при так называемом региональном метаморфизме, когда массы горных пород и связанные с ними месторождения вследствие крупных тектонических нарушений попадают из областей их первоначального образования в более низкие зоны земной коры. Эти процессы глубинного метаморфизма совершаются в условиях относительно высоких температур и давлений.

Эндогенные процессы минералообразования

Наши знания об эндогенных процессах минералообразования основываются на представлениях о деятельности магматических очагов, располагающихся в нижних частях земной коры. Сами процессы, совершающиеся на значительных глубинах, недоступны нашему наблюдению. Лишь в районах действующих на земной поверхности вулканов мы можем получить некоторые данные, позволяющие иметь суждения о глубинных процессах. С другой стороны, данные изучения состава, структурных особенностей, условий залегания и взаимоотношений различных изверженных пород и пространственно связанных с ними месторождений полезных ископаемых также дают возможность получить некоторые представления (в соответствии с физико-химическими законами) о закономерностях, свойственных эндогенным процессам минералообразования.

Согласно этим представлениям, магмы являются сложными по составу силикатными огненно-жидкими расплавами, в которых принимают участие и летучие составные части.

В тех случаях, когда значительные массы магмы в силу тех или иных причин, не достигая самой поверхности, проникают в верхние части земной коры, они под большим внешним давлением подвергаются медленному остыванию и дифференциации, продукты которой в результате кристаллизации дают начало различным изверженным силикатным породам. При этом тяжелые металлы, такие, как Sn, W, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, Cu и др., присутствующие в магмах в ничтожных количествах, с летучими компонентами (H_2O , S, F, Cl, B и др.) образуют летучие соединения и по мере кристаллизации магмы концентрируются в верхних частях магматических очагов. В одних случаях с их помощью образуются остаточные силикатные растворы, при участии которых возникают так называемые пегматиты, содержащие редкие минералы с F, B, Be, Li, Zr, а иногда с редкоземельными элементами и др. В других случаях они в виде газообразных продуктов удаляются из магматических очагов, оказывая сильные контактные воздействия на вмещающие породы, с которыми вступают в химические реакции. Наконец, в виде водных растворов — гидротерм — они уносятся вдоль трещин в кровлю над магматическими массивами, образуя нередко богатые месторождения главным образом металлических полезных ископаемых.

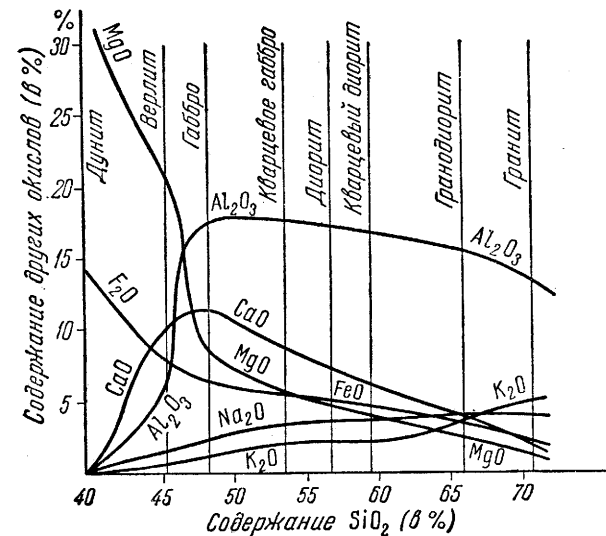
Лишь немногие тяжелые металлы остаются в магме и в процессе ее дифференциации концентрируются в некоторых горных породах внутри магматических массивов.

В тех случаях, когда магма достигает земной поверхности и изливается в виде лав, летучие компоненты, освобождающиеся при этом, уходят в атмосферу.

В соответствии с указанной последовательностью развития магматического цикла явлений различают следующие стадии эндогенных процессов минералообразования: 1) магматическую (в собственном смысле слова), 2) пегматитовую и 3) пневматолито-гидротермальную.

Магматические процессы совершались во все геологические эпохи и приводили к образованию огромных масс изверженных горных пород.

По условиям образования различают прежде всего две главные группы этих пород: а) эффузивные (экструзивные), т. е. излившиеся на земную поверхность в виде лав или застывшие в непосредственной близости ее в условиях низкого внешнего давления, и б) интрузивные, застывшие на глубине под высоким давлением в виде больших грибообразных, пластообразных и неправильной формы массивов. Эффузивные породы при быстром остывании не успевают полностью раскристаллизоваться и потому в своем составе содержат в том или ином количестве вулканическое стекло и часто обильные округлые пустоты (в пузыристых лавах), свидетельствующие о выделении газообразных продуктов вследствие резкого уменьшения внешнего давления. Интрузивные породы, наоборот, представляют собой полнокристаллические породы.



Фиг. 79. Диаграмма химических составов главнейших интрузивных изверженных пород

Явления дифференциации в магмах, как было указано, приводят к образованию различных по химическому и минералогическому составу и удельному весу горных пород. В зависимости от содержания кремнезема и других компонентов среди изверженных пород различают: а) ультраосновные, богатые MgO и FeO , но наиболее бедные SiO_2 (дуниты, пироксениты в интрузивных и пикриты в эффузивных комплексах); б) основные, более богатые SiO_2 и богатые Al_2O_3 и CaO , но более бедные MgO и FeO (габбро, нориты в интрузивных и базальты, диабазы, порфириты в эффузивных комплексах), и в) кислые, богатые SiO_2 и обогащенные щелочами, но более бедные по сравнению с предыдущими CaO , FeO , MgO (граниты, гранодиориты и другие породы в интрузивных комплексах, липариты, кварцевые порфиры и прочие породы в эффузивных комплексах).

На фиг. 79 представлены данные о содержании элементов в виде различных окислов для главнейших представителей интрузивных пород. На этой диаграмме легко видеть, как меняется состав ультраосновных, основных и кислых изверженных горных пород. Особняком от них стоит лишь семейство нефелиновых сиенитов, богатых щелочами (Na_2O и K_2O) и Al_2O_3 , но более бедных SiO_2 , CaO , FeO и MgO .

В ряде интрузивных массивов, где дифференциация магмы проявилась более совершенно, кислые разности пород располагаются в верхних частях, а более тяжелые по удельному весу основные и ультраосновные породы — в более глубоких частях, у постели массивов. Рудные месторождения магматического происхождения встречаются лишь в ультраосновных и основных изверженных породах. К ним принадлежат месторождения Cr , Pt и других платиновых металлов, Ni , Cu , Co , Fe и др., а из неметаллических полезных ископаемых — месторождения алмаза, фосфора в щелочных породах и др.

Процессы образования пегматитов протекают в верхних краевых частях магматических массивов и притом в тех случаях, когда эти массивы формируются на больших глубинах (несколько километров от поверхности земли), в условиях высокого внешнего давления, способствующего удержанию летучих компонентов в магме в растворенном состоянии. Наибольшим распространением в природе пользуются пегматиты кислых и щелочных магм.

Пегматиты как геологические тела образуются из остаточных силикатных растворов, в которых происходит концентрация летучих компонентов (F , Cl , B и др.). Они наблюдаются в виде жил или неправильной формы тел, характеризующихся необычайной крупнозернистостью минеральных агрегатов¹. Большой частью они располагаются среди материнских изверженных пород, весьма возможно, как продукт их частичной переработки под влиянием летучих компонентов в остаточных растворах, но иногда встречаются в виде жилеобразных тел и во вмещающих породах.

По своему составу пегматиты немногим отличаются от материнских пород: в дополнение к главнейшим породообразующим минералам (полевые шпаты, кварц, слюды) в небольших количествах содержат такие минералы, как топаз, турмалин, берилл, литиевые слюды, а также минералы редких земель, олова, вольфрама и др. В них часто встречаются пустоты с друзами крупных хорошо образованных кристаллов.

В тех случаях, когда обогащенные летучими компонентами растворы проникают во вмещающие породы, особенно богатые щелочными землями (MgO , CaO), минералогический состав образующихся пегматитов часто отличается некоторыми особенностями. Парагенезисы минералов в этих случаях указывают на реакционные явления, происшедшие в процессе взаимодействия раствора с вмещающими породами: наблюдаются минералы, в составе которых участвуют не только элементы магмы, но и боковых пород (пегматиты «линии скрещения» по А. Е. Ферсману).

Пневматолито-гидротермальные процессы, по существу, являются уже постмагматическими, т. е. протекают после того, как главный процесс кристаллизации магмы в глубинном массиве в основном закончился.

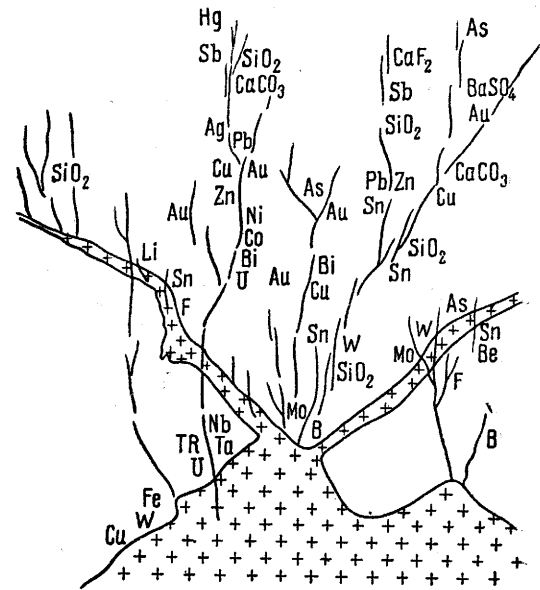
¹ С этим понятием о пегматите нельзя смешивать чисто структурный термин: пегматит, как смесь кварца и полевого шпата, закономерно проросших друг друга и притом в определенных количественных соотношениях («письменный гранит», «еврейский камень»).

Явления пневматолита (пневма — по-гречески «газ») могут иметь место в тех случаях, когда расплавы, насыщенные летучими компонентами, кристаллизуются в условиях сильно пониженного внешнего давления. Вследствие этого в известный момент возникает паробразование и происходит дистилляция (перегонка) вещества. Процессы этого рода должны совершаться в тех случаях, когда магмы застывают на средних глубинах или при извержениях у земной поверхности.

В первом случае летучие соединения устремляются к вмещающим породам и, химически реагируя с ними, производят так называемый контактовый метаморфизм. При этом в боковых породах и в кровле, пропитывающихся парообразной фазой, протекают химические реакции. Степень метаморфизма и состав получающихся продуктов в значительной мере зависят не столько от температуры, сколько от химической активности растворов и состава реагирующих с ними пород. Наблюдениями установлено, что наиболее интенсивные изменения происходят среди контактирующих с магматическими массивами известняков и других известковистых пород. В результате реакций в этих случаях образуются так называемые **скарны**, состоящие преимущественно из силикатов Ca , Fe , Al и др. Химический состав их показывает, что источником для их образования послужили как вмещающие породы (известняки, доломиты и др.), так и составные части магмы. В связи со скарнами образуются иногда крупные месторождения железа (гора Магнитная), вольфрама и других металлов.

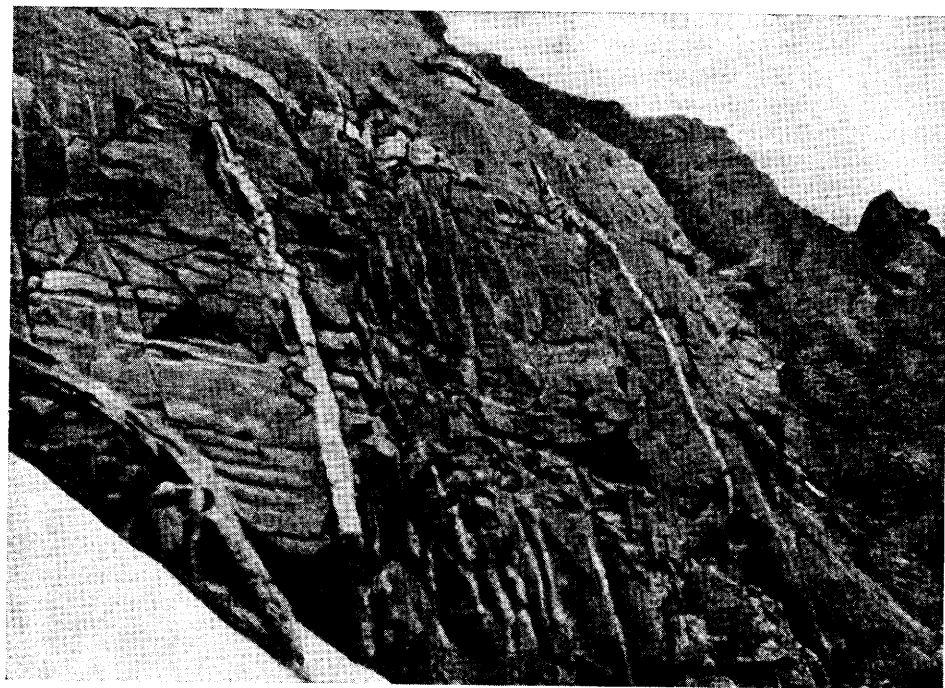
Во втором случае, т. е. когда магмы извергаются на земную поверхность, явления пневматолита, естественно, достигают максимального значения. Огромные количества летучих соединений выносятся в атмосферу. Однако в трещинах остывших лав, на стенках кратеров вулканов и в окружающих других породах часто можно наблюдать образование продуктов возгона (сублимации) таких минералов, как самородная сера, нашатырь, минералы бора и др. Имеют место и метасоматические реакции, но они гораздо слабее выражены, нежели в предыдущем случае.

Гидротермальные процессы в глубинных условиях развиваются в кровле, на некотором удалении от непосредственного контакта с изверженными породами. Остаточные парообразные растворы, используя для своего продвижения системы трещин, возникающих при внедрениях магмы в кровле магматических очагов (фиг. 80), постепенно охлаждаются, сжимаются, превращаясь в горячие водные растворы — гидротермы.



Фиг. 80. Общая схема расположения гидротермальных образований
Крестиками показаны изверженные породы

Наиболее благоприятные условия для проявления гидротермальных процессов создаются на средних глубинах (до 3—4 км от поверхности). Главная масса гидротермальных образований пространственно и генетически связана с интрузивами кислых пород (гранитов, гранодиоритов и др.). Сфера циркуляции растворов, начинаясь почти от верхних частей магматических очагов, достигает иногда поверхности земли. В районах проявления недавнего вулканизма до сих пор действуют горячие минерализованные источники, отлагающие кремнистые осадки с весомыми количествами сернистых соединений Hg, Sb, As, Pb, Cu и др. (Стимбот-Спрингс в Неваде, Сольфор-Бэнк в Калифорнии и др.). По мере удаления от магматических очагов гидротермальные растворы встречают все меньшие и меньшие внешние давления; температуры



Фиг. 81. Серия маломощных кварцевых жил, обнаженных в обрыве.
По Д. И. Щербакову
Белое слева—снег

снижаются предположительно от 400 до нескольких десятков градусов. Эти факторы, естественно, влияют и на минеральный состав гидротермальных образований. По преобладанию тех или иных ассоциаций минералов эти образования совершенно условно делят на высоко-, средне- и низкотемпературные. Это, конечно, не означает того, что среди высокотемпературных образований не могут встречаться, хотя бы в подчиненных количествах, ассоциации минералов, кристаллизующихся при низких температурах. Даже в пегматитах и контактово-метаморфических образованиях всегда устанавливаются более низкотемпературные минералы гидротермального происхождения. Они свидетельствуют лишь о заключительных стадиях процесса отложения минералов, начавшегося при высоких температурах. Образование гидротермальных растворов продолжается, очевидно, весьма длительное время — в течение всей жизни магматического очага. Движение растворов происхо-

дит периодически, о чем говорят нередко наблюдающиеся наложения более поздних этапов минерализации на более ранние.

Формы минеральных тел зависят от конфигурации выполняемых пустот и отчасти от состава горных пород, в которых происходит циркуляция растворов. В случае заполнения трещин образуются прерывающиеся жилы (фиг. 81), корни которых иногда залегают в верхних частях магматических массивов. При отложении минералов в мельчайших порах и пустотах образуются вкрапленники. Если растворы на своем пути встречают химически легко реагирующие породы (например известняки), то возникают часто неправильной формы метасоматические залежи. В случае проникновения растворов в большие полости, вследствие резкого уменьшения давления должно происходить массовое испарение растворителя (воды), а в связи с этим, по крайней мере в первое время, резкое пересыщение растворов и выпадение коллоидальных масс. Действительно, признаки метаколлоидных образований на стенках жил встречаются очень часто, особенно в тех случаях, когда эти процессы были связаны с неглубоко залегавшими интрузивами. Широко распространены также пустоты с друзами различных кристаллов.

Минеральный состав гидротермальных месторождений крайне разнообразен. Жилы в подавляющем большинстве случаев представлены массами кварца, которые включают в себе скопления разнообразных минералов, чаще всего сернистых соединений металлов. Нужно сказать, что именно из гидротермальных месторождений добывается главная масса руд редких металлов — W, Mo, Sn, Bi, Sb, As, Hg, отчасти Ni, Co, цветных металлов — Cu, Pb, Zn, благородных металлов — Au и Ag, а также радиоактивных металлов — U, Ra, Th.

Экзогенные процессы минералообразования

Процессы образования минералов, совершающиеся на поверхности земли за счет солнечной энергии, гораздо более доступны нашему наблюдению, чем эндогенные процессы.

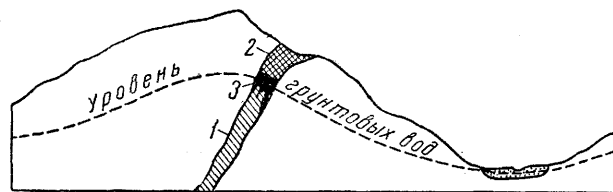
Как мы знаем, на суше под влиянием воздействия атмосферных агентов (кислорода воздуха, углекислоты, воды) и жизнедеятельности микроорганизмов происходит мощный химический процесс, носящий общее название процесса выветривания. Он приводит к физическому и химическому разложению всего того, что было создано эндогенными процессами, и одновременно к образованию новых продуктов, устойчивых в создающихся на поверхности земли условиях.

Часть этих продуктов текучими поверхностными водами переносится в растворенном или во взвешенном состоянии и по пути следования отлагается в местах замедленного движения вод в речных долинах или в озерных и морских бассейнах. Здесь также протекают своеобразные процессы минералообразования, приводящие к отложению осадков в виде пластов на дне водоемов. Этот процесс носит название осадочного процесса. Его называют также пегниогенным (пегнито — по-гречески «осаждаю из раствора») или преципитационным процессом (преципито — по-латыни «сбрасываю»).

Процессы выветривания выражаются прежде всего в механическом разрушении пород и руд вследствие колебаний температуры, что ведет к дезинтеграции составляющих породы минералов, обладающих различными коэффициентами расширения, а также под действием замерзающей в трещинках и порах воды и других факторов. Но гораздо важнее химическое разложение выветривающихся минералов под влия-

нием дождевой и поверхностной воды, содержащей в растворенном состоянии кислород, углекислоту и другие газы, вследствие чего она обладает довольно сильной окисляющей и растворяющей способностью. Эта вода, просачиваясь и спускаясь до уровня грунтовых вод (фиг. 82), постепенно теряет свой кислород в процессе происходящих реакций окисления, гидратизации и карбонатизации.

Выщелачивание образующихся растворимых соединений приводит к образованию пор, каверн, иногда больших полостей (карстов). Стенки этих пустот часто бывают покрыты коллоидальными натечными образованиями или щетками кристаллов каких-либо экзогенных минералов или, наконец, могут быть выполнены землистым охристым минералом. В тех местах, где происходит массовое выщелачивание более или менее легко растворимых пород, наблюдается проседание с поверх-



Фиг. 82. Схема поперечного разреза сульфидного месторождения, обнаженного на дневной поверхности
1—первичные медносульфидные руды; 2—железная шляпа; 3—зона вторичного обогащения медью

переходящие в растворы, значительно усиливают процессы химического разложения пород и руд.

Неразрушающиеся химически минералы (такие, как кварц, золото, платина и др.), а также трудно растворимые новообразования накапливаются на поверхности земли (последние в виде глиноподобных масс различных светлых и темных оттенков, чаще бурых, окрашенных гидроокислами железа).

Накапливающиеся таким путем на поверхности или вблизи ее нерастворимые продукты химического выветривания образуют так называемые остаточные месторождения, представляющие скопления преимущественно гидроокислов и гидросиликатов. Таковы, например, многие месторождения глин, каолинов, бокситов, железных, никелевых и других руд, образующиеся при интенсивном разрушении соответствующих по составу горных пород и занимающие иногда весьма значительные площади.

В тех случаях, когда химическому выветриванию подвергаются какие-либо месторождения полезных ископаемых (фиг. 82), возникающие остаточные образования носят название шляп (железных, марганцевых, гипсовых и др.). За счет выщелачивания ряда компонентов содержание остающихся полезных ископаемых в этих шляпах обычно значительно выше, нежели в неразложившихся первичных рудах, т. е. залегающих ниже уровня грунтовых вод. Важно отметить, что некоторые выщелачиваемые металлы, особенно медь, а также серебро, цинк и другие, переносимые просачивающимися водами в виде растворов к низам зоны окисления, т. е. к уровню грунтовых вод, вступают в реакции с первичными рудами или с химически активными боковыми породами (известняками). В медносульфидных месторождениях в этих случаях образуется зона вторичного сульфидного обогащения с значительно повышенным содержанием меди (фиг. 82).

ности почвы, а иногда образование воронок провала и даже больших пещер (в гипсовых и известняковых толщах).

Развивающийся на самой поверхности растительный покров, а вместе с ним и различные органические соединения,

В процессах химического выветривания большую роль играют климатические факторы (средняя годовая температура и количество осадков). При малой влажности и высоких средних годовых температурах процессы окисления и концентрации химических соединений происходят энергичнее. Большое значение имеет также рельеф местности. В гористых районах, вследствие большой эрозионной деятельности, не успевает происходить накопление продуктов химического разрушения. Совсем иную картину мы наблюдаем в районах с пониженным рельефом.

Формы месторождений, образующихся в процессе выветривания, обычно бывают представлены не совсем правильными гнездообразными или пластообразными залежами, более или менее параллельными дневной поверхности. Вдоль крупных трещин, зон дробления и контактов разнородных по физическим и химическим свойствам пород, т. е. там, куда глубже проникают поверхностные агенты выветривания, могут образоваться крутопадающие, выклинивающиеся с глубиной залежи рудных образований.

Осадочные процессы происходят в водных средах: реках, озерах и морях. В морских бассейнах эти процессы во все геологические эпохи приводили к образованию огромной мощности толщ осадочных горных пород. Среди этих образований различают механические и химические осадки.

Механические осадки образуются при размыве продуктов выветривания и перетолжении водными потоками химически стойких минералов и обломков пород в виде галечника, гравия, песков и песчаных глин в речных долинах и водных бассейнах. Если размыву подвергаются продукты выветривания месторождений или пород, содержащих химически стойкие ценные минералы, то они в результате повторных перемылов и перераспределения материала по удельному весу в речных долинах образуют россыпи (фиг. 83), имеющие часто промышленное значение. Таковы, например, россыпные месторождения золота, платины, алмазов и др.

В процессе накопления механических осадков, по существу, не происходит образования каких-либо новых минералов. Лишь в древних россыпях иногда устанавливаются некоторые позднейшие химические изменения в обломочном материале.

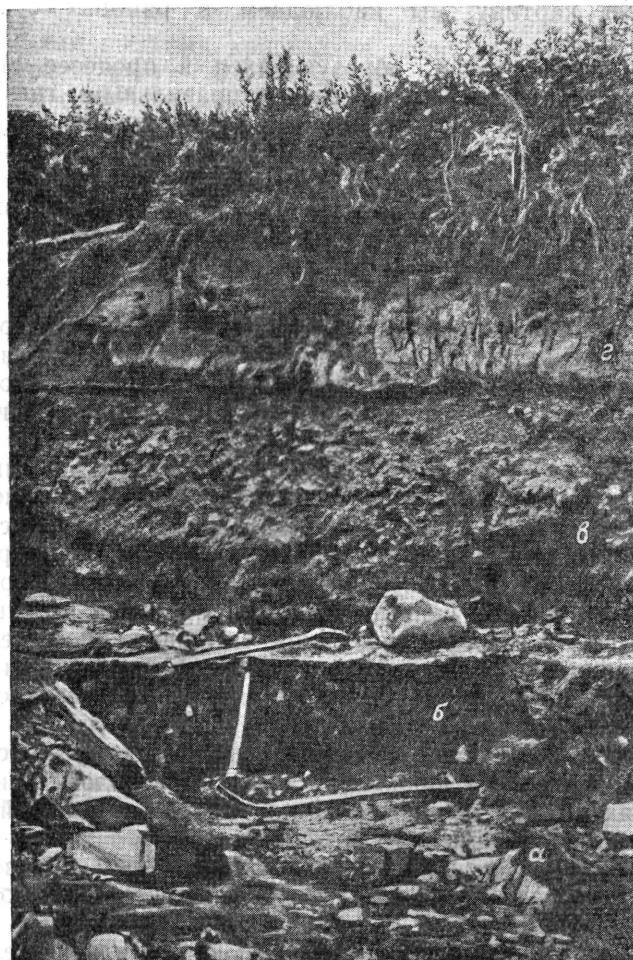
Химические осадки возникают главным образом в озерах и морских бассейнах. Выпадение осадков может происходить различными путями: либо путем кристаллизации насыщенных солями растворов, либо путем осаждения свертывающихся в виде гелей коллоидных образований, либо, наконец, путем накопления продуктов жизнедеятельности органического мира и самих органических остатков.

а) Образование кристаллических осадков наблюдается во многих усыхающих озерах и внутренних морях, в которых в условиях сухого теплого климата поверхностное испарение превалирует над притоком пресной воды.

Кристаллизация солей наступает при некотором пересыщении водных растворов. Последовательность выделения минералов при прогрессирующем испарении растворителя (H_2O) определяется двумя главными факторами равновесия системы: составом растворов, вернее, соотношением концентраций компонентов, входящих в систему, и температурой растворов, при которой происходит кристаллизация. Условия равновесия сернокислых и хлористых солей Ca, Mg, K и Na, встречающихся в морской воде, детально изучены при различных концен-

трациях и температурах Вант-Гоффом, Н. С. Курнаковым и многими другими.

б) Образование коллоидальных осадков в озерных и морских бассейнах много сложнее, и не все стороны этого явления изучены в достаточной степени. Установлено, что некоторые образующиеся при выветривании соединения переносятся текучими водами не только в виде истинных растворов, но также в виде коллоидных растворов —



Фиг. 83. Разрез платиноносной россыпи.
По Н. К. Высоцкому

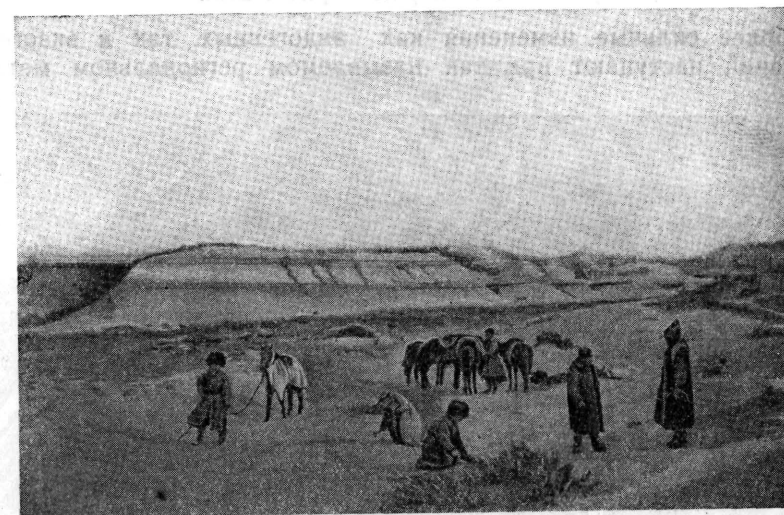
а—выступы коренных пород; б—«пески», содержащие платину; в—слоистые галечники («речники»); г—глины, покрытые растительным слоем

золей, устойчивых в пресных водах. Эти растворы, попадая с поверхностными водами в морские бассейны, подвергаются коагуляции под влиянием электролитов, содержащихся в больших количествах в морских водах в виде ионов растворенных солей. Так ведут себя коллоидальные растворы окислов железа, марганца, кремния и др.

Образующиеся гели вместе с приносимыми речными водами глинистыми частицами, мелким обломочным материалом и остатками морских организмов отлагаются на дне прибрежных зон бассейнов в виде прослоев или более мощных правильных по форме пластов. С течением

времени в этих осадках происходят некоторые преобразования (диагенезис) и превращение их в плотные массы.

На примере марганцевых осадочных месторождений выяснено, что в более прибрежных мелководных участках бассейна отлагались кислородные соединения четырехвалентного марганца, которые по мере удаления от береговой линии постепенно сменяются карбонатными соединениями двухвалентного марганца в сопровождении сернистых соединений железа. В первом случае осадкообразование, очевидно, происходило в условиях доступа кислорода, растворенного в морской воде до некоторой глубины, тогда как в более глубоководных участках имели место недостаток кислорода, разложение органических остатков с образованием углекислоты и отчасти сероводорода, за счет которых,



Фиг. 84. Выходы горизонтальнослоистых осадочных пород третичного возраста с горизонтом известковых глин, мергелей, богатых растительными остатками водорослей и раковин, с пропластками гипса и самородной серы. По Д. И. Щербакову

очевидно, и образуются карбонаты и сопровождающие их сернистые соединения. Повидимому, аналогичные же соотношения различных по составу осадков существуют и в месторождениях железа, для которых давно уже известны так называемые фации окисных, силикатных и карбонатных руд.

О процессах, происходящих в глубоких частях морских бассейнов и океанов, мы знаем пока еще очень мало.

в) К органогенным или биогенным осадкам, образующимся в результате сложных процессов жизнедеятельности организмов, относятся известняки, состоящие из скелетных образований морских животных, диатомиты, сложенные преимущественно кремнистыми скелетами диатомей, каустобиолиты (каустос — по-гречески «горючий»), возникающие главным образом за счет растительных и отчасти животных организмов (например, ископаемые угли, горючие сланцы, нефти, горючие газы, твердые битумы и пр.).

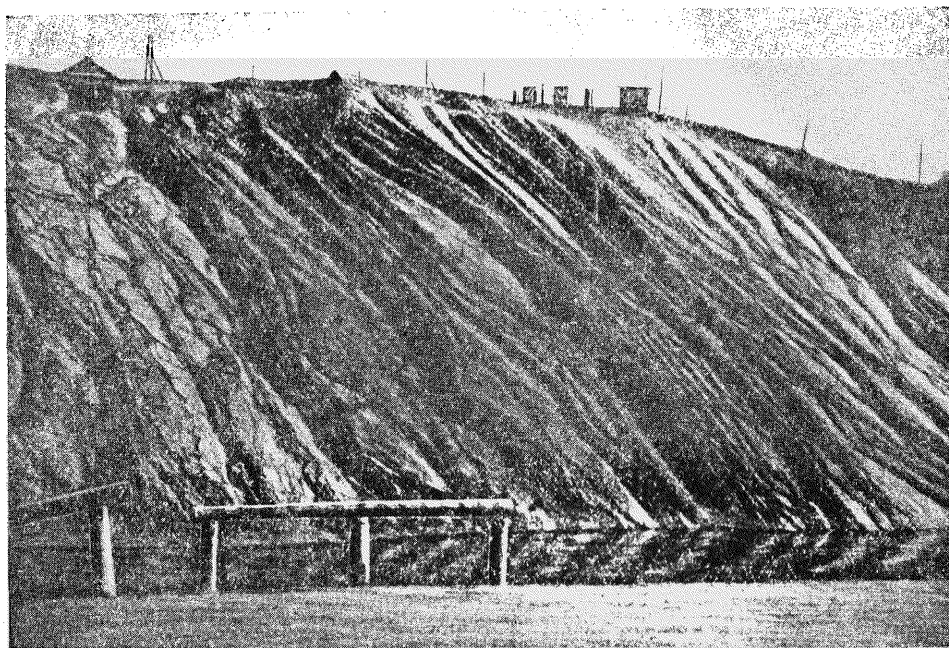
Органогенные осадки могут возникать путем накопления скелетов отмирающих животных (ракушняки) или тканей выших или низших растений (торф, сапрпель). Они могут также являться результатом

самой жизнедеятельности организмов, например, анаэробных бактерий, разлагающих органические остатки или сульфаты, в процессе чего в конце концов образуются скопления серы (фиг. 84). Наконец, за счет продуктов деятельности бактерий могут возникать желвакоподобные образования, как это в лабораторных условиях было доказано для ферробактерий.

При последующем перерождении одни из этих осадков превращаются в неорганические продукты (например, известняки, фосфориты), другие же остаются органическими соединениями (каменные угли, нефти и др.).

Региональный метаморфизм и связанные с ним процессы минералообразования

Наиболее сильные изменения как эндогенных, так и экзогенных образований наступают при так называемом региональном метамор-



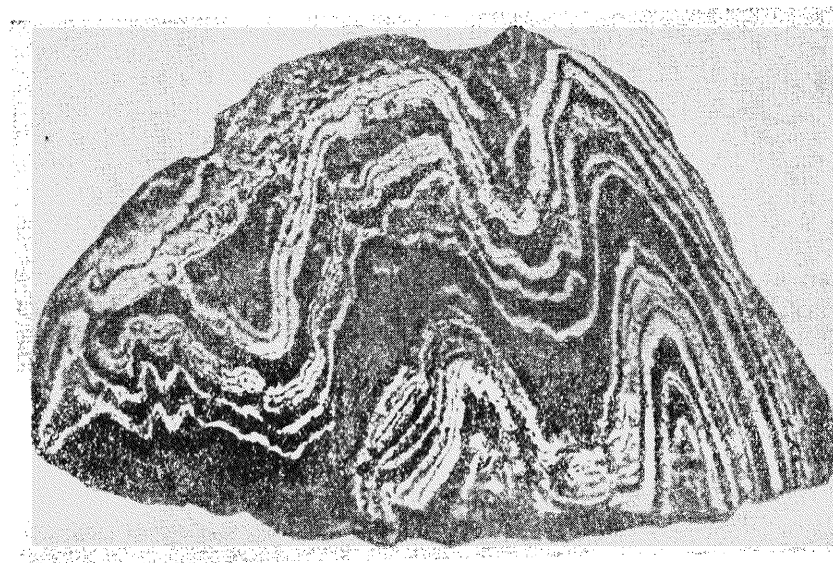
Фиг. 85. Обнажение кристаллических сланцев на берегу р. Пышмы (Урал)

физме, когда вследствие тектонических перемещений целые области верхних участков земной коры могут оказаться в глубинных условиях, т. е. в условиях сильно повышенных температур и давлений или в условиях мощного проявления горообразующих процессов.

В этих условиях весьма существенно меняется минералогический и химический состав горных пород и руд, а также их свойства и внешний облик. Образовавшиеся в экзогенных условиях богатые водой соединения превращаются в безводные или бедные водой (например, опал переходит в кварц, лимонит — в гематит или магнетит и т. д.). Одновременно происходит перекристаллизация вещества (например, органогенный известняк превращается в мрамор с уничтожением прежних структурных особенностей). Во многих породах, в том числе и в изверженных, происходит полная перегруппировка компонентов с обра-

зованием новых минералов. Некоторые минералы, такие, как гипс, самородная сера, каменная соль и др., совершенно не встречаются в метаморфических толщах. Химические реакции под влиянием высокого давления и температуры стремятся идти в сторону образования минералов с уменьшенным объемом и повышенным удельным весом. Парагенезис минералов зависит не только от состава метаморфизирующихся пород, но в значительной мере также от глубины, на которой происходит метаморфизм, т. е. от термодинамических условий.

Сами породы под влиянием сильных динамических воздействий превращаются в кристаллические сланцы (фиг. 85), способные раскалываться на пластинки и плитки (глинистые сланцы, аспидные сланцы, слюдяные сланцы, гнейсы и др.). Если метаморфизму подвергаются тонкослоистые осадочные породы, причем направление давления сов-



Фиг. 86. Тонкослоистая кварцево-магнетитовая порода, собранная в мелкие складки. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

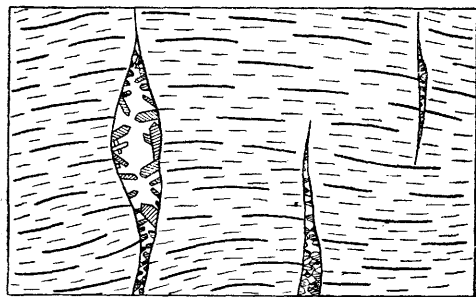
падает с направлением слоистости или близко к нему, то происходит сминание прослоек с образованием многочисленных мелких складок подобно тому, как это изображено на фиг. 86.

В перегруппировках минерального вещества бесспорную роль играют такие компоненты, как H_2O , CO_2 и другие минерализаторы, с помощью которых совершается не только перекристаллизация масс, но и явления метасоматоза и даже переотложение минерального вещества. Источником H_2O и CO_2 в данном случае являются либо магматические погонны, либо те же породы, которые подвергаются метаморфизму. Из некоторых среди них, особенно осадочных, в процессе перекристаллизации их массы в агрегаты безводных минералов должны освобождаться весьма существенные количества воды и отчасти углекислоты. В условиях повышенных температур и давлений эта метаморфическая вода должна приобретать все свойства типичных гидротерм, генетически связанных с интрузивной магматической деятельностью, т. е. повышенную способность к растворению, переносу и отложению минералов вдоль трещин или путем метасоматоза. Однако это не исключает возможности также пропитывания метаморфизирующихся

пород парами магматических вод, особенно в районах внедрения крупных интрузивов кислых изверженных пород.

Среди месторождений полезных ископаемых, встречающихся в метаморфизованных толщах, выделяются следующие, несколько различные по генетическим признакам типы: а) метаморфизованные месторождения, т. е. месторождения, существовавшие до момента метаморфизма (например осадочные месторождения железа и марганца), и б) метаморфические месторождения, возникшие лишь в процессе метаморфизма как осадочных, так и изверженных пород.

Примером месторождений последнего типа может служить образование в метаморфических толщах графита за счет органических остатков. Известны случаи происхождения аморфного графита с отпечатками растений за счет пластов каменного угля (в метаморфических толщах восточного склона Урала). В данном случае графит, как новообразование, уже не представляет собой горючего ископаемого вследствие коренного изменения первоначальных свойств и потери летучих.



Фиг. 87. Схема строения «жил альпийского типа»

К этому же типу месторождений относятся чрезвычайно интересные в минералогическом отношении так называемые «жилы альпийского типа» (название дано по месту их первоначального изучения). Эти жилы давно обратили на себя внимание минералогов тем, что в них встречаются замечательные по красоте друзы кристаллов различных минералов. Они приурочены к полым трещинам разрыва, возникшим при динамических напряжениях вкрест сланцеватости пород (фиг. 87). Характернейшей особенностью состава этих линз является то, что в них выкристаллизовываются те же самые минералы, что возникают в процессе метаморфизма в самих окружающих породах и примерно в тех же количественных соотношениях. Лишь более легко растворимые, редкие в породах минералы, содержащие Ti, P, Cl, B и др., в трещинах встречаются в несколько больших количествах, чем в боковых породах. Весьма характерно также, что в них не устанавливается присутствия таких химических элементов и минералов, которые указывали бы на генетическую связь их с гидротермальной деятельностью интрузий кислых магм (например, минералов золота, серебра, свинца, цинка, сурьмы, олова, вольфрама и др.).

Тонкие трещины в метаморфических породах нацело выполняются минеральным веществом. Таковы, например, прожилки белого кальцита в серых известняках, прожилки молочно-белого кварца с пластинчатым гематитом (Fe_2O_3) в красных яшмах и т. д. При этом размеры кристаллических зерен этих жилок всегда больше, чем в окружающей породе.

Жилы альпийского типа, содержащие крупные кристаллы кварца, обладающие пьезоэлектрическим эффектом, имеют большое промышленное значение.

ОПИСАТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ



КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Все природные образования, составляющие предмет минералогии, так же как и все искусственные вещества в химии, делятся прежде всего на две большие группы:

- 1) неорганические минералы, к которым, кроме редко встречающихся самородных элементов, относятся главным образом соединения всех, за исключением углерода, химических элементов, и
- 2) органические минералы, представленные разнообразнейшими соединениями углерода (исключение составляют лишь карбонаты и карбиды, относимые к неорганическим соединениям).

Степень изученности этих групп минералов крайне не одинакова. В то время как наши знания по неорганическим минералам в настоящее время далеко продвинулись вперед, минералогия органических соединений находится еще в самой начальной стадии развития. Сильное отставание изучения минералов группы органических веществ обусловлено главным образом тем, что они в основной массе представлены чрезвычайно сложными и тонкими смесями различных, часто сложных по составу соединений и коллоидальных тел, диагностика которых становится возможной лишь в самое последнее время при применении современных методов исследования.

Классификация неорганических минералов может быть построена на различных принципах. Так как минералы в основном являются кристаллическими продуктами химических реакций, то для наших целей наиболее рациональной должна быть систематика их по химическому составу и кристаллической структуре. Именно с этими признаками связаны те важнейшие химические и физические свойства, по которым мы распознаем наши минералы.

С химической точки зрения все минералы неорганической природы разбивают на большие группы, отличающиеся друг от друга по типу химического соединения.

Особое положение при этом занимают самородные элементы, представленные главным образом металлами. К ним же должны быть отнесены и солеобразные интерметаллические соединения.

В особый раздел следует выделить крайне редко встречающиеся в земной коре (преимущественно в метеоритах) карбиды, нитриды и фосфиды, т. е. соединения тяжелых металлов с углеродом, азотом и фосфором. По своим свойствам они очень близки к металлам.

Самостоятельный раздел составляют сернистые и им подобные соединения, по ряду свойств занимающие промежуточное положение

между типичными металлами и соединениями с ионной связью. К этому же разделу условно присоединим так называемые сульфосоли, пока еще недостаточно изученные в структурном отношении.

Характерный тип химических соединений представляют галоидные соли, т. е. соединения металлов с фтором, хлором, бромом и иодом.

К следующему разделу должны быть отнесены окислы и гидрокислы (простые и сложные соединения металлов с кислородом или гидрокислом).

Наконец, чрезвычайно многочисленную группу минералов составляют соли кислородных кислот, т. е. соединения катионов металлов с различными комплексными анионами, содержащими кислород.

В ряде указанных разделов является необходимым проводить дальнейшее подразделение минералов по типам анионов на классы и подклассы. Внутри последних в определенном порядке выделяются группы минералов по признакам сходства кристаллических структур и химических особенностей минералов, обусловливаемых катионами, входящими в их состав.

Таким образом, общая классификация неорганических минералов в схеме может быть представлена в следующем виде (без деления на группы):

Раздел I. Самородные элементы и интерметаллические соединения.

Раздел II. Карбиды, нитриды и фосфиды.

Раздел III. Сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения.

1 класс. Простые и двойные сернистые и им подобные соединения.

2 класс. Сульфосоли.

Раздел IV. Галоидные соединения (галогениды).

1 класс. Фториды.

2 класс. Хлориды, бромиды и иодиды.

Раздел V. Окислы (оксиды).

1 класс. Простые и сложные окислы.

2 класс. Окислы, содержащие гидроксил.

Раздел VI. Кислородные соли (оксисоли).

1 класс. Иодаты.

2 класс. Нитраты.

3 класс. Карбонаты.

4 класс. Сульфаты, селенаты и теллулаты.

5 класс. Хроматы.

6 класс. Молибдаты и вольфраматы.

7 класс. Фосфаты, арсенаты и ванадаты.

8 класс. Арсениды.

9 класс. Бораты.

10 класс. Силикаты.

А. Силикаты с изолированными тетраэдрами аниона SiO_4 .

Б. Силикаты с изолированными группами тетраэдров SiO_4 .

В. Силикаты с непрерывными цепочками тетраэдров SiO_4 .

Г. Силикаты с непрерывными слоями тетраэдров SiO_4 .

Д. Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами тетраэдров SiO_4 .

Раздел I. САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

Общие замечания. В самородном состоянии в земной коре устанавливается свыше 30 химических элементов, главным образом металлов. Сюда же относятся ряд газов и редко встречающиеся элементы в жидком состоянии (ртуть, некоторые амальгамы).

Общее весовое значение самородных элементов в земной коре очень невелико (не превышает 0.1% всей массы земной коры). Из этого количества на долю азота приходится около 0.04%, кислорода — 0.01—0.02%. Все остальные элементы, встречающиеся в самородном виде, составляют, следовательно, не больше 0.05%. Из них в наибольших относительных количествах представлены: водород, аргон, гелий, углерод, сера, золото, элементы платиновой группы, медь и висмут.

	¹ H																
² He	³ Li	⁴ Be	⁵ B	⁶ C	⁷ N	⁸ O	⁹ F										
¹⁰ Ne	¹¹ Na	¹² Mg	¹³ Al	¹⁴ Si	¹⁵ P	¹⁶ S	¹⁷ Cl										
¹⁸ Ar	¹⁹ K	²⁰ Ca	²¹ Sc	²² Ti	²³ V	²⁴ Cr	²⁵ Mn	²⁶ Fe	²⁷ Co	²⁸ Ni	²⁹ Cu	³⁰ Zn	³¹ Ga	³² Ge	³³ As	³⁴ Se	³⁵ Br
³⁶ Kr	³⁷ Rb	³⁸ Sr	³⁹ Y	⁴⁰ Zr	⁴¹ Nb	⁴² Mo	⁴³ Ta	⁴⁴ Ru	⁴⁵ Rh	⁴⁶ Pd	⁴⁷ Ag	⁴⁸ Cd	⁴⁹ In	⁵⁰ Sn	⁵¹ Sb	⁵² Te	⁵³ J
⁵⁴ Xe	⁵⁵ Cs	⁵⁶ Ba	⁵⁷⁻⁷¹ TR	⁷² Hf	⁷³ Ta	⁷⁴ W	⁷⁵ Re	⁷⁶ Os	⁷⁷ Ir	⁷⁸ Pt	⁷⁹ Au	⁸⁰ Hg	⁸¹ Tl	⁸² Pb	⁸³ Bi	⁸⁴ Po	⁸⁵ Ab
⁸⁶ Rn	⁸⁷ Fr	⁸⁸ Ra	⁸⁹ Ac	⁹⁰ Th	⁹¹ Pa	⁹² U											

Фиг. 88. Элементы, встречающиеся в самородном виде (набраны жирным и полужирным шрифтом)

Некоторые химические элементы в природе встречаются исключительно или почти исключительно в самородном состоянии и носят название благородных элементов. В приводимой таблице (фиг. 88) они набраны жирным шрифтом.

К числу их прежде всего относится группа благородных газов: He, Ne, Ar, Kr, Xe и Rn. Атомы их, как известно, обладают устойчивой

восьмиэлектронной наружной оболочкой, чем и обусловлена их химическая инертность, т. е. неспособность вступать в какие-либо соединения с кислородом, водородом и другими элементами.

Особое положение в таблице занимает также группа благородных металлов: Ru, Rh, Pd, Ag, Os, Ir, Pt и Au, располагающихся в пятом и шестом больших периодах менделеевской таблицы. Характерно, что в этих периодах (см. фиг. 9) атомные радиусы элементов в вертикальных группах являются почти тождественными (явление так называемого лантанидного сжатия атомных объемов). Это обстоятельство играет очень важную роль в химизме этих элементов в природных условиях, особенно в образовании изоморфных смесей для благородных металлов. Действительно, триада Ru, Rh, Pd гораздо теснее связана с триадой Os, Ir, Pt, нежели с триадой Fe, Co, Ni. Металлы платиновой группы, образуя твердые растворы, в месторождениях распространены всегда совместно. Элементы триады Fe, Co, Ni в составе этих минералов занимают обычно подчиненное положение. Еще резче проявлен изоморфизм для Au и Ag, тогда как Cu в виде твердого раствора в них встречается очень редко.

Из остальных встречающихся в самородном состоянии металлов, расположенных в субпериодах правой части таблицы, чаще других распространены так называемые полуметаллы: As, Sb и Bi. Несмотря на общность некоторых химических свойств этих элементов, они в природе наблюдаются в разных условиях. Лишь иногда мышьяк и сурьма дают интерметаллическое соединение AsSb.

Из неметаллических элементов водород в свободном состоянии с примесью других газов довольно часто устанавливается в некоторых горных породах и месторождениях полезных ископаемых. Азот и кислород, как известно, в значительных количествах входят в состав атмосферы. Для углерода характерно нахождение его в двух различных по кристаллическому строению модификациях. Самородная сера в главной своей массе возникает путем частичного окисления H_2S , реже при восстановлении SO_2 , а также некоторых сернокислых и органических соединений, богатых серой.

Общее число минеральных видов и разновидностей по химическому составу достигает 80, т. е. оно значительно больше, чем число элементов, в них входящих. Некоторые элементы, как известно, устанавливаются в двух или более полиморфных модификациях (алмаз, графит, α -сера, β -сера и др.). Ряд элементов, кроме того, что встречается в чистом виде, образует твердые растворы друг с другом, например, электрум (Au, Ag), палладистая платина (Pt, Pd) и др. Распространены также интерметаллические соединения, обладающие стехиометрическими формулами и характеризующиеся своими особенностями кристаллической структуры (например, альгодонит — Cu_6As , стибиопалладинит — Pd_3Sb , дискразит — Ag_3Sb и др.). Кроме определенных соединений, встречаются и соединения переменного состава, например (Pt, Fe), (Pt, Cu) и др. Количество искусственно получаемых интерметаллических соединений достигает огромной цифры.

Кристаллические структуры и физические свойства минералов. Самородные элементы, встречающиеся в твердом состоянии, обладают различными кристаллическими структурами. По типу сил связей между атомами преобладающее значение имеют атомные структуры плотнейшей упаковки с металлической связью, иногда с признаками связей, переходных к гетерополярной и вандерваальсовской. Этими особенно-

стями обусловлен целый ряд важных общих свойств самородных металлов.

Из всех природных веществ самородные металлы обладают наилучшей электропроводностью и теплопроводностью. Все они в полированном виде обладают сильным металлическим блеском, т. е. высокой отражательной способностью. Показатели преломления, от которых зависит блеск, являются наивысшими. Лишь для золота, серебра и меди они меньше единицы, но это также обуславливает высокую отражательную способность (см. фиг. 42 на стр. 94). Точно так же и показатели поглощения света являются исключительно высокими. Значения этих показателей всегда больше единицы.

Цвет преобладающего большинства самородных металлов серебряно- или оловянно-белый. Бросающимся в глаза исключением являются цвета золота и меди. Эти элементы могут обнаруживать более высокие валентности, чем следует по их положению в таблице элементов ($CuCl_2$, $AuCl_3$). Допускают, что избирательное отражение света связано с особенностями строения атомных ядер этих элементов.

Из всех известных минералов самородные металлы обладают наибольшими удельными весами (особенно минералы элементов платиновой группы). Металлы, структура которых характеризуется координационным числом 12 и отсутствием направленных сил связей, обладают высокой ковкостью, отсутствием ясно выраженной спайности в изломе и обычно невысокой твердостью. В отношении твердости исключение составляют лишь иридий и минералы, содержащие этот элемент в значительных количествах.

Благородные металлы, характеризующиеся лантанидным сжатием атомных объемов и близкие по строению атомов к благородным газам, более устойчивы в химическом отношении. Вследствие этого золото и минералы платиновой группы широко распространены в россыпях речных долин.

Физические свойства группы полуметаллов (мышьяка, сурьмы и висмута), характеризующихся как бы частично искаженными кубическими решетками, несколько отличаются от свойств типичных металлов. Меньшие отклонения в строении кристаллической решетки наблюдаются у висмута, который обладает наибольшим в данной группе блеском, наименьшей хрупкостью, наименьшей твердостью и др. Общими для всех трех металлов являются морфологические особенности кристаллов и направления спайности, что, как увидим далее, строго согласуется с особенностями их кристаллического строения.

Что касается металлоидов, то они по кристаллическим структурам и связанным с ними свойствам совершенно не похожи на типичные металлы. На характеристике их подробно остановимся при описании этих минералов.

Классификация самородных элементов. Все относящиеся к данному разделу минералы разобьем на ряд групп, сюда же включим и интерметаллические соединения. Последние следовало бы рассмотреть в виде отдельного класса в этом разделе, однако слабая степень их общей изученности пока не позволяет этого сделать. Выделим следующие группы минералов, расположив их в порядке следования от типичных металлов к типичным металлоидам:

1. Группа золота.
2. Группа ртути.
3. Группа железа — платины.
4. Группа осмия — рутения.

5. Прочие самородные металлы.
6. Группа мышьяка.
7. Интерметаллические соединения с As, Sb и Bi.
8. Группа серы.
9. Группа углерода.
10. Группа благородных и других газов.

1. ГРУППА ЗОЛОТА

В эту группу входят типичные самородные металлы: медь, серебро, золото и их разновидности по химическому составу. Сюда же отнесен и самородный свинец.

Из указанных элементов золото в природе наблюдается главным образом в самородном виде, изредка в виде теллуридов. Серебро нередко встречается также в виде сернистых и галоидных соединений. Медь в самородном виде распространена значительно реже, чем сернистые, кислородные и другие ее соединения. Еще больше это относится к свинцу.

Все эти металлы кристаллизуются в кубической сингонии, образуя однотипные кристаллические решетки. Золото и серебро, имеющие почти одинаковые размеры элементарных ячеек, образуют непрерывный ряд твердых растворов, тогда как медь, обладающая меньшими размерами ячейки, только при высокой температуре с золотом дает твердые растворы, распадающиеся при охлаждении, а для системы серебро — медь наблюдаются крайне узкие пределы растворимости друг в друге.

		a_0	Уд. вес
Медь . . . Cu	Кубич. с.	3.6077*	8.5—8.9
Серебро . . Ag	" "	4.0772*	10.1—11.1
Золото . . Au	" "	4.0699*	15.6—18.3
Электрум . (Au,Ag)	" "		12—15
Порпечит . (Au,Pd)	" "		15—16
Свинец . . Pb	" "	4.9396*	11.4—13.3

МЕДЬ — Cu. **Химический состав.** Обычно бывает химически чистой. В качестве примесей иногда содержится Fe (до 2.5%), Ag (нередко наблюдающееся в виде включений самородного серебра), изредка Au в виде твердого раствора до 2—3% — золотистая медь, As в виде твердого раствора до 11.6% — витнеит.

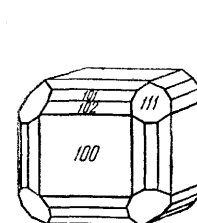
Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^4L_6^36L^29PC$. **Кристаллическая структура** является простейшей и представлена гранцентрированным кубом с плотнейшей упаковкой атомов. Атомы Cu располагаются в вершинах куба и в центре каждой его грани. Размер элементарной ячейки см. выше (в списке минералов).

Облик кристаллов. Правильно образованные кристаллы редки (фиг. 89). Главные формы: $\{100\}$, $\{111\}$, $\{110\}$. Встречаются двойники срастания по $\{111\}$ (фиг. 90), реже по $\{110\}$, иногда в виде кристаллических дендритов (фиг. 91). **Агрегаты.** Часто наблюдаются неправильные пластинчатые дендриты или реже целые пластины, образовавшиеся в трещинах пород при экзогенных процессах. В верхних частях месторождений (в зонах окисления) находили даже сплошные массы в несколько тонн весом. Подобные скопления самородной меди вместе с окисленными рудами в древние времена, очевидно, являлись одними из первых объектов добычи.

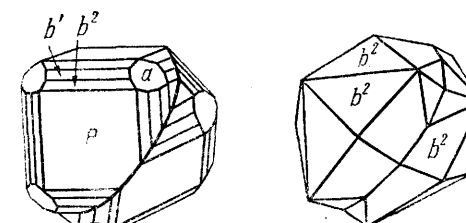
* Для химически чистых металлов.

Цвет меди медно-красный, часто с побежалостью. **Черта** металлически блестящая. **Блеск** типичный металлический. Отражательная способность полированной поверхности весьма высокая — 90.

Твердость 2.5—3. Обладает ковкостью. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 8.5—8.9. **Прочие свойства.** Прекрасный проводник электричества. Электропроводность 99.95 (для серебра 100). Теплопроводность 748 (для серебра 1000).



Фиг. 89. Кристалл самородной меди. Свердловский район (Урал)



Фиг. 90. Двойники кристаллов самородной меди по $\{111\}$, $p\{100\}$, $a\{111\}$, $b^1\{110\}$, $b^2\{210\}$

Диагностические признаки.

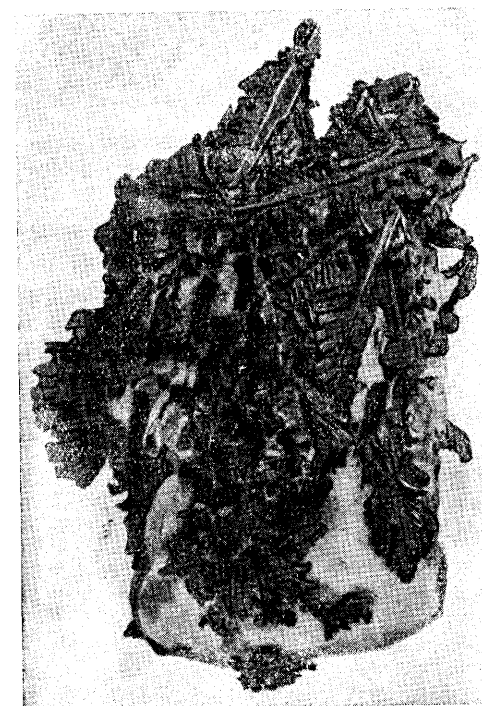
Легко узнается по цвету, ковкости и удельному весу. П. п. тр. плавится (температура плавления $1080—1398^\circ$). В разбавленной азотной кислоте легко растворяется. В соляной кислоте растворяется с трудом, образуя хлорид меди. Водный раствор в аммиаке обладает характерным синим цветом.

Происхождение. Самородная медь образуется в восстановительных условиях при различных геологических процессах.

Типичные гидротермальные месторождения, имеющие самостоятельное значение, очень редки. Примером могут служить крупные месторождения самородной меди в районе Верхнего озера в штате Мичиган (США), где вкрапления ее ассоциируют с цеолитами, кальцитом, кварцем и другими минералами.

В виде микроскопических выделений медь нередко наблюдается в гидротермально измененных основных изверженных породах, где она могла образоваться в результате разложения медьсодержащих сульфидов.

Наиболее обычно нахождение меди в нижних частях зон окисления некоторых медносульфидных месторождений в ассоциации с купритом (Cu_2O), лимонитом, малахитом, иногда халькозином (Cu_2S) и другими минералами. В виде пластинок и неправильной

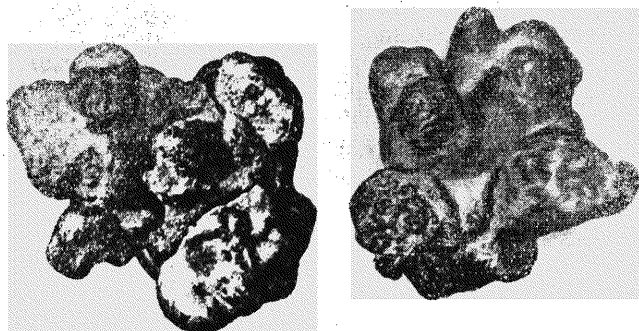


Фиг. 91. Дендрит самородной меди. Васильевское месторождение из группы Турьинских рудников на Северном Урале

формы пластинчатых ветвистых образований она может быть встречена в трещинах боковых пород по соседству с месторождением.

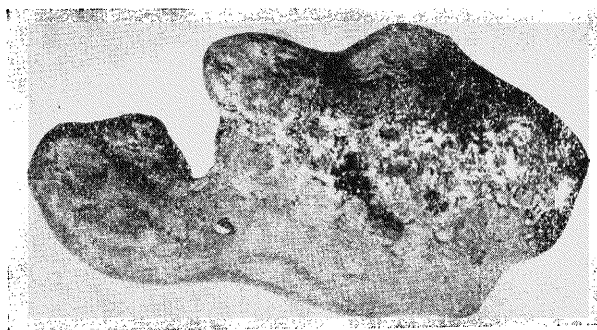
Известны месторождения меди и в осадочных породах, преимущественно песчаниках, в виде цемента между песчинками или в виде неправильной формы конкреций (фиг. 92), иногда в ассоциации с купритом, малахитом, азуридом и др., без видимой связи с первичными медными месторождениями. Условия образования этого типа месторождений еще недостаточно изучены.

Самородная медь изредка встречается в россыпях в виде галек (фиг. 93), иногда с образованием налетов или корок малахита.



Фиг. 92. Самородная медь из песчаников Наукатского месторождения (на левом берегу р. Сыр-Дарьи). Нат. вел.

Наконец, необходимо упомянуть о так называемой цементной меди (фиг. 94), которая выделяется на железных предметах (скобах, болтах, рельсах и т. д.) в заброшенных горных выработках, залитых рудничными водами, содержащими в растворе сульфаты меди.



Фиг. 93. Галька самородной меди с включениями самородного серебра. Россыпь по р. Б. Саркой (Восточный Саян)

используется для целей получения этого металла в промышленных масштабах (с помощью железных опилок в специальных бетонированных водоемах, куда периодически вливаются рудничные воды).

Иногда самородная медь в виде налетов выпадает на полусгнивших остатках крепи рудничных выработок.

Поведение самородной меди в кислородной обстановке характеризуется образованием окислов меди на ее поверхности, а в водяно-

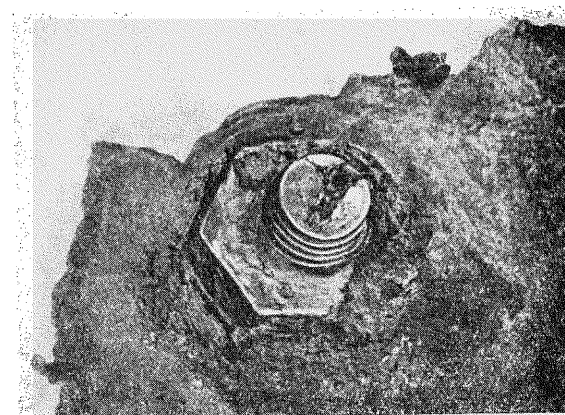
рудничным геологам это явление хорошо известно: геологический молоток, опущенный в лужу воды, богатой сернистой медью, на виду покрывается тонкой пленкой металлической меди. Свойство металлического железа высаживать из растворов медь

воздушной среде — гидрокарбонатов меди (малахита и азурита) в виде корок.

Псевдоморфозы самородной меди известны по куприту, халькозину, изредка по органическим остаткам (чаще по обломкам древесины).

Искусственно медь легко получается разными путями при восстановлении из кислородных соединений органическими и неорганическими веществами.

Практическое значение. Применение меди как металла общеизвестно (в электротехнике, машиностроении, изготовлении различных приборов, посуды и т. д.). Процесс извлечения самородной меди из содержащих ее руд довольно прост (применяются гравитационные методы обогащения). Поэтому нижний предел промышленного содержания этого металла в таких рудах значительно ниже по сравнению с сульфидными и окисленными медными рудами (до 0,5% для крупных месторождений).



Фиг. 94. «Цементная медь» на железном болте. Нат. вел. Шахта Карабашского месторождения (Урал)

Месторождения. Самородная медь, встречающаяся в месторождениях СССР, имеет минералогическое значение. В прежние времена она, вероятно, являлась предметом специальной добычи. В Ленинградском горном музее и в музее Московского геолого-разведочного института сохранились образцы плитообразных больших глыб самородной меди, доставленные в свое время из старых рудников в Дегеленских горах (в Семипалатинской области), где отдельные глыбы достигали нескольких тонн весом.

Несомненный интерес представляют также скопления меди в виде неправильной формы конкреций в песчаниках Наукатского месторождения (на левом берегу р. Сыр-Дарьи, в 18 км от ст. Посьетовка, Ташкентской ж. д.).

Замечательные кристаллические двойниковые сростки и дендриты из верхних горизонтов известных Турьинских месторождений меди на Северном Урале были описаны Г. Розе в 1837 г.

Из иностранных месторождений уже упоминались крупнейшие гидротермальные месторождения самородной меди в районе Верхнего озера (США). Здесь самородная медь содержится в древнейших конгломератах в виде цемента и в миндалинах изверженных пород. В некоторых месторождениях встречались отдельные глыбы сплошной меди до 1000 т весом.

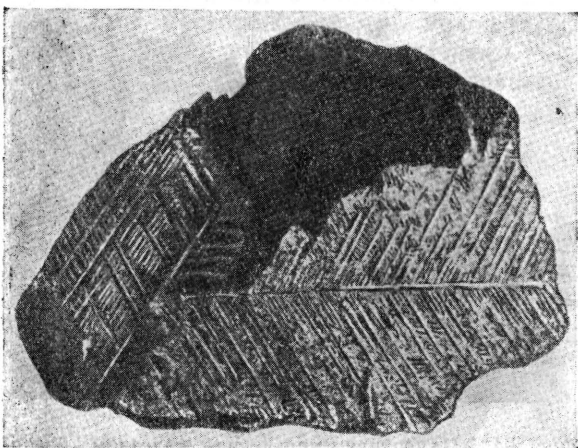
СЕРЕБРО — Ag. Самородное серебро в природе распространено реже, чем медь, и несравненно реже, чем золото.

Химический состав. Кроме химически чистого серебра, встречаются следующие разновидности:

- 1) кюстелит с изоморфной примесью золота до 10% и выше;

2) медистое серебро с содержанием меди до десятых долей процента; при более высоких содержаниях Cu устанавливаются механические примеси самородной меди;

3) висмутистое серебро (чилениит) с содержанием Bi до 5%; при более высоких содержаниях в полированных шлифах устанавливаются механические примеси самородного висмута;



Фиг. 95. Самородное серебро в пластинчатых дендритах (в «вязаных» формах)

4) сурьмянистое серебро (анимикит); содержание Sb доходит до 11% в виде твердого раствора с сохранением кристаллической структуры;

5) ртутьсодержащее серебро — конгсбергит с содержанием Hg 5%, аркверит (Hg 13%) и бордозит (30.7%).

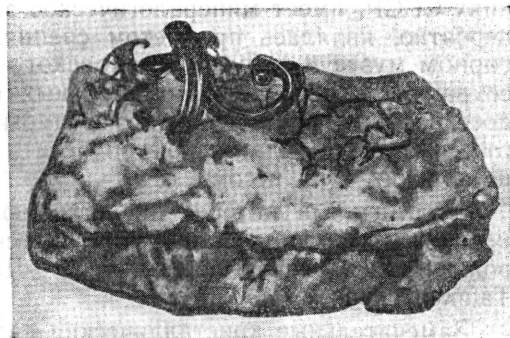
Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с.

Кристаллическая структура. Гранецентрированный куб. **Облик кристаллов.** Правильно образованные кристаллы очень редки. Встречающиеся формы: {100}, {111}. Двойники по (111). **Агрегаты.** Встречается иногда в виде типичных «вязаных» перистых дендритов (фиг. 95), тонких неправильных пластин и листочков. Характерны также моховидные, волосовидные (фиг. 96) и проволочные формы (см. фиг. 33). Наиболее распространены зерна неправильной формы и более крупные сплошные скопления — самородки. В месторождении Шнееберг (Саксония) была встречена глыба серебра в 40 тонн весом.

Цвет серебра в свежем изломе серебисто-белый. С поверхности часто бывает покрыто черным налетом. **Черта** металлически блестящая. **Блеск** типичный металлический. Отражательная способность полированной поверхности наивысшая из всех минералов — 95.

Твердость 2.5. Весьма ковко. Расплющивается в тончайшие листочки. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 10.1—11.1. **Прочие свойства.** Наилучший проводник тепла и электричества. Характерно, что по мере увеличения содержания в серебре золота электропроводность его значительно падает. Температура плавления около 960°.

Диагностические признаки. Узнается по цвету, характерному крючковатому, занозистому излому, ковкости (острие ножа легко оставляет



Фиг. 96. Самородное серебро в закрученных проволочных и волосовидных формах на кальците. Фрейберг (Саксония)

сильно металлический след) и удельному весу. От платины отличается меньшей твердостью и меньшим удельным весом. Аргентит (Ag_2S), который часто сопровождает самородное серебро, обладает более темным свинцово-серым или черным цветом.

П. п. тр. плавится. Раствор в HNO_3 с HCl дает характерный белый творожистый осадок $AgCl$. От H_2S чернеет.

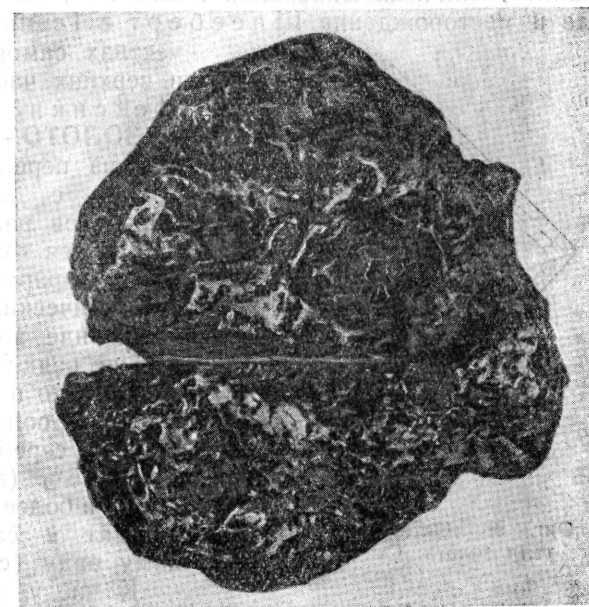
Происхождение. Образование самородного серебра в природе во многом аналогично образованию меди. Оно вместе с другими серебро-

содержащими минералами встречается в гидротермальных жильных месторождениях в ассоциации с аргентитом (Ag_2S) и кальцитом (месторождение Конгсберг в Норвегии), иногда в ассоциации с сложными сернистыми, мышьяковистыми и сурьмянистыми соединениями разных металлов, в том числе никеля и кобальта (месторождение Кобальт в Онтарио, Канада, Шнееберг в Саксонии и др.).

В экзогенных условиях оно, так же как и самородная медь, встречается в зонах окисления месторождений сернистых и мышьяковосурьмянистых руд, являясь продуктом их разложения и восстановления из поверхностных растворов различными органическими соединениями. Образующееся в этих условиях самородное серебро нередко имеет вид дендритов, пластинок, моховидных, проволочных, волосовидных форм и др. Экспериментально доказано, что тончайшие нитевидные и дендритовидные образования, иногда в виде красивых узоров, образуются на кусочках угля из раствора, особенно в присутствии растворимых органических соединений.

В поверхностных условиях самородное серебро менее устойчиво по сравнению с золотом. Оно часто покрывается пленками и примазками черного цвета (фиг. 97). В местностях с жарким, сухим климатом оно с поверхности нередко переходит в устойчивые галоидные соединения ($AgCl$ и др.).

Практическое значение. Серебро применяется главным образом в сплавах с медью для выделки серебряных изделий, монет и др. Чистое серебро употребляется для филигранных работ, изготовления тиглей для плавления щелочей, для серебрения, для получения химических соединений и других целей. Главная масса серебра (около 80%) добывается не в самородном виде, а в качестве побочного продукта из свинцово-цинковых, богатых серебром золотых и медных месторождений.



Фиг. 97. Окатанный самородок серебра. Найден у нас в начале XVIII столетия. 3/4 нат. вел.

Месторождения. На территории СССР не известно месторождений, в которых самородное серебро встречалось бы в больших массах. Самородки серебра в прежние времена довольно часто находили в Турьинских рудниках на Северном Урале, в ряде свинцово-цинковых месторождений Алтая, Казахстана, Восточной Сибири (Нерчинский район) и в других местах.

Из иностранных месторождений большой известностью пользовалось месторождение Конгсберг в Норвегии, где самородное серебро встречалось до глубины 900 м. Чрезвычайно интересны по ассоциациям различных минералов также месторождение Кобальт в Канаде и месторождение Шнееберг в Германии. В значительных количествах самородное серебро встречалось

в верхних частях многих месторождений Мексики и западных штатов США.

ЗОЛОТО — Au. Золото является одним из первых металлов, известных человеку с древнейших времен. Среди минералов рассматриваемой группы оно пользуется наибольшим распространением в природе.

Химический состав. В химически чистом виде золото встречается исключительно редко. Так называемое самородное золото в подавляющем большинстве случаев содержит в виде изоморфной примеси серебро в количестве обычно от 4 до 15% (весовых). Встречаются разности и более богатые серебром, которые относят к самостоятельному минеральному виду (см. электрум).

К числу разновидностей золота относятся следующие:

1) редко встречающееся медистое золото (купроаурит); содержание в нем меди достигает 20% (весовых), однако, как показывают минералогические исследования, оно сплошь состоит из двух компонентов — продуктов распада твердого раствора: медистого золота и золотистой меди¹ (серебро или электрум при этом находится в самостоятельных выделениях);

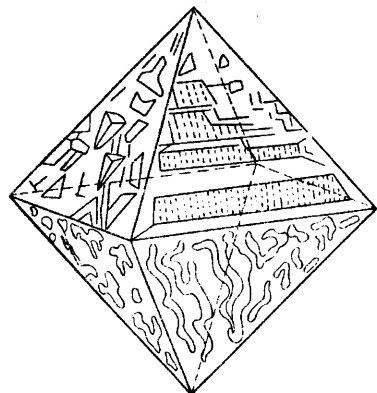
2) порпецит — палладистое золото с содержанием Pd от 5 до 11% и Ag до 4%, находящихся в виде твердого раствора (см. ниже);

3) висмутистое золото (бисмутоаурит) с содержанием Bi в твердом растворе до 4%; при больших содержаниях в полированных шлифах под микроскопом наблюдаются включения в золоте висмута.

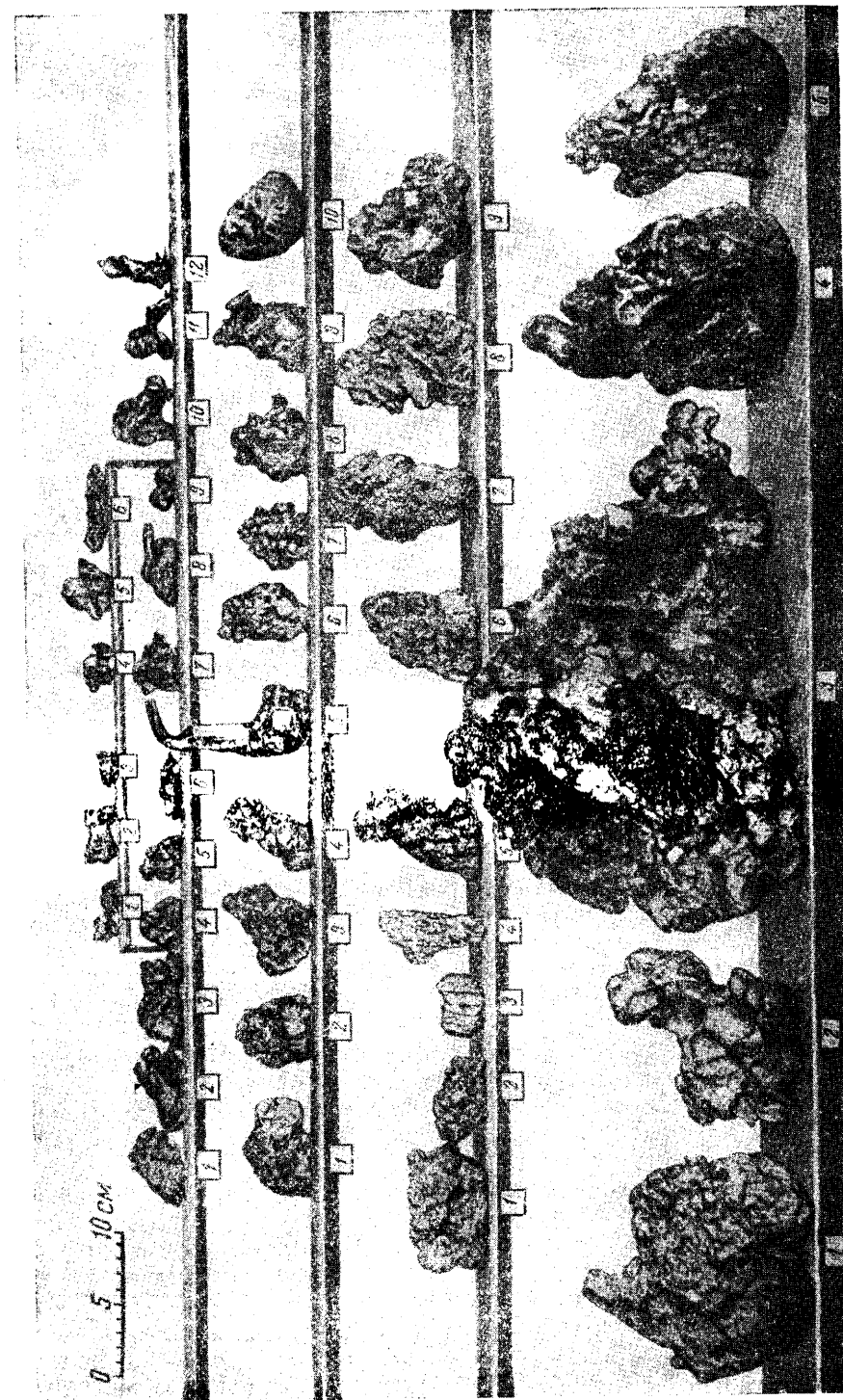
Что касается разновидностей, известных в литературе под названиями платинистого, иридистого и родистого золота, то их существование пока не подтвердилось. Весьма возможно, что они представлены механическими смесями разных минералов. Впрочем, согласно экспериментальным исследованиям, проведенным в последнее время, в системе Au — Pt может иметь место ограниченная растворимость компонентов друг в друге.

Сингония кубическая; гексооктаэдрический в. с. $3L^4L_6^36L^29PC$. **Кристаллическая структура.** Гранцентрированный куб. **Облик кристаллов.** Кристаллы встречаются редко, притом преимущественно в виде

¹ Кривые плавкости в системе Au — Cu, по данным Н. С. Курнакова и др., имеют минимум, отвечающий примерно 50% Cu (атомных).



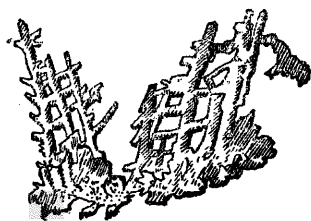
Фиг. 98. Октаэдрический кристалл золота. Сысертский район (Урал)



Фиг. 99. Форма самородков золота из различных месторождений СССР. В середине — самый крупный самородок из россыпи Царево-Александровского прииска (Миасский район, Урал) весом около 36 кг, найденный в прошлом столетии

октаэдров $\{111\}$ (фиг. 98), реже додекаэдров $\{110\}$ и изредка в виде кубов $\{100\}$. Плоскости граней обычно бывают тусклыми, неровными; иногда обладают комбинационной штриховкой параллельно ребрам $(111) : (311)$ и $(111) : (110)$. Часты сростки и двойники по (111) .

Агрегаты. Обычно наблюдается в виде неправильной формы зерен, включенных в кварцевую или рудную массу. Размеры их могут быть самые различные, но чаще встречаются микроскопически мелкие зерна, иной раз с трудом различимые даже в полированных шлифах под микроскопом при больших увеличениях. В россыпях речных долин при



Фиг. 100. Золото в форме дендрита

промывке песков нередко находят самородки окатанной формы весом от нескольких граммов (фиг. 99), крайне редко до десятков килограммов. В зонах выветривания месторождений удавалось находить мелкие сталактитообразные формы самородков вторичного происхождения. В рудах коренных месторождений среди пустот наряду с кристалликами встречались дендритообразные кристаллические сростки и пластины сетчатого рисунка (фиг. 100).

Цвет самородного золота золотисто-желтый (у богатых серебром разновидностей — бледно-желтый или даже белый). **Черта** металлическая желтая. **Блеск** типичный металлический. Отражательная способность в полированных шлифах очень высокая — 84—80; понижается по мере увеличения содержания серебра.

Твердость 2.5—3.0. Ковко и тягуче. Легко расплющивается в тончайшие листочки. Спайность отсутствует. **Уд. вес** 15.6—18.3 (для чистого золота 19.30). **Прочие свойства.** Обладает высокой тепло- и электропроводностью. По мере увеличения содержания серебра электропроводность значительно падает (ср. серебро). Температура плавления 1062°C (для чистого золота).

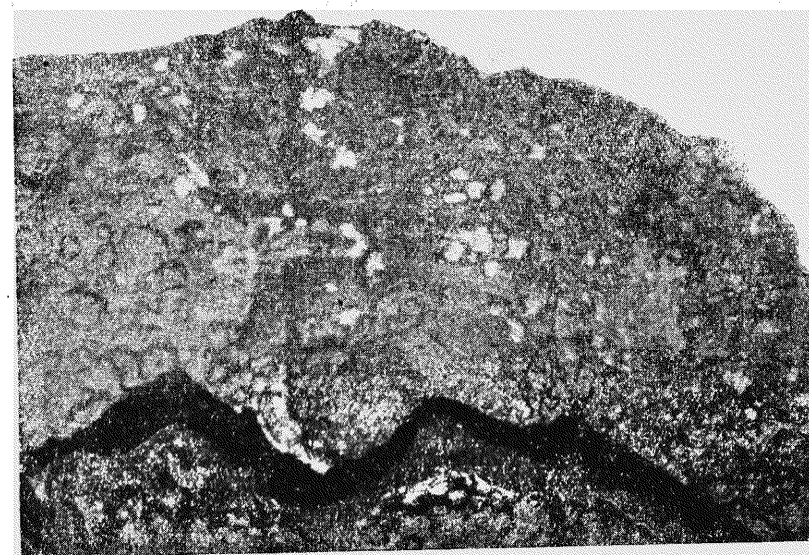
Диагностические признаки. Характерными являются золотисто-желтый цвет, низкая твердость (легко режется ножом), большая ковкость, высокий удельный вес и неокисляемость на воздухе. От похожих на него пирита, халькопирита (CuFeS_2) и миллерита (NiS) отличается по сильному блеску (особенно в местах царапин) и характерному оттенку цвета.

П. п. тр. плавится. Не растворяется в кислотах, кроме царской водки и реагентов, выделяющих свободный хлор и бром, а также KCN. Горячие многосернистые щелочи растворяют золото, образуя сернистые соединения, которые в природе до сих пор с достоверностью не установлены.

Происхождение. Наибольшая масса золота распространена в типичных гидротермальных месторождениях в связи с интрузивами кислых изверженных пород. Парагенетически оно всего чаще связано с кварцем и сульфидами (пиритом, арсенопиритом, блеклыми рудами, халькопиритом, реже с галенитом, сфалеритом), иногда с теллуридами золота и серебра и др. Весьма характерно, что так называемое видимое золото, как правило, выделяется в числе самых последних минералов, нередко приурочиваясь к трещинкам в ранее образовавшихся минералах. Кроме видимого, различают также «связанное» золото, открываемое в существенных количествах химическими анализами в сульфидах, главным образом в пирите и арсенопирите (FeAsS), но не наблюдаемое ни на-глаз, ни под микроскопом. Оче-

видно, оно находится в рассеянном тонкодисперсном состоянии, подобно тому как в кристаллозолях распределена дисперсная фаза. Это золото может быть целиком получено только по методу проф. К. А. Ненадкевича путем полного растворения сульфидов в серной кислоте при температуре 200° .

Как новообразование самородное золото встречается в зонах окисления сульфидных месторождений в ассоциации с лимонитом (фиг. 101), азуритом, свинцовыми, висмутовыми, сурьмяными охрами и др. Установлено также, что серебро, содержащееся в золоте, в условиях



Фиг. 101. Пленки экзогенного золота на натечном лимоните. Месторождение Майкаин (Центральный Казахстан). Нат. вел. По Ф. В. Чухрову

поверхностного выветривания частично выносятся и вследствие этого золото по периферии и вдоль трещинок становится более высокопробным. Точно так же давно было замечено, что золото, намываемое из россыпей, содержит меньше серебра, чем золото из коренных месторождений.

Практическое значение. Как известно, золото является основным валютным и денежным металлом. Расходуется также на украшения, предметы роскоши, физические и химические приборы, в зубоврачебном деле и для других целей.

Минимальное промышленное содержание золота в коренных рудах колеблется в пределах от 1 до 10 г/т, т. е. от 0.0001 до 0.001% (в зависимости от масштабов месторождений и экономических условий освоения).

Месторождения. СССР обладает весьма многочисленными как россыпными, так и коренными месторождениями золота, распространенными на Урале и главным образом в Восточной и Северо-Восточной Сибири. Укажем лишь на некоторые из них.

Березовское месторождение (в 12 км к северо-востоку от г. Свердловска). Это месторождение знаменито не только тем, что

в нем вообще впервые 200 лет тому назад было открыто самородное золото в нашей стране, но и своими замечательными ассоциациями минералов, коллекции которых украшают витрины многих наших и зарубежных музеев. Золото здесь приурочено к сериям небольших кварцевых жил, необычно залегающих среди мощных жил измененного гранит-порфира (кварцевые жилы расположены перпендикулярно к стенкам гранит-порфировых жил). Золото преимущественно связано с сульфидами, распространенными в кварцевых жилах: главным образом с пиритом, блеклой рудой, галенитом, халькопиритом, айкинитом и др. В зоне выветривания оно сопровождается различными кислородными соединениями железа, меди, свинца, висмута, иногда в сопровождении вторичного золота.

Дарасунское месторождение (в 75 км к северо-западу от ст. Шилка, Забайкальской ж. д.) представлено кварцевыми жилами, характеризующимися большим разнообразием минералогического состава; кроме кварца, в них наблюдаются турмалин, карбонаты, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды и ряд других минералов. Золото приурочено к скоплениям сульфидов, главным образом арсенопирита.

Балейское месторождение (в 55 км к юго-западу от ст. Присковая, Забайкальской ж. д.) интересно тем, что золото часто наблюдается в метаколлоидных кварцевых массах в тонко распыленном виде, вследствие чего обогащенные им участки имеют слабый зеленоватый оттенок.

В Дмитриевском месторождении (в верховьях р. Кары, притока р. Шилки, в Восточном Забайкалье) золото находится в ассоциации с сульфидами в богатых турмалином и арсенопиритом кварцевых жилах.

Крупные россыпные месторождения распространены во многих районах Урала и Сибири. В Миасском районе (Южный Урал) из россыпи по р. Ташкутаргану — притоку р. Б. Ирмель в 1842 г. был найден самый крупный у нас самородок золота весом 36 кг (фиг. 99).

Богатая медью разность золота является большой редкостью. Наиболее известным является месторождение Золотая Гора в Карабашском районе на Среднем Урале, находящаяся в совершенно особой геологической обстановке. Оно представлено жилами диопсид-хлорит-гранатового состава, залегающими в серпентинитовом массиве. Как указывалось, в зернах золота устанавливаются продукты распада твердого раствора, представленные медистым золотом и золотистой медью.

Из месторождений зарубежных стран широкой известностью пользуется крупнейшее месторождение Витватерсранд (в Трансваале, Ю. Африка), дававшее до недавнего времени около 50% всей мировой добычи золота. Золото здесь содержится в метаморфизованных древнейших конгломератах, очевидно представлявших первоначально золотоносные россыпи. Горные выработки достигли глубины 2 км от поверхности.

Крупные месторождения золота известны в Западной Австралии, в Новой Зеландии и на других островах. Следует упомянуть, что в месторождении Хилл-Энд (в Новом Южном Уэльсе) в кварцевой жиле была встречена масса золота с примесью кварца весом свыше 70 кг.

Много золота добывается также в США (в западных штатах и Аляске) и в ряде районов Канады. Преимущественно они представлены кварцевыми жилами, в которых золото парагенетически связано чаще всего с сульфидами.

Обширные районы золотоносных россыпей известны в Калифорнии, Аляске (Клондайк в бассейне р. Юкон и др.), на полуострове Сьюорд и в Австралии. В россыпях провинции Виктория (Австралия) были найдены самые крупные самородки в мире: «Приятный незнакомец», весом 59,67 кг (в 1858 г.), и «Желанный», весом 68,08 кг (в 1869 г.).

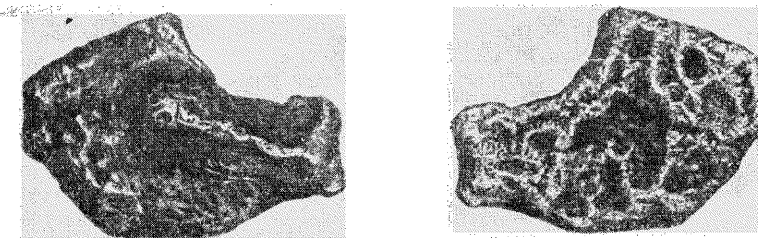
ЭЛЕКТРУМ — (Au, Ag). Кубич. с. Этот минеральный вид обнимает промежуточные по составу разности в изоморфном ряду Au—Ag. Содержание в нем серебра выше 15%, достигает обычно 30, иногда 40 и даже 50%. В незначительных количествах присутствуют также Cu, Fe и др. Физические и химические свойства являются также промежуточными. Цвет светложелтый до серебристо-белого. Блеск металлический. Отражательная способность очень высокая, но ниже, чем у серебра и золота, — 80—81. Тв. 2—3. Ковок, тягуч. Спайность отсутствует. Уд. вес 12—15.

Встречается почти исключительно в гидротермальных месторождениях, но значительно реже, чем самородное золото и серебро. Для электрума характерен парагенезис с серебросодержащими сульфидами (аргентитом, блеклыми рудами, пруститом, пираргиритом и др.). Благодаря высокому содержанию серебра электрум при выветривании может подвергаться изменениям: на нем иногда образуются темные пленки галоидных или сернистых соединений, из которых в восстановительных условиях выделяется тонкая пленка самородного серебра.

Отдельные находки электрума были сделаны в ряде пунктов Урала: в Каскарском районе Челябинской области, в жиле Серебряной, в Ильинском прииске (Златоустовский район), в Миасском районе, в ряде мест Алтая: в Змеиногорском, Зыряновском, Крюковском, Петровском и других месторождениях.

ПОРПЕЦИТ — (Au, Pd). Кубич. с. Содержание Pd до 11,6%. Очень редкий. Чаще наблюдался в виде неправильных губчатых масс и мелких зерен. По цвету часто не отличим от золота; на поверхности имеет бронзовый или красноватый оттенок, иногда серый или белый цвет (очевидно в зависимости от примесей). Тв. около 3. Спайность не наблюдалась. Излом неровный, крючковатый. Уд. вес 15,73. П. п. тр. плавится. Растворяется лишь в царской водке. При выветривании палладий окисляется до PdO, вследствие чего происходит обеднение минерала палладием. В XVIII столетии порпецит добывался из коренных и россыпных месторождений Бразилии в штатах Гояс и Минас Жерайс под названием «гнилого золота».

СВИНЕЦ — Pb. Кубич. с. Очень редкий. Иногда в ничтожных количествах содержит примесь Ag, Sb и др. Кристаллы октаэдрического облика, редки. Обычно наблюдается в неправильных зернах, пластинках, реже дендритовидных образованиях



Фиг. 102. Самородный свинец с верховьев рч. Песчанка (Карпинский район на Северном Урале). Сфотографирован с двух сторон

Цвет свинцово-серый. Блеск металлический (в свежем разрезе); быстро тускнеет. Тв. 1,5. Очень ковок. Режется ножом. Уд. вес 11,4—13,3. Легко плавится (при 330°). Растворяется в HNO₃.

В существенных массах, в виде крупных кристаллов был встречен в железорудных и марганцеворудных месторождениях Лонгбан, Вермланд (Швеция), а в мелких кристаллах в ассоциации с карнофиллитом, саркинитом и брандитом — в месторождениях Гарстиг, Пайсберг (там же), а также в сплошных массах в доломитовом известняке в парагвезисе с гематитом, магнетитом, гаусманитом, родонитом и др. в районе Пайсберг.

На Урале давно был установлен в виде мелких самородков до 12—15 г в россыпях района Турьинских рудников (фиг. 102). В одной из россыпей (Леонтьевской) самородный свинец наблюдался в какой-то связи с «множеством находимых в ней костей допотопных животных».

2. ГРУППА РТУТИ

Сюда, кроме самородной ртути, встречающейся в жидком виде, отнесены также природные амальгамы серебра, золота и палладия. Из них амальгама серебра является интерметаллическим соединением определенного состава.

Ртуть	Hg	Жидкая
Амальгама серебра	Hg ₃ Ag ₂	Кубич. с.
Амальгама золота	(Hg, Au)	—
Потарит	(Pd, Hg)	—

РТУТЬ — Hg. Жидкая. При -38.9° кристаллизуется в ромбоэдрических кристаллах; $a_{rh} = 3.01$ и $\alpha = 70^\circ 33'$. В виде примесей содержит иногда немного серебра и золота.

Наблюдается в виде отдельных сильно блестящих металлических капель оловянно-белого цвета. Уд. вес 13.596 (в твердом состоянии 14.26 при температуре -46°). Кипит при температуре 350° . Растворяется в HNO₃. Сероводород в присутствии кислорода медленно переводит ртуть в HgS (при комнатной температуре). Ртуть способна растворять Au, Ag, Pb и ряд других металлов, образуя жидкие и твердые амальгамы. Обычно самородная ртуть находится в ассоциации с полуразложившейся киноварью — HgS.

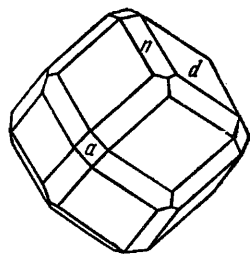
В некоторых горячих источниках, отлагающих киноварь и другие сульфиды (в районах недавней вулканической деятельности) жидкая ртуть бывает первичной. В большинстве же случаев она является конечным продуктом разложения киновари (HgS) в зонах окисления ртутных месторождений. Благодаря большому удельному весу и высокой подвижности капельки образующейся ртути в рыхлых продуктах разложения зоны окисления стремятся уйти вниз по трещинкам, заполняя пустоты. Таким путем образуются иногда значительные скопления самородной ртути в самых низах зоны окисления ртутных месторождений.

Описана в Идрии, около г. Гориция (Италия), на горе Авала, близ Белграда (Югославия), в Нью-Альмадене, Терлингау, в Тексасе и Калифорнии (США) и в других местах.

У нас в Союзе наиболее интересными месторождениями, в которых встречается самородная ртуть, являются Акташское месторождение киновари в Ойротской автономной области (Алтай), Урское золоторудное месторождение сульфидных руд (Алтай), в зоне окисления которого среди рыхлых продуктов разрушения встречались значительные скопления самородной ртути. Отдельные находки ее были сделаны в Никитовском месторождении киновари (Донбасс) и в ряде других мест.

АМАЛЬГАМА СЕРЕБРА — Hg₃Ag₂. Содержание Hg 72.9—73.4%¹. Кубич. с. $a_0 = 10.1$. Встречается редко. Наблюдались додекаэдрические кристаллы (фиг. 103). Встречается также в сплошных зернистых массах, достигающих до 10 кг весом. Цвет серебристо-белый. Черта такая же. Блеск металлический, сильный. Тв. 3.5. Отличается хрупкостью. Спайность по (110) и (100) средняя. Излом раковистый. Уд. вес 13.48—13.71. П. п. тр. разлагается: ртуть улетучивается, а на месте остается губчатое серебро, которое сплавляется в королек. Растворяется в HNO₃.

¹ Как указывалось (см. серебро), ртуть в меньших количествах способна входить в серебро в виде твердого раствора (конгсбергит, аркверит, бордозит).



Фиг. 103. Кристалл амальгамы серебра $a\{100\}$, $d\{110\}$, $n\{211\}$

Мельчайшие кристаллики амальгамы серебра были найдены в Мошельландсберге в Баварии, а также в месторождении Сала (Швеция), Сцлана (Венгрия), близ Аллемонта, Изер (Франция).

Легко получается искусственно; отвечает соединению, названному γ -фазой.

АМАЛЬГАМА ЗОЛОТА — (Hg, Au). Состав непостоянный. Иногда содержит Ag (до 7%). Некоторые из имеющихся анализов отвечают составу Hg₃Au₂, т. е. аналогично амальгаме серебра. Искусственно же получается интерметаллическое соединение состава Hg₂Au, устойчивое до 310° (выше этой температуры оно разлагается с образованием смеси HgAu₂ и Hg). Соединение Hg₂Au имеет полиморфные превращения при 122 и 36° .

Наблюдается в виде зерен и пленок белого или светложелтого цвета, иногда в сопровождении жидкой амальгамы. Блеск металлический, сильный. Твердость низкая. Обладает пластичностью, иногда хрупкостью. Уд. вес 15.47. Вообще следует сказать, что природные амальгамы золота изучены недостаточно.

Встречается в россыпях Марипоза в Калифорнии, вместе с самородной платиной в Колумбии, а также на о. Борнео.

ПОТАРИТ — (Pd, Hg). Найден в алмазосных россыпях по р. Потаро (Британская Гвиана) в виде зерен серебристо-белого цвета с металлическим блеском, хрупких, с твердостью 3.5 и уд. весом 13.48—16.11. Минераграфическое изучение показало, что в этих зернах имеется смесь двух минералов. Преобладающий из них представлен изотропной разностью, легко травящейся HNO₃, обладающей более высокой отражательной способностью и отвечающей составу Pd₃Hg₂. Второй компонент с меньшей отражательной способностью, явно анизотропный, более мягкий, не травящийся HNO₃, по составу отвечает формуле PdHg. Ближе эти соединения не изучены.

3. ГРУППА ЖЕЛЕЗА — ПЛАТИНЫ

Здесь объединяются самородные металлы восьмой группы менделеевской таблицы (за исключением рутения и осмия, о которых речь будет идти ниже): Fe, Co, Ni, Rh, Pd, Ir и Pt. В менделеевской таблице, построенной по длинным периодам, эти элементы непосредственно примыкают слева к элементам выше рассмотренной группы золота (Cu, Ag и Au).

Железо в земной коре исключительно редко встречается в самородном виде. Главная масса его представлена кислородными, сернистыми и прочими соединениями. Богатые никелем самородные металлы также представляют редкость. Кобальт и родий в металлическом состоянии обнаружены лишь в форме изоморфных примесей. Наоборот, платина, иридий и палладий в природе встречаются почти исключительно в металлическом виде, нередко образуя твердые растворы.

Рассматриваемая здесь группа минералов по условиям нахождения в природе и кристаллохимическим данным делится на две подгруппы: а) подгруппа железа и б) подгруппа платины.

Среди минералов подгруппы самородного железа, встречающихся в земной коре, по своему происхождению следует различать: 1) минералы космического происхождения, слагающие железные метеориты, и 2) крайне редко встречающиеся теллурические (земные) образования. Друг от друга они довольно существенно отличаются как по составу, так и по структурным особенностям.

Минералы, входящие в подгруппу самородной платины, представлены довольно большим числом минеральных видов и их разновидностей, представляющих твердые растворы металлов Pt, Fe, Ir, Pd, Rh, иногда Ni, Cu, изредка Au, Os, Sn (иногда в существенных количествах)¹, а также Pb, Zn, Ag, Co, Mn, Mo (до 0.006%) и Re (до 0.00008—0.002%).

¹ В одном из месторождений в сибирских траппах (основных породах) установлен самостоятельный минерал: станнопалладинит — Pd₃Sn₂ (содержащий также медь), и другие минералы, содержащие олово.

Общий список относящихся сюда минералов сводится к следующему:

		Тип решетки	Уд. вес
Железо	α -Fe	Кубич. с.	7—7.8
Камасит	(Fe,Ni)	"	7.3—7.87
Тэнит	(Fe,Ni)	"	7.8—8.2
Аварунит	Ni ₂ Fe	"	?
Платина	Pt	"	15—19
Поликсен	(Pt,Fe)	"	12—15
Ферроплатина	(Pt,Fe)	"	14.6
Купроплатина	(Pt,Fe,Cu)	"	?
Никелистая платина	(Pt,Fe,Ni,Cu)	"	15—16
Палладистая платина	(Pt,Pd)	"	22.6—22.9
Платинистый иридий	(Ir,Pt)	"	20 ?
Осмирид	(Ir,Os)	"	10.8—12.
Палладий	Pd	"	

Из всех этих минеральных видов наибольшим распространением в земной коре пользуются поликсен и палладистая платина. То, что обычно называют собирательным термином «самородная платина», в большинстве случаев относится к поликсену.

Характерной особенностью минералов подгруппы самородной платины является то, что в их составе Ru и Os в виде изоморфных примесей не участвуют совершенно. Исключение составляет осмирид, о котором речь будет идти особо. Несмотря на то, что все шесть элементов платиновой группы (фиг. 104) обладают многими общими признаками как в физическом, так и химическом отношении, поведение их в природных условиях все же не совсем одинаково. Элементы с максимальным атомным весом в триадах — Pd и Pt, занимающие правую часть приведенной таблички, ведут себя резко отлично от Ru и Os, т. е. от элементов, располагающихся в крайнем левом столбце. До сих пор не удавалось установить, чтобы эти две крайние пары элементов могли изоморфно замещать друг друга, хотя минералы, их содержащие, бывают парагенетически тесно связаны, нередко образуя непосредственные сростания. Элементы Rh и Ir, занимающие промежуточное положение (см. фиг. 104), играют двойственную роль: они, с одной стороны, образуют химические соединения переменного состава с элементами Os и Ru, а с другой, — входят в состав твердых растворов с Pd и Pt, нередко вместе с Fe, Ni, Cu и др. Характерно также, что правые и левые пары элементов платиновой группы способны образовывать, правда редкие, природные химические соединения с S, As, Sb и отчасти с Te, тогда как для Rh и Ir мы подобных соединений еще не знаем. Не менее показательным то, что минералы, обнимаемые рядом Pd—Pt, как правило, кристаллизуются в кубической сингонии (с кристаллической решеткой типа меди), тогда как минералы ряда Ru—Os явно индивидуализированы в виде соединений переменного состава, кри-

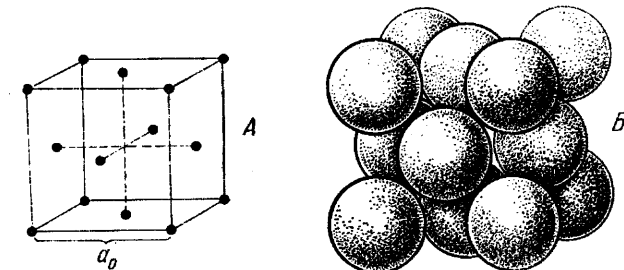
43 Ru	44	$n \cdot 10^{-11}$	$\frac{1}{15}$ $\frac{18}{8}$ $\frac{2}{2}$	45	$n \cdot 10^{-11}$	$\frac{1}{16}$ $\frac{18}{8}$ $\frac{2}{2}$	46	$n \cdot 10^{-11}$	$\frac{0}{18}$ $\frac{18}{8}$ $\frac{2}{2}$	47 Ag
		(Ru)			(Rh)			(Pd)		
		101.7			102.91			106.7		
75 Re	76	$n \cdot 10^{-10}$	$\frac{2}{14}$ $\frac{32}{18}$ $\frac{8}{2}$	77	$n \cdot 10^{-10}$	$\frac{2}{15}$ $\frac{32}{18}$ $\frac{8}{2}$	78	$n \cdot 10^{-10}$	$\frac{1}{17}$ $\frac{32}{18}$ $\frac{8}{2}$	79 Au
		(Os)			(Ir)			(Pt)		
		190.2			193.1			195.23		

Фиг. 104. Триады металлов платиновой группы

Для химически чистых металлов.

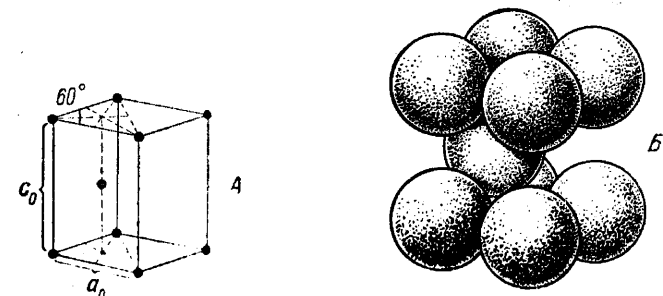
сталлизующихся в гексагональной сингонии (в кристаллических решетках типа осмия).

Все это и заставляет минералы, образуемые химическими элементами платиновой группы, разбить на две части. Одну из них рациональ-



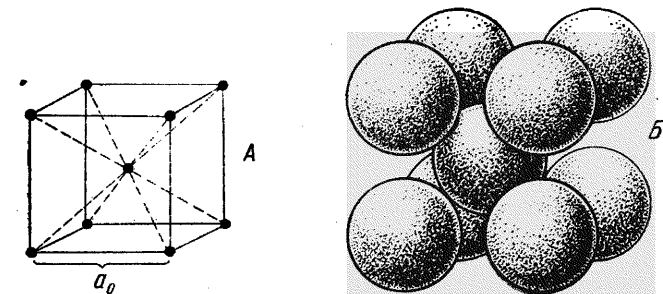
Фиг. 105. Кубическая гранецентрированная решетка (тип меди)
А — положения центров атомов; В — расположение сфер атомов

но объединить с группой железа, а другую (осмий-рутениевую) выделить в самостоятельную группу.



Фиг. 106. Гексагональная плотнейшая упаковка атомов (тип осмия)
А и В — то же, что и на фиг. 105

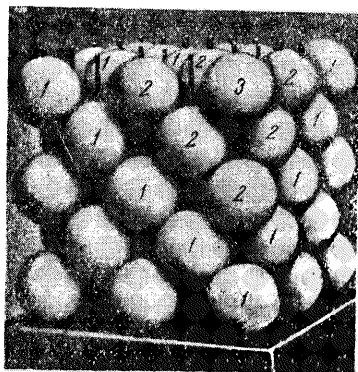
В связи с этим важно специально остановиться на сравнительной характеристике особенностей кристаллических структур, свойственных минералам этих групп.



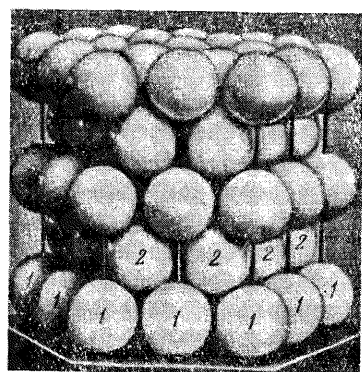
Фиг. 107. Кубическая центрированная решетка (тип α -Fe)
А и В — то же, что и на фиг. 105

Как уже указывалось выше, кубическая гранецентрированная решетка типа меди характеризуется расположением атомов в вершинах куба и в центре каждой грани (фиг. 105 и 108). В гекса-

гональной же ячейке типа осмия атомы занимают узлы гексагональной решетки и центры трех (из шести) тригональных призм (фиг. 106 и 109). Различие этих совершенно одинаковых по плотности упаковки структур заключается лишь в способе кладки шаров. В этом не трудно убедиться, если бы мы с какими-либо равновеликими шарами проделали следующий опыт. Плотно уложим первый слой,

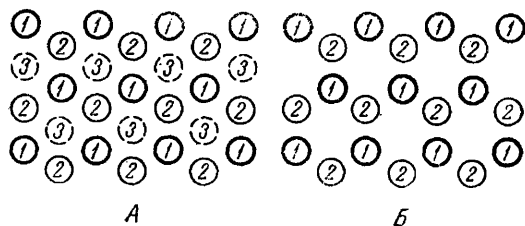


Фиг. 108. Модель плотнейшей кубической упаковки атомов с одинаковыми сферами



Фиг. 109. Модель плотнейшей гексагональной упаковки атомов с одинаковыми сферами

в котором шары будут располагаться в вершинах сетки из равносторонних треугольников (фиг. 110). Вторым слоем уложится над первым таким образом, что каждый шар этого слоя придется над центром ниже лежащего треугольника. Что касается третьего слоя, то его



Фиг. 110. Два основных способа плотнейшей укладки шаров

A — в кубической решетке (повторяется каждый третий слой);
B — в гексагональной решетке (повторяется каждый второй слой)

можно уложить двояким способом: 1) каждый шар можно уложить над каждым шаром первого слоя (фиг. 110 B); тогда мы будем иметь случай гексагональной двуслойной (по периоду повторяемости) кладки (фиг. 109); 2) каждый шар третьего слоя мы можем накладывать над центром треугольника второго слоя таким образом, чтобы они не приходились

над шарами первого слоя (фиг. 110 A); в этом случае мы будем иметь кубическую трехслойную кладку (фиг. 108), причем направление наращивания слоев будет совпадать с тройной осью куба. Решетка центрального куба, в которой кристаллизуется α -Fe, от решетки гранецентрированного (или центрогранного) куба отличается тем, что восемь атомов располагаются в вершинах куба и один в центре его (фиг. 107). Упаковка шаров в таком порядке является менее плотной, чем в предыдущих двух типах. Расчет показывает, что объем структуры на один атом должен был бы быть больше, чем в структурах с наиплотнейшей упаковкой. Однако установлено, что в тех случаях, когда один и тот же металл кристаллизуется в том и другом типе структуры, объемы их в расчете на атом почти одинаковы

Это может иметь место только при условии сокращения межатомного расстояния в рассматриваемой решетке центрального куба, т. е. здесь атомы не просто соприкасаются как несжимаемые сферы, а как бы слегка деформируются в местах соприкосновения подобно резиновым мячам с взаимно сжимающимися сферами.

ЖЕЛЕЗО — α -Fe. Синоним: феррит.

Химический состав. Согласно имеющимся данным химических анализов, теллурическое железо является почти чистым железом с незначительными примесями: Ni до 0,6, иногда до 2%, редко больше, Co до 0,3%, Si до 0,4%, Pt до 0,1%.

Сингония кубическая. В кристаллах, и притом очень мелких, встречается крайне редко. Обычно наблюдается в виде мельчайших неправильной формы зерен, реже образует более крупные скопления. **Кристаллическая структура.** Для железа установлено несколько полиморфных модификаций, из которых высокотемпературная модификация — γ -Fe (выше 906°) образует решетку гранецентрированного куба типа Cu ($a_0 = 3,63$), а низкотемпературная α -Fe представлена центрированным кубом и является типической ($a_0 = 2,86$).

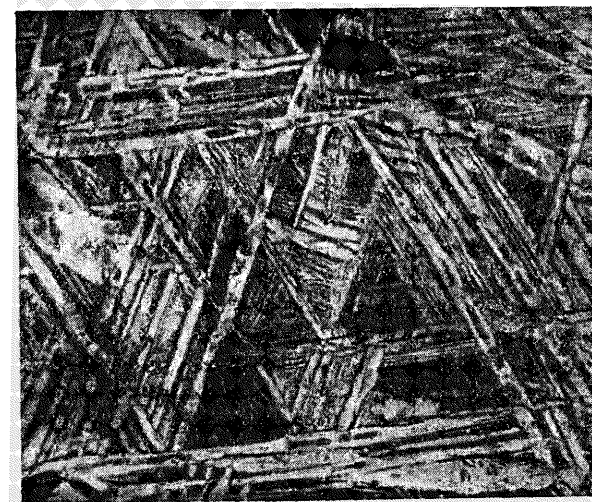
Цвет железа стально-серый, в полированных шлифах металлически-белый. **Черта** блестящая стально-серая. **Блеск** в свежем изломе типичный металлический. Отражательная способность довольно высокая, но существенно ниже, чем у платины и палладия,—63.

Твердость 4—5. Обладает ковкостью. **Спайность** наблюдается по {100}. **Уд. вес** 7—7,8. **Прочие свойства.** Обладает сильно выраженной магнитностью.

Диагностические признаки. От самородной платины отличается растворимостью в HNO_3 , меньшим удельным весом, сильной магнитностью и легкой окисляемостью на воздухе. Бедные никелем разности из раствора медного купороса высаживают на поверхности металлическую медь. Метеоритное железо на полированных поверхностях после травления (фиг. 111) обычно обнаруживает крупнорешетчатое строение (видманштеттовы фигуры), чего никогда не наблюдается в теллурическом железе с низким содержанием никеля.

Происхождение и месторождения. Редкие находки теллурического самородного железа приурочены к основным и ультраосновным изверженным породам. Более крупные выделения были встречены в базальтах в Уифаке на о. Диско, у западного берега Гренландии, и вблизи г. Касселя (в Германии). В обоих пунктах с ним ассоциируют пирротин, троилит (FeS) и когенит (Fe_3C — карбид железа).

В микроскопических зернах оно не раз устанавливалось в измененных (серпентинизированных) ультраосновных породах также в пара-



Фиг. 111. Видманштеттовы фигуры на полированной поверхности железного метеорита

генезисе с пирротинном, иногда с магнетитом, за счет которых оно и возникает при восстановительных реакциях.

Имеются указания также на образование его экзогенным путем в виде вкраплений в кремнистых сланцах (о. Борнео), в продуктах каменноугольных пожаров и в торфяниках.

Практического значения все эти находки не имеют.

КАМАСИТ — (Fe, Ni). Кубич. с. Название сохранено только для метеоритов. Содержание Ni 5—7% (не выше 25%), Co до 0.5%. Устанавливаются также Cu, Pt, P и др. Кристаллическая решетка идентична решетке α -Fe. Представляет продукт распада твердого раствора Fe—Ni. Дело в том, что высокотемпературная модификация γ -Fe, а равно и бедные никелем (до 25%) его разновидности при охлаждении переходят в устойчивую модификацию α -Fe (с решеткой централизованного куба), тогда как богатые никелем разновидности сохраняют кристаллическую структуру типа меди.

При распаде твердого раствора и происходит разделение на эти два вещества с различными кристаллическими структурами и различного состава. На приполированных плоскостях относительно богатых никелем (до 67%) железных метеоритов после травления выступают грубо выраженные так называемые видманштеттовы фигуры (названы по имени их открывателя), представляющие собой закономерно ориентированные под определенными углами (по октаэдру) пластинки (фиг. 111)¹, по составу отвечающие камаситу и тесно срастающиеся с тэнитом — богатой никелем второй составной частью продуктов распада твердого раствора. Наблюдаемые тонкозернистые смеси камасита и тэнита, выполняющие остаточное пространство, называются плесситом.

Цвет камасита стально-серый до железо-черного. Блеск металлический. Оптически изотропный. Тв. 4. Спайность по (100). Излом занозистый. Уд. вес 7.3—7.87. Магнитный. П. п. тр. не плавится. Легко растворяется в разбавленной HCl с выделением водорода. Медленно растворяется также в уксусной кислоте.

На перечислении метеоритов, в которых был установлен камасит, останавливаться не будем. Укажем лишь, что наиболее крупный железный метеорит упал в Мексике, где отдельные обломки его достигают 100 с лишним тонн. У нас наибольшую известность пользуется «Палласово железо» — богатый оливинном (Mg, Fe)₂SiO₄ железный метеорит около 600 кг весом, найденный в Сибири казаком Медведевым в 1749 г. на вершине горы Темир (между Красноярском и Миусинском) и вывезенный в 1775 г. академиком Палласом. Следует заметить, что этот метеорит — вообще первый подвергнутый детальному изучению, причем было признано его космическое происхождение.

ТЭНИТ — (Fe, Ni). Кубич. с. Кристаллическая структура типа меди. Название сохранено только для метеоритов. Содержание Ni колеблется от 25 до 77%, содержание Co достигает 1.2%. Богатые никелем тэниты (60—77%) назывались октибегитами. В октаэдриках он, как продукт распада твердого раствора (см. камасит), устанавливается в правильном срастании с камаситом.

Цвет тэнита серебристо-белый, серовато-белый. Блеск металлический. Оптически изотропный. Тв. 5. Спайность отсутствует. Уд. вес 7.8—8.2. Сильно магнитный. Медленно растворяется в разбавленной соляной кислоте и слабо травится уксусной кислотой.

АВАРУИТ — Ni₂Fe. Синоним: железистый никель. Кубич. с. Аваруитом названа была богатая никелем (67.6%) разновидность, встреченная в золотоносных россыпях у бухты Аваруа (в Новой Зеландии) и отвечающая по составу формуле Ni₂Fe. Кроме того, описана разновидность железистого никеля бобровкит, полученная из россыпи по рч. Бобровке (Н.-Тагильский район на Урале) и по своему составу отвечающая примерно формуле Ni₂Fe.

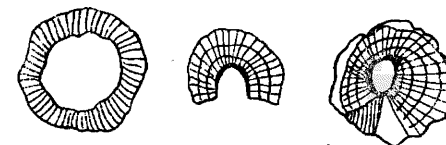
Другие богатые никелем разновидности были названы джозефинитом и суэзитом. Таким образом, все эти разновидности железистого никеля отвечают по составу тэниту в железных метеоритах. Физические свойства их также близки между собой (см. тэнит). Уд. вес 8.46 (для аваруита из серпентинизированного лерцолита из Сельва Пошиаво Свितерлэнд). Аваруит был найден также в серпентинитах Риффельгорн в Альпах.

ПЛАТИНА — Pt. Кубич. с. Почти чистая химически. Содержит иногда в небольших количествах Pd. Встречается редко в виде ясных коллоидных или сталактитовых образований в зоне окисления платиновых месторождений, иногда в россыпях. Наблюдаются также мельчайшие конкреционные образования, полые внутри

¹ Потому эти метеориты и называются октаэдриками, в отличие от гексаэдриков, состоящих целиком из камасита и характеризующихся более тонким строением по кубу (неймановы линии).

и имеющие радиально-лучистое строение (фиг. 112). Цвет платины белый. Блеск металлический. Тв. около 4. Излом неровный. Удельный вес неизвестен.

Образуется при окислении палладистой, медистой, и никелистой платины. Палладий, медь и никель в условиях окислительной обстановки переходят в окислы, вследствие чего кристаллическая решетка разрушается, а освободившаяся платина выпадает в виде коллоидальных образований. Более крупные образования до 5 мм в поперечнике встречались в россыпях Бразилии. В микроскопических формах платина была установлена в сильно выветрелых образцах из Нижне-Тагильских коренных месторождений платины и в выветрелых пироксенитах Южной Африки.



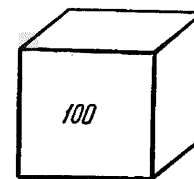
Фиг. 112. Радиально-лучистое строение конкреций платины из Бразильских россыпей

ПОЛИКСЕН — (Pt, Fe). Поли — по-гречески «много», ксенос — «чужой». Название дано по обилию изоморфных примесей.

Поликсен является наиболее распространенным в земной коре из минералов платиновой подгруппы.

Химический состав. Pt 80—88%, Fe 9—11%, иногда снижается до 4—5% или бывает выше 11%; соответственно меняются и содержания Pt. Из изоморфных примесей устанавливаются: Ir до 7% — иридиевая платина; Pd 0.1—1.0, иногда до 7% и выше — палладиевая платина (см. ниже); Rh 0.1—0.5%, иногда до 4—5% — родиевая платина; Cu 0—0.8%, Ni следы до десятых долей процента, иногда в весьма существенных количествах — никелистая платина (см. ниже). Соотношения между платиной и железом обычно выражаются следующей формулой: FePt₃ до Fe₂Pt₃, т. е. содержание железа в атомном исчислении достигает 25—40%.

Сингония кубическая. Кристаллическая структура. Гранцентрированный куб (тип меди). **Облик кристаллов.** Обычно наблюдается в виде



Фиг. 113. Кубический кристалл поликсена

неправильной формы зерен. Редко встречающиеся мелкие кристаллы большей частью имеют кубическую форму (фиг. 113). В комбинациях граней, кроме господствующей формы {100} наблюдаются: {110}, {210}, {310} и некоторые другие. Из двойников преимущественно развиты двойники прорастания по (100) и срастания по (111). **Агрегаты.** Отдельные зерна самородной платины, встречающиеся в рудах, часто группируются в виде скоплений, иногда образуя сплошные массы — самородки (фиг. 114). Самый крупный самородок, встреченный в коренных месторождениях Урала, весил 427.5 г. Самородки, находимые в россыпях, достигали размеров 10×18 см и веса до 8—9 кг (фиг. 115).

Цвет поликсена от серебристо-белого до стально-серого. Черта металлическая стально-серая. Блеск типичный металлический. Отражательная способность в полированных шлифах высокая — от 65 до 70.

Твердость 4—4.5, у богатых иридием разновидностей выше, до 6—7. Обладает ковкостью. **Спайность** отсутствует, но иногда проявляется по кубу. **Уд. вес** 15—19. Подмечена связь пониженного удельного веса с наличием пустот, занятых природными газами, а также включениями посторонних минералов. **Прочие свойства.** Обладает магнитностью. Хорошо проводит электричество. Коэффициент расширения невелик (для чистой платины 0.000844, т. е. близок к коэффициенту расширения стекла).

Диагностические признаки. По внешнему виду поликсен ближе всего напоминает самородное серебро и самородное железо. От первого

отличается повышенной твердостью и удельным весом и тем, что не плавится перед паяльной трубкой и не растворяется в кислотах (кроме царской водки). Нерастворимость в кислотах отличает его и от самородного железа, которое, растворяясь в азотной кислоте, легко окисляется и буреет.

Происхождение. Минералы платиновой подгруппы в большинстве случаев встречаются в типичных магматических месторождениях, гене-

тически связанных с ультраосновными изверженными породами. Эти минералы в рудных телах выделяются в числе последних (после силикатов и окислов), в моменты, близкие к гидротермальной стадии магматического процесса.

Минералы платины, бедные палладием (поликсен, иридная платина и др.), встречаются в месторождениях среди дунитов, оливинных бесполовошпатовых пород, богатых магнезией и бедных кремнеземом. При этом парагенетически они чрезвычайно тесно связаны с хромшпинелидами — окислами сложного состава: $(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$.

Палладистая и никелепалладистая платина преимущественно распространены в основных изверженных горных породах (норитах, габбро-диабазлах) и ассоциируют обычно с сульфидами — пирротинном — FeS , халькопиритом — CuFeS_2 и пентландитом — $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$.

В экзогенных условиях в процессе разрушения коренных месторождений и пород образуются платиновые россыпи (фиг. 83 на стр. 148). Большинство минералов подгруппы платины в этих условиях являются химически стойкими.



Фиг. 114. Половина распиленного и пришлифованного самородка из коренного месторождения. Взаимоотношения между поликсемом (белое) и хромшпинелидами (серое). Увел. в 4 раза

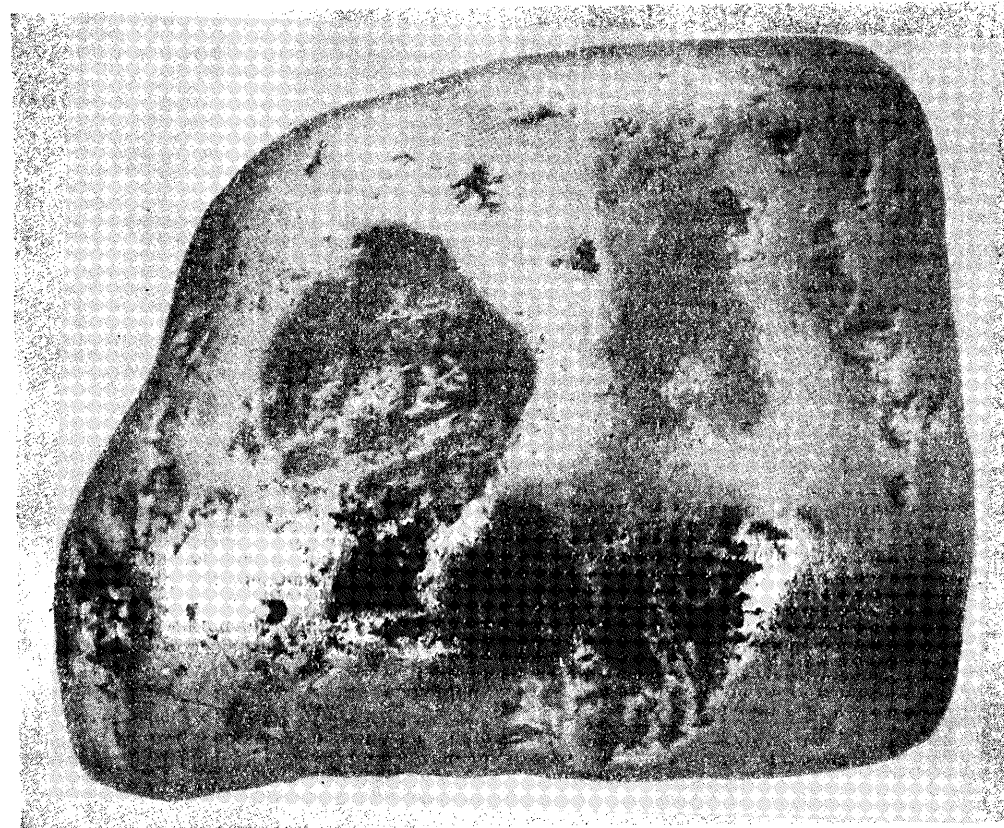
Практическое значение. В первые моменты добычи самородная платина не находила надлежащего себе применения и считалась даже вредной примесью к россыпному золоту, с которым она улавливалась попутно. Вначале ее просто выбрасывали в отвал при промывке золота или применяли вместо дроби при стрельбе. Затем производились попытки фальсификации ее путем зслочения и сдачи в таком виде скупщикам. В числе самых первых изделий из уральской самородной платины, хранившихся в Ленинградском горном музее, были: цепи, кольца, обручи для бочек и пр. Замечательные свойства металлов платиновой группы были открыты несколько позднее.

Главнейшими ценными свойствами платиновых металлов являются: трудноплавкость, электропроводность и химическая стойкость. Эти свойства обуславливают их использование в химической промышленности (для изготовления лабораторной посуды, производства серной кислоты и пр.), в электротехнике (для изготовления гальванических элементов, в гальванопластике, в электромашинках) и в других отря-

слях промышленности. Значительные количества платины расходуются в ювелирном и зубоврачебном деле.

Добываемая «сырая» платина поступает на аффинажные заводы, где химическим путем производят сложные процессы разделения ее на составляющие чистые металлы.

Месторождения. Платина, несомненно, наряду с золотом была известна человеку еще в глубокой древности. В Европе платина привлекла к себе внимание лишь в половине XVIII в., после того как



Фиг. 115. Один из самых крупных самородков платины (весом 8,2 кг), найденный у нас в россыпи

испанским математиком Антонио де Ульоа, путешествовавшим по Южной Америке, в 1735 г. в качестве курьеза были привезены из Колумбии металлические зерна, по цвету похожие на серебро, но сильно отличавшиеся от него по другим свойствам.

На Урале первые находки самородной платины, обратившие на себя внимание, относятся к 1819 г. Там она также была открыта в виде примеси к россыпному золоту.

Самостоятельные богатейшие платиновые россыпи, пользующиеся мировой известностью, открыты были позднее. Они распространены на Среднем и Северном Урале — в Нижне-Тагильском, Исовском (район г. Качканар), Кытлымо-Косьвинском и других районах. Все они пространственно приурочены к выходам массивов ультраосновных пород (дунитов и пироксенитов). Многочисленные небольшие

коренные месторождения были установлены в Нижне-Тагильском дунитовом массиве. Скопления самородной платины (поликсена) приурочены главным образом к хромитовым рудным телам, состоящим преимущественно из хромшпинелидов.

В настоящее время крупное значение в платиновой промышленности имеет известное месторождение Сёдбери в Канаде, из медно-никелевых руд которого платиновые металлы добываются попутно с никелем, медью и кобальтом. Того же типа месторождения имеются в Южной Африке: в так называемом Бушвельдском комплексе (Трансвааль), Инсизва и др. Уральский тип месторождений в виде россыпей известен в Экваториальной Колумбии (Ю. Америка), в Канаде (гора Оливин), Новой Зеландии (гора Дун) и др.

ФЕРРОПЛАТИНА — (Pt, Fe). Кубич. с. По сравнению с поликсеном содержит большее количество Fe (16—19%) и Cu до 3%. Иридия обычно не бывает больше 1.7%. До сих пор ферроплатина была установлена только в россыпях Уральских месторождений (Н.Тагильского района). Отношение Pt:Fe близко к 1:1. Следует указать, что в системе Pt—Fe, дающих непрерывный ряд твердых растворов, при отжиге образуется интерметаллическое соединение состава PtFe, дающее с крайними компонентами, повидимому, две ветви твердых растворов.

Цвет ферроплатины темносерый или черный, похожий на цвет графита. Блеск металлический. Под микроскопом в полированных шлифах не изучалась. Тв. около 4. Уд. вес 12—15. Сильно магнитна.

Возможно, что этот вид самородной платины образуется в россыпях за счет купроплатины, которая при выветривании коренных месторождений, переходя в россыпи, очевидно, подвергается окислению. При этом медь в значительной мере, повидимому, уходит из состава платины.

КУПРОПЛАТИНА — (Pt, Fe, Cu). Кубич. с. Встречаются и оптически анизотропные разновидности. Содержание Pt 65—75%, Fe 12—17% и Cu 7.7—14.0%. В системе Pt—Cu, дающих непрерывный ряд твердых растворов, при отжиге образуется интерметаллическое соединение PtCu. Впервые установлена на Урале.

Цвет купроплатины стально-серый. Блеск металлический, не сильный. Тв. около 4. Обладает хрупкостью. Излом неровный. Уд. вес 14.6 (вероятно, колеблется). Обладает сильным магнетизмом. В некоторых случаях устанавливается даже полярный магнетизм.

Образование ее связано с позднейшим процессом серпентинизации дунита, во время которого первичная платина (поликсен) подвергается химическому метаморфизму; зерна поликсена, начиная с периферии, постепенно обогащаются железом, особенно медью и отчасти никелем. За счет притока этих металлов содержание Pt соответственно падает. Источником меди, очевидно, являлись редкие сульфиды меди (кубанит), разлагающиеся при серпентинизации, нередко с образованием самородной меди. Источником железа и никеля являлся оливин, превращавшийся в серпентин. Наиболее полно процесс образования этого минерального вида изучен в коренных месторождениях Нижне-Тагильского дунитового массива.

НИКЕЛИСТАЯ ПЛАТИНА — (Pt, Fe, Ni, Cu). Кубич. с. Впервые эта разновидность с небольшим содержанием Ni (до 3.8%) была установлена в Нижне-Тагильских коренных месторождениях, где она, так же как и купроплатина, образовалась в процессе серпентинизации дунитового массива. Позднее богатая никелем и железом платина была установлена в россыпях, генетически связанных с месторождениями медно-никелевых сульфидных руд в основных изверженных породах.

Цвет никелистой платины серебристо-белый. Блеск металлический. Оптически изотропна. Тв. около 4. Устанавливается спайность по кубу. Уд. вес не определялся.

ПАЛЛАДИСТАЯ ПЛАТИНА — (Pt, Pd). Кубич. с. Содержание Pd колеблется от 7 до 40%. Обычно не содержит железа, но встречаются разновидности, богатые этим металлом. Иногда устанавливается повышенное содержание золота (до 3%) и серебра.

Цвет палладистой платины серый или серовато-желтый, иногда серебристо-белый. Блеск металлический. Тв. 4—4.5. Ковка. Спайности не наблюдалось. Излом неровный. Уд. вес обычно 15—16. У разновидностей с низким содержанием палладия он доходит до 18—20.5. Магнитными свойствами не обладает (если не содержит железа). Легко разлагается слабой царской водкой. В условиях зоны выветривания палладистая платина является менее устойчивой. Палладий постепенно окисляется (PdO), благодаря чему происходит обогащение платиной (Риф Меренского в Бушвельдском комплексе, в Южной Африке).

Палладистая платина обычно бывает связана с месторождениями медно-никелевых сульфидных руд в основных изверженных породах (габбро-норитах, оливино-

вых диабазах). Таковы, например, месторождения Сёдбери (в Канаде), Бушвельдского комплекса (в Южной Африке) и др. Особый тип месторождения палладистой платины был установлен в виде кварц-халцедоновой жилы в Вотерберге (Южная Африка). Наконец, следует упомянуть, что палладистая платина в натечных формах была встречена в россыпях Бразилии.

ПЛАТИНИСТЫЙ ИРИДИЙ — (Ir, Pt). Синоним: самородный иридий. Очень редок. Кубич. с. Состав изучен недостаточно. Содержание Pt достигает 19.6% (по одному анализу). Наблюдается в хорошо образованных кубических и октаэдрических кристалликах (фиг. 116). Размеры их изредка достигают 3 мм в поперечнике. Его находили также в виде включений в самородной платине наряду с включениями осмистого иридия. Были изучены двойники прорастания тетраэдрических кристаллов.

Цвет платинистого иридия серебристо-белый. Блеск металлический, сильный. Тв. 6—7. Спайность несовершенная по кубу. Излом неровный. Малоковок. Уд. вес очень высок: 22.6—22.9 (наибольший не только среди минералов платиновой группы, но и вообще). Магнитностью не обладает. Химически чрезвычайно устойчив. До сих пор встречался в платиноносных россыпях на Северном и Среднем Урале.

ОСМИРИД — (Ir, Os). Кубич. с. По одному анализу: Ir 65.4%, Os 31.2% и Rh 1.8%. Это единственный минерал данной подгруппы, в составе которого участвует Os (в кубической кристаллической решетке). Описана также разновидность, содержащая 19.3% Au, под названием ауросмирид. Однако без детальных минераграфических исследований нельзя быть уверенным в существовании этой разновидности (нередко наблюдаются механические смеси самородного золота с богатыми иридием минеральными видами группы платины).

По имеющимся данным химических анализов, можно допустить, что минералы осмий-иридиевого состава, обладающие кубической кристаллической решеткой, могут содержать до 32—35% Os. При более высоком содержании осмия образуются минералы, характеризующиеся уже гексагональной кристаллической структурой (мы их рассмотрим в следующей группе).

Цвет осмирида серебристо-белый. Блеск металлический, сильный. Отражательная способность не изучена. Тв. около 6—7. Спайность отсутствует. При легком ударе зерно немного сплющивается, при сильном — раскалывается, давая раковистый излом. В кипящей царской водке нерастворим.

Встречен среди нерастворимых остатков, полученных при аффинаже россыпной платины с Урала. В коренных месторождениях, по всей вероятности, связан с кварцевыми золотоносными жилами. Соединения Ir и Os в кубической сингонии были получены искусственно (в октаэдрах).

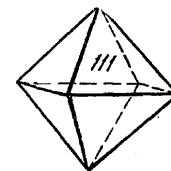
ПАЛЛАДИЙ — Pd. Кубич. с. Редкий. Согласно старым анализам, почти на 100% состоит из Pd. Примеси: Ir, Cu, Ag и Au. Встречался в виде окатанных зерен и конкреционных, иногда сталактитовых форм среди шлихов из платиноносных россыпей. Имеются указания на находки октаэдрических кристаллов.

Цвет палладия серебристо-белый до стально-серого. Блеск металлический, сильный. Отражательная способность высокая — 69%. Тв. 4—4.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 10.84—11.97. Температура плавления 1556°. Растворяется в HNO₃. С KJ дает реакцию на палладий. Встречался в россыпях Бразилии в районе Минас Жерайс, Колумбии — Чоко и Австралии — Новый Южный Уэльс.

4. ГРУППА ОСМИЯ—РУТЕНИЯ (ОСМИСТОГО ИРИДИЯ)

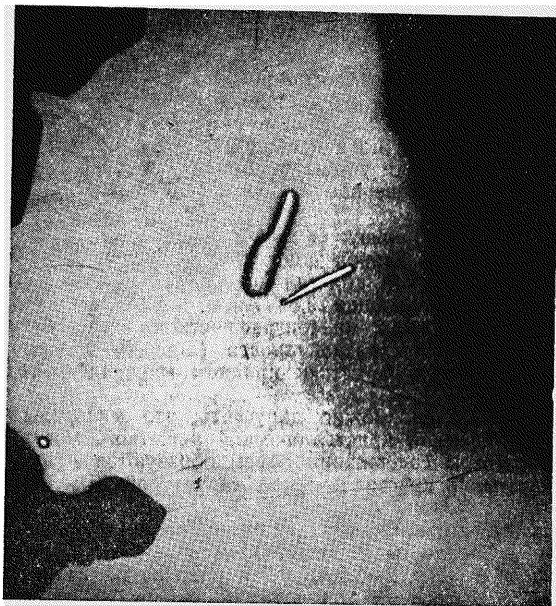
Эти два элемента в менделеевской таблице располагаются в левой стороне триад элементов платиновой группы (фиг. 104). Весьма характерно, что они, изоморфно замещая друг друга, в природных условиях легко образуют твердые растворы с элементами, располагающимися в середине этих триад: с родием и особенно с иридием, но не с палладием и платиной. Наличие платины как элемента хотя и указывается среди минералов рассматриваемой группы, однако, по всей вероятности, она присутствует в виде механической примеси, как это иногда устанавливается в полированных шлифах под микроскопом. Таким образом, главными металлами в этой группе являются осмий и иридий, в меньшей степени — рутений и родий.

Наибольшее внимания заслуживает то обстоятельство, что в ряду твердых растворов Ir—Os, как уже указывалось (см. осмирид), мы



Фиг. 116. Октаэдрический кристалл платинистого иридия

имеем интересный случай смены кристаллического строения вещества по мере возрастания содержания Os: при содержании этого металла до 30—32% сохраняется кубическая структура иридия (осмирид), а при больших содержаниях осмия устойчивой является уже гексагональная решетка, в которой кристаллизуется чистый осмий ($a_0 = 2.714$ и $c_0 = 4.314$). Минералы, отвечающие по составу второй по-



Фиг. 117. Две пластинки осмистого иридия различной твердости (различие в рельефе), выступившие на полированной поверхности в зерне поликсена (белое). Темное — хромшпинелид. Увел. в 100 раз

ловине этого ряда, как раз и составляют группу рассматриваемых здесь минеральных видов, получивших общее, собирательное название «осмистого иридия».

Минералы этой группы, хотя и встречаются часто совместно с минералами железо-платиновой группы, но по целому ряду свойств резко отличаются от них: 1) весьма характерен пластинчатый облик кристаллов; 2) большей частью отчетливо выражена оптическая анизотропия; 3) характерна явно повышенная твердость, благодаря чему пластинки осмистого иридия рельефно выделяются в полированных шлифах на фоне самородной платины (фиг. 117); 4) относительно повышенными оказываются и удельные веса минералов; 5) минералы группы осмистого иридия обладают, наконец, исключительной химической устойчивостью (не

растворяются даже в кипящей царской водке); в этом отношении, как и по твердости и удельному весу, они сходны с платинистым иридием и осмиридом (см. выше).

Главные минеральные виды принято различать по соотношению и по содержанию в них иридия и осмия.

		a_0	c_0	Уд. вес
Невьянскит	(Ir,Os)	2.62—2.71	4.60—4.28	17.0—21.1
Сысертскит	(Os,Ir)	"	"	17.8—22.5
Родиевый невьянскит	(Ir,Os,Rh)	"	"	20.9
Рутениевый невьянскит	(Ir,Os,Ru)	"	"	17.6—19.2
Рутениевый сысертскит	(Os,Ir,Ru)	2.710	4.282	18.3

Здесь же опишем редкую гексагональную модификацию палладия:

Аллопалладий Pd. Гексаг. с.

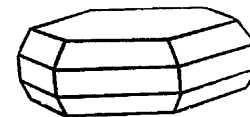
НЕВЬЯНСКИТ — (Ir, Os). Назван по месту нахождения: Невьянский район к северу от г. Свердловска на Урале. Установлен Волластоном в 1805 г. Является наиболее широко представленной в природе разновидностью из минералов данной группы.

Химический состав. Минералы, описанные под названием невьянскит, имели следующие колебания в содержании отдельных металлов (в %): Ir 46.8—77.2, Os 21.0—49.3, Ru 0—0.5, Rh 0.5—7.7, Pt 0.1—5.5, Cu 0—0.9, Fe 0—1.4.

Отношение Ir:Os колеблется в следующих пределах: от 4:1 до 1:1. В некоторых случаях в виде изоморфной примеси к иридию обнаруживается в значительном количестве родий.

Иногда устанавливается значительное количество микроскопических пустот, занятых газами (химический состав их не изучен).

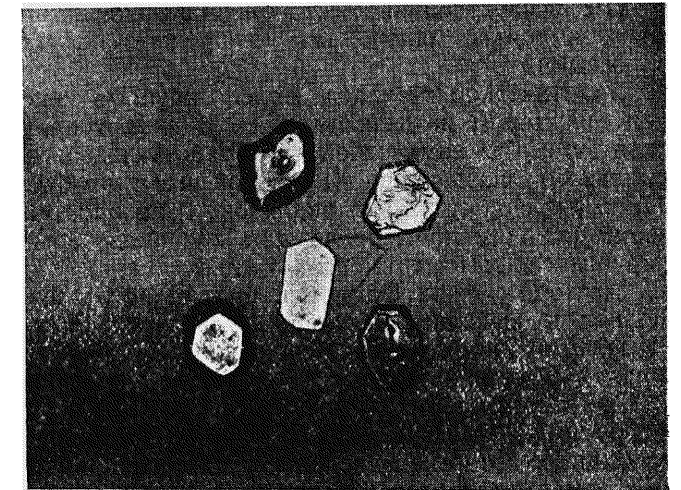
Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. L^6L^27PC . **Кристаллическая структура.** Гексагональная, плотнейшей упаковки (фиг. 106 и 109). **Облик кристаллов.** В противоположность минералам железо-платиновой группы минеральные виды этой группы в кристаллографическом отношении индивидуализированы очень хоро-



Фиг. 118. Кристалл осмистого иридия. Урал



Фиг. 119. Кристалл осмистого иридия. Урал



Фиг. 120. Шестиугольные пластинчатые кристаллики осмистого иридия, выделенные из россыпной уральской платины. Увел. в 4 раза

шо. Кристаллы благодаря преимущественному развитию пинакоида {0001} представлены обычно мелкими шестиугольными пластинками или таблитчатыми зернами (фиг. 118, 119 и 120), ограниченными с боков гранями призмы {1010} и гексагональных дипирамид, чаще {1121}. Встречались кристаллы и в форме неравносторонних шестиугольников, по форме приближающихся к треугольнику. Наблюдались также оригинальные кристаллы с вогнутыми гранями. Реже встречается в виде неправильной формы зерен. Нередки сростки пластинчатых выделений наподобие каркаса.

Цвет невьянскита оловянно-белый или светлосерый. **Блеск** металлический. Оптически анизотропен. Отражательная способность высокая — 68—72.

Твердость 6—7. **Хрупок.** **Спайность** совершенная по {0001}, но отщепление листочков происходит с трудом. Листочки ломки. **Уд. вес** колеблется от 17.0 до 21.0. На понижение удельного веса влияет наличие мелких газовых пустот, иногда очень многочисленных (их количество в некоторых случаях достигает 17% по объему). **Магнитные свойства** не изучены.

Диагностические признаки. Легко узнается по пластинчатому облику, более светлой окраске (по сравнению с сысертскитом) и высокой твердости.

П. п. тр. не плавится. При сплавлении с селитрой выделяет пары осмиевого ангидрида (OsO_4), обладающие резким неприятным запахом. При растворении этого сплава в воде выпадает черный порошок иридия. Чрезвычайно кислотоупорен.

Происхождение. Минералы этой группы генетически связаны главным образом с массивами изверженных ультраосновных пород (дунитов и перидотитов), где они встречаются в тесной ассоциации с минералами группы платины, хромшпинелидами, иногда сульфидами меди. Встречаются также непосредственно в самих породах, т. е. не сопровождаются другими рудными минералами.

Известны находки их в гидротермальных золотоносных кварцевых жилах. Встречались сростки невяньскита с золотом.

При выветривании месторождений вследствие химической устойчивости вместе с минералами самородной платины и золота переходит в россыпи.

Практическое значение. Более крупные кристаллы осмистого иридия (размером не меньше 1 мм в диаметре) употребляются в сыром виде (т. е. без химической их обработки) в изготовлении приборов специального назначения (для этой цели необходимы зерна не менее 0.5 мм, предпочтительно овальной, а не пластинчатой формы). Мелкие зерна находят применение для кончиков вечных перьев, для острий хирургических инструментов и т. д.

Месторождения. Осмистый иридий встречается в россыпях, приуроченных к выходам массивов ультраосновных изверженных пород (Кытлымо-Косьвинский, Невьянский, Сысертский и другие районы Урала). В незначительных количествах он присутствует в виде примесей во многих золотоносных россыпях Урала, Сибири, а также в Калифорнии и Орегоне (США). На о. Тасмания (Австралия) известны россыпи, в которых минералы осмистого иридия преобладают над платиновыми металлами. Попутно с золотом осмистый иридий добывается также в крупнейшем золотом месторождении Витватерсранд в Трансваале (Южная Африка).

СЫСЕРТСКИТ — (Os, Ir). Назван по месту нахождения: Сысертский район (около Свердловска) на Урале. Открыт Г. Розе в 1833 г.

Химический состав. Содержание осмия преобладает над содержанием иридия ($\text{Ir} : \text{Os} < 1$). Нередко в значительных количествах присутствует Ru, замещающий осмий. Имеются данные следующего анализа типичного сысертскита (в %): Os 67.9, Ir 17, Ru 8.9, Rh 4.5, Pt 0.2, Fe 0.03, Cu 0.03; сумма 98.38.

Сингония гексагональная; **дигексагонально-дипирамидальный** в. с. **Кристаллическая структура** типа осмия (т. е. такая же, как у невяньскита). **Облик кристаллов.** Сысертскит наблюдался в виде шестиугольных пластинчатых кристаллов (фиг. 120), окатанных пластинок, обломков (при промывке платиноносных россыпей). Кристаллы его специально не изучались.

Цвет сысертскита стально-серый до темносерого. **Блеск** металлический, тусклый. **Отражательная способность** ниже, чем невяньскита.

Твердость около 6. **Хрупок.** **Спайность** по {0001} ясная. **Уд. вес** колеблется, достигая 17.8—22.5. **Магнитные свойства** не изучены.

Диагностические признаки. От невяньскита отличается лишь по более темной окраске. В остальном определенных различий без химического анализа установить нельзя.

П. п. тр. не плавится. При сильном прокаливании в окислительном пламени становится черным и выделяет пары осмиевого ангидрида (OsO_4) с резким неприятным запахом. При сплавлении с селитрой образуется зеленая масса; при кипячении в воде этот сплав выделяет черный порошок иридия. По отношению к кислотам невяньскит чрезвычайно устойчив.

Происхождение (см. невяньскит). Часто встречается совместно с невяньскитом как в россыпных, так и в коренных месторождениях платины. В литературе имеются указания на правильные сростания невяньскита и сысертскита.

РОДИЕВЫЙ НЕВЬЯНСКИТ — (Ir, Os, Rh). Гексаг. с. Редкий. По существу представляет богатую родием разновидность невяньскита. **Химический состав** (в %): Ir 69.9—70.4, Rh 11.2—11.3, Os 17.2, Pt 0.05—0.1. Описан в виде блестящих пластинок черного цвета (очевидно покрыт налетами). **Уд. вес** 20.98. Встречен среди шлиховой платины на о. Борнео.

РУТЕНИЕВЫЙ НЕВЬЯНСКИТ — (Ir, Os, Ru). Гексаг. с. Редкий. **Химический состав** (в %): Ir 42.2—57.8, Os 24.8—48.9, Ru 4.7—19.0, Rh 0.6—5.7, Pt 0—8.1, Fe 0—3.5 и Cu 0—0.8. И. и В. Ноддак в одном из образцов установили содержание (в %): Mo 0.1, Re 0.002, Au 0.28, Ag 0.24 и др. **Отношение** ($\text{Os} + \text{Ru}$) : Ir в имеющихся анализах иногда несколько больше, чем 1:1. По внешним признакам не отличим от невяньскита. Наблюдался в виде блестящих светлых пластинок оловянно-белого цвета, обладающих совершенной спайностью по {0001} и удельным весом 17.6—19.25. Встречался главным образом в Невьянском и других районах Урала.

РУТЕНИЕВЫЙ СЫСЕРТСКИТ — (Os, Ir, Ru). Гексаг. с. Редкий. **Химический состав** (в %): Os 24.8—46.0, Ru 10.2—18.3, Ir 22.0—36.5, Pt 4.4—15.7, Au 0—12.6. Содержание последних двух элементов, по всей вероятности, обусловлено механическими примесями. **Цвет** темносерый, иногда с бронзово-желтым или красноватым оттенком. **Блеск** металлический, тусклый. Встречается в золотоносных конгломератах Витватерсранда (Южная Африка). Был найден также в россыпях по р. Магин-Шано (притоку р. Джиды) в Южном Прибайкалье.

АЛЛОПАЛЛАДИЙ — Pd. Гексаг. с. Очень редкий. Спектрографически, кроме Pd, в нем установлены: Hg, Pt, Ru, Cu и др. Наблюдался в виде шестиугольных мелких пластинок размером до 1 мм. **Цвет** серебристо-белый до стального-серого. **Блеск** металлический, сильный. **Оптически анизотропный.** **Отражательная способность** несколько ниже, чем у палладия. **Тв.** 4. **Хрупок.** **Уд. вес** 11.5 (?). В ассоциации с клаусталитом (PbSe) и золотом встречен в гидротермальных месторождениях в Тилькероде и в других местах в горах Гарц (Германия).

5. ПРОЧИЕ САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Здесь описаны металлы, редко встречающиеся в самородном состоянии и относящиеся к различным группам таблицы Менделеева:

		a_0	c_0
Цинк	Zn	Гексаг. с.	2.6591 4.9353*
Олово	Sn	Тетраг. с.	5.8194 3.1753**
Таптал	Ta	Кубич. с.	3.2959*

ЦИНК — Zn. Гексаг. с. Существование цинка в природе не может считаться вполне доказанным. **Цвет** и черта белые, слегка сероватые. **Блеск** металлический. **Тв.** 2. **Хрупок.** **Спайность** по {0001} совершенная. **Уд. вес** 6.9—7.2. **Температура плавления** 420°. На воздухе горит синим пламенем, выделяя белый дым ZnO. На угле дает налет, который после смачивания $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ окрашивается в зеленый цвет. Искусственно кристаллы получаются из расплава и как продукт конденсации паров металлического цинка.

Имеются указания на находки цинка в базальтах Брунсвика, около Мельбурна (Австралия), а также в Новой Зеландии и штатах Алабама, Колорадо, Калифорния (США).

Цинк установлен также в самородной платине Авроринского месторождения на Урале.

* Данные для химически чистых, искусственно полученных металлов.

** Твердое белое олово (β -модификация).

ОЛОВО — Sn. Тетраг. с. Очень редко. Наблюдалось в виде пластинок и мелких зернышек. Цвет серый или оловянно-белый. Блеск металлический. Тв. 2. Ковко и тягуче. Спайность отсутствует. Уд. вес 7.31. Легко плавится (230°). Легко растворяется в концентрированной HCl с выделением водорода. В HNO₃ не растворяется.

Встречалось главным образом в россыпях вместе с самородной платиной, осмистым иридием, золотом, касситеритом и другими минералами по р. Клеренс, Новый Южный Уэльс (Австралия). На Урале олово в виде небольшого самородка недавно было установлено в платиноносной россыпи в верховьях р. Ис на Светлом Бору (Северный Урал) на глубине 10—12 м (возможность случайного занесения человеком исключена). По старым сведениям, олово вместе с золотом было встречено в россыпях Миасского района и Башкирии.

Исключительный интерес представляет также значительное содержание олова в сибирских месторождениях самородной платины в виде минерала станнопалладинита — Pd₃Sn₂ с содержанием олова до 20%. Кроме того, следует отметить, что тщательный анализ одного платинового самородка из Авроринского месторождения (Н.-Тагильский дунитовый массив), произведенный И. и В. Ноддак, показал наличие олова в более легкой фракции, отделенной от металлической части самородка, в количестве 0.65% (в виде SnO₂).

ТАНТАЛ — Ta. Кубич. с. Встречен в шлихах в виде блестящих мелких кубиков и зернышек серовато-желтого цвета. Блеск металлический. Содержит 98.5% Ta, 1.5% Nb, около 0.001% Mn и следы Au. Тв. 6—7. Уд. вес 11.2. Находка этого минерала многими подвергается сомнению.

6. ГРУППА ПОЛУМЕТАЛЛОВ

В эту группу, кроме мышьяка, входят сурьма и висмут, т. е. элементы больших периодов V группы менделеевской таблицы. Все они в природных условиях хотя и редко, но наблюдаются в самородном состоянии, кристаллизуясь в одной сингонии и образуя однотипные кристаллические решетки¹. Однако, несмотря на это, они не встречаются совместно и не дают в природе ни твердых растворов, ни определенных соединений за исключением мышьяка и сурьмы, которые при высоких температурах образуют твердые растворы во всех пропорциях, а при низких температурах устойчиво лишь интерметаллическое соединение AsSb (аллемонит). Следовательно, твердые растворы при охлаждении должны претерпевать распад с образованием смеси: AsSb (аллемонит) + Sb или As (в зависимости от исходного состава твердого раствора). Экспериментальное изучение системы Sb—Bi показывает, что эти два металла в твердом состоянии способны образовать непрерывный ряд изоморфных смесей, устойчивый и при низких температурах, тогда как As и Bi даже в жидком состоянии почти не смешиваются.

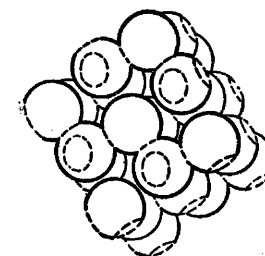
		<i>a</i> _{rh}	<i>α</i>	Уд. вес
Мышьяк . As	Тригон. с.	4.142	54°07'	5.63—5.78
Аллемонит AsSb	" "	" "	" "	" "
Сурьма . . Sb	" "	4.501	57°05'	6.61—6.72
Висмут . . Bi	" "	4.736	57°16'	9.70—9.83

Кристаллическая структура полуметаллов (мышьяка, сурьмы и висмута) несколько сложнее по сравнению со структурами ранее рассмотренных минералов. В связи с этим следует упомянуть об одном весьма интересном явлении, существующем в атомных структурах элементов побочных рядов в больших периодах (фиг. 88), а именно: по мере приближения к концу периодов менделеевской таблицы замечается склонность к образованию гомополярной (ковалентной) связи, причем она проявляется за некоторыми исключениями в соответствии с правилом Юм-Розери. Согласно этому правилу, каждый атом тесно связан с 8 — *n* соседними атомами, где *n* — номер его группы в перио-

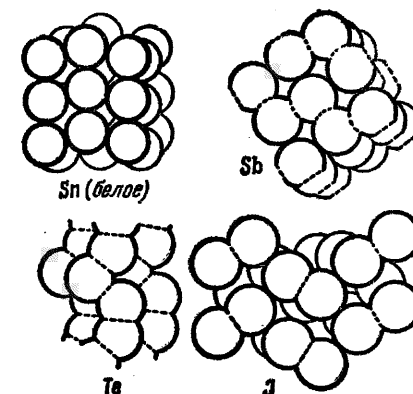
¹ Для мышьяка известно несколько модификаций, из которых наиболее устойчивой является ромбоэдрическая.

дической системе. Так, например, в структуре цинка с координационным числом 12 каждый атом с шестью соседними связан более тесно, а к остальным шести только прикасается; в белом олове (фиг. 121) мы имеем уже четыре близко расположенных атома и четыре более удаленных; в сурьме то же самое относится к трем одним и к трем другим атомам; в теллуре, структура которого представлена извивающимися бесконечными цепями, каждый атом с двух сторон имеет сферы, пересекающиеся со сферами соседних атомов (фиг. 121); наконец, в структуре твердого иода атомы соединены попарно, как в двухатомных молекулах F₂, Cl₂ и т. д. Характерно, что для элементов четвертой группы все связи являются только гомополярными. Для последующих же групп (пятой, шестой и седьмой) связи между гомополярно соединенными группами являются вандерваальсовскими, т. е. очень слабыми. Склонность к гомополярной связи, естественно, противодействует образованию плотных упаковок в структурах.

Таким образом, в идентичных структурах мышьяка, сурьмы и висмута каждый атом должен быть более тесно связан с тремя из шести соседних атомов. Структуру можно представить в виде несколько искаженного куба, как бы превращенного в ромбоэдр с расположением атомов в углах (фиг. 122), причем искажение должно пройти таким образом, чтобы каждый атом с тремя из шести соседних имел бы более короткие межатомные расстояния. Сферы в таком случае должны быть как бы вмяты друг в друга (фиг. 122). Наибольшие различия в этих расстояниях установлены для мышьяка, наименьшие — для висмута. Соответственно для мышьяка, сурьмы и висмута углы *α* составляют: 94°54', 92°53' и 92°20', т. е. ромбоэдрические ячейки действительно близки к кубическим. Их можно рассматривать как гранцентрированные ромбоэдрические ячейки. Кристаллы обладают совершенной спайностью по {0001}, которая, как можно видеть из приведенной на рисунке структуры (фиг. 122), проходит так, что не нарушает более тесных связей между атомами, т. е. между слоями, соединенными между собой вандерваальсовскими силами связи.



Фиг. 122. Кристаллическая структура сурьмы



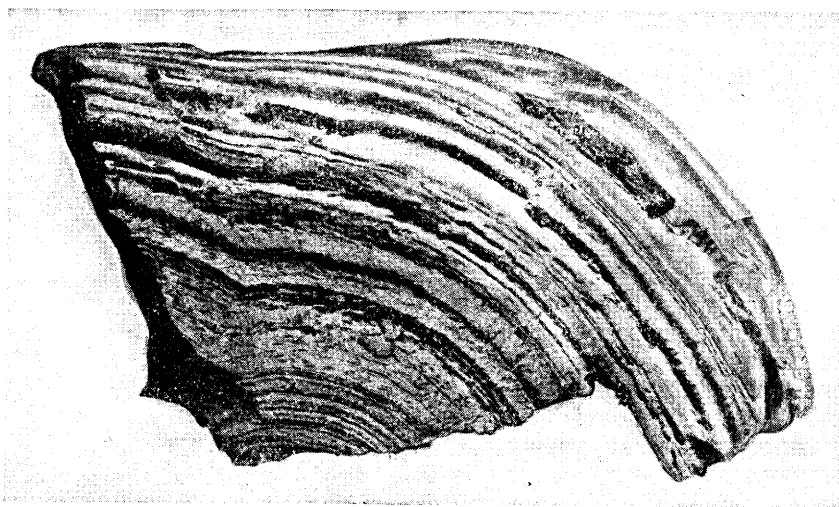
Фиг. 121. Кристаллические структуры олова (белого), сурьмы, теллура и иода, изображенные в одном масштабе

МЫШЬЯК — As. Встречается сравнительно редко и обычно в небольших количествах. Описана также другая, пока точно не установленная модификация самородного мышьяка под названием арсеноламприт.

Химический состав. Содержание As 84—98%. Примеси: Sb (1.7—9.2%), реже Ag, Fe, Ni, иногда Bi и V. Возможно, что содержание Ni, Fe и Bi обусловлено механическими включениями посторонних

минералов (самородного висмута и арсенидов никеля и железа, с которыми самородный мышьяк встречается иногда в тесном сростании).

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. L^3L^23PC . **Облик кристаллов.** Кристаллы крайне редки; имеют ромбоэдрический или псевдокубический облик. **Агрегаты.** Обычно наблю-



Фиг. 123. Обломок крупной почки самородного мышьяка. Нат. вел.
На выветрелой поверхности хорошо видно концентрически-зональное строение

дается в виде корок с натечной почковидной поверхностью, сталактитов, скорлуповатых образований (фиг. 123), в изломе обнаруживающих кристаллически-зернистое строение.

Цвет мышьяка в свежем изломе оловянно-белый. С течением времени довольно быстро становится желто-бурым, а затем черным. **Черта** серая, оловянно-белая. **Блеск** металлический, сильный (в свежем изломе); быстро тускнеет и становится матовым на окислившейся, почерневшей с течением времени поверхности. Отражательная способность в полированных шлифах относительно высокая — 58 (но гораздо ниже, чем у сурьмы и висмута). Сильно анизотропен. Характерно двуотражение.

Твердость 3.5. **Хрупок.** **Спайность** совершенная по {0001} и несовершенная по {0112}. **Излом** зернистый. **Уд. вес** 5.63—5.78.

Диагностические признаки. Самородный мышьяк довольно легко узнается по форме выделений, почерневшей поверхности, значительному удельному весу, сильному металлическому блеску в свежем изломе и совершенной спайности. П. п. тр. улетучивается, не плавясь (при температуре около 360°), давая характерный чесночный запах и белый налет As_2O_3 на угле. В жидкое состояние переходит лишь при повышенном внешнем давлении (см. фиг. 7 на стр. 37). В закрытой трубке образует зеркало мышьяка. При резком ударе молотком также издает чесночный запах.

Происхождение. Мышьяк встречается в гидротермальных месторождениях в виде метакolloидных образований в пустотах, образуясь, очевидно, в последние моменты гидротермальной деятельности. В ассоциации с ним могут встречаться различные по составу мышьяко-

вистые, сурьмянистые, реже сернистые соединения никеля, кобальта, серебра, свинца и др., а также нерудные минералы.

В литературе имеются указания на вторичное происхождение мышьяка в зонах выветривания месторождений мышьяковистых руд, что, вообще говоря, мало вероятно, если учесть, что в этих условиях он очень неустойчив и, быстро окисляясь, разлагается полностью. Черные корочки состоят из тонкой смеси мышьяка и арсенолита (As_2O_3). В конце концов образуется чистый арсенолит.

Месторождения. На территории СССР самородный мышьяк был встречен в нескольких месторождениях. Из них отметим: Садо́нское гидротермальное свинцово-цинковое месторождение, где он неоднократно наблюдался в виде почковидных масс на кристаллическом кальците с галенитом и сфалеритом. Крупные почкообразные скопления самородного мышьяка с концентрически-скорлуповатым строением были встречены на левом берегу р. Чикоя, в Забайкалье. В парагенезисе с ним наблюдался лишь кальцит в виде оторочек на стенках тонких жил, секущих древние кристаллические сланцы. В виде обломков мышьяк был найден также в районе ст. Джалинда (Амурской ж. д.) и в других местах.

В ряде месторождений Саксонии (Фрейберг, Шнееберг, Аннаберг и др.) самородный мышьяк наблюдался в ассоциации с сернистыми и мышьяковистыми соединениями кобальта, никеля, серебра, самородным висмутом и др.

Все эти и другие находки этого минерала практического значения не имеют.

Арсеноламприт описан в виде сплошных масс волокнистого строения. Цвет свинцово-серый. Черта черная. Блеск металлический. Тв. 2. Спайность в одном направлении. Уд. вес 5.3—5.5. Рентгенометрические исследования хотя и показали значительное сходство с ромбоэдрической модификацией мышьяка, но все же не дали окончательного ответа. Встречен в Мариенберге (Саксония), Сан-Мари-о-Минь, Эльзас (Франция), Копиапо (Чили).

АЛЛЕМОНТИТ — $AsSb$. Тригон. с. Редкий. Содержание As 38,1%, Sb 61,9%. При этих или близких к ним соотношениях мышьяка и сурьмы мы имеем дело с однородным и устойчивым при низких температурах минералом. При других соотношениях этих металлов образующиеся при высоких температурах твердые растворы при охлаждении распадаются с образованием двух фаз как продуктов распада: аллемонтита и As или Sb (в зависимости от того, какой из них находился в избытке против формулы $AsSb$).

Аллемонтит наблюдался в почковидных образованиях с зернисто-кристаллическим строением в изломе. Цвет его оловянно-белый; он темнеет и становится буровато-черным с поверхности. Черта серая. Блеск металлический, сильный (в свежем изломе). Тв. 3—4. Спайность совершенная в одном направлении. Уд. вес 5.8—6.2. П. п. тр. дымит (окисляющиеся пары As и Sb) и сплавляется в металлический королек. В закрытой трубке довольно легко дает зеркало мышьяка и королек сурьмы.

Встречается в ассоциации с самородным мышьяком, арсенолитом (As_2O_3), самородной сурьмой, антимонитом, сфалеритом, кварцем, карбонатами и другими минералами в гидротермальных жилах, например, в месторождениях: около Аллемонта, департамент Изер (Франция), Пршибрам (Чехословакия), Андреасберг, Гарц (Германия), Мариенберг (Саксония) и др. Очень интересные находки аллемонтита почти без продуктов распада твердого раствора были встречены в литневых пегматитах Варутреска (Швеция) как продукт позднейших эндогенных образований в ассоциации с альбитом, турмалином, лепидолитом, кварцем и др.

СУРЬМА — Sb . Тригон. с. Встречается редко. Кристаллы псевдокубического облика или толстотаблитчатые. Нередко в почковидных формах с кристаллически-зернистым строением. Цвет оловянно-белый. Наблюдается желтая побежалость. Черта серая. Блеск металлический, сильный. Отражательная способность высокая—68. Тв. 3—3.5. Отличается большой хрупкостью. Спайность по {0001} совершенная, иногда по {0112} ясная. Уд. вес 6.61—6.72. П. п. тр. на угле в восстановительном

пламени легко плавится (630°), а в окислительном — сгорает, давая белый налет и дым Sb_2O_3 без запаха. В HCl не растворяется. В царской водке дает раствор $SbCl_5$.

Встречается как низкотемпературный минерал в гидротермальных месторождениях мышьяково-серебряных и сурьмяных руд в ассоциации с антимонитом, сфалеритом, галенитом, пиритом, кварцем и др. При выветривании переходит в окислы, в частности валентинит (Sb_2O_3). Описана в месторождениях Пришибрам (Чехословакия), Андреасберг, Гарц (Германия), Аллемонт, Изер (Франция) и др. У нас сурьма описана в золоторудном месторождении Кулунджун в Калбинском хребте (Восточный Казахстан).

ВИСМУТ — Bi. Самородный висмут, хотя встречается значительно чаще, чем мышьяк и сурьма, все же принадлежит к числу довольно редких минералов и обычно не дает крупных скоплений.

Химический состав. Как правило, висмут почти чистый. В виде примесей к нему устанавливаются в очень незначительных количествах или в виде следов Fe, S, As и Sb.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. L^3ZL^2ZPC . В кристаллах висмут встречается крайне редко, причем они обычно плохо образованы. Чаще наблюдается в виде вкрапленных зерен, иногда крупных, листоватых или зернистых агрегатов. Встречаются также перистые дендриты.

Цвет висмута в свежем изломе серебрино-белый, с желтоватым оттенком; с течением времени проявляется характерная красноватая побелость. **Черта** серая. **Блеск** металлический, сильный. Отражательная способность в полированных шлифах высокая — 68.

Твердость 2.5. Слабо ковок. **Спайность** весьма совершенная по {0001} и средняя по {10 $\bar{1}$ 2}. **Уд. вес** 9.70—9.83 (а в жидком состоянии 10.03). **Прочие свойства.** Температура плавления около 270°. Точка кипения около 1450°. Обладает диамагнитными свойствами.

Диагностические признаки. Висмут легко узнается по слабому желтовато-красноватому оттенку побелости, сильному металлическому блеску, совершенной спайности, относительно низкой твердости и относительно высокому удельному весу.

П. п. тр. очень легко плавится; при продолжительном дутье испаряется, образуя налеты на угле, которые вначале имеют белый цвет, но потом окрашиваются в оранжево-желтый, а по охлаждении — в лимонно-желтый цвет. При сплавлении с KJ и S образует на угле характерный налет с яркокрасной каймой BiJ_3 (реакция на Bi). Легко растворяется в HNO_3 ; из раствора по разбавлению выпадает белый осадок.

Происхождение и месторождения. Почти все известные находки висмута приурочены к образованиям гидротермального происхождения.

В одних случаях он генетически тесно связан с высокотемпературными образованиями изредка в пегматитах, чаще в оловянно-вольфрамовых месторождениях в ассоциации с такими минералами, как арсенопирит, висмутин, вольфрамит, молибденит, касситерит, топаз, берилл, турмалин и др.

В других случаях самородный висмут бывает тесно связан с мышьяковистыми соединениями никеля, кобальта, урановыми минералами, сернистыми соединениями серебра, свинца, цинка и др. Таковы, например, ассоциации в многочисленных жильных месторождениях Рудных гор (на границе Саксонии и Богемии) — Шнееберг, Аннаберг, Яхимов и др. В более значительных количествах вместе с висмутином — Bi_2S_3 он встречается в кварцево-баритовых жилах Боловйских месторождений Тасна, Оруро и др.

В Западной Австралии в Новом Южном Уэльсе известен редкий тип месторождений самородного висмута в пегматитах — Чиллагу.

Квинслэнд и Кинсгейт, где встречались крупные массы сплошного висмута.

Промышленные скопления самородного висмута образуются очень редко. Обычно он добывается попутно с другими висмутовыми минералами.

7. ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ с As, Sb и Bi

Выше мы уже отметили целый ряд интерметаллических соединений, таких, как Hg_3Ag_2 , $PdHg$, $PtFe$, $PtCu$, $AsSb$ и др. Здесь опишем подобные же соединения определенного состава типичных металлов с полуметаллами As, Sb и Bi. Обычно они рассматриваются в разделе сернистых и им подобных соединений, однако по многим свойствам они стоят гораздо ближе к самородным элементам, нежели к типичным арсенидам, антимонидам и другим соединениям этого типа.

		a_0	b_0	c_0
Горсфордит	Cu_6Sb ?			
Домейкит	Cu_3As Кубич. с.	9.592		
Альгодонит	Cu_3As Гексаг. с.	2.581		4.220
Гунтилит	Ag_3As ?			
Дискразит	Ag_3Sb Ромбич. с.	2.990	4.820	5.225
Стибиопалладинит	Pd_3Sb Кубич. с. ?			
Линерит	Ni_3As Кубич. с.			
Мальдонит	Au_2Bi " "	7.942		

Здесь же опишем оригинального состава следующие минералы:

Паркерит	$Ni_3Bi_2S_2$ Ромбич. с.	4.02	5.52	5.72
Хизлеудит	Ni_3S_2 Тригон. с.	5.730		7.125

ГОРСФОРДИТ — Cu_6Sb или Cu_5Sb . Сингония не известна. Наблюдался в сплошных массах серебрино-белого цвета с металлическим блеском, тускнеющим со временем. Тв. 4—5. Хрупкий. Спайность отсутствует. Уд. вес 8.812. Встречен близ Митиле-ны (Турция). Искусственно получено соединение $Cu_{11}Sb_2$.

ДОМЕЙКИТ — Cu_3As . Кубич. с. Устойчив ниже 225°C. Стибидомейкит — разновидность, содержащая Sb. Наблюдался в почковидных массах. Цвет оловянно-белый до стально-серого. Блеск металлический, тускнеющий. Свежий излом покрывается радужной побелостью. Оптически изотропный. Тв. 3—3.5. Спайность отсутствует. Излом неровный. Уд. вес 7.2—7.7. Встречен в Сан-Антонио, близ Копиапо в Атакаме, в Кокимбо и в других местах Чили, а также в Мичиган Могавк в районе Верхнего озера (США), Лонгбан (Швеция), Церро де Царакатас (Мексика) и в других местах.

При нагревании выше 225° переходит в гексагональную модификацию — β -домейкит (по В. И. Михееву). $a_0 = 7.088$ Å и $c_0 = 7.232$ Å. По рентгенометрическим данным, как показал В. И. Михеев, с ним совпадает природный синевато-серый арсенид меди, названный Гакота « γ -альгодонитом».

АЛЬГОДОНИТ — Cu_3As . Гексаг. с. γ -домейкит. Состав непостоянный. Содержит также Ag (аргентоальгодонит). Наблюдался в виде тонких кристаллических корок. Цвет стально-серый до серебрино-белого. Блеск в свежем изломе металлический, сильный; с течением времени тускнеет. Оптически слабо анизотропен. Тв. 4. Спайность отсутствует. Уд. вес 8.38. Встречен в месторождении серебра Альгодон, Кокимбо (Чили), в месторождениях меди в районе Верхнего озера (США).

ГУНТИЛИТ — Ag_3As . Синоним: арсенаргентит. Слабо изучен. В сплошных массах серебрино-белого цвета. Блеск металлический, тускнеющий. Под микроскопом не всегда однородный. Оптически изотропен. Тв. меньше 3. Спайность отсутствует. Встречен на острове Сильвер в Верхнем озере (Сев. Америка).

ДИСКРАЗИТ — Ag_3Sb . Ромбич. с. Псевдогексагональный. Кристаллы редки, имеют пирамидальный облик. Обычно наблюдается в листоватых или зернистых агрегатах серебрино-белого цвета. Черта серебрино-белая. Блеск металлический, сильный; тускнеет. Отражательная способность высокая — 65. Слабо анизотропен. Тв. 3.5—4. Спайность по (001) и (011) средняя. Излом неровный. Уд. вес 9.74. П. п. тр. плавится в королек серебра. Разлагается HNO_3 с выделением Sb_2O_3 .

Встречается иногда в значительных массах, например в месторождении Вольфах, Баден (Германия), вместе с галенитом, сульфидами серебра, баритом; в руднике Консолс, Брокен-Хилл (Австралия), с штрмейеритом, тетраэдритом, галенитом.

и другими минералами; в месторождении Кобальт, Онтарио (Канада), с минералами серебра, никеля и в ряде других мест. Получен искусственным путем.

СТИБИОПАЛЛАДИНИТ — Pd_3Sb . Кубич. с? Встречается в виде неправильных и округлых зерен серебристо-белого цвета с металлическим блеском. Оптически изотропен или слабо анизотропен. Тв. 4—5. Спайность отсутствует. Излом неровный. Уд. вес 9.5. В ассоциации с сперрилитом — PtAs_2 стибнопалладинит был найден в контактово-метасоматических и пегматитовых образованиях в Трансваале (Поттигерсрест и Твинфонтейн) в генетической связи с Бушвельдским платиноносным комплексом (Ю. Африка). Получен искусственным путем.

ДИНЕРИТ — Ni_3As . Кубич. с. Содержит также Co 1.29%. Цвет серовато-белый. Блеск металлический, сильный. Встречен в кубических кристаллах до 0,5 см в поперечнике — Радштадт, Зальцбург (Австрия). Получен искусственным путем.

МАЛЬДОНИТ — Au_2Bi . Кубич. с. Данные химических анализов почти точно отвечают формуле. В зернистых массах серебристо-белого цвета с розоватым оттенком (в свежем изломе). Обладает металлическим блеском, тускнеет, покрывается медно-красной побежалостью. Тв. 1.5—2. Ковкий. Спайность по (100) средняя. Уд. вес 15.46. Температура плавления 373°. Растворим только в царской водке. Под микроскопом устанавливается тонкое мirmekитовое срастание самородных золота и висмута, являющихся, очевидно, продуктом распада интерметаллического соединения Au_2Bi . Природное вещество не отвечает искусственно полученному сплаву. Мальдонит встречался в дайках аплита и грейзеноподобных зонах в граните около Мальдон, Виктория (Австралия), в ассоциации с самородным золотом.

ПАРКЕРИТ — $\text{Ni}_3\text{Bi}_2\text{S}_2$. Ромбич. с. Очень редкий. Содержание (в %): Ni 26.7, Bi 63.6, S 9.7. Содержит также Pb^1 . Встречен в виде неправильной формы зерен светлорозового цвета. С течением времени тускнеет. Черта черная, блестящая. Блеск металлический, сильный. Под микроскопом характерны полисинтетические двойники и сильный анизотропизм. Тв. 3. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 8.4. Не магнитен. Хорошо проводит электричество. Растворим в концентрированной HNO_3 . Получен искусственным путем.

Описан в Седбери, Онтарио (Канада) в ассоциации с галенитом и другими сульфидами, арсенидами и теллуридами. Ранее описанный Шольтцем в Инсизве (Южная Африка) под этим же названием минерал состава Ni_2S_3 или NiS_2 , повидному, идентичен с паркеритом (рентгенограммы сходны). Содержание висмута определено не было.

ИЗЛЕВУДИТ — Ni_3S_2 . Тригон. с. Содержание (в %): Ni 72.13, S 25.96, Fe 0.55. Цвет бронзовый, тусклый; в полированных шлифах — желтовато-кремовый. Черта светлорозовая. Блеск металлический. Тв. 4. Уд. вес 5.82. Не магнитен. Получено совершенно аналогичное соединение искусственным путем. Встречен в срастаниях с магнетитом в серпентине.

8. ГРУППА СЕРЫ

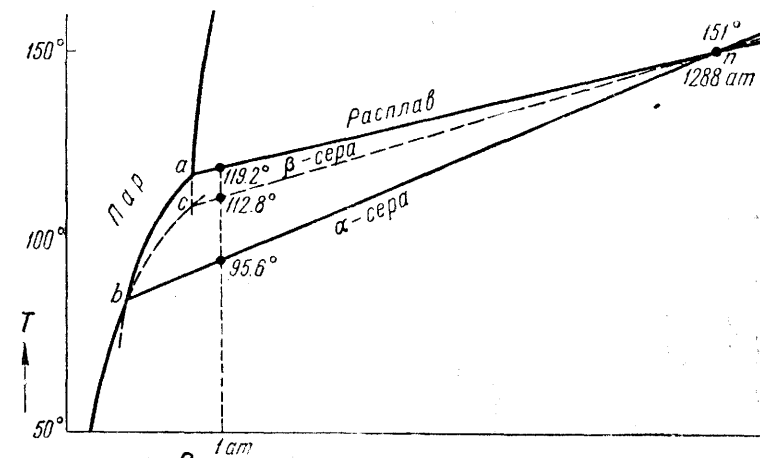
Здесь отнесены самородные элементы шестой группы таблицы Менделеева: сера, селен и теллур. Из них сера является типичным металлоидом, тогда как селен и особенно теллур обладают свойствами полуметаллов.

Для самой серы устанавливаются три полиморфные модификации, из которых в природных условиях устойчивой является лишь ромбическая модификация — α -сера. При атмосферном давлении выше 95.6° она переходит в β -сера моноклинной сингонии, а при охлаждении вновь возвращается в прежнее кристаллическое состояние. γ -сера также моноклинная, но неустойчивая при атмосферном давлении при всех температурах. При комнатной температуре превращается в α -сера. Другие три искусственно полученные полиморфные модификации серы в природных условиях не встречаются.

		a_0	b_0	c_0	β
α -сера	S Ромбич. с.	10.48	12.92	24.55	96°44'
β -сера	S Монокл. с.	10.90	10.96	11.02	
γ -сера	S				
Селен	Se Тригон. с.	4.34		4.95	
Теллур	Te " "	4.445		5.91	
Селенистый теллур. (Te,Se)					

¹ Искусственно установлен изоморфный ряд: $\text{Ni}_3\text{Bi}_2\text{S}_2$ — $\text{Ni}_3\text{Pb}_2\text{S}_2$.

Модификации α - и β -серы довольно детально изучены в физико-химическом отношении. На фиг. 124 показано приблизительное положение кривых упругостей пара α - и β -серы. Левая часть изображенной системы была рассмотрена ранее (см. фиг. 19 на стр. 58). Напомним лишь, что линия an отвечает точкам температур плавления



Фиг. 124. Однокомпонентная система — сера
Точка n нанесена не в масштабе диаграммы

α -серы при разных значениях внешнего давления; bn — точкам температуры перехода α -серы в β -серу и обратно; cn — точкам плавления α -серы в случаях перегретого неустойчивого состояния¹.

Как можно видеть из этой диаграммы, полиморфные превращения ромбической и моноклинной (β) серы имеют энантиотропный характер, что в действительности и устанавливается в природных условиях.

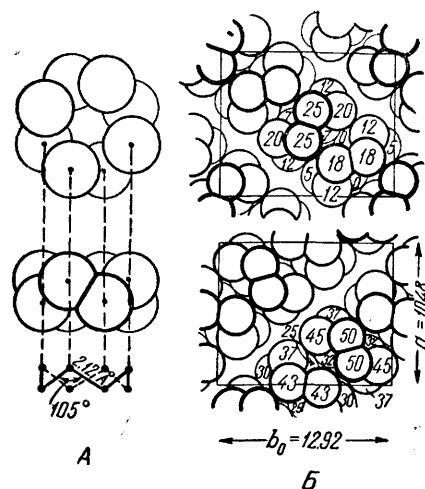
α -СЕРА — S. Эту, наиболее устойчивую модификацию называют обычно ромбической серой или просто серой.

Химический состав. В ряде случаев устанавливается химически чистая сера, но обычно она бывает загрязнена посторонними механическими примесями: глинистым или органическим веществом, каплями нефти, газами и пр. Известны также редкие разновидности с изоморфной примесью Se обычно до 1%, изредка до 5.2% — селенистая сера, а также Te, иногда As и в исключительных случаях Tl.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$.
Кристаллическая структура. Согласно рентгенометрическим исследованиям, ромбическая сера обладает молекулярной и притом очень

¹ Так как удельные веса α - и β -серы и расплава соответственно равны 2.07, 1.96 и 1.81, то очевидно, что переход ромбической серы в моноклинную (β) и затем переход последней в расплавленное состояние сопровождаются увеличением объема. Следовательно, согласно постулату Ле-Шателье (закон действия и противодействия), как точки перехода, так и точки плавления должны повышаться с увеличением давления, причем, как установлено экспериментально, первые повышаются сильнее, чем вторые. Поэтому линии температур перехода и температур плавления должны где-то пересечься. Тамман показал, что это происходит при температуре 151° и давлении 1288 ат (на фиг. 124 эта точка фактически должна была лежать далеко за пределами рисунка). Таким образом, если мы расплавим серу при температуре около 120° и искусственно будем создавать увеличение внешнего давления примерно до 1000 ат, то будем иметь тот же цикл превращений, что и при понижении температуры при постоянном давлении в 1 ат. В природе, однако, подобные условия превращений не имеют места.

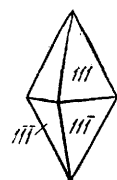
сложной решеткой. В кристаллической структуре, так же как и в структуре теллура (см. фиг. 121), каждый атом серы с двух сторон имеет сферы, пересекающиеся со сферами соседних атомов; но, в отличие от теллура, в структуре самородной серы мы имеем не бесконечно извивающиеся цепочки связанных таким способом атомов, а цепочки, состоящие из 8 атомов и замкнутые в виде зигзагообразно «сморщенного» кольца (фиг. 125 А). Отсюда — молекула серы S_8 . Расстояние между атомами $S-S=2.12$. Элементарная ячейка сложена



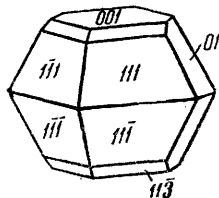
Фиг. 125. Кристаллическая структура ромбической серы

А — вид восьмиатомного кольца (молекулы) перпендикулярно оси и параллельно ей; ниже дана схема расположения центров атомов серы; Б — два участка структуры высотой $\frac{1}{2}$ оси с, спроектированные вдоль этой оси; при наложении нижнего участка на верхний будем иметь половину высоты элементарной ячейки.

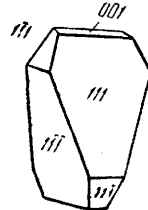
16 такими электрически нейтральными молекулами (кольцами), очень слабо связанными друг с другом вандерваальсовской связью. Расположены они так, как это показано на фиг. 125 Б, где отдельные кольца видны в профиль. **Облик кристаллов.** Кристаллы чаще имеют пирамидальный (фиг. 126) или усеченно-пирамидальный вид (фиг. 127), реже сфеноэдрический (фиг. 128) Характерные формы: $\{001\}$, $\{011\}$, $\{111\}$, $\{11\bar{3}\}$ и др. Двойни-



Фиг. 126. Кристалл серы дипирамидального облика



Фиг. 127. Кристалл серы усеченно-дипирамидального облика



Фиг. 128. Сфеноэдрический кристалл серы

ки редки — с плоскостью срастания $\{111\}$, иногда по $\{011\}$ и $\{110\}$. **Агрегаты.** Часто встречается в сплошных, иногда землистых массах. Изредка наблюдаются натечные почковидные формы и налеты (в районах вулканических извержений).

Цвет. У α -серы наблюдаются различные оттенки желтого цвета: соломенно-желтый, медово-желтый, желтовато-серый, бурый и черный (от углеродистых примесей). **Черты** почти не дает, порошок слабо желтоватый. **Блеск** на гранях алмазный, в изломе жирный. В кристаллах просвечивает.

Оптические константы. Показатели преломления (для Na-света): $N_g = 2.240-2.245$, $N_m = 2.038$, $N_p = 1.951-1.958$; $N_g - N_p = 0.287$. Оптически положительна. $2V = 69^\circ$.

Твердость 1—2. Хрупка. **Спайность** несовершенная по $\{001\}$, $\{110\}$ и $\{111\}$. **Уд. вес** 2.05—2.08. **Прочие свойства.** Электропроводность и теплопроводность очень слабые (хороший изолятор). При трении заряжается отрицательным электричеством. Растрескивается от теплоты руки.

Диагностические признаки. Характерны цвет, низкая твердость, хрупкость, низкий удельный вес, жирный блеск в изломе кристаллов и легкоплавкость.

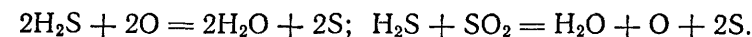
П. п. тр. и от спички легко плавится (при 112.8°) и загорается голубым пламенем с выделением характерного запаха SO_2 (отличие от похожего на нее аурипигмента As_2S_3). Легко растворима в сероуглероде, скипидаре, керосине, но не разлагается в HCl и H_2SO_4 . Крепкая HNO_3 и царская водка окисляют серу, переводя ее в H_2SO_4 .

Таким образом, самородная сера, как единственный среди рассматриваемых в этом разделе минерал, обладающий молекулярным строением вещества, характеризуется совершенно особыми свойствами. Наличие в решетке в качестве структурных единиц электрически нейтральных молекул S_8 просто объясняет такие свойства, как плохая электропроводность, низкая теплопроводность, слабая связь между молекулами, что выражается в низких температурах плавления и возгонки, слабых механических свойствах, низкой твердости, в отсутствии ясно выраженной спайности, в связи с чем находятся очень неровный излом и жирный блеск, а кольцевая форма структурных единиц (молекул S_8), сильно отличающаяся от формы шара, обуславливает резкую оптическую анизотропию кристаллического вещества, анизотропию теплового расширения и т. д.

Следует добавить, что такие свойства, как небольшой удельный вес и невысокая температура плавления, остроумно используются при добыче самородной серы из глубоко залегающих сероносных пластов: по трубам в буровые скважины нагнетается перегретый водяной пар, и расплавленная сера, освободившись одновременно от посторонних механических примесей, с восходящей струей поднимается на поверхность, где и улавливается самыми простыми способами.

Происхождение. Самородная сера встречается исключительно в самой верхней части земной коры и на ее поверхности. Образуется различными путями.

1. При вулканических извержениях, осаждаясь в виде возгонов на стенках кратеров, в трещинах пород, иногда изливаясь в жидком виде с горячими водами в виде потоков (Япония). Часто ассоциирует с другими продуктами возгона и сульфатами, образовавшимися при воздействии SO_2 на окружающие породы. Возникает в результате неполного окисления сероводорода сольфатар или как продукт реакции его с сернистым газом:



По этим реакциям она получается и искусственным путем.

2. При разложении сернистых соединений металлов, главным образом пирита, в зонах окисления рудных месторождений (по сложным реакциям). Обычно сильно загрязнена различными примесями.

3. При разложении гипсоносных осадочных толщ. Часто наблюдается парагенезис самородной серы с гипсом, на разведенных участках которого она образуется в виде кристаллических и порошковатых масс. Много в этом процессе образования еще не ясно.

4. Осадочным (биохимическим) путем в нормальных осадочных породах (см. фиг. 84 на стр. 149), представленных обычно пластинами, содержащими гипс, твердые и жидкие битумы (асфальт, нефть) и др. Этот тип месторождений широко распространен на земном шаре и имеет большое промышленное значение. При этом основная масса самородной серы образовалась, очевидно, сингенетически, т. е. одновременно с другими осадками. Однако нередко наблюдаются и эпигенетические образования серы во вмещающих породах, происшедшие, по видимому, при позднейшей миграции ее под влиянием тектонических процессов, переноса нефтями, растворами и т. п.

Происхождение серы биохимическим путем связывают с жизнедеятельностью анаэробных бактерий, в результате чего образуется серо водород, неполное окисление которого приводит к выпадению серы.

Практическое значение. Главное применение серы имеет в производстве серной кислоты, используемой во многих отраслях промышленности; затем в сельском хозяйстве (для борьбы с вредителями), в резиновом производстве (процесс вулканизации резины), при изготовлении спичек, фейерверков, красок и пр.

Месторождения. В СССР месторождения самородной серы широко распространены на территории Средней Азии; следует отметить: 1) месторождение Гаурдак, 2) Шор-Су — в трещинах и пустотах различных осадочных пород в парагенезисе с нефтью, озокеритом, гипсом, целестином, кальцитом, арагонитом и др., 3) в Каракумской пустыне — в виде бугров, прикрытых кремнистыми корками, в ассоциации с гипсом, квасцами, кварцем, халцедоном, опалом и др. Большие осадочные месторождения серы имеются в Поволжье (в районе г. Куйбышева) и во многих других местах.

В числе иностранных месторождений большой известностью пользуются крупные месторождения Сицилии, очень мощные месторождения в штатах Тексас и Луизиана (США), связанные с соляными куполами. Интересны по происхождению некоторые месторождения в вулканических районах, образующиеся в виде потоков, застывающих в логах и долинах при излиянии горячих вод с расплавленной серой сольфатарных источников.

β-СЕРА — S. Монокл. с. Синоним: сульфурит. Встречается в виде толстотаблитчатых по (001) или игольчатых кристаллов, почти бесцветных или светложелтого цвета. Иногда бурая, благодаря органическим веществам. Блеск алмазный. $Ng=2.245$, $Nm=2.038$, $Np=1.958$ (в Na-свете); $Ng-Np=0.287$. Оптически отрицательна. $2V=66^\circ$. $Nm=b$; в плоскости (110) $cNp=44^\circ$. Тв. несколько больше, чем у α-серы. Спайность по (110) и (011). Уд. вес 1.96 (меньше, чем у α-серы). Устойчива при атмосферном давлении в интервале температур между 95.6 и 119°. Плавится при 119°. При комнатной температуре превращается в α-серу. Встречается в фумаролах на Везувии и Вулкано (Липарские острова) и в других местах. Выделяется из горячих растворов и расплавов серы при быстром охлаждении.

γ-СЕРА — S. Монокл. с. Синоним: розишкит. Очень редко наблюдается в природе в виде скрытокристаллических масс и мельчайших кристалликов изометрической, таблитчатой и короткопризматической формы. Цвет бледножелтый. Блеск алмазный. Показатели преломления высокие. Оптически отрицательна. $Nm=b$. Тв. низкая. Спайность не наблюдалась. Уд. вес несколько меньше, чем у α-серы. При обыкновенной температуре медленно переходит в α-серу. Вместе с α-серой и β-серой наблюдалась как продукт деятельности фумарол на Вулкано (Липарские острова). В хорошо образованных кристалликах описана в Гавирна около Летовице (Чехословакия), где образуется как продукт разложения пирита. Искусственно получается при возгонке из водных растворов тиосульфата натрия и гидросульфата калия, а также из насыщенных горячих растворов серы в бензоле, толуоле и др. при быстром охлаждении.

СЕЛЕН — Se. Тригон. с. Очень редкий. В игольчатых гибких кристаллах или стекловидных каплеобразных выделениях. Цвет серый. Черта красная. Блеск металлический. В тонких осколках просвечивает красным цветом. Сильно анизотропный. Оптически положительный. $Ng=4.04$, $Nm=3.0$; $Ng-Np=1.04$ (в Na-свете). Тв. 2. Спайность по (0112) средняя. Уд. вес 4.80. П. п. тр. улетучивается в виде бурого дыма с запахом гнилой редиски, давая серебристый налет SeO_2 . Был обнаружен в Хладно (Чехословакия) на горящих кучах угленосных отложений, богатых пиритом. В виде длинных (до 2 см) игольчатых кристаллов образовался в пустотах среди кварцита на руднике Юнайтед Верде, Аризона (США) в искусственно созданных фумарольных условиях.

ТЕЛЛУР — Te. Тригон. с. Очень редкий. В призматических и игольчатых кристалликах и сплошных тонкозернистых и столбчатых агрегатах оловянно-белого цвета. Черта серая. Блеск металлический. Непрозрачный. Отражательная способность высокая — 63. Сильное двуотражение. Тв. 2—2.5. Хрупкий. Спайность по (1010) совершенная и по (0001) несовершенная. Уд. вес 6.1—6.3. П. п. тр. на угле почти целиком улетучивается, слабо окрашивая пламя в зеленый цвет и давая белый на-

лет TeO_2 . Полностью растворим в концентрированной H_2SO_4 с образованием карминово-красного раствора $TeSO_3$.

Как эндогенный минерал, встречается в гидротермальных месторождениях в ассоциации с теллуридами золота и серебра, пиритом, самородным золотом, галенитом и др. в Фасцебайя, Фельзобанья и в других местах Трансильвании (Румыния), а также в Калгурли (Западная Австралия), в Балии (Малая Азия), где были найдены кристаллы самородного теллура до 2 см в поперечнике, Ицу Пеннисула (Япония) и др. У нас теллур был обнаружен в микроскопических зернах в районе месторождения Тырны-Ауз (на Северном Кавказе).

СЕЛЕНИСТЫЙ ТЕЛЛУР — (Te, Se). Тригон. с. ? Отношение Te:Se около 3:2. В сплошных массах шестоватого строения. Цвет серовато-черный. Черта черная. Блеск металлический. Тв. 2—2.5. Спайность призматическая, совершенная. Уд. вес не известен. Встречен в виде включений в кварцево-баритовую жильную породу в серебряном месторождении Эль-Пломо-Тегуцигальпа (Гондурас).

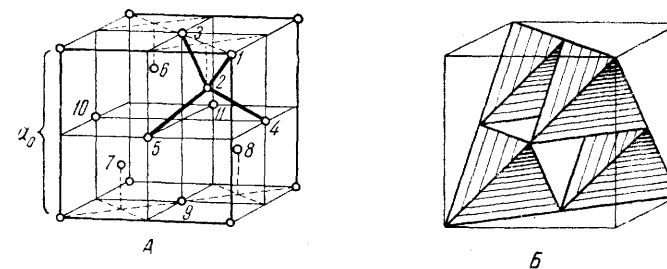
Искусственно теллур и селен при температурах 200—450° образуют непрерывный ряд изоморфных смесей.

9. ГРУППА УГЛЕРОДА

Эта группа минералов занимает совершенно особое положение среди самородных элементов. Она представлена двумя резко различными по физическим свойствам полиморфными модификациями углерода:

		a_0	c_0	Тв.	Уд. вес
Алмаз	. С Кубич. с.	3.5595		10	3.50—3.53
Графит	. С Гексаг. с.	2.47	6.79	1	2.09—2.23

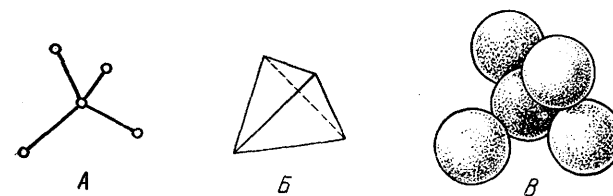
Кристаллическая структура алмаза (фиг. 129 и 130) характери-



Фиг. 129. Кристаллическая решетка алмаза

А—изображение центров атомов; В—та же решетка в виде тетраэдров, вершины и центры которых являются центрами атомов углерода

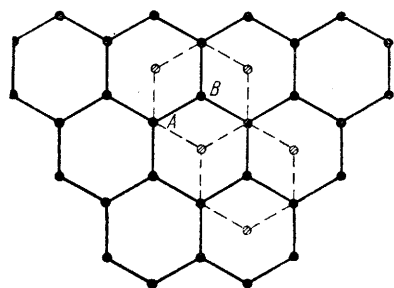
зуется тем, что каждый атом в решетке очень прочно связан исключительно силами гомополярной связи с четырьмя окружающими его



Фиг. 130. Разные способы изображения тетраэдрического расположения атомов
Расстояния центров атомов во всех трех фигурах одинаковы

соседними атомами, тетраэдрически расположенными вокруг него (тип структуры алмаза). Строение этих тетраэдров легко себе представить, если мы против центра плотно уложенных трех шаров положим четвертый и затем, равномерно раздвинув их, поместим в центре полученного тетраэдра пятый шар (фиг. 130 В).

В целом структура алмаза похожа как бы на структуру гранецентрированного куба (ср. с фиг. 105), но отличается от нее тем, что атомы углерода располагаются не только на гранях куба, но также в центрах половинного числа малых кубов, чередующихся с пустыми малыми кубами (фиг. 129). Более наглядно эта структура показана на фиг. 129 Б в виде комбинаций тетраэдров. Легко видеть, что в данном случае не может быть речи о плотнейшей упаковке шаров: между тетраэдрами существуют октаэдрические пустоты. Каждая вершина тетраэдра является общей для четырех смежных тетраэдров. Отсюда нетрудно подсчитать, что на элементарную ячейку алмаза (см. фиг. 129 Б) приходится 8 целых атомов (4 внутри и 16 четвертей по вершинам тетраэдров). Прочные силы гомополярной связи атомов обуславливают ряд свойств: бесцветность, низкую электропроводность, необычайно высокую твердость (самый твердый минерал), весьма высокую

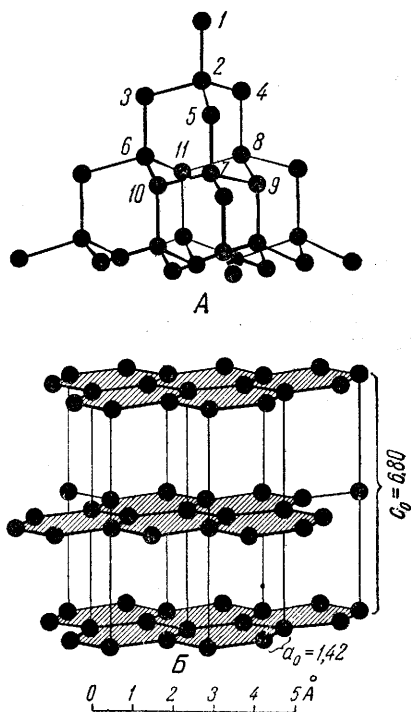


Фиг. 131. Расположение атомов в листах решетки графита

Каждый следующий слой как бы сдвинут на половину расстояния диаметра шестерных колец

устойчивость при широких колебаниях температуры и давления (в частности, при нагреве до температуры 2500° в отсутствие кислорода не обнаруживает никаких изменений), очень высокую устойчивость по отношению к кислотам и щелочам и т. д.

Структура графита весьма существенно отличается от структуры алмаза. Атомы углерода в графите лежат листами, представленными плоскими гексагональными сетками (фиг. 131 и 132 Б). Каждый атом в плоской сетке окружен тремя соседними атомами на расстоянии 1.42 \AA (в алмазе 1.54 \AA), расстояние же между плоскими сетками 3.40 \AA (больше более чем в два раза). Отсюда становится понятным целый ряд свойств графита: его значительно меньший удельный вес по сравнению с алмазом, чрезвычайно легкая расщепляемость на тонкие чешуйки, резко выраженная оптическая анизотропия, а также анизотропия твердости, которую удается установить при очень точных тонких исследованиях (перпендикулярно к плоскости спайности 5.5 по Моосу, а в целом, благодаря очень слабому сцеплению слоев,



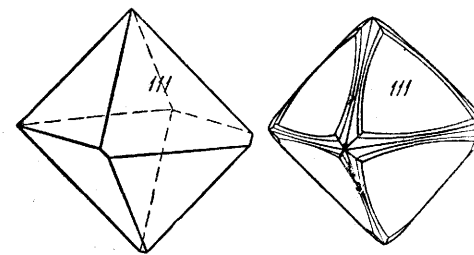
Фиг. 132. Расположение центров атомов в алмазе (А) при горизонтальном расположении плоских сеток (111) и в графите (Б)

настолько мягок, что мажет бумагу и пальцы). Этим же объясняется неоднородность поглощения света, чем и обусловлен черный цвет минерала. Допускают, что тип связи атомов в графите, в отличие от алмаза, в какой-то мере носит металлический характер, т. е. в связях участвуют также «металлические» электроны. С этим вполне увязываются такие свойства, как полуметаллический блеск, высокая электропроводность и др. Но по химической и термической стойкости графит все же близок к алмазу.

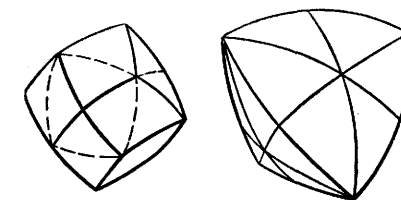
Если мы решетку алмаза изобразим в таком виде, как это показано на фиг. 132 А, т. е. вдоль тройной оси (ср. номера атомов на фиг. 129 А), то в горизонтальных плоских сетках также заметим гексагональные кольца (атомы 6, 11, 8, 9, 7 и 10), с той лишь разницей, что эти сетки не совсем плоские: три атома располагаются несколько выше по сравнению с другими тремя. Этим и объясняется, почему в кристаллах алмаза спайность средняя по {111}, тогда как в графите по {0001} совершенная.

Физико-химические отношения между алмазом и графитом не поддаются экспериментальному изучению. Известно лишь, что алмаз при нагревании около 3000° (в вольтовой дуге без доступа кислорода) переходит в графит и что условия образования его сильно ограничены. В. Эйтель, основываясь на величинах теплот сгорания и тепловой теореме Нернста, пришел к выводу о том, что алмаз при всех температурах и давлениях является неустойчивой модификацией углерода (фиг. 133). Превращение его в стабильную модификацию никогда не происходит самопроизвольно.

АЛМАЗ — С. Название происходит от греческого слова адамас — «непреодолимый» (очевидно, имелись в виду его наивысшая твердость и устойчивость по отношению к физическим и химическим агентам).



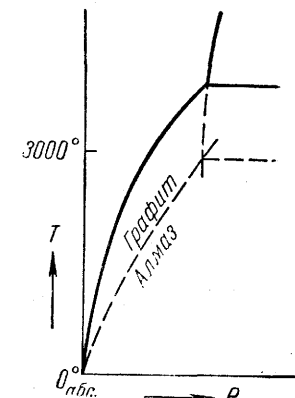
Фиг. 134. Кристаллы алмаза октаэдрического облика



Фиг. 135. Кристаллы алмаза ромбододекаэдрического и тетраэдрического обликов

Разновидности: 1) борт — неправильной формы сrostки и шаровидные лучистые агрегаты; 2) карбонадо — тонкозернистые пористые агрегаты, окрашенные аморфным графитом и посторонними примесями в буровато-черный цвет.

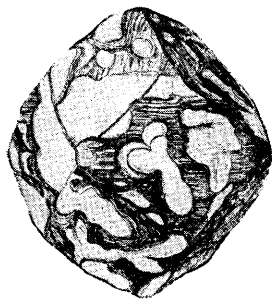
Химический состав. Бесцветные разновидности состоят из чистого углерода. Окрашенные же и непрозрачные разновидности в несгорае-



Фиг. 133. Однокомпонентная система — углерод (схема)

мом остатке, достигающем иногда нескольких процентов, обнаруживают SiO_2 , MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 и др. В виде включений в алмазах нередко наблюдается графит и некоторые другие минералы.

Сингония кубическая; гексатетраэдрический в. с. $3L_4^{24}L^36P$. **Облик кристаллов** октаэдрический (фиг. 134), менее обычен додекаэдрический, редко кубический и изредка тетраэдрический (фиг. 135). Характерные формы: $\{111\}$, $\{100\}$ и $\{110\}$. Грани кристаллов часто бывают представлены выпуклыми и неровными, иногда разъеденными поверхностями (фиг. 136). Наблюдаются двойники срастания по (111) , реже по (100) . Размеры отдельных кристаллов варьируют от мельчайших до очень крупных, весящих несколько сот и даже тысяч карат (метрический карат = 0.2 г). Крупнейшие кристаллы весили (в каратах): «Коллинан» — 3025, «Эксельзиор» — 969.5, «Виктория» 457, «Орлов» 199.6 и др.



Фиг. 136. Кристалл алмаза с искривленными гранями и неправильными фигурами разъедания. Белое — участки гладких выпуклых граней. Из россыпи. Увел. в 17 раз

Цвет. Бесцветный водянопрозрачный или окрашенный в голубой, синий, желтый, зеленый, бурый и черный цвета. **Блеск** сильный алмазный. Показатель преломления $N = 2.40—2.46$.

Твердость 10. Абсолютная твердость в 1000 раз превышает твердость кварца и в 150 раз — корунда. Хрупок. **Спайность** средняя по $\{111\}$. **Уд. вес** 3.47—3.56. Электропроводность слабая.

Диагностические признаки. Алмаз является единственным минералом по своей высокой твердости. Характерен также сильный алмазный блеск и часто кривоугольные грани

кристаллов. Мелкие зерна в шлихах легко узнаются по люминесценции, резко проявляющейся в ультрафиолетовых лучах. Цвета люминесценции обычно голубовато-синие, иногда зеленые.

Происхождение. Коренные месторождения алмаза генетически связаны с ультраосновными глубинными изверженными породами: перидотитами, кимберлитами и др. В этих породах кристаллизация алмаза происходит, очевидно, на больших глубинах в условиях высоких температур и давления. Судя по формам и условиям нахождения, алмаз кристаллизовался в магмах одним из первых. Не ясно, кристаллизовался ли алмаз за счет углерода самой магмы или за счет углерода, усваивавшегося из окружающих пород. В ассоциациях с алмазом наблюдались: графит, оливин — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, хромшпинелиды — $(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$, магнетит — FeFe_2O_4 , гематит — Fe_2O_3 и др.

В Бразилии были найдены сростки алмаза с кварцем, что наводит на мысль о возможной генетической связи его иногда также с кислыми изверженными породами.

Россыпные месторождения алмаза, устойчивого в экзогенных условиях, образуются за счет разрушения и размыва алмазоносных пород.

Искусственно алмаз был получен путем реакции щелочных металлов, керосина и костяного масла в закрытых стальных «бомбах» при высокой температуре и давлении. Другие описанные способы получения его вызывают сомнение.

Практическое значение. Совершенно прозрачные алмазы применяются в ювелирном деле как драгоценные камни для изготовления бриллиантов. Для технических целей употребляются мелкие алмазы, а так-

же борт и карбонадо. Главным образом они используются в металлообрабатывающей, камнеобрабатывающей, абразивной и прочих отраслях промышленности.

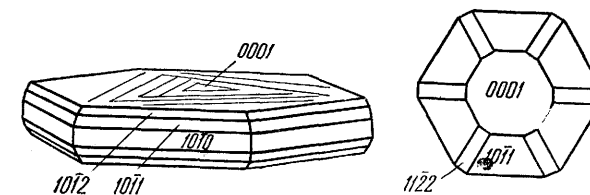
Месторождения. Крупнейшие в мире месторождения алмазов известны в ряде районов Южной Африки: у р. Вааль, в Юго-Западном Трансваале и на юго-западном берегу Африки. Они представлены алмазоносными полуразложенными кимберлитами, заполняющими вместе с обломочными породами гигантские по размерам вертикально уходящие вниз на несколько километров трубчатые полости (диатремы) с эллиптическим или неправильной формы сечением. Образование этих диатрем связывают с грандиозными взрывными процессами, происшедшими на больших глубинах. В некоторых месторождениях добыча алмаза в настоящее время происходит с глубины свыше километра (Кимберлей). Добытая руда («синяя земля») дробится и промывается на специальных обогатительных фабриках. Содержание алмаза в породе составляет 0.000052% (весовых). Отсюда происходят самые крупные алмазы в мире («Коллинан», «Эксельзиор» и др.). Кроме коренных месторождений, в Юго-Западной Африке широко распространены также богатые россыпи в системах рр. Вааль и Оранжевой. Большая добыча алмазов производится также в Бельгийском Конго.

Россыпные месторождения алмазов известны в Бразилии (Минас Жерайж), в Индии, где ведется добыча с древнейших времен и откуда происходят крупные алмазы «Орлов», «Коинур» и др.

ГРАФИТ — С. Название происходит от греческого слова графо — «пишу». Разновидности: графит — скрытокристаллическая разновидность, шунгит — аморфная разновидность, образовавшаяся, повидимому, в результате природного коксования углей.

Химический состав графита редко отличается чистотой. В значительных количествах (до 10—20%) часто присутствует зола, состоящая из различных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 , CuO и др.), иногда вода, битумы и газы (до 2%).

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. L^6L^27PC . **Кристаллическая структура** описана выше. **Облик кристаллов.** Хорошо образованные кристаллы встречаются крайне редко. Они имеют вид шестиугольных пластинок или табличек (фиг. 137), иногда с треугольными штрихами на грани (0001) . Характерные формы: $\{0001\}$, иногда $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}0\}$ и др. В метеоритах были найдены псевдоморфозы по кубическим кристалликам алмаза (клифтонит). **Агрегаты** часто тонкочешуйчатые. Реже распространены шестоватые или волокнистые массы.



Фиг. 137. Кристаллы графита

Цвет графита железно-черный до стально-серого. **Черта** черная блестящая. **Блеск** сильный металловидный, у скрытокристаллических агрегатов матовый. Оптически отрицателен. Показатель преломления $N_m = 1.93—2.07$. В тончайших листочках просвечивает серым цветом. В полированных шлифах обладает сильным двуотражением и резко выраженной анизотропией.

Твердость 1, у шунгита — 3.5; обусловлена очень слабыми связями между слоями в решетке. В тонких листочках гибок. Жилен на ощупь. Мажет бумагу и пальцы. Как указывалось, в тех случаях, когда рас-

щепление по спайности затруднено, твердость в направлении, перпендикулярном спайности, по некоторым данным достигает 5,5. **Спайность** совершенная по {0001}. **Уд. вес** 2,09—2,23 (изменяется в зависимости от степени дисперсности и наличия тончайших пор). У шунгита уд. вес 1,84—1,98. **Прочие свойства.** Обладает высокой электропроводностью.

Диагностические признаки. Легко узнается по цвету, низкой твердости и жирности на ощупь. От сходного с ним молибденита (MoS_2) отличается более темным железно-черным цветом и более слабым блеском.

П. п. тр. не плавится. При накаливании в струе кислорода сгорает труднее, нежели алмаз. Улетучивается, не плавясь, лишь в пламени вольтовой дуги. В кислотах не растворяется. Порошок в смеси с KNO_3 при нагревании дает вспышку.

Происхождение. В природе графит образуется при восстановительных процессах в условиях высоких температур.

Встречается иногда среди магматических горных пород различного состава. Источником углерода во многих случаях являются вмещающие углеродсодержащие горные породы.

Известны случаи находок графита в пегматитах (долина Строна в Италии). Встречаются контакто-пневматолитовые месторождения на контактах известняков с изверженными породами в провинциях Онтарио и Квебек в Канаде, а также жильные месторождения крупнолистоватого графита, например на о. Цейлоне.

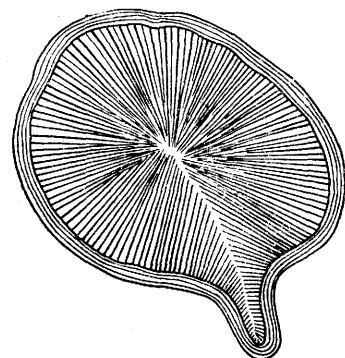
Широко распространены метаморфические месторождения графита, возникшие за счет каменных углей или битуминозных отложений в условиях регионального метаморфизма или под влиянием высокой температуры интрузий магмы.

Искусственно графит может быть получен разными способами. В частности, он получается из антрацита при температурах выше 2200° . Этим способом в электрических

печах получают значительные массы графита, используемого в промышленности. Особый интерес представляют опыты Люци, получившего графит в виде шестиугольных пластинок из силикатового расплава в смеси с сажей и фтористым кальцием при медленном охлаждении расплава. В виде мелких чешуек графит устанавливается в сильно углеродистых чугунах и других сплавах.

Практическое значение. Графит применяется для самых различных видов производства: для изготовления графитовых тиглей, в литейном деле, в производстве карандашей, электродов, для смазки трущихся частей, в красочной промышленности и др.

Месторождения. К числу крупных месторождений графита в СССР относится Алиберовское в Тункинских горах. Графит залегает среди изверженных пород (сиенитов) в виде штоков и представляет собой смесь прекрасного по качеству чешуйчатого или мелкокристаллического графита с магматическими минералами (микроклинном, нефелином и др.). Местами по окраинам эти тела сопровождаются грубозернистым известняком. Сами магматические породы также содержат



Фиг. 138. Выделения графита радиально-лучистого строения. По Е. Е. Костылевой и А. Н. Лабунцову. Наружная корочка состоит из чешуек, ориентированных по касательным плоскостям

графит. Очень интересны графитовые образования типа секретий (фиг. 138), распространенные среди плотных масс графита. Эти неправильной формы тельца имеют наружную корочку из тангенциально ориентированных чешуек и радиально-лучистое строение внутренней части. Образование графита связывают с восстановлением CO , выделявшейся при поглощении магмой известняков.

Вдоль северо-западного побережья Азовского моря (севернее г. Жданова и Осипенко) и в других местах Украины разрабатываются вкрапленные крупночешуйчатые графитовые руды, залегающие в виде выветрелых на поверхности пластов в древних метаморфических породах — гнейсах. Интересно, что секущие пегматитовые и аплитовые жилы в зальбандах содержат крупнокристаллические гексагональные индивиды графита, тогда как по направлению к центральной зоне этих жил он становится мелкокристаллическим или вовсе исчезает.

Из иностранных месторождений следует отметить: 1) месторождения на о. Цейлоне в виде многочисленных маломощных жил, содержащих крупночешуйчатый графит высокого качества; 2) крупные месторождения на о. Мадагаскаре, в Австралии и США среди глубоко метаморфизованных осадочных пород, прорезанных пегматитовыми и кварцевыми жилами, часто с турмалином, графитом, бериллом и другими минералами.

10. ГРУППА БЛАГОРОДНЫХ И ДРУГИХ САМОРОДНЫХ ГАЗОВ

К этой группе прежде всего относятся химически инертные газы: гелий — He, неон — Ne, аргон — Ar, криптон — Kr, ксенон — Xe и радон — Rn, занимающие в менделеевской таблице особое положение, а затем — водород, кислород и азот.

В атмосфере и во многих газообразных выделениях из минеральных источников, а также в газовых струях из недр земной коры, элементы благородных газов находятся в определенном соотношении (за исключением гелия и радона). Неравномерное распределение в природных газах гелия объясняют дополнительным образованием его путем распада радиоактивных элементов. Радон (эманация радия) является также одним из промежуточных продуктов распада элементов уранового ряда.

Из группы благородных газов наибольшее значение для нас имеет гелий.

ГЕЛИЙ — He. Впервые был установлен английским астрономом Локкайером при спектральном анализе атмосферы Солнца во время затмения в 1868 г., т. е. на 27 лет раньше, чем он был открыт Рамзаем на Земле (при нагревании минерала уранинита). Название этого газа происходит от греческого слова гелиос, что означает «солнце».

Гелий обычно встречается в смеси с другими газами, главным образом с углеводородами и азотом, и притом в очень небольших количествах, изредка достигающих нескольких процентов.

Физические свойства. Бесцветный и не имеющий запаха газ с атомным весом 4,003 (т. е. являющийся вторым по легкости из всех известных нам в природе веществ). Его плотность по отношению к воздуху равна 0,1368. Кубический метр гелия весит 0,1794 кг. Превращается в жидкость около 4° абс. (абсолютный нуль равен -273°C). При атмосферном давлении она не переходит в твердое состояние даже при абсолютном нуле. Это — единственная жидкость, не замерзающая

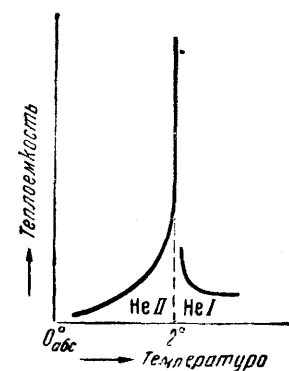
при сколько угодно низких температурах. Превратить ее в твердое состояние удалось лишь под давлением около 25 ат.

Установлено, что жидкий гелий существует в двух видоизменениях: He I и He II с точкой перехода около 2° абс. (выше этой температуры устойчив He I, ниже He II). Эта точка определяется по перелому кривой плотности, но еще резче скачком по кривой теплоемкости (фиг. 139), напоминающей греческую букву лямбда — λ (поэтому точка температуры, при которой происходит указанный скачок, называется лямбда-точкой).

Как оказалось, гелий II наделен совершенно исключительными свойствами. Еще в 1935 г. голландский физик Кеесом показал, что гелий II обладает чудовищной теплопроводностью (почти в 200 раз большей, чем это мы имеем для меди при комнатной температуре). В 1938 г. наш советский физик акад. П. Л. Капица, изучая вязкость гелия II, остроумным способом установил для него явление сверхтекучести. Вязкость гелия II столь мала, что можно сказать, что она по крайней мере в миллиард раз меньше вязкости воды при комнатной температуре.

Диагностика. Гелий довольно легко обнаруживается при спектральном анализе газов. Он дает характерную яркую желтую линию D_3 с длиной волны 5876 Å.

Происхождение. Источниками гелия в земной коре, с одной стороны, могут служить газы атмосферы, проникающие в земную кору при экзогенных геологических процессах, а с другой, — продукты радиоактивного распада, особенно для рядов урана и тория. Считают, что последний источник имеет бо-



Фиг. 139. Кривая изменения теплоемкости гелия с температурой

лее существенное значение. Как известно, при каждом превращении радиоактивного элемента с отрывом α -частицы происходит образование атома гелия; часть гелия задерживается в радиоактивных минералах, что доказано многочисленными опытами, а часть улетучивается и рассеивается.

Миграция газов в земной коре, приводящая к концентрации, т. е. к образованию промышленных месторождений гелионосных газов, совершается при каких-то определенных условиях. Имеющиеся геологические данные позволяют считать, что благоприятными условиями для концентрации этих газов являются следующие: 1) наличие на сравнительно небольших глубинах горизонтов пористых, спокойно лежащих пород, перекрытых газупорными породами; 2) повышенная радиоактивность подстилающих древних пород (из всех типов изверженных пород наиболее высокой радиоактивностью обладают граниты); 3) наличие в недрах азотно-углеводородных газов нефтяного ряда, являющихся результатом разложения скоплений экзогенного органического вещества в осадочных толщах, причем более благоприятными в отношении гелионосности считают «состарившиеся» природные газы, сильно обедненные метаном и обогащенные азотом.

Особый научный интерес представляет аномально высокое содержание гелия в некоторых минералах, не содержащих урана и тория. К числу их принадлежат, в частности, берилл — $Be_3Al_2Si_6O_{18}$ и некоторые галоидные соединения щелочных металлов, особенно сильвин — KCl. Образование гелия в берилле объясняют воздействием γ -лучей

радиоактивных веществ на элемент бериллий, при котором возникает неустойчивый изотоп Be с атомным весом 8, разлагающийся дальше по уравнению: $Be \rightarrow 2He^4$. Образующийся таким путем гелий остается в бериллийсодержащих минералах в окклюдированном состоянии. Повышенное содержание гелия в галоидных соединениях объясняют обогащением последних изотопом свинца (радием D) в процессе перекристаллизации солей при участии относительно богатых радием пластовых вод. Захваченный кристаллической решеткой изотоп свинца (радий D) при дальнейшем распаде должен выделять две α -частицы, которые, теряя свой заряд, застревают в сильвине в форме окклюдированного гелия.

Практическое значение. Промышленное значение гелий приобрел со времени первой империалистической войны, когда обратили внимание на него, как на невоспламеняющийся легкий газ, пригодный для наполнения аэростатов и жестких воздушных кораблей. В США близ Амарильо был построен завод по добыче гелия с производительностью до 650 тыс. м³ гелия в год.

Большое значение применение гелия имеет также в научно-исследовательских лабораториях, в электровакуумной, пищевой промышленности (при консервировании продуктов), в строительной промышленности, при кессонных и водолазных работах, во время которых небольшая добавка гелия в воздух позволяет значительно увеличивать продолжительность работы смены, в металлургии при сварке магния, а также для охлаждения металлических изделий, для которых окисление является очень вредным, в медицине при приступах астмы и т. д.

Из других благородных газов, имеющих практическое значение, следует отметить неон и аргон, которыми наполняют особые светящиеся лампы и трубки, употребляемые для рекламы, сигнализации во время тумана и прочих целей.

Эманация радия — радон, выделяющийся вместе с другими газами из радиоактивных источников, используется в бальнеологических целях в специальных эманаториях, т. е. в особых камерах, где больные вместе с воздухом вдыхают и радон.

Месторождения. На обширной территории СССР признаки гелионосных газов, правда с невысоким содержанием гелия, установлены во многих местах среди мощных толщ осадочных, преимущественно палеозойских пород, спокойно лежащих на древнейших докембрийских кристаллических массивах.

Из числа иностранных месторождений отметим крупнейшие богатые гелием газовые месторождения США, группирующиеся в два пояса: один от Тексаса через штаты Оклахома, Канзас, Арканзас, Миссури, Теннесси, Кентукки, Западную Вирджинию, Охайо до Нью-Йорка, другой — к востоку от Скалистых гор, охватывающий штаты Юта, Колорадо, Уайоминг, Монтана и уходящий в Канаду. Газы этих месторождений характеризуются высоким содержанием азота. Содержание в них гелия достигает 0.5—2.0%. Наиболее богатые гелием газы известны в штатах Колорадо и Юта, где в месторождениях Модель Дом (около г. Тсетгер) гелий содержался в количестве до 9%, а в штате Монтана даже до 16%. Запасы исчисляются многими сотнями миллиардов кубических метров.

ВОДОРОД — H₂. В природных условиях встречается в смеси с другими газами. Содержание водорода в таких газах достигает 82, иногда 93%. Бесцветен. Не имеет запаха. Горит бледным пламенем. Самый легкий из всех известных газов. В 14 раз легче воздуха. Один кубический метр чистого сухого водорода при 0° и давлении 760 мм весит 0,0899 г. При обыкновенной температуре при наивысших возможных давлениях

не сжижается. Критическая температура водорода лежит около -220°C или 53° абс. при давлении 200 ат. Точка кипения при обыкновенном атмосферном давлении равна -253° . Жидкий водород представляет собой бесцветную жидкость, самую легкую из всех известных жидкостей (1 л весит 70 г). Она способна замерзать, образуя бесцветные кристаллы, плавящиеся при температуре около -257°C или 16° абс.

При высокой температуре в вольтовой дуге между вольфрамовыми электродами молекулы H_2 распадаются на атомы, причем степень диссоциации возрастает с повышением температуры; при 5000° на свободные атомы распадается около 95% частиц водорода, причем на каждые 2 грамм-атома поглощается около 105 000 кал. При соединении атомов в молекулу такое же громадное количество теплоты выделяется. Паяльная горелка, работающая на атомарном водороде, дает температуру выше 4000° .

Водород обладает способностью сильно поглощаться свежепрокаленным углем (до двух объемов), губчатой платиной и особенно палладием, который, будучи накали и охлажден в атмосфере водорода, окклюдирует до 600 объемов этого газа, образуя с ним нестойкие соединения.

В природе водород устанавливается довольно часто и притом как в изверженных горных породах, так и в осадочных образованиях. Происхождение его в большинстве случаев не ясно.

На Урале в Нижне-Тагильском дунитовом массиве при бурении было установлено внезапное сильное выделение газа (с глубины 600 м), состоящего из 80% водорода, около 10% азота и около 10% метана. Наполненная газом пуста заключалась среди совершенно свежего, т. е. не затронутого какими-либо изменениями, дунита. С значительно меньшим содержанием водорода газ был встречен также при разработке платиноносного хромитового месторождения Госшахта на глубине 183 м. Рудная масса обладала сильной пористостью.

На Южном Урале в Ириклинском ущелье (к северу от г. Орска) газ с содержанием H_2 до 80,4%, N_2 + редкие газы до 19%, при незначительном содержании CO_2 и O_2 , был встречен скважинами на глубинах в несколько десятков метров среди грубопсаммитового туфа основных порфиритов, сильно хлоритизированного и альбитизированного (девонского возраста).

В Соликамском месторождении газ с водородом (от 5,3 до 18,5%) неоднократно был установлен буровыми скважинами преимущественно в карналлитовой зоне. Газ содержит много азота и метана. В Стассфуртском соляном месторождении (Германия) анализы газа показывали содержание H_2 от 82 до 93%.

Кроме того, водород содержится в месторождениях каменных углей в виде примеси к метану; в нефтяных природных газах — в смеси не только с метаном, но и с высшими газообразными углеводородами.

АЗОТ — N_2 . Бесцветный, трудно сгущаемый газ, мало растворимый в воде и других жидкостях. Плотность его по отношению к водороду равна 13,9. Сжижается при температуре около -196°C или 77° абс. Удельный вес при этой температуре около 0,89. Около 63° абс., испаряясь, затвердевает в бесцветную, снегообразную массу. Не горит, не поддерживает горения и при обыкновенной температуре не соединяется ни с одним реагентом. Под влиянием электрического разряда с кислородом воздуха образует красно-бурые пары N_2O_5 , дающие с H_2O азотную кислоту. С водородом при тех же условиях дает аммиак — NH_3 .

Содержание азота в воздухе около 75%. В природных газах, встречаемых в земной коре, азот содержится в количествах от единиц процентов до 60% и больше. В некоторых природных газах, связанных с термальными источниками, содержание азота достигает 97—99%, т. е. наблюдаются почти чисто азотные струи, содержащие только аргон. В смеси с ним, чаще всего в значительных количествах, присутствует метан, часто присутствуют водород, редкие и другие газы.

Происхождение богатых азотом газовых струй может быть различным. Считается вероятным, что в большинстве случаев источником азота является воздух, растворяющийся в просачивающихся или пропитывающихся горные породы поверхностных водах, которые в условиях поверхностных частей литосферы постепенно теряют кислород на реакции окисления. Вследствие этого и происходит обогащение остаточных газов азотом и его инертными спутниками (главным образом аргоном). С течением времени в более глубоких условиях могут происходить концентрации этих газов в тех или иных участках, главным образом среди пористых пород. Азот может также образовываться под влиянием высоких температур при разложении азотистых соединений, в очень небольших количествах содержащихся во всех горных породах. Наконец, как известно, азот освобождается в результате денитрифицирующей деятельности бактерий и при биохимическом разложении белковых веществ. Этот процесс, очевидно, совершается в самых верхних частях литосферы.

Практическое значение азота, добываемого главным образом из воздуха, заключается в получении весьма важных в промышленности соединений этого элемента — аммиака, азотной кислоты и кальций-цианамиды. Главное применение они имеют в изготовлении азотистых удобрений, а также многочисленных органических

соединений, употребляемых в качестве красителей, пластмасс, взрывчатых веществ, в лечебном деле и др.

КИСЛОРОД — O_2 . Бесцветный, не сжижающийся при обыкновенной температуре газ. Критическая температура его около 154° абс. (или -119°C). Критическое давление около 50 ат. При обыкновенном атмосферном давлении и температуре -182° плотность его равна 1,13. Сжиженный кислород представляет весьма подвижную прозрачную жидкость с синеватым оттенком, кипящую при -182°C или 91°K . В твердом состоянии дает модификации: α (ниже 23° абс.), β (23 — 43° абс.) и (43 — 54° абс.).

В химическом отношении он, в противоположность ранее рассмотренным газам, сильно активен, очень легко и энергично реагирует со многими элементами и соединениями низших окислов.

Главная масса свободного кислорода заключается в нижних слоях атмосферы — в воздухе, где содержание его достигает 23,1% весовых, или 21% по объему. В литосфере содержание его выражается совершенно ничтожными величинами; в глубинных частях он практически отсутствует. Поэтому вполне естественны те сравнительно резко проявляющиеся окислительные процессы, которые мы наблюдаем на самой поверхности Земли в коре выветривания, особенно в зонах окисления сульфидных рудных месторождений.

В связи с усовершенствованием техники получения жидкого кислорода из воздуха, применение его сильно возрастает во всех отраслях промышленности, где имеют место процессы окисления или сгорания. Большую роль он играет при интенсификации производства азотной и серной кислот, для автогенной сварки при помощи газифицированного топлива, при резке металлов в таких отраслях промышленности, как авиационная, танковая, судостроительная и др. Жидкий кислород или жидкий воздух применяются, наконец, для производства сильных взрывчатых веществ.

Раздел II. КАРБИДЫ, НИТРИДЫ И ФОСФИДЫ

Объединяемые в этом разделе минералы представляют собой, по существу, разные, хотя и близкие друг к другу по свойствам и условиям нахождения, типы соединений. Однако количество известных минералов столь незначительно, что нет никакого смысла рассматривать эти типы каждый в отдельности. По своим свойствам они чрезвычайно близки к самородным элементам, в частности к группе железа, с которыми они встречаются совместно:

Когенит	Fe_3C	Ромбич. с.
Муассанит	SiC	Гексаг. с.
Сидеразот	Fe_5N_2	?
Осборнит	TiN	Кубич. с.
Шрейберзит	$(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{P}$	Тетраг. с.

Здесь же условно рассмотрим редкое роданистое (бескислородное) соединение:

Жюльенит	$\text{Na}_2\text{Co}(\text{CNS})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Тетраг. с.
--------------------	--	------------

Из перечисленных минералов в земной коре встречаются лишь когенит, сидеразот и жюльенит. Остальные были установлены пока что только в метеоритах.

КОГЕНИТ — Fe_3C . Содержит также Ni (иногда до 10%) и Co (до 2.2%) Ромбич. с. $a_0=4.518$, $b_0=5.069$, $c_0=6.736$. Встречается в таблитчатых мелких кристаллах в метеоритах, но чаще в виде неправильных выделений, как продукт распада твердого раствора второго рода углерода в железе. Парагенетически всегда связан с самородным железом.

Цвет когенита оловянно-белый, часто с бронзовым или золотисто-желтым налетом. Непрозрачный. Отражательная способность высокая (почти не уступает показателю отражения железа). Тв. 5.5—6. Очень хрупок. Спайность по (100), (010) и (001). Уд. вес 7.20—7.65. Сильно магнитный. П. п. тр. не плавится. Медленно растворяется в концентрированной HCl.

Наблюдался в теллурическом железе из Уифак и Ниакорнак (Гренландия). Содержит 0.95% Ni и 0.39% Co. В полированных шлифах установлен также в самородном железе и в базальтах близ Касселя (Германия). Наиболее широко распространен в железных метеоритах.

МУАССАНИТ — SiC . Гексаг. с. $a_0=3.076$, $c_0=15.07$. Встречается в виде мелких гексагональных табличек в метеоритах. Цвет зеленый, иногда черный. Блеск полуметаллический. Оптически положительный. $Ng=2.691$, $Nm=2.633$ (в Li-свете). Тв. 9.5. Излом раковистый. Уд. вес 3.1. В кислотах не растворяется. Встречен в метеоритах из Каньон Дьябло, Аризона (США) в ассоциации с мельчайшими зернами алмаза.

СИДЕРАЗОТ — Fe_5N_2 . Сингония не известна. Цвет серебристо-белый, напоминающий цвет стали. Блеск металлический. Уд. вес 3.147. Медленно растворяется в кислотах. Встречен как продукт вулканической деятельности на Этне в виде налетов на лаве, а также на Везувии.

ОСБОРНИТ — TiN . Кубич. с. Структура типа NaCl. $a_0=4.235$. Цвет золотисто-желтый. Наблюдался в виде мельчайших октаэдрических кристалликов в ольдгамите — (CaS) и пироксене в массе метеорита из Бюсти (Индия).

ШРЕЙБЕРЗИТ — $(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{P}$. Содержание в нем никеля колеблется от 10.0 до 42.16%. Устанавливается также кобальт в сотых и десятых долях до 1.15%. Тетраг. с. Синоним: рабдит. $a_0=9.013$, $c_0=4.424$. Кристаллы редки. Имеют таблитчатую или игольчатую форму. Цвет серебристо-белый или оловянно-белый, часто с бронзово-желтой или бурой побежалостью (очевидно, как результат окисления). Блеск металлический, сильный. Тв. 6.5—7. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 7.0—7.3. Сильно магнитный. П. п. тр. легко плавится в магнитный королек. С трудом растворяется в HCl и HNO_3 . Встречается в метеоритах в виде ориентированных включений в камасите и троилите (FeS). Описан также как продукт угольных пожаров в Комментри и Кранзасе (Франция).

ЖЮЛЬЕНИТ — $\text{Na}_2\text{Co}(\text{CNS})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Тетраг. с. В мелких иголках голубого или синего цвета. Оптически положительный. $Ng=1.645$, $Nm=1.556$; $Ng-Nm=0.089$. Уд. вес 1.594. Встречен в виде тонкой корочки из мелких иголок на выветрелом тальковом сланце в ассоциации с гипергенными минералами меди и кобальта в Катанге, Бельгийское Конго (Африка).

Раздел III. СУЛЬФИДЫ, СУЛЬФОСОЛИ И ПОДОБНЫЕ ИМ СОЕДИНЕНИЯ

Общие замечания. К рассматриваемому разделу относятся сернистые, селенистые, теллуристые, мышьяковистые и сурьмянистые соединения металлов. К ним принадлежит весьма значительное количество важных в промышленном отношении минералов, играющих существенную роль в составе многочисленных месторождений металлических полезных ископаемых.

Наибольшее число минералов представлено сернистыми соединениями (сульфидами, сульфосолями). Все они, за исключением сероводорода, в природе распространены в твердом состоянии.

Общее количество химических элементов, дающих в том или ином виде соединения с серой, достигает 40. Главнейшие из них следующие: H, V, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Zn, (Ga), Ge, As, Mo, Ru, (Rh), (Pd), Ag, Cd, (In), Sn, Sb, (Re), (Os), (Ir), Pt, Hg, Tl, Pb и Bi. В скобках показаны элементы, не дающие самостоятельных сернистых соединений, а встречающиеся лишь в виде изоморфных примесей.

Общее весовое количество сернистых соединений, по приблизительному подсчету В. И. Вернадского, составляет максимум 0.15% (к весу земной коры), причем главенствующее значение из металлов в этих соединениях имеет Fe. Сернистые соединения всех остальных элементов, не считая сероводорода, в весовом отношении в земной коре составляют ничтожный процент (около 0.001%). Из них типичные соединения с серой образуют: Zn, Pb, Cu, Ag, Sb, Bi, Ni, Co, Mo и Hg.

Селенистые соединения (селениды) известны для следующих элементов: H, Cu, Ag, Hg, Pb и Bi. Кроме того, селен нередко присутствует в сернистых соединениях в виде изоморфной примеси к сере.

Теллуристые соединения (теллуриды) занимают несколько особое положение и по сравнению с селенидами пользуются в природе более широким распространением, хотя число элементов, соединяющихся с теллуром, все же ограничено. Эти элементы: Cu, Ag, Au, Hg, Pb, Bi, Ni и Pt. Все они образуют самостоятельные минералы.

Мышьяковистые простые соединения (арсениды) установлены для следующих немногих элементов: Fe, Ni, Co и Pt. Более широко распространены сложные соединения в виде сульфосолей — сульфоарсенидов, главным образом для следующих металлов: Cu, Ag и Pb.

Сурьмянистые простые соединения (антимониды) известны лишь для Ni. Зато часто устанавливаются сложные соединения — сульфоантимониты — Cu, Ag и Pb.

Висмутистые простые соединения в природе не известны. Наблюдаются лишь сульфовисмутиты Cu, Ag и Pb.

Количественное значение селенистых, теллуристых, мышьяковистых, сурьмянистых и висмутистых соединений несравненно меньше, чем сернистых соединений.

Химические особенности соединений. Если мы обратимся к таблице химических элементов Д. И. Менделеева (фиг. 140), то заметим, что сернистые соединения характерны для элементов, располагающихся

	H ¹																						
He ²	Li ³	Be ⁴	B ⁵	C ⁶	N ⁷	O ⁸	F ⁹																
Ne ¹⁰	Na ¹¹	Mg ¹²	Al ¹³	Si ¹⁴	P ¹⁵	S ¹⁶	Cl ¹⁷																
Ar ¹⁸	K ¹⁹	Ca ²⁰	Sc ²¹	Ti ²²	V ²³	Cr ²⁴	Mn ²⁵	Fe ²⁶	Co ²⁷	Ni ²⁸	Cu ²⁹	Zn ³⁰	Ga ³¹	Ge ³²	As ³³	Se ³⁴	Br ³⁵						
Kr ³⁶	Rb ³⁷	Sr ³⁸	Y ³⁹	Zr ⁴⁰	Nb ⁴¹	Mo ⁴²	Md ⁴³	Ru ⁴⁴	Rh ⁴⁵	Pd ⁴⁶	Ag ⁴⁷	Cd ⁴⁸	In ⁴⁹	Sn ⁵⁰	Sb ⁵¹	Te ⁵²	J ⁵³						
Xe ⁵⁴	Cs ⁵⁵	Ba ⁵⁶	TR ⁵⁷⁻⁷¹	Hf ⁷²	Ta ⁷³	W ⁷⁴	Re ⁷⁵	Os ⁷⁶	Ir ⁷⁷	Pt ⁷⁸	Au ⁷⁹	Hg ⁸⁰	Tl ⁸¹	Pb ⁸²	Bi ⁸³	Po ⁸⁴	At ⁸⁵						
Rn ⁸⁶	Vi ⁸⁷	Ra ⁸⁸	Ac ⁸⁹	Th ⁹⁰	Pa ⁹¹	U ⁹²																	

Фиг. 140. Элементы, для которых характерны сульфиды и им подобные соединения (набраны жирным и полужирным шрифтом)

почти исключительно в правой части этой таблицы, особенно для металлов так называемых побочных рядов периодической системы. То же самое можно сказать и о селенистых, теллуристых, мышьяковистых и других соединениях.

В левой части таблицы особняком стоит лишь водород, сернистое соединение которого (H₂S) является аналогом воды и играет огромную роль в образовании сульфидов металлов.

Явно выраженное сродство серы к тяжелым металлам проявляется в том, что она образует с ними почти нерастворимые в воде сернистые соединения. В противоположность им подобные же соединения легких металлов (Na, K, Mg, Ca и др.) устанавливаются лишь в растворенном состоянии в водах. Относительную степень сродства тяжелых металлов к сере для природных условий Шюрман выражает в следующем виде (в порядке возрастания): Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Bi, Cu, Ag, Hg.

В химическом отношении эти соединения сравнивают с кислородными соединениями: простыми окислами и кислородными солями. Действительно, в химических формулах этих типов соединений имеются общие черты (например, Cu₂O, Cu₂S, HgO, HgS, Sb₂O₃, Sb₂S₃, Cu₃AsS₄, Cu₃[AsO₄]₂ и т. д.).

Большинство простых сернистых, селенистых и теллуристых соединений с химической точки зрения являются производными H₂S, H₂Se и H₂Te (например, Cu₂S, ZnS, HgSe, PbS, PbTe, Sb₂S₃ и др.).

В сложных сернистых соединениях эти простые сульфиды образуют или двойные соединения, или такие, которые с химической точки зрения приходится относить к особому классу сульфосолей.

Арсениды и антимониды (простые соединения металлов с мышьяком и сурьмой) существенно отличаются по химической природе от сернистых соединений. Ни мышьяк, ни сурьма не могут являться

изоморфными заместителями серы, как это принималось в старое время. К таким соединениям относятся, например, NiAs , NiSb , FeAs_2 , CoAs_3 и др.

Кроме того, распространены простые соединения типа AX_2 — дисульфиды, которые В. И. Вернадский относит к производным H_2S_2 . Сравнивая с окислами, он считает их аналогами перекисей. Действительно, дисульфиды при нагревании легко отдают часть серы, подобно перекисям, теряющим часть кислорода. К дисульфидам и диарсенидам очень близки по химическим и физическим свойствам также сульфоарсениды (FeAsS и др.) и сульфоантимониды (NiSbS и др.).

Многие соединения из рассматриваемого класса образуют друг с другом твердые растворы в виде непрерывных рядов или с ограниченной смесимостью в твердом состоянии. К ним, например, можно отнести ряды: $\text{HgS}—\text{HgSe}$, $\text{CoAs}_2—\text{NiAs}_2—\text{FeAs}_2$ и многие другие. Наконец, широко распространены полиморфные модификации.

Особенности кристаллического строения и физические свойства. Как показывают имеющиеся данные рентгенометрических исследований, сульфиды и им подобные соединения должны быть отнесены к ионным соединениям, но в то же время они в большинстве своем сильно отличаются от типичных ионных кислородных соединений по целому ряду весьма характерных свойств и стоят гораздо ближе к самородным элементам, чем к окислам и кислородным солям. Эти отличия обусловлены свойствами самих атомов или ионов, входящих в состав сернистых, селенистых, теллуристых, мышьяковистых и сурьмянистых соединений.

Ионы S, Se, Te, As и Sb по сравнению с кислородом обладают существенно большими радиусами, более легкой способностью поляризоваться и образовывать слабые гомополярные связи. С другой стороны, ионы металлов, образующих с ними соединения, в менделеевской таблице занимают места в правой части (в семействе железа и побочных рядах больших периодов) и принадлежат к числу сильно поляризующих ионов. Комплексные ионы, хотя и наблюдаются в сложных сернистых соединениях — сульфосолях, но не обладают столь прочными связями, как это имеет место, например, в силикатах и других кислородных солях.

Явления поляризации приводят к тому, что в кристаллических решетках происходит значительное объединение электронов соседних противоположно заряженных ионов, о чем можно заключить по явно выраженным для большинства сульфидов и подобных им соединений металлическим блескам, свойственным вообще типичным металлам. С этим легко увязывается также и электропроводность большинства сернистых, мышьяковистых и прочих соединений. Этим объясняются и наблюдающийся иногда недостаток атомов металлов по сравнению с атомами металлоидов (например, в пирротине — Fe_{1-x}S), нередкое отсутствие строгих дальтоновских соотношений в составе минералов, невыдержанность законов валентности и т. д.

Металлический характер более резко проявлен в соединениях элементов семейства железа (особенно для триады Fe, Co, Ni), чем в соединениях металлов побочных рядов больших периодов. В соединениях с S, Se, Te металлические свойства увеличиваются по мере замены серы селеном и теллуrom. В ряду семейства железа усиление этих свойств происходит по мере передвижения от Mn к Ni. То же самое мы можем заметить в ряду As, Sb и Bi, где металлические свойства усиливаются

по мере приближения к висмуту. Действительно, висмутин (Bi_2S_3) характеризуется более сильным металлическим блеском, нежели антимонит (Sb_2S_3), тогда как аурипигмент (As_2S_3) полупрозрачен и обладает лишь алмазным или полуметаллическим блеском.

Об условиях нахождения в природе. Подавляющая масса скоплений сернистых и им подобных соединений наблюдается в рудных месторождениях гидротермального происхождения. Это обстоятельство и служит основанием к предположению о том, что тяжелые металлы из магматических очагов выносятся в виде летучих или легкоподвижных соединений и выпадают в условиях пониженных давлений и температур преимущественно в виде сернистых соединений. На основании экспериментальных данных допускают, что перенос этих соединений в гидротермальных растворах мог совершаться как в виде коллоидных растворов (золей) в присутствии H_2S , так и в виде легко растворимых, неустойчивых при низких температурах двойных солей с сернистыми щелочами или сульфогидратами их (NaHS , KHS и др.), в которых легко растворяется и золото, как это показал Беккер. При распаде этих соединений при низких температурах могли образоваться обычные сульфиды металлов и золото в самородном виде (сульфиды его не известны в природе, хотя селениды и теллуриды встречаются). Весьма возможно, что и перенос кремнезема, отлагающегося в виде обильного кварца в сульфидных жильных месторождениях, обусловлен щелочным характером растворов (в кислых средах кремнезем не растворим).

В иных условиях происходит образование сульфидов в осадочных глинистых породах, а также битуминозных и угленосных отложениях. Обычайшими сульфидами в этих породах являются пирит и марказит (FeS_2). Они образуются в восстановительных условиях при наличии H_2S , возникающего в результате разложения органических веществ без доступа кислорода или при недостатке его и во многих случаях, повидимому, не без участия бактерий.

При процессах выветривания, т. е. в присутствии воды и кислорода, почти все относящиеся сюда минералы, легко окисляясь, разлагаются, образуя первоначально сульфаты, большей частью легко растворимые в воде, а затем гидроокислы, окислы, карбонаты и другие кислородные соединения, характеризующие состав так называемой зоны окисления рудных месторождений. Исключение составляют лишь некоторые химически устойчивые в этих условиях минералы: киноварь — HgS , сперрилит — PtAs_2 и лаурит — RuS_2 .

Классификация сульфидов и им подобных соединений. Основываясь на химической характеристике отдельных типов соединений, все рассматриваемые здесь соединения необходимо прежде всего разделить на два класса¹:

I класс. Простые сернистые, селенистые, теллуристые, мышьяковистые и сурьмянистые соединения. Сюда же включим и минералы типа двойных соединений.

II класс. Сульфосоли, т. е. минералы, близкие по химической конституции к солеобразным типам соединений.

Более детальное расчленение на группы внутри каждого класса дадим ниже в соответствующих местах.

¹ Можно было бы выделить в особый класс теллуриды, как это вполне резонно предлагает В. С. Соболев. Однако типы соединений с теллуrom имеют настолько много общего с сульфидами и селенидами, что в учебнике их удобнее рассмотреть совместно с ними.

I класс. Простые сернистые и им подобные соединения

За исключением сероводорода, все простые сернистые и им подобные соединения в земной коре распространены в виде твердых кристаллических веществ. Среди них по типам химических соединений выделяются следующие главные группы минералов (сульфидов, арсенидов и антимонидов):

- А. Соединения типа A_2X , где $X = S, Se$ и Te . Группа халькозина.
- Б. Соединения типа AX , где $X = S, Se, Te, As$ и Sb . Группы галенита, сфалерита и пирротина.
- В. Двойные соединения типа ABX_2 , где $X = S$. Группа халькопирита.
- Г. Сложные по структуре соединения с простым общим химическим составом. Группы ковеллина, кубанита, линнеита.
- Д. Соединения типа A_2X_3 , где $X = As, Sb, Bi, Te$. Группы аурипигмента и антимонита.
- Е. Соединения типа AX_2 , где $X_2 = S_2, Se_2, Te_2, As_2, AsS$ и SbS . Группы калаверита, молибденита и особая группа пирита.
- Ж. Соединения типа AX_3 , где $X = As$. Группа скуттерудита.

В этом порядке и расположим описание минералов, начав с группы сероводорода.

1. ГРУППА СЕРОВОДОРОДА

К этой группе относятся соединения водорода с серой, селеном и теллуром. Из них резко преобладающее значение в природе имеет сероводород — H_2S и относительно ничтожную роль играет селенистый водород — H_2Se . Теллуристый водород — H_2Te , представляющий собой очень нестойкий газ, сжижающийся при 0° , в природных условиях не встречается в свободном состоянии; известны лишь непрочные теллуристые соединения металлов. В процессах минералообразования H_2S , так же как вода и уголекислота, играет очень большую роль, особенно в образовании месторождений сернистых соединений тяжелых металлов.

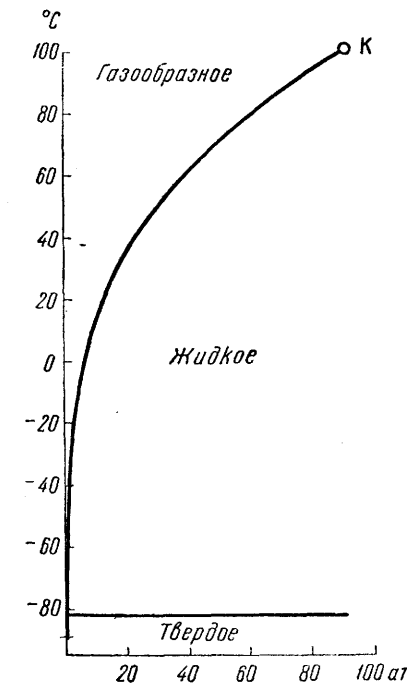
СЕРОВОДОРОД — H_2S . В природе существует в газообразном и жидком состояниях, причем пользуется весьма широким распространением в земной коре.

Химический состав. Н 5.9%, S 94.1%. Обычно встречается в смеси с другими газами, главным образом с углеводородами, азотом и др.

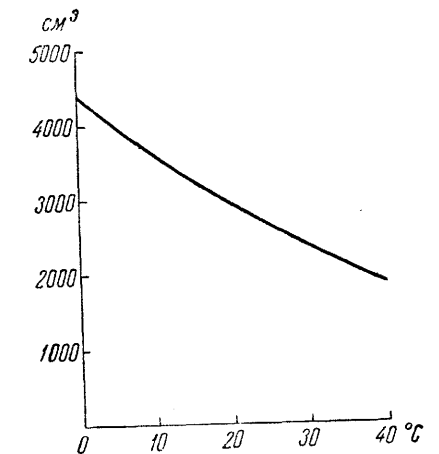
Физические свойства. Сероводород при комнатной температуре представляет собой безцветный газ с неприятным запахом тухлых яиц. Удельный вес его в 17 раз больше водорода (т. е. он несколько тяжелее воздуха). При атмосферном давлении и температуре -61.6° легко сгущается в бесцветную жидкость (фиг. 141). При обыкновенной температуре сжижение происходит под давлением 10—15 ат. Следовательно, на некоторой глубине от земной поверхности при соответствующих давлениях и температурах сероводород должен наблюдаться в жидком состоянии. Мельчайшие капельки жидкого сероводорода иногда улавливаются в некоторых «вонючих» кристаллах кварца и кальцита. При температуре -82° и атмосферном давлении превращается в твердое кристаллическое вещество.

Ввиду способности легко сгущаться в жидкость, растворимость сероводорода в воде исключительна: при температуре 0° и давлении 760 мм в 100 объемах воды растворяется 467 объемов H_2S . При повышении температуры эта растворимость несколько снижается: при 10° растворяется 358 объемов, при 20° — 290 объемов и т. д. (фиг. 142).

Химические свойства. Сероводород обладает свойствами слабой кислоты, что ясно проявляется в действии его на щелочи и соли. Например, из растворов солей свинца H_2S высаживает PbS с образованием той или иной свободной кислоты: $PbCl_2 + H_2S = PbS + 2HCl$. В тех случаях, когда образующийся сульфид растворим в возникающей свободной кислоте (например, Sb_2S_3, FeS, ZnS, MnS и т. д.), осаждение сернистого соединения может происходить в разбавленных растворах или путем двойного разложения соли в водном растворе с помощью какого-либо легко растворимого сернистого металла,



Фиг. 141. Однокомпонентная система — H_2S



Фиг. 142. Растворимость H_2S в чистой воде при атмосферном давлении (в куб. сантиметрах на 1 л воды)

например сернистых щелочей: $FeCl_2 + Na_2S = FeS + 2NaCl$.

Важно отметить, что, согласно экспериментальным исследованиям, сернистые тяжелые металлы в слабо щелочной среде в присутствии свободного сероводорода образуют коллоидальные растворы (золи). По удалении H_2S они выпадают в осадок.

Сернистые соединения образуются также при непосредственном воздействии сероводорода на металлы и их окислы. Общеизвестным примером является почернение под его действием серебра с образованием Ag_2S . К этому же роду явлений относятся часто наблюдаемые в природе псевдоморфозы сернистых соединений по окислам металлов (например, пирита по гематиту — Fe_2O_3 или магнетиту — Fe_3O_4 и т. д.). При этом освобождающийся избыточный водород действует в восстанавливающим образом на такие соединения, как окись железа (Fe_2O_3) и другие сходные вещества, переводя их в низшие степени окисления. Этим, например, объясняется факт образования псевдоморфоз магнетита по пластинчатым кристаллам гематита, известных

под названием мушкетовита (по соседству с сульфидами, образовавшимися в более поздние моменты).

Кислород и вообще окислители, наоборот, легко связывают водород и тем самым освобождают чистую серу: $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + \text{S}_2$. При избытке кислорода или сильных окислителей образуется сернистый газ: $2\text{H}_2\text{S} + 3\text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{SO}_2$.

Таким образом, как можно видеть из предыдущего, соединение H_2S характеризуется слабой химической связью элементов, образующих этот газ.

Происхождение. В природе сероводород встречается главным образом в растворенном состоянии в минерализованных водах и нефтях, а также в месторождениях газов. Он находится в непрерывной миграции, диффундируя в горных породах и часто выделяясь в виде газовых струй вблизи земной поверхности. Он образуется различными как эндогенными, так и экзогенными путями.

Огромные массы его вместе с другими газами выделяются при вулканических извержениях. Процесс образования его в магмах еще не совсем ясен. После прекращения вулканического извержения сероводород в течение долгих промежутков времени выделяется в виде газовых струй в так называемых сероводородных fumarолах и сольфатарах совместно с SO_2 , CO_2 , N , H_2O и другими газами. Содержание его в различных пунктах действия сольфатар со временем сильно меняется, иногда доходит до 25% всех газов.

Во многих случаях сероводород связан с горячими или теплыми минеральными источниками различного состава, вне явной связи с вулканическими извержениями. Содержание H_2S в таких источниках доходит иногда до 0.2—0.3 г на литр воды.

В экзогенных условиях обычный путь образования сероводорода заключается в разложении белковых веществ, содержащихся в отмирающих органических веществах. Таковы процессы выделения его в придонных водах различных бассейнов, в грязевых, сапропелевых и прочих озерах при участии микроорганизмов.

Во многих случаях сероводород образуется при разложении сульфатов (например, гипса — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) в поверхностных условиях, причем в восстановлении ионов SO_4 , вероятно, принимают участие биохимические процессы.

Сероводород образуется также при разложении различных сульфидов, особенно в нижних частях зон окисления месторождений сернистых металлов.

В значительных количествах он встречается в газах, сопровождающих залежи нефтей, а также в нефтяных водах, грязевых вулканах и, наконец, иногда в артезианских водах.

Как неустойчивое соединение, H_2S в присутствии кислорода воздуха легко разлагается. В поверхностной зоне земной коры за счет его при неполном окислении образуется самородная сера, а в атмосфере воздуха он распадается на H_2O и SO_2 .

Практическое значение. Сероводород принадлежит к числу ядовитых газов. Однако горячие и теплые минеральные источники с растворенными в них небольшими количествами сероводорода широко используются для лечебных целей.

Месторождения. Пункты выделения сероводорода на земном шаре чрезвычайно многочисленны. В качестве примеров приведем лишь некоторые месторождения на территории нашего Союза.

Большой известностью пользуются горячие сероводородсодержащие источники. Весьма существенные количества H_2S постоянно выделяются

из черных илов в ряде грязевых озер. Мощные газовые струи, содержащие сероводород, устанавливаются буровыми скважинами в районах нефтяных месторождений, в Поволжье (Бугуруслан) и во многих других местах. Во многих областях Европейской части СССР, особенно в районах распространения гипсоносных толщ, сероводород устанавливается в подземных водах и источниках.

2. ГРУППА ХАЛЬКОЗИНА

В этой группе объединяются минералы меди, серебра, отчасти золота и таллия типа A_2S , A_2Se и A_2Te . Многие из них существуют в природе в двух модификациях: более высокотемпературной кубической и низкотемпературной ромбической или моноклинной.

			a_0
Кубический халькозин	Cu_{2-x}S	Кубич. с.	5.56
Аргентит	Ag_2S	" "	4.88
Берцелианит	Cu_2Se	" "	5.731
Крукезит	$(\text{Cu}, \text{Ti}, \text{Ag})_2\text{Se}$?	
Науманит	Ag_2Se	Кубич. с.	
Агвиларит	$\text{Ag}_2(\text{Se}, \text{S})$	" "	4.983
Гессит	Ag_2Te	Псевдокуб.	
Петцит	$(\text{Ag}, \text{Au})_2\text{Te}$	" "	
Штрмейерит	$\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Ag}_2\text{S}$	" "	
Яллаит	$\text{CuS} \cdot 3\text{Ag}_2\text{S}$	" "	
Эвкайрит	$\text{Cu}_2\text{Se} \cdot \text{Ag}_2\text{Se}$	" "	
			a_0 b_0 c_0
Халькозин	Cu_2S	Ромбич. с.	11.8 27.2 22.7
Акантит	Ag_2S	Псевдоромб.	

Из приведенных минералов кубический халькозин обладает антифлюоритовой кубической решеткой. Кристаллические структуры других минералов изучены пока недостаточно.

К этой группе условно присоединим слабо изученные прочие селениды и теллуриды Cu и Ag :

Уманит	Cu_3Se_2	Сингония не известна
Рикардит	Cu_4Te_3	" " "
Вейссит	Cu_5Te_3	" " "
Эмпрессит	AgTe	" " "
Мутманит	$(\text{Ag}, \text{Au})\text{Te}$	" " "

При описании минералов будем придерживаться порядка их расположения по химическому составу.

КУБИЧЕСКИЙ ХАЛЬКОЗИН — Cu_{2-x}S . Синоним: дигенит¹. Кубич. с. Образуется в октаэдрических кристаллах. Легко получается искусственно (Д. П. Григорьев). Как указал Н. В. Белов, химическая формула этого минерала, предложенная Бюргером (Cu_9S_5), неправильна. Поскольку кристаллическая структура его характеризуется антифлюоритовой решеткой, формула должна иметь вид, указанный выше. Недостаток ионов меди свидетельствует о том, что часть их находится в двухвалентном состоянии.

Химический состав непостоянный. В нем колеблется содержание меди (при сохранении однородности кристаллического вещества). В незначительных количествах присутствует Fe до 0.37% (вероятно за счет механических примесей борнита, с которыми, так же как халькозин, он образует ориентированные сростания, характеризующие явления распада твердых растворов).

Цвет белый или свинцово-серый со слабым голубым оттенком, особенно у разностей, более бедных медью, а также черный. Блеск металлический. Отражательная способность довольно низкая — около 19. Тв. 2.5—3. Хрупок. Спайность по (111) несовершенная. Излом раковистый. Уд. вес 5.546—5.706 (у искусственных разностей).

¹ По исследованиям Рамдора, дигенит Брейтгаупта на самом деле оказался смесью халькозина и ковеллина. Поэтому Рамдор для кубического халькозина предложил новое название: неодигенит. Указываемые Бюргером природные образцы вообще требуют проверки под микроскопом.

Макроскопически узнать кубический халькозин невозможно, если он не наблюдается в октаэдрических кристаллах. Голубой оттенок или цвет не может являться отличительным признаком, так как он наблюдается и у ромбического халькозина. П. п. тр. на угле плавится. Растворим в HNO_3 .

Обычно наблюдался под микроскопом в малосернистых медных рудах гидротермальных месторождений. Возможно образование его гипергенным путем, однако каких-либо доказательств этого пока не существует. Встречается в ассоциации с халькозином и борнитом и притом относительно очень редко. Повидимому, так же как и халькозин, в низах зоны окисления способен замещаться ковеллином, самородной медью и другими гипергенными минералами меди.

Отдельные его находки были сделаны в месторождении Тсумб (Юго-Западная Африка), Бьютт, Монтана (США), Джером, Аризона (США), Плентифул, Кеннекот (Аляска) и в других местах.

ХАЛЬКОЗИН — Cu_2S . Название происходит от греческого слова халькос — «медь». Синонимы: медный блеск, ромбический халькозин.

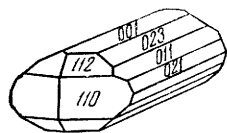
По прежним данным, обладает энантиотропизмом: выше температуры 91° переходит в кубическую модификацию, и обратно. Однако, согласно исследованиям Бюргера, высокотемпературная модификация его (выше 105°) является гексагональной, но, видимо, неустойчивой при высоких температурах (возможно, переходит в кубический халькозин).

Химический состав. Cu 79.8%, S 20.2%. Обычно имеются примеси: Ag, иногда Fe, Co, Ni, As и Au. Некоторые из них, по крайней мере последние, обусловлены механическими примесями.

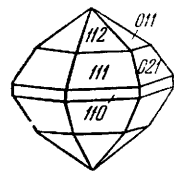
Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Изредка псевдокубический. В тех случаях, когда халькозин кристаллизуется при температуре ниже 105° , обычно наблюдаются следующие

грани: призм {110}, {021}, {011}, {023}, пинакоида {001}, ряда дипирамид {111}, {112}, {113} и др.

Кристаллическая структура ромбического халькозина очень сложная и в деталях не изучена. **Облик кристаллов.** Кристаллы наблюдаются сравнительно редко. Большею частью они встречаются в виде толстых таблиц и коротких столбиков (фиг. 143). Нередко они имеют гексагональный облик (фиг. 144) благодаря образованию тройников с плоскостями сростания по (110). Наблю-



Фиг. 143. Призматический кристалл халькозина. Турьинские рудники на Северном Урале



Фиг. 144. Кристалл халькозина гексагонального облика. Турьинские рудники на Северном Урале

даются также двойники по (110), реже по (112). **Агрегаты.** Обычно он встречается в виде сплошных тонкозернистых масс или в виде вкрапленных в псевдоморфозах по борниту, халькопириту, иногда по сфалериту, галениту, ковеллину, пириту и др.

Цвет халькозина свинцово-серый. **Черта** темносерая. **Блеск** металлический. Отражательная способность невысокая — 22—30.

Твердость 2—3. Слабо ковок. **Спайность** несовершенная по {001}. **Уд. вес** 5.5—5.8. Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. Характерными для халькозина являются свинцово-серый цвет, низкая твердость, ковкость (от острия ножа остается блестящий след, что отличает его от весьма похожей на него блеклой руды). Раствор в азотной кислоте приобретает зеленый цвет. Характерна ассоциация халькозина с медными минералами.

П. п. тр. плавится, окрашивая пламя в голубой цвет. На угле с содой получается королек меди. В кислотах растворяется, лучше всего в HNO_3 , выделяя серу.

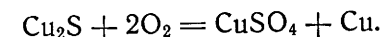
Происхождение. В природе халькозин образуется как в эндогенных, так и в экзогенных условиях, но исключительно при низких температурах (ниже 105°).

Как эндогенный минерал он изредка встречается в некоторых гидротермальных богатых медью и бедных серой сульфидных месторождениях. В парагенезисе с халькозином в этих случаях наблюдается чаще других эндогенный борнит. Таковы месторождения Редрут, Корнуолл (Великобритания), Джезказганское (в Казахстане) и др.

Однако в главной массе халькозин образуется экзогенным путем в так называемых зонах вторичного сульфидного обогащения во всех медносульфидных месторождениях (фиг. 82 на стр. 146). Как и другие вторичные сульфиды меди, халькозин возникает при реакциях между первичными сульфидами и растворами сульфатов меди, просачивающимися из зоны окисления медных месторождений. Часто он развивается метасоматическим путем на месте вторичного борнита. Иногда он непосредственно замещает первичный халькопирит, в ряде случаев — галенит, сфалерит, а также пирит и другие сульфиды первичных руд.

Известны случаи образования халькозина из меденосных растворов и в осадочных породах, содержащих органические остатки, в виде псевдоморфоз с сохранением всех деталей строения этих остатков, главным образом древесины.

В зоне кислородного выветривания халькозин неустойчив и, разрушаясь, переходит в куприт (Cu_2O), малахит, азурит и другие кислородные соединения. При неполном окислении нередко за счет халькозина образуется самородная медь по реакции:



Искусственно халькозин может быть получен различными путями, из которых близки к природным условиям образования лишь те, которые основаны на взаимодействии сульфидов (борнита, халькопирита, пирита, галенита и др.) с сульфатом меди — CuSO_4 .

Практическое значение. Халькозин является самым богатым медью сульфидом и потому халькозиновые руды более, чем какие-либо другие руды сульфидных месторождений, важны для медной промышленности. В настоящее время на долю халькозинсодержащих руд падает весьма значительная часть мировой добычи меди. В частности, к ним относятся крупнейшие по запасам месторождения бедных вкрапленных руд типа «рогфугу соррег», массовая эксплуатация которых при массовом обогащении является рентабельной, несмотря на низкое содержание в них меди (1—1.5%).

Месторождения. Крупные месторождения халькозиновых руд сравнительно редки. В значительных количествах они образуются в низах мощных, хорошо проработанных поверхностными агентами зон окисления в богатых медью сульфидных месторождениях. В них халькозин, как главный медный минерал, слагает зоны вторичного сульфидного обогащения.

На территории СССР в больших сплошных массах халькозиновые руды в свое время добывались на Турьинских рудниках Северного Урала. Там же встречались хорошо образованные кристаллы этого минерала, детально изученные П. В. Еремеевым. Бедные вкрапленные халькозиновые руды, известные под названием «рогфугу соррег», установлены в крупнейших в Союзе месторождениях Коун-

рад в Казахстане (к северу от оз. Балхаш), Алмалык (к югу от г. Ташкента) и др.

За границей большой известностью пользуется месторождение Бьютт, Монтана (США), в котором халькозин в парагенезисе с борнитом, энаргитом, пиритом и другими минералами прослежен в первичных рудах значительно ниже уровня грунтовых вод, т. е. является эндогенным минералом. Кроме того, в больших массах он образовался в верхней части месторождения экзогенным путем при химическом разрушении других медных минералов. Известны аналогичные Коунрадскому крупные месторождения вкрапленных халькозиновых руд во многих местах земного шара, особенно на территории Америки: Бинхэм, Юта, а также в штатах Невада, Аризона и некоторых других местах.

АРГЕНТИТ — Ag_2S . Название происходит от латинского слова аргентум — «серебро». Синоним: серебряный блеск. «Серебряная чернь» является порошковатой разновидностью сернистого серебра и встречается совместно с плотным аргентитом.

Ag_2S встречается в двух модификациях: 1) более высокотемпературной кубической модификации, устойчивой выше 179° — аргентита и 2) низкотемпературной ромбической модификации — акантита, образующейся при температурах ниже 179° . Кубическая модификация при понижении температуры претерпевает параморфное превращение в псевдоромбическую модификацию. Несмотря на предложение особых названий для каждой модификации сернистого серебра, в минералогической практике фактически укоренилось общее название «аргентит», которое применяется и к параморфозам низкотемпературной модификации.

Химический состав. Ag 87.1%, S 12.9%. Из изоморфных примесей в аргентите нередко наблюдается Cu. Обычно аргентит бывает загрязнен также соединениями Pb, Fe, Sb и др. Богатые медью разновидности с отношением $\text{Ag}_2\text{S} : \text{Cu}_2\text{S}$, близким к единице, представляют собой минеральный вид, носящий название штроейерита (см. ниже).

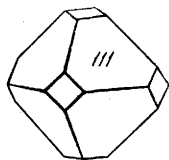
Сингония кубическая (псевдокубический). Чаше встречаются несовершенные кристаллы, представляющие собой куб, кубо-октаэдр (фиг. 145), изредка ромбо-додекаэдр. Наблюдались двойники по (111), иногда кристаллические дендриты. **Кристаллическая структура** кубической модификации сложная; она не изучена полностью, но близка к структуре флюорита — CaF_2 .

Цвет аргентита свинцово-серый до железно-черного. **Черта** серая, полублестящая. **Блеск** в свежем изломе металлический. Отражательная способность выше, чем у халькозина, — 36.

Твердость 2—2.5. Ковок. **Спайность** несовершенная по {110} и {100}. **Уд. вес** 7.2—7.4. **Прочие свойства.** Проводником электричества становится лишь при высоких температурах. Под действием сильных световых лучей отполированная поверхность аргентита в течение нескольких секунд темнеет.

Диагностические признаки. По макроскопическим, т. е. устанавливаемым на-глаз признакам, нелегко поддается определению. Часто сопровождается серебряной чернью, иногда самородным серебром.

П. п. тр. на угле плавится с образованием ковкого королька серебра. В азотной кислоте растворяется с выделением серы; от прибавления соляной кислоты получается густой творожистый белый осадок AgCl , растворимый в аммиаке.



Фиг. 145. Кристалл аргентита. Обычная форма

Происхождение. Аргентит встречается в гидротермальных месторождениях сульфидных серебросодержащих руд, часто в парагенезисе с самородным серебром и с другими серебросодержащими минералами, а также в ассоциации с галенитом, в котором он иногда присутствует в виде мельчайших включений.

Однако наибольшим распространением этот минерал, вернее, акантит, пользуется в нижних частях зон окисления месторождений сульфидных серебросодержащих руд в ассоциации с такими минералами, как церуссит (PbCO_3), кераргирит (AgCl), самородное серебро и др. Наблюдались псевдоморфозы аргентита по самородному серебру и многим сложным по составу минералам, представляющим сернистые, мышьяковистые, сурьмянистые соединения серебра (прустит, пираргирит, стефанит и др.).

Искусственно аргентит легко получается различными путями при взаимодействии серы, сернистого газа и сероводорода с серебром или соединениями серебра.

Практическое значение. Как спутник других серебросодержащих минералов, аргентит является источником для получения серебра. Минимальным промышленным содержанием серебра в рудах считают содержание его около 0.02%.

Месторождения. Большие самостоятельные скопления аргентита наблюдаются крайне редко. В значительных массах вместе с самородным серебром он встречался в знаменитом месторождении Конгсберг (Норвегия), а также во многих месторождениях Мексики (Цакатекас, Гуанахуато и др.) в ассоциации с сульфосолями серебра (полибазит, стефанит, пираргирит, прустит и пр.); в ряде месторождений Рудных гор: Аннаберг, Шнееберг (в Саксонии) в ассоциации с пруститом, пираргиритом, самородным висмутом и др., а также в месторождении Яхимов (Чехословакия) в ассоциации с висмутином и др.

На территории СССР аргентит в виде примазок, реже сплошных небольших масс, встречался на Алтае, в Змеиногорском месторождении, и изредка в ряде месторождений Нерчинского округа (в Восточном Забайкалье) и Верхоянья.

АКАНТИТ — Ag_2S . Псевдоромбич. Рамсдэлл для акантита, характеризующегося двойниковым строением, устанавливает моноклинную решетку с $a_0=9.47$, $b_0=6.92$, $c_0=8.28$; $\beta=124^\circ$. Акантит изредка наблюдается в призматических кристаллах, но чаще в сплошных массах железно-черного цвета. Блеск его в свежем изломе металлический. Тв. 2—2.5. Режется ножом. Спайность не наблюдается. Уд. вес 7.2—7.3. П. п. тр. и в кислотах ведет себя, как аргентит.

Акантит образуется при температурах ниже 179° . В природе он распространен гораздо шире, чем аргентит. По существу почти все находки аргентита в действительности, вероятно, представляют собой акантит, включая параморфозы ромбической модификации по кубической. Находки первично образованного акантита были сделаны в Яхимове (Чехословакия) в ассоциации с пиритом, аргентитом и кальцитом на кристаллах кварца, затем в ряде месторождений в районе Фрейберга (Саксония) в парагенезисе с аргентитом и стефанитом (в свое время здесь были встречены длиннопризматические кристаллы до 22 мм в длину), а также в Чихуахуа и Самберет, Цакатекас (Мексика) и в других местах.

БЕРЦЕЛИАНИТ — Cu_2Se . Кубич. с. Очень редкий. Cu 16.6%, Se 38.4%. Наблюдался в виде вкраплений и дендритовых корочек в кальците или в порошковатых черных массах. Цвет серебряно-белый с голубым оттенком; тускнеет до черного. Ковок. Черта блестящая. Блеск в свежем изломе металлический. Тв. 2. Уд. вес 6.7. Из раствора в крепкой H_2SO_4 при прибавлении воды выпадает красный осадок селена. Встречен в месторождении Скрикерум (Швеция) в кальцитовых жилах, в серпентините в ассоциации с другими селенидами, а также в месторождении Лербах, Гарц (Германия) в железных рудах.

КРУКЕЗИТ — $(\text{Cu}, \text{Tl}, \text{Ag})_2\text{Se}$. Сингония неизвестна. Очень редкий. Наблюдался в сплошных массах свинцово-серого цвета. Блеск его металлический. Тв. 2.5—3. Хруп.

кий. Уд. вес 6.90. П. п. тр. легко плавится в зеленовато-черную эмаль, окрашивая пламя в яркозеленый цвет. В HCl нерастворим. Полностью растворяется в HNO₃. Встречен в месторождении Скрикерум (Швеция) в ассоциации с другими селенидами.

НАУМАНИТ — Ag₂Se. Кубич. с. (при температурах выше 133°). Редкий. Содержит также серу и свинец, возможно в виде механической примеси. Цвет и черта железно-черные, блеск металлический. Под микроскопом анизотропен. Тв. 2—2.5. Ковок. Спайность по кубу. Уд. вес 8.0. П. п. тр. легко плавится. От клаусталита—PbSe и тиманита—HgSe (см. ниже) без спектрального и химического анализов не отличим. Встречался в Тилькероде, Гарц (Германия), в ассоциации с другими селенидами в больших количествах в Деламаре, Айдахо (США) и в других местах.

АГВИЛАРИТ — Ag₂(Se, S). Кубический при повышенных температурах. Редкий. В скелетоподобных ковких кристаллах железно-черного цвета. Блеск его металлический. Тв. 2.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 7.58. В закрытой трубке при нагревании медленно выделяется серебро с возгоном шелковистых иголок SeO₂. Встречен в Гуанахуато (Мексика) в ассоциации с аргентитом и самородным серебром, а также в золоторудном месторождении Комсток, Невада (США).

ГЕССИТ — Ag₂Te. Назван в честь известного профессора Петербургского института корпуса горных инженеров (Горного института) акад. Г. И. Гесса (1802—1850). Псевдокубический. Редкий. Оптически анизотропен. Существует в двух полиморфных модификациях: кубической и моноклинной. Переход в моноклинную модификацию происходит при температуре ниже 150°. Кристаллическая структура моноклинной модификации характеризуется следующими параметрами решетки: $a_0=6.57$; $b_0=6.14$, $c_0=6.10$; $\beta=61^\circ 15'$.

Химический состав. Ag 63.3%, Te 36.7%. Гессит содержит часто золото в виде включений.

Цвет его свинцово-серый, иногда с зеленоватым оттенком (вследствие обилия микроскопических включений золота). Блеск металлический. Тв. 2.5—3. Уд. вес 8.24—8.45. Более высокие удельные веса обуславливаются обилием включений золота. П. п. тр. плавится в черный королек, который в восстановительном пламени по мере охлаждения покрывается дендритами серебра. Раствор в концентрированной серной кислоте при нагревании окрашивается в характерный для теллура пурпурный цвет.

Гессит встречается в гидротермальных «золото-серебряных» жилах совместно с теллуридами золота и серебра, алтаитом, пиритом, галенитом, тетраэдритом и др. Описан в золоторудном месторождении Степняк (в 40 км на юг от курорта Боровое, Центральный Казахстан) в ассоциации с золотом, серебром, галенитом, тетраэдритом и др.; в Заводинском руднике (Алтай), где он встречался в кусках весом до 200 кг, совместно с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и другими минералами, а также в псевдоморфозах по пириту. Установлен в золотоносных россыпях Красного ключа (Верхне-Ангарский район Бурят-Монгольской АССР); гальки гессита богаты микроскопическими включениями золота. Описан также в Сен-Себастьяне (Мексика), Калаверасе и Неваде, в Калифорнии, Боулдер, Игл и Сан Хуан, Колорадо (США) и в других местах.

ПЕЦЦИТ — (Ag, Au)₂Te. Псевдокубич. Редкий. Оптически анизотропен. Очевидно существует в двух полиморфных модификациях. Отношение Ag: Au равно примерно 3:1, что отвечает содержанию Ag 42%, Au 25.5% и Te 32.5%. Возможно, что является двойным соединением. Цвет его свинцово-серый до стально-серого. Блеск металлический. Тв. 2.5—3. Уд. вес 8.7—9.2. Поведение п. п. тр. такое же, как у гессита. Хорогоча (Забайкалье) — в виде галек в шлихах; Нагиаг (Румыния); Калгурли (Западная Австралия); Крипл-Крик (Колорадо).

ШТРОМЕЙЕРИТ — Cu₂S · Ag₂S. Ромбич. с. Похож на халькозин. Ag 53%, Cu 31.2%. Встречается в столбчатых кристаллах и в сплошных массах. При температуре выше 78° претерпевает полиморфное превращение в кубическую модификацию. Цвет и черта темностально-серые. Блеск металлический. Тв. 2.5—3. Уд. вес 6.15—6.3. Встречался в Карамышевском, Петровском, Змеиногорском месторождениях на Алтае, а также в Чили, Перу, Аргентине и в других пунктах.

ЯЛПАИТ — Cu₂S · 3Ag₂S. Псевдокубич. Редкий. Под микроскопом в полированных шлифах оптически анизотропен. Вероятно, существует в двух полиморфных модификациях. Содержание Ag 71.3%, Cu 14.1%. Встречается в сплошных массах. Цвет темносвинцово-серый. Блеск металлический. Тв. 2.5. Ковок. Уд. вес 6.87—6.89. Встречен в Зырянском месторождении на Алтае и Ялпа в Мексике.

ЭВКАЙРИТ — Cu₂Se · Ag₂Se. Псевдокубич. Редкий. Оптически анизотропен. Вероятно, существует в двух полиморфных модификациях. Изоморфен с штрмейеритом. Цвет оловянно-белый или свинцово-серый с бурой побежалостью. Блеск металлический. Тв. 2—3. Уд. вес 7.6—7.8. Встречен в месторождениях Скрикерум (Швеция), Тилькероде и Лербах, Гарц (Германия), в Атакама (Чили) и в других местах.

УМАНИТ — Cu₃Se₂. Сингония неизвестна. Редкий. Встречен в виде отдельных зерен и зернистых агрегатов темного вишнево-красного цвета; изменяется в фиоле-

тово-синий цвет. Черта черная. Блеск полуметаллический. Тв. 3. Излом неровный. Уд. вес 5.62. В ассоциации с эвкайритом, тиманитом, борнитом и кальцитом найден в Сьерра де Уманго и в Сьерра Санагаста (Аргентина). Встречен также в Гарце (Германия) в парагенезисе с клаусталитом, тиманитом, берцелианитом, халькопиритом и пиритом, в Скрикерум (Швеция) и в других местах.

РИКАРДИТ — Cu₄Te₃. Редкий. В сплошных выделениях темнокрасного цвета. Блеск металлический; быстро тускнеет. Оптически сильно анизотропный. Тв. 3.5. Уд. вес 7.54. П. п. тр. сплавляется в хрупкий королек. Растворим в HNO₃. В значительных количествах был встречен в Гуд Хоп, Вулкан, Импресс Джозефин, Колорадо (США) и в других местах. В парагенезисе с ним наблюдались самородный теллур, петцит, бертьерит, самородное серебро и др.

ВЕЙССИТ — Cu₅Te₃. Очень редкий. В сплошных выделениях синевато-черного цвета, изменяющегося в глубокий черный цвет. Черта черная. Блеск металлический. Оптически анизотропный. Тв. 3. Уд. вес 6. В ассоциации с пиритом, самородным теллуrom, петцитом и рикардитом встречен в Гуд Хоп и Мамут Чимней, Вулкан, Колорадо (США).

ЭМПРЕССИТ — AgTe. В тонкозернистых массах бронзового цвета. Черта серовато-черная. Тв. 3—3.5. Хрупкий, иногда рыхлый. Излом неровный. Уд. вес 7.51. В ассоциации с галенитом и самородным теллуrom встречен в Импресс Джозефин, Колорадо (США).

МУТМАНИТ — (Ag, Au)Te. Очень редкий. Содержание Au 22—35%, Ag 16—26%, Te 39—48%. В таблитчатых, вытянутых в одном направлении кристаллах яркого лагунно-желтого цвета. Черта темносерая. Блеск металлический. Тв. 2.5. Спайность совершенная по удлинению. Уд. вес 5.598. В тесной ассоциации с другими теллуридами, особенно с креннеритом, встречен в месторождении Нагиаг, Трансильвания (Румыния).

3. ГРУППА ГАЛЕНИТА

К этой группе относятся следующие минералы кубической сингонии:

			a_0	Уд. вес
Галенит	PbS	Кубич. с.	5.93	7.57
Клаусталит	PbSe	" "	6.162	8.079
Алтаит	PbTe	" "	6.439	8.274
Алабандит	MnS	" "	5.214	4.050
Ольдгамит	CaS	" "	5.686	2.589

Все они характеризуются однотипной кристаллической структурой — типа NaCl.

Здесь же опишем еще два минерала, кристаллические структуры которых являются переходными от структуры галита к слоистой структуре.

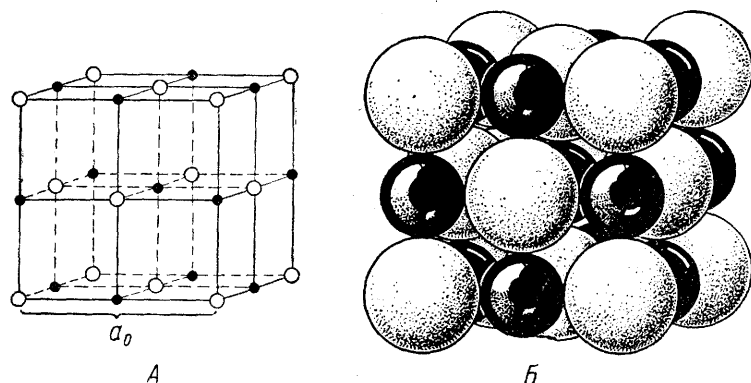
		a_0	b_0	c_0
Герценбергит · SnS	Ромбич. с.	3.98	4.33	11.18
Тиллит SnS · PbS	" "	4.04	4.28	11.53

ГАЛЕНИТ — PbS. Название происходит от латинского слова — галена — «свинцовая руда». Синоним: свинцовый блеск. Разновидность: селенистый галенит. Физическая разновидность, известная под названием «свинчак», представляет собой плотную матовую тонкозернистую массу.

Химический состав. Pb 86.6%, S 13.4%. Из примесей чаще всего присутствуют: Ag до десятых долей процента, Cu, Zn, иногда Se (селенистый галенит), Bi, Fe, As, Sb, Mo, изредка Mn, U и др. В большинстве случаев эти элементы бывают связаны с микроскопически мелкими включениями посторонних минералов.

Сингония кубическая; гексоктаэдрический в. с. $3L^4 4L_6^3 6L^2 9PC$. **Кристаллическая структура**, в которой кристаллизуются сульфиды, селениды и теллуриды группы галенита, принадлежит к типу NaCl (фиг. 146). В основе ее лежит кубическая гранецентрированная решетка (ср. с фиг. 105 на стр. 175), характеризующаяся тем, что ионы располагаются в вер-

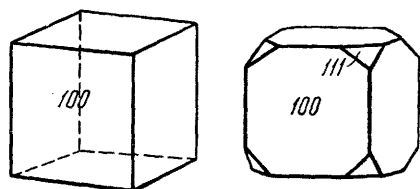
шинах куба и в центре каждой грани. В отличие от нее в структуре типа NaCl принимают участие два сорта ионов, располагающихся так же, как и в простых гранецентрированных решетках, причем одна из них как бы вставлена в другую, равномерно раздвинутую решетку (фиг. 146 Б). Если элементарную ячейку мы разобьем на малые кубы, то ионы каждого сорта будут поочередно занимать их вершины. Координационное число для обоих сортов ионов 6. На фиг. 146 по углам большого куба и в центре граней помещены ионы серы, а ионы свинца в промежутках. Но можно изобразить и наоборот: существо структуры



Фиг. 146. Кристаллическая структура галенита

А—расположение центров ионов (черные кружочки—Pb, светлые—S); Б—кристаллическая структура, изображенная в виде шаров в том же масштабе

при этом не меняется. **Облик кристаллов** большей частью кубический, иногда с гранями октаэдра (фиг. 147), реже октаэдрический. Наиболее часто встречающиеся формы: $\{100\}$, $\{111\}$, реже $\{110\}$. Двойники по $\{111\}$. Кристаллы галенита встречаются только в друзовых пустотах.



Фиг. 147. Кубические кристаллы галенита

Обычно же он наблюдается в виде зернистых масс или вкрапленных выделений неправильной формы. Изредка наблюдались сталактитовые формы метакolloидных образований галенита.

Цвет галенита свинцово-серый. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический. Отражательная способность сравнительно высокая — 43.

Твердость 2—3. **Хрупок**. **Спайность**

весьма совершенная по кубу. У висмутсодержащих разновидностей наблюдается отдельность по $\{111\}$. При нагревании она исчезает и проявляется обычная спайность по кубу. **Уд. вес** 7,4—7,6. **Прочие свойства.** Обладает слабой электропроводностью. Характерны также детекторные свойства. Теплота образования $Pb + S$ меньше 20 тыс. кал.

Диагностические признаки. Легко узнается по цвету, блеску, характерной спайности по кубу, низкой твердости и удельному весу. В скрытокристаллических массах, носящих название свинчика, отличается от похожих на него сурьмянистых и мышьяковистых соединений по удельному весу, поведению перед паяльной трубкой и химическим реакциям.

П., п. тр. легко плавится. С содой дает королек свинца. Легко растворяется в HNO_3 , давая серу и белый осадок $PbSO_4$ вследствие частичного окисления его при растворении.

Происхождение. Галенит почти исключительно распространен в гидротермальных месторождениях. Нередко он образует богатые скопления. Весьма характерно, что он почти всегда встречается в парагенезисе с сфалеритом (ZnS), по отношению к которому находится обычно в подчиненных количествах. Гидротермальные свинцово-цинковые месторождения образуются либо в виде типичных жил, либо в виде неправильных метасоматических залежей в известняках и известковистых породах.

Из других минералов в ассоциации с галенитом встречаются: пирит, халькопирит, блеклые руды, сульфосоли серебра, свинца, меди, арсенипирит и др. Из нерудных минералов в этих рудах, кроме кварца и кальцита, встречаются также различные карбонаты, барит ($BaSO_4$), флюорит (CaF_2) и др.

При экзогенных процессах минералообразования галенит образуется исключительно редко. Как редкий случай в литературе описаны находки галенита в виде налетов и корок на конкрециях пирита и марказита в месторождениях каменных углей (в Боровичском районе Ленинградской области) и фосфорита, иногда в так называемых медистых песчаниках. Известны также псевдоморфозы галенита по пироморфиту ($Pb_5[PO_4]_3Cl$).

При окислении в процессе выветривания месторождений галенит покрывается коркой англезита ($PbSO_4$), переходящего с поверхности в церуссит ($PbCO_3$). Эти трудно растворимые соединения образуют как бы плотную рубашку вокруг центральных, нетронутых разрушением участков галенита, прекращая доступ окисляющих агентов во внутрь. Поэтому не удивительно, что сплошные массы галенита в виде желваков с такой рубашкой встречаются в зоне накопления глинистых наносов и даже в россыпях. В отличие от сфалерита, за счет галенита в зоне окисления, кроме англезита и церуссита, возникает и целый ряд других труднорастворимых кислородных соединений: фосфаты, арсенаты, ванадаты, молибдаты и др. Вследствие этого зоны окисления свинцово-цинковых месторождений бывают, как правило, обогащены свинцом.

Галенит искусственно легко получается различными путями, например при действии сероводорода на растворы свинца, подкисленные HNO_3 , из хлористых соединений свинца в струе сухого сероводородного газа в накаливаемой трубке, при разложении сульфата свинца в атмосфере H_2 или CO , при взаимодействии в воде сульфата свинца с гниющими органическими веществами (сульфат помещался для этого в мешочек, опущенный в воду) и т. д. Хорошо образованные кристаллы и друзы на стенках сосуда были получены путем медленного охлаждения накаленной тонкоизмельченной смеси сернистого свинца с порошком мела в тигле. Очевидно, кристаллические образования возникли путем возгонки в атмосфере углекислоты, освободившейся при прокаливании мела.

Практическое значение. Галенит представляет собой важнейшую свинцовую руду. Почти вся мировая продукция свинца связана с добычей этого минерала.

Помимо выплавки металла, применение которого общезвестно, небольшая часть галенитовых руд перерабатывается на глет (PbO) с целью получения свинцовых препаратов, в частности красок (белил, сурика, крона и др.) и глазури.

При плавке попутно со свинцом извлекаются также значительные количества серебра, которое в виде ряда серебросодержащих минералов парагенетически связано с галенитом, а в ряде случаев и висмут.

Промышленное содержание свинца в галенитовых рудах определяется в 5—6%. При комплексном использовании руд оно может быть снижено до 2—3%.

Месторождения. Из многочисленных месторождений галенитсодержащих руд на территории СССР отметим лишь некоторые. Наиболее известны: старое Садопское жильное месторождение на Северном Кавказе, Турланское (Ачисайское) месторождение с необычайно крупнокристаллическими массами сплошного галенита, залегающее в известняках гор Кара-Тау (к северо-востоку от г. Туркестана), Алтайские месторождения так называемых полиметаллических руд, представленных очень тонкозернистыми массами пирита, сфалерита, халькопирита, галенита и блеклых руд, многочисленные небольшие месторождения Средней Азии (Карамазарские горы и др.), Нерчинские месторождения в Забайкалье. Галенит с октаэдрической отдельностью встречается в месторождении Акчагыл (к юго-востоку от г. Каркаралинска, Центральный Казахстан).

Из иностранных месторождений отметим крупнейшие в мире месторождения штата Миссури (США) в виде вкрапленности и рассеянных гнезд в известняках и глинистых сланцах на обширной территории, Ледвилл («Свинцовый город») в Колорадо, Брокен-Хилл (Новый Южный Уэльс в Австралии), Мпанда в Западной Танганьике (Африка) и др.

КЛАУСТАЛИТ — PbSe. Кубич. с. Редкий. Pb 73.3%. Встречается в тонкозернистых массах, похожих на агрегаты галенита, который он очень напоминает и по физическим свойствам. Цвет его свинцово-серый с голубоватым оттенком. Блеск металлический. Тв. 2.5—3. Уд. вес 7.6—7.8. Спайность по кубу. Содержание Pb и Se легко устанавливается спектральным анализом. При накаливании пробы в открытой трубке получается красный налет селена и SeO₂ (в виде белых кристаллов). Из раствора в крепкой H₂SO₄ при прибавлении воды выпадает красный осадок селена. Клаусталь, Тилькероде, Лербак и др., Гарц (Германия), где он никогда не встречается вместе с галенитом, Церро де Качеута (Аргентина) и др.

АЛТАИТ — PbTe. Кубич. с. Редкий. Pb 62.3%. Встречается в кубических кристаллах, но чаще в сплошных зернистых агрегатах. Цвет его оловянно-белый с желтоватым оттенком и бронзово-желтой побелалостью. Блеск металлический. Тв. 3—3.5. Хрупок. Спайность по кубу совершенная. Уд. вес 8.1—8.2. Содержание Pb и Te легко устанавливается спектральным анализом. П. п. тр. на угле окрашивает пламя в голубой цвет и сплавляется в шарик. Раствор в крепкой H₂SO₄ окрашивается в пурпурный цвет (характерный для теллура). Встречается совместно с другими теллуридами, самородным теллуrom, пиритом, галенитом, сфалеритом и др. в Заводинском руднике (Алтай), Степяке (Центральный Казахстан), Станиелаус, Калифорния, Колорадо (США), Мексике и др.

АЛАБАНДИТ — MnS. Кубич. с. Редкий. Mn 63.2%. Встречается в плохо образованных кристаллах и в виде вкраплений неправильных зерен. Цвет его темнозеленый, стально-серый до железно-черного. Черта зеленоватая. Блеск алмазный до полуметаллического. Тв. 3.5—4. Спайность совершенная по кубу. Уд. вес 3.9—4.1. В азотной и соляной кислотах быстро растворяется, выделяя резкий запах сероводорода. Ассоциирует с гидротермальными марганцевыми минералами: родохрозитом (MnCO₃), родонитом (MnSiO₃) и другими, а также с сфалеритом, галенитом, халькопиритом, теллуридами серебра, золота и др. Описан в Алабанде, Ангора (Малая Азия), в больших массах в Орицаба (Мексика), Нагнаг (Румыния) и в других местах.

ОЛЬДГАМИТ — CaS. Кубич. с. Встречается в метеоритах в виде сферолитовых образований светлого каштаново-бурого цвета. Блеск алмазный. Оптически изотропный. Для искусственного соединения $N=2.137$ (в Na-свете). Тв. 4. Спайность по кубу. Уд. вес 2.58. П. п. тр. не плавится. Разлагается в воде и при кипячении. В HCl растворяется с выделением H₂S. Был найден в метеорите из Бюсти (Индия) в виде включений в пироксенах.

ГЕРЦЕНБЕРГИТ — SnS. Синоним: кольбекин. Ромбич. с. Очень редкий. Как указывалось, кристаллическая решетка интересна в том отношении, что она является как бы переходной от решетки типа NaCl к слоистой, псевдотетрагональной решетке.

Встречается в тонкозернистых, графитоподобных массах. Цвет черный. Черта черная. Тв. 2—2.5. Уд. вес 5. Легко растворим в HCl. Встречен с касситеритом, пиритом и кварцем в оловорудном месторождении Мария-Тереза (Боливия).

ТИЛЛИТ — SnS·PbS. Ромбич. с. Образует пластинчатые агрегаты, очень похожие на графит или молибденит. Отдельные кристаллы имеют таблитчатый облик. Кристаллическая решетка аналогична решетке герценбергита. Очевидно, является двойным соединением. Цвет свинцово-серый до темносерого. Черта черная. Блеск металлический. Тв. 2—3. Иногда ковкий. Спайность по кубу совершенная. Легко отщепляемые пластинки не эластичны. Уд. вес 6.36. П. п. тр. не плавится, но выделяется SO₂. Легко растворим в концентрированных HCl и HNO₃. При эндогенных окислительных процессах распадается на смесь PbS и SnO₂. При выветривании превращается в порошокатую массу SnO₂. В значительных массах был обнаружен в оловорудных месторождениях Боливии: Санта Роза, Эль Сальвадор, Поопо, Оруро и других в ассоциации с вуртцитом, касситеритом, галенитом, сфалеритом, пиритом и с другими минералами. У нас встречается в оловорудных месторождениях Дальнего Востока.

4. ГРУППА СФАЛЕРИТА

Здесь рассматривается группа частью диморфных минералов, кристаллизующихся в кубической и гексагональной сингонии — в кристаллических решетках типа сфалерита (с тетраэдрической координацией) или типа вуртцита. Эти структуры относятся друг к другу как кубическая, плотноупакованная к гексагональной, плотноупакованной (с тройной осью сфалерита, отвечающей оси с вуртцита).

			<i>a</i> ₀	<i>c</i> ₀	Уд. вес
Сфалерит . . .	ZnS	Кубич. с.	5.400		4.683
Металиннабарит. HgS		" "	5.854		7.65
Тиманит	HgSe	" "	6.069		8.26
Колорадоит . .	HgTe	" "	6.444		8.092
Вуртцит . . .	ZnS	Гексаг. с.	3.811	6.234	4.10
Гринокит . . .	CdS	" "	4.142	6.724	4.772
Вольцит . . .	Zn ₃ S ₄ O	?			

Кроме того, здесь же опишем относящийся сюда по некоторым свойствам, но существенно отличающийся от приведенных минералов по кристаллической структуре сульфид ртути:

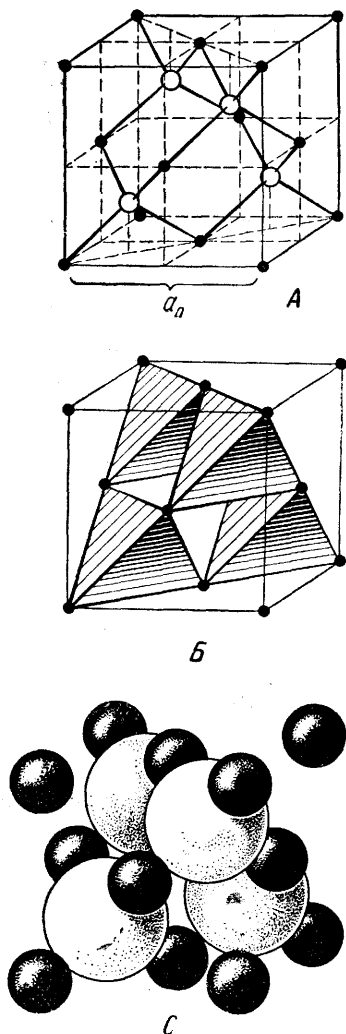
Киноварь . . .	HgS	Гексаг. с.	4.160	9.540	8.09
----------------	-----	------------	-------	-------	------

При описании отдельных минералов будем придерживаться порядка расположения их по химическому составу (Zn, Cd, Hg).

СФАЛЕРИТ — ZnS. Название происходит от греческого слова сфалерос — «обманчивый», очевидно потому, что по внешним признакам он совершенно не похож на обычные сульфиды металлов. Синоним: цинковая обманка. Разновидности: **клейофан** — светлоокрашенная или бесцветная разновидность (почти без примесей), **марматит** — черная железистая разновидность сфалерита; **пршибрамит** — (Zn, Cd)S, богатая кадмием (Cd до 5%) разновидность сфалерита.

Химический состав. Zn 67.1%, S 32.9%. В качестве примесей чаще всего присутствует Fe (до 20%); такие разновидности под микроскопом обнаруживают мельчайшие включения пирротина (FeS) как продукта распада твердого раствора (фиг. 26 на стр. 75). Иногда в виде таких же включений присутствует халькопирит — CuFeS₂ и изредка станнин — Cu₂FeSnS₄, чем объясняется примесь в сфалеритах меди и олова. Нередко в виде изоморфной примеси присутствуют Cd (до десятых долей процента, редко до 2—5%), In (до сотых долей процента), Ga, Mn, Hg и др.

Сингония кубическая, гексатетраэдрический в. с. $3L_4^{24}L^36P$. Кристаллическая структура похожа на структуру алмаза, с той разницей, что центры малых кубов заняты иными атомами (ионами), чем вершины и центры граней большого куба. Как показано на фиг. 148, во-



Фиг. 148. Кристаллическая структура сфалерита

A—расположение центров ионов цинка (черные кружочки) и серы (светлые кружочки); B—та же решетка, изображенная в виде тетраэдров, внутри каждого из которых располагаются центры ионов серы; C—кристаллическая структура, изображенная в виде шаров

Цвет	Содержание Fe (в %)	a_0
Бесцветный	0.16	5.412
Буровато-черный	10.31	5.4213
Черный	18.25	5.431
Черный	26.2	5.439

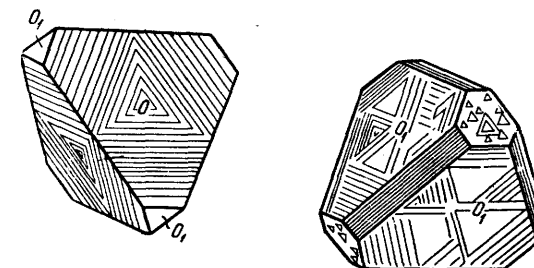
Несмотря на то, что ионный радиус железа меньше, чем цинка, размеры элементарной ячейки сильно железистых сфалеритов, как мы ви-

димо, сохраняются почти одинаковыми. Эти результаты согласуются с данными микроскопических исследований богатых железом разновидностей сфалерита в полированных шлифах: главная масса железа в сфалерите присутствует в виде самостоятельного минерала — пирротина (FeS), выделившегося в мельчайших зернышках, являющихся продуктом распада твердого раствора. Эти включения устанавливаются даже в сфалеритах с содержанием железа 5—6%. Наличием этих тонкодисперсных включений и объясняется черный цвет сфалерита. Характерно также, что опубликованные анализы железистых сфалеритов не показывают каких-либо правильных соотношений между серой и железом, как это устанавливается для типичного пирротина. **Облик кристаллов.** Сфалерит часто встречается в виде хорошо образованных кристаллов в друзовых пустотах. Облик кристаллов чаще всего тетраэдрический (фиг. 149), причем положительные и отрицательные формы нередко отличаются характером блеска и фигурами травления. Двойники не редки по (111). Широко развиты полисинтетические двойники, устанавливаемые при травлении под микроскопом. Агре-

гаты полиаризации ионов в структурах типа сфалерита по сравнению с типом NaCl существенно усиливаются. Эти структуры проявляются в случаях, когда катионами в соединениях кубической сингонии типа AX являются сильно поляризующие металлы с 18-электронной оболочкой (Cu, Zn, Cd и др.). Сам сфалерит по характеру связей является промежуточным веществом между типичными гомополярными и ионными соединениями. Этим объясняются такие свойства этого минерала, как прозрачность, алмазный блеск и пр., не присущие большинству сульфидов.

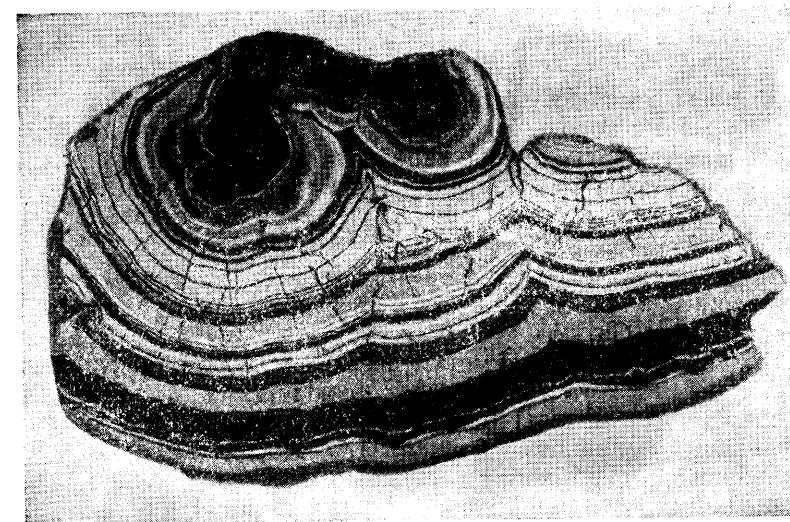
Интересно отметить, что были проведены тщательные измерения кристаллической решетки различных по содержанию железа кристаллов сфалерита. Результаты сводятся к следующему:

дим, сохраняются почти одинаковыми. Эти результаты согласуются с данными микроскопических исследований богатых железом разновидностей сфалерита в полированных шлифах: главная масса железа в сфалерите присутствует в виде самостоятельного минерала — пирротина (FeS), выделившегося в мельчайших зернышках, являющихся продуктом распада твердого раствора. Эти включения устанавливаются даже в сфалеритах с содержанием железа 5—6%. Наличием этих тонкодисперсных включений и объясняется черный цвет сфалерита. Характерно также, что опубликованные анализы железистых сфалеритов не показывают каких-либо правильных соотношений между серой и железом, как это устанавливается для типичного пирротина. **Облик кристаллов.** Сфалерит часто встречается в виде хорошо образованных кристаллов в друзовых пустотах. Облик кристаллов чаще всего тетраэдрический (фиг. 149), причем положительные и отрицательные формы нередко отличаются характером блеска и фигурами травления. Двойники не редки по (111). Широко развиты полисинтетические двойники, устанавливаемые при травлении под микроскопом. Агре-



Фиг. 149. Тетраэдрические кристаллы сфалерита

гаты полиаризации ионов в структурах типа сфалерита по сравнению с типом NaCl существенно усиливаются. Эти структуры проявляются в случаях, когда катионами в соединениях кубической сингонии типа AX являются сильно поляризующие металлы с 18-электронной оболочкой (Cu, Zn, Cd и др.). Сам сфалерит по характеру связей является промежуточным веществом между типичными гомополярными и ионными соединениями. Этим объясняются такие свойства этого минерала, как прозрачность, алмазный блеск и пр., не присущие большинству сульфидов.



Фиг. 150. Метаколлоидный сфалерит концентрически-зонального строения. Лишь первая и третья снизу серые полосы сложены галенитом

гаты. Сплошные массы сфалерита характеризуются явнотерной структурой, легко распознаваемой благодаря резко проявленной спайности в отдельных зернах. Реже встречаются почковидные формы образований (фиг. 150).

Цвет сфалерита обычно бурый или коричневый; часто черной (марматит), реже желтой, красной и зеленоватой окраски. Известны совершенно бесцветные прозрачные разновидности (клеифан). Черта белая или

светлоокрашенная в желтые и бурые оттенки. Разности, богатые железом, дают коричневую черту. **Блеск** алмазный. Показатель преломления в Na-свете $n = 2.37$. Отражательная способность низкая — 17.

Твердость 3—4. Довольно хрупок. **Спайность** весьма совершенная по {110}. Объяснение дано было выше (см. стр. 99). **Уд. вес** 3.5—4.2. **Прочие свойства.** Электричества не проводит. Обладает полярным термоэлектричеством. Некоторые разновидности при трении или раскалывании фосфоресцируют. Теплота образования $Zn + S$ около 40 тыс. кал.

Диагностические признаки. Для сфалерита характерны изометрической формы кристаллические зерна, обладающие спайностью по ромбодекаэдру, т. е. по шести направлениям, отвечающим плоским сеткам в решетке, сложенным атомами цинка и серы. Этим железистые разности сфалерита легко отличаются от весьма похожих на них по цвету, твердости, блеску и по другим признакам вольфрамита — $(Fe, Mn)WO_4$ и энаргита — Cu_3AsS_4 , которые обладают призматическим обликом зерен и спайностью в одном направлении.

П. п. тр. растрескивается, но почти не плавится. В окислительном пламени на угле дает белый налет окиси цинка. В концентрированной HNO_3 растворяется с выделением серы.

Происхождение. Главная масса месторождений сфалерита, так же как и галенита, с которым он почти постоянно ассоциирует, принадлежит к гидротермальным месторождениям (см. галенит). В некоторых сульфидных месторождениях он парагенетически бывает связан с халькопиритом.

В экзогенных условиях сфалерит образуется крайне редко. Он был встречен в некоторых осадочных месторождениях угля.

При процессах окисления сфалерит разлагается сравнительно быстро с образованием сульфата цинка, легко растворимого в водах, вследствие чего зоны окисления бывают сильно обеднены цинком (ср. галенит). Если боковые породы месторождения представлены известняками, то в них образуются скопления карбоната цинка — смитсонита.

Искусственно сфалерит получается действием H_2S на слабо кислые и щелочные растворы солей цинка. Из кислых растворов выпадает вюрцит.

Практическое значение. Сфалерит является главной рудой цинка. Попутно с цинком из сфалеритовых руд извлекаются ценные редкие металлы: Cd, In и Ga.

При обжиге и плавке полиметаллических руд ZnS , окисляясь в ZnO , в значительной мере улетучивается с отходящими газами. Поэтому обычно прибегают к предварительному обогащению руд с разделением их на свинцовый и цинковый концентраты. Последний после предварительного обжига в особых печах с целью окисления цинка в дальнейшем подвергается восстановительной плавке в закрытых ретортах с пергонкой цинка.

Металлический цинк, получаемый возгонкой, не обладает чистотой и употребляется для изготовления оцинкованного железа. Очистка сырого цинка производится путем электролиза. Электролитический цинк употребляется для изготовления латуни, бронзы и других сплавов.

Кроме того, сфалерит в небольших количествах непосредственно употребляется на изготовление цинковых белил, для изготовления флюоресцирующих экранов и др.

Минимальное промышленное содержание цинка в рудах выражается цифрой 7—8%.

Кадмий, в главной своей массе добываемый попутно из сфалеритовых руд, находит применение: в гальванопластике при покрытии изделий из стали и железа с целью борьбы с коррозией металла; для получения легкоплавких сплавов, более прочных и обладающих большей сопротивляемостью высоким температурам и истиранию, чем баббитовые, в состав которых в значительном количестве входит олово; в производстве аккумуляторов, автоматических противопожарных аппаратов и для других целей.

Галлий представляет собой металл, по свойствам во многом напоминающий алюминий; он плавится при 29° , а с алюминием образует сплав, при обыкновенной температуре жидкий; температура кипения галлия, в отличие от ртути, очень высокая ($1700—2300^\circ$), что позволяет его применять в ряде случаев вместо ртути для наполнения термометров и других точных приборов. Галлиевые лампы дают свет, близкий к солнечному.

Индий, как антикоррозионный металл, употребляется для покрытий металлических изделий, а также в производстве рефлекторов для прожекторов и автомобильных фар. Органические соединения индия применяются для борьбы с сонной болезнью.

Месторождения. Сфалерит в свинцово-цинковых месторождениях, отдельные примеры которых были приведены выше (см. галенит), как правило, значительно преобладает в количественном отношении над галенитом.

В некоторых месторождениях встречаются друзы хорошо образованных кристаллов сфалерита с кальцитом, кварцем и другими минералами, например в месторождениях Нагольного кряжа на Украине и в других.

Очень интересные метаколлоидные образования сфалерита в виде концентрически-полосчатых почковидных выделений встречены в ряде пунктов Грузии — Квайса, а также Абхазии (на горе Дзышра) в известняках, в ассоциации с галенитом, пиритом, марказитом, халькопиритом, кальцитом или доломитом.

Сфалерит в тесной ассоциации с халькопиритом (почти без галенита) наблюдается в ряде так называемых колчеданных залежей Урала: месторождения Карпушинское, им. III Интернационала и др.

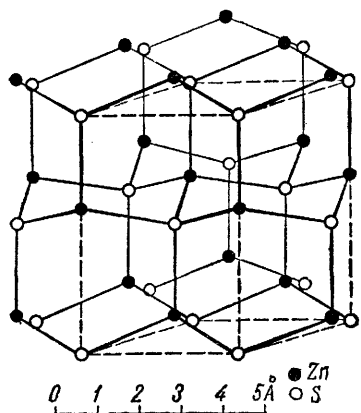
Из наиболее интересных в минералогическом отношении иностранных месторождений отметим следующие: Пршибрам (Чехословакия); прекрасные кристаллы в пустотах среди доломита в Биннетале (Швейцария); замечательные по прозрачности кристаллы сфалерита из месторождений района Сантандер (Северная Испания); крупнейшие месторождения Джоплин, Миссури (США), Мпанда в Западной Танганьике (Африка) и др. Главная добыча цинка производится в США.

ВЮРЦИТ — ZnS . Минерал назван в честь французского химика Вюрца. Разновидность: эритроцит — марганецсодержащий вюрцит $(Zn, Mn)S$.

Химический состав такой же, как у сфалерита. Обычно содержит повышенное количество кадмия.

Сингония гексагональная; дигексагонально-пирамидальный в. с. L^6P . **Кристаллическая структура** вюрцита почти тождественна структуре сфалерита. С другой стороны, она близка по положению ионов к гексагональной решетке с плотнейшей упаковкой атомов (фиг. 151). В обеих модификациях ZnS каждый ион S лежит между 4 ионами Zn. Структура вюрцита легко может быть выведена из структуры сфале-

рита следующим образом: если решетку сфалерита мы изобразим стоящей на грани тетраэдра (подобно тому, как это было показано для алмаза — см. фиг. 132 А на стр. 200), то сходство структуры вюртцита (фиг. 151) со структурой сфалерита будет совершенно очевидно. В слоях ионов, параллельных (0001), ионы цинка, как видим из фиг. 151, располагаются несколько выше, а слои ионов серы — относительно ниже. Близость кристаллических решеток сфалерита и вюртцита сказывается и на близости ряда физических их свойств: цвета, прозрачности, показателей преломления, твердости, удельного веса и др. **Облик кристаллов** пирамидальный, короткостолбчатый или таблитчатый. **Агрегаты.** Нередко встречается в метакolloидных массах с радиально-волоконистым строением.



Фиг. 151. Кристаллическая решетка вюртцита

$= 2.356$; двупреломление $Ng - Nm = 0.022$.

Твердость 3.5—4. **Хрупок.** **Спайность** совершенная по $\{10\bar{1}0\}$ и несовершенная по $\{0001\}$. **Уд. вес** 4.0—4.3.

Диагностические признаки. В сплошных массах вюртцит внешне от сфалерита не отличим. Оптическая анизотропия его может быть установлена только под микроскопом. Его можно определить также рентгенометрически (по дебаеграммам). По поведению перед паяльной трубкой и в кислотах не отличим от сфалерита.

Происхождение. Вюртцит является сравнительно редким минералом. В некоторых гидротермальных месторождениях, образовавшихся при низких температурах, он встречается совместно с сфалеритом, галенитом и другими минералами.

Как показывают опыты по искусственному получению этого минерала, вюртцит может образоваться при относительно высоких температурах, но при охлаждении переходит в сфалерит, т. е. в кубическую модификацию. В метастабильном состоянии он получается при низких температурах из кислых растворов.

Месторождения. В очень незначительных количествах вюртцит совместно с сфалеритом установлен в некоторых месторождениях Урала: Блява, Яман-Касы; на территории Киргизской ССР: Ак-Тюз, Караваш и др.

Из иностранных месторождений наибольший минералогический интерес представляют следующие: концентрически-зональные метакolloидные разности в Пршибрам (Чехословакия), хорошо образованные пирамидальные кристаллы в Бьютт, Монтана (США), Оруро, Потози (Боливия) и др.

Самостоятельного практического значения этот минерал не имеет.

ВОЛЬТЦИТ — Zn_3S_4O . Сингония не известна. Встречен в сферических образованиях или в виде корок радиально-волоконистого и тонкопластинчатого строения. Цвет грязно-розово-красный с желтоватым или буроватым оттенком. Оптически одноосный, положительный. $N = 2.03$. Двупреломление высокое. Тв. 4—4.5. Уд. вес 3.7—3.8.

П. п. тр. ведет себя как сфалерит. В HCl разлагается с выделением сероводорода. Впервые встречен на руднике Розье, Пюи де Дом (Франция). Был установлен также на руднике Элиас, недалеко от Яхимова (Чехословакия) на галените, сфалерите и других сульфидах. Вероятно, является минералом экзогенного происхождения.

ГРИНОКИТ — CdS. Синоним: кадмиевая обманка. Гексаг. с. Редкий. Cd 77.7%. Иногда содержит индий. Редко встречающиеся мелкие кристаллы имеют боченковидные или остропирамидальные формы. Обычно наблюдается в виде порошковатых и землистых примазок.

Цвет его желтый, оранжево-желтый, темнооранжевый. Черта оранжево-желтая до кирпично-красной. Блеск алмазный. Оптически одноосный, положительный. Показатели преломления для Na-света: $Ng = 2.529$, $Nm = 2.506$; $Ng - Nm = 0.023$. Тв. 3—3.5.

Хрупок. Спайность совершенная по $\{10\bar{1}0\}$. Уд. вес 4.9—5.0. От сходных с ним аурипигмента (As_2S_3), реалгара (AsS) и вульфенита ($PbMoO_4$) отличается по поведению п. п. тр. (при сильном прокаливании с содой дает красно-бурый налет CdO). При растворении в кислотах чувствуется резкий запах H_2S . Реакция на кадмий производится со спиртовым раствором дифенилкарбазида на фильтровальной бумаге.

Этот минерал обычно экзогенного происхождения. Он часто наблюдается в ассоциации с кадмийсодержащим сфалеритом или вюртцитом в зоне окисления сульфидных месторождений. Значительные скопления гринокита до сих пор не наблюдались.

Гринокит встречается в зоне окисления месторождений Кзыл-Эспе (Центральный Казахстан), Гайнах-Кан, Кан-Сай, Обисорбух (Средняя Азия), в колчеданной залежи Сибавского месторождения на Южном Урале в виде мельчайших кристалликов в пустотах на халькопирите и галените, и в других местах.

Из месторождений зарубежных стран должны быть отмечены: Бишоптон (Шотландия), Пршибрам (Чехословакия), Фриденсвил, Пенсильвания (США) и др. О применении кадмия см. сфалерит.

МЕТАЦИННАБАРИТ — HgS . Кубич. с.: гексатетраэдрический в. с. Редкий. Hg 86.2%. Устанавливается также содержание Zn и Fe. Онофрит оказался смесью тиманита и сфалерита. Кристаллическая структура аналогична сфалериту. Встречается в мельчайших кристалликах, чаще в черных порошковатых массах и в виде черных налетов. Цвет и черта черные. Блеск полуметаллический. Тв. 3. Уд. вес 7.6—7.8. В отличие от киновари хорошо проводит электрический ток. В закрытой трубке при 400—550° переходит в гексагональную модификацию HgS .

Этот минерал имеет экзогенное происхождение. Он выпадает, вероятно, из кислых сульфатных вод в верхних частях месторождений. Неустойчив, с течением времени переходит в гексагональную модификацию — киноварь. Встречается во многих месторождениях киновари. Промышленные скопления его редки (Нью-Идрия, Калифорния).

ТИМАНИТ — $HgSe$. Кубич. с. Очень редкий. Тетраэдрические кристаллы и сплошные массы. Hg 75.2%. Кристаллическая структура аналогична структуре сфалерита. Цвет тиманита темновинцово-серый. Блеск полуметаллический. Тв. 2—3. Уд. вес 8.2—8.3. Клаусталь, Тилькеродэ, Лербах, Гарц (Германия), в значительных количествах близ Мернсвил, Пиут Юта (США).

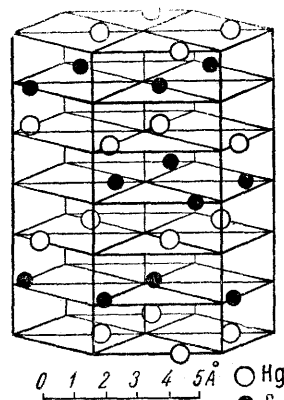
КОЛОРАДОИТ — $HgTe$. Кубич. с. Очень редкий. В сплошных массах. Похож на петцит. Hg 61%. Цвет железно-черный с пестрой побежалостью. Тв. 3. Уд. вес 8—8.6. Спутник теллуридов золота в Колорадо (США) и Калгурли (Зап. Австралия).

КИНОВАРЬ — HgS . Предполагают, что название перешло из Индии где так называются красная смола и «кровь дракона».

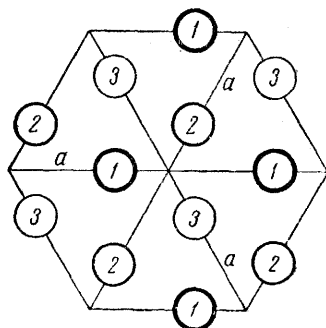
Химический состав. Hg 86.2%, S 13.8%. Посторонние элементы обычно связаны с механическими примесями.

Сингония тригональная; тригонально-трапецоэдрический в. с. L^33L^2 . **Кристаллическая структура** весьма оригинальна. Она имеет гексагональный облик (фиг. 152) с симметрией, характерной для кварца. Как можно видеть на рисунке, обе пространственные группы ионов энантиоморфны. Каждая плоская группа ионов ртути или серы может быть выведена зеркальным отражением от соседней. В целом решетка обладает винтовой осью третьего порядка, параллельной вертикальной оси, с перемещением вдоль ее на $1/3 c$. Если мы спроектируем положение ионов Hg на базальную плоскость (фиг. 153), то прежде всего заметим, что все ионы находятся не в вершинах углов решетки, а смещены почти на одну треть расстояния a от ближайших вершин с сохранением симметрии. Каждый ион верхнего слоя (1) лежит между тремя нижеследующими ионами второго слоя (2), каждый ион которого, в свою

очередь, располагается между тремя ионами нижнего слоя (3), т. е. так, как это мы имеем для кубической решетки с плотнейшей упаковкой (см. фиг. 110 А на стр. 176), или так, как располагаются атомы Na перпендикулярно тройной оси в решетке типа NaCl. Если бы



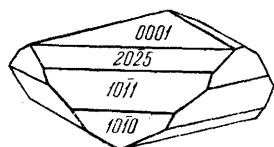
Фиг. 152. Кристаллическая решетка киновари



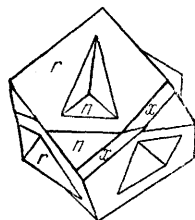
Фиг. 153. Проекция ионов ртути в решетке киновари (см. фиг. 152) на плоскость (0001)

ионы S, располагающиеся между каждыми двумя триадами ионов Hg, были смещены в своем положении также на одну треть расстояния a , то мы в целом имели бы в точности структуру NaCl, слегка вытянутую вдоль тройной оси. Однако на самом деле смещение ионов серы составляет $0.21 a$, в силу чего расстояния Hg—S не равнозначны в трех направлениях, что сильно сказывается на оптических свойствах минерала. Таким образом, структуру киновари в целом можно рассматривать как искаженную структуру NaCl с координационным числом 6 (как для Hg, так и для S).

Облик кристаллов. Киноварь встречается в виде мелких толстотаблитчатых по (0001) или ромбодрических кристаллов $\{10\bar{1}1\}$, $\{2025\}$,



Фиг. 154. Кристалл киновари



Фиг. 155. Двойник киновари. Никитовское месторождение $r\{10\bar{1}1\}$, $n\{202\bar{1}\}$, $x\{42\bar{6}3\}$

и др. (фиг. 154), иногда с гранями трапецоэдра. Нередки двойники по (0001) (фиг. 155). **Агрегаты.** Гораздо чаще наблюдается в виде вкрапленных, неправильных по форме зерен, иногда в сплошных массах, а также в виде порошковатых примазок и налетов. Так называемая «печенковая руда» представляет собой скрытокристаллические массы, богатые посторонними землистыми и органическими примесями.

Цвет киновари красный, иногда с свинцово-серой побелалостью. **Черта** красная. **Блеск** алмазный. Полупрозрачна. Оптически положи-

тельна. Показатели преломления весьма высокие: для Na-света $N_g = 3.272$, $N_m = 2.913$; $N_g - N_m = 0.359$. Необычайно сильно вращает плоскость поляризации (в 15 раз больше, чем кварц).

Твердость 2—2.5. Хрупка. **Спайность** по $\{10\bar{1}0\}$ довольно совершенная. **Уд. вес** 8.09—8.20. **Прочие свойства.** В отличие от метациннабарита киноварь не проводит электричества. Теплота образования $\text{Hg} + \text{S} = 17$ тыс. кал.

Диагностические признаки. Киноварь довольно легко узнается по красному цвету, низкой твердости, высокому удельному весу и поведению перед паяльной трубкой.

П. п. тр. на угле возгорается без остатка. Испарение начинается с температуры 200° . При нагревании в закрытой трубке образуется черный возгон, состоящий частью из HgS, частью из металлической ртути. При нагревании в открытой трубке, т. е. в присутствии кислорода, образуется металлическая ртуть, осаждающаяся на холодных стенках трубки в виде мельчайших шариков, по реакции: $\text{HgS} + \text{O}_2 = \text{Hg} + \text{SO}_2$. На этом основаны заводские методы получения ртути.

Растворяется в царской водке. Хлор вообще разлагает киноварь. Разлагается также в растворах сульфидов едких щелочей. Азотная и серная кислоты на киноварь не действуют.

Происхождение. Месторождения киновари относятся исключительно к числу гидротермальных, образовавшихся при низких температурах. Известны примеры отложения киновари из горячих щелочных растворов, выходящих на поверхность земли (таковы, например, источники Стимбот в Неваде и Сольфор-Бэнк в Калифорнии). Из рудных минералов в ассоциации с киноварью встречаются: часто антимонит (Sb_2S_3), пирит, реже арсенопирит, реальгар (AsS), иногда сфалерит, халькопирит и др. Из нерудных минералов, сопровождающих выделения киновари, распространены обычно кварц, кальцит, нередко флюорит, барит, иногда гипс, каолинит, накрит и др.

В зонах окисления ртутных месторождений как вторичные минералы встречаются: метациннабарит в виде черных пленок, самородная ртуть и изредка хлориды ртути. Вообще же киноварь в окислительной обстановке, в отличие от многих других сульфидов, довольно устойчива, особенно в северных широтах. Этим обстоятельством обуславливается тот факт, что она нередко присутствует в россыпях, при промывке которых легко улавливается в шлихах благодаря высокому удельному весу.

Следует также упомянуть о том, что изредка встречается киноварь экзогенного происхождения, образующаяся в низах зоны окисления при разложении шватцита (ртутьсодержащей блеклой руды).

Искусственно киноварь может быть получена различными путями, в частности действием H_2S на хлорную ртуть.

Практическое значение. Киноварь является почти единственным источником получения ртути. Самородная ртуть в природе встречается сравнительно редко. Ртуть употребляется преимущественно для амальгамации золота при добыче его из коренных руд, для изготовления химических, гремучей ртути $\text{Hg}(\text{CNO})$ — взрывчатого вещества для детонаторов, и в физических приборах.

Месторождения. Наиболее крупным месторождением киновари в СССР является Никитовское (в 3 км от ст. Никитовка, Северо-Донецкой ж. д.). Здесь она встречается в ассоциации с антимонитом, кварцем, накритом, арсенопиритом и изредка пиритом.

Ряд небольших месторождений известен на Кавказе. Из них минералогический интерес представляет Х и д е ш л е п с к о е месторождение, в котором киноварь ассоциирует с яркокрасным реальгаром.

Более значительные месторождения установлены в Средней Азии. главным образом вдоль северных предгорьев Алайского и Туркестанского хребтов: Х а й д а р к а н с к о е, Ч а у в а й с к о е и др. Киноварь находится здесь в ассоциации с кварцем, антимонитом, флюоритом, кальцитом, баритом и с другими минералами в виде мелких зерен в рудных брекчиях.

На территории Ойротской автономной области (Западная Сибирь) следует отметить А к т а ш с к о е месторождение, в котором киноварь находится среди известняковой брекчии в глинисто-карбонатном цементе. Здесь же обнаруживается самородная ртуть в виде капелек в порах и трещинах среди раздробленных пород.

Из иностранных месторождений киновари большой известностью пользуются крупные месторождения А л ь м а д е н в Испании, И д р и я, Альпы (Италия), Н ь ю - А л ь м а д е н и Н ь ю - И д р и я в Калифорнии, Пончи-Лейк (Британская Колумбия), Хуанкавелика (Перу) и др.

5. ГРУППА ПИРРОТИНА

В этой группе объединены моносulfиды и им подобные соединения с As и Sb металлов VIII группы периодической системы элементов, в частности Fe, Ni и Co. Хотя искусственно все они могут быть получены в кристаллической структуре типа никелина и часто с недостатком металлических атомов в соединениях, однако, в природных условиях наблюдаются также и другие модификации.

			a_0	c_0	Уд. вес
Троилит	FeS	Псевдокуб. ?			4.8
Пирротин	$Fe_{1-x}S$	Гексаг. с.	3.433	5.646*	4.6
Никелин	NiAs	" "	3.602	5.009	7.834
Брейтгауптит	NiSb	" "	3.938	5.138	8.63
Миллерит	NiS	" "	9.60	3.15	5.36
Пентландит	$(Fe, Ni)_9S_8$	Кубич. с.	10.09		4.95
Маухерит	$Ni_{11}As_8$?	Тетраг. с.	6.844	21.83	8.00

Кроме того, отметим как не вполне достоверные минералы: д ж е й п у р и т — CoS , гексаг. с.; м о д д е р и т — $CoAs$, ромбич. с., и г а у х е к о р н и т — $(Ni, Co)_7(S, Sb, Bi)_8$, тетраг. с.

Здесь же опишем моносulfиды металлов группы платины, встречающиеся в парагенезисе с пирротинем, пентландитом и халькопиритом. Правда, они характеризуются совершенно особыми кристаллическими структурами тетрагональной сингонии:

Куперит	PtS	Тетраг. с.	3.47	6.10	9.5
Брэггит	$(Pt, Pd, Ni)S$	" "	6.37	6.58	10.0

ТРОИЛИТ — FeS . Псевдокуб.? Обычно этот минерал встречается в метеоритах, нередко в виде шарообразных включений. В последнее время установлен в ультраосновных магматических породах. По составу он почти точно отвечает формуле моносulfиды железа, что существенно отличает его от пирротина.

Цвет бронзово-желтый. Черта черная. Блеск металлический. Тв. 4. Хрупок. Уд. в. 4.59—4.82. Обладает парамагнитными свойствами. В азотной и соляной кислотах в отличие от пирротина чрезвычайно легко разлагается на холоду с бурным выделением H_2S .

Искусственно получается при сплавлении железа и серы. По имеющимся сведениям, моносulfид железа при температуре ниже 298° претерпевает превращение

* По данным Бюргера: $a_0=6.87$ и $c_0=22.7$.

в ромбическую (?) модификацию, сопровождающееся сокращением массы (по Лёбэ и Беккеру); при 138° происходит новое превращение в устойчивую гексагональную модификацию, к которой принадлежит обычный пирротин гидротермальных месторождений. Согласно рентгенометрическим данным, троилит по структуре отвечает бедному серой пирротину, очевидно являющемуся параморфозой по высокотемпературной модификации.

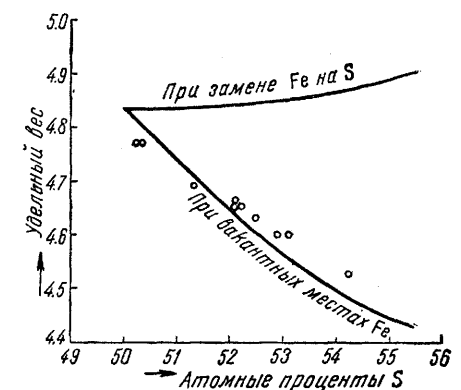
Троилит встречается в прожилках до 3 см мощностью в хромитовом месторождении Халилово (Ю. Урал) среди ультраосновных магматических пород.

ПИРРОТИН — $Fe_{1-x}S$ (чаще всего — Fe_6S_7 до $Fe_{11}S_{12}$). Обычно формулу его обозначают в виде FeS . Название происходит от греческого слова пиррос — «огнецветный». Синоним: магнитный колчедан. Гидротроилит (неудачное название) представляет собой черное тонкодисперсное пластичное вещество, встречающееся в илах и глинах лиманов и озер. По всей вероятности, он является гидрогелем моносulfиды железа с адсорбированной водой (рентгенометрически не изучен).

Химический состав. Против формулы FeS всегда наблюдается избыточное содержание серы: вместо 36.4% оно доходит до $39-40\%$. Поскольку меняющееся содержание серы в пирротине не укладывается в формулу FeS , считали, что этот минерал представляет собой пример твердого раствора S в Fe, что оказалось неверным (см. ниже). Из примесей иногда присутствуют в незначительных количествах Cu, Ni, Co, изредка Mn, Zn и др. (первые три металла — главным образом за счет включений халькопирита и пентландита).

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. L^6L^27PC . Эта модификация устойчива при температурах ниже 138° (см. троилит).

Кристаллическая структура пирротина характеризуется гексагональной решеткой типа никелина (см. ниже). Как показывают рентгенометрические исследования, избыток содержащейся в нем серы (против формулы FeS) не может быть объяснен тем, что добавочные ионы серы входят куда-то в промежутки в решетке пирротина, так как для этого в ней нет достаточных по размерам пустот. Можно предположить, что либо ионы S заменяют частично Fe в решетке, либо при постоянном числе ионов S в решетке некоторые места для ионов Fe остаются не занятыми. К решению этого вопроса Хэгг подошел путем сопоставления вычисленных удельных весов для обоих вариантов. На фиг. 156 изображены две кривые: верхняя кривая показывает вычисленные значения удельных весов при предположении, что ионы серы частично заменяют ионы Fe^1 , нижняя — для другого варианта, когда часть



Фиг. 156. Кривыми показаны вычисленные удельные веса. Крестками изображены удельные веса, установленные для пирротина в действительности

мест для ионов Fe остается не занятой. Крестками показаны значения удельных весов реально существующих в природе разновидностей пирротина. Сравнивая эти данные, легко убедиться в том, что второе предполо-

¹ Тот факт, что эта кривая, несмотря на увеличение содержания легких ионов серы, обнаруживает тенденцию к подъему, объясняется тем, что объем решетки при увеличении содержания атомов серы уменьшается.

жение оказывается правильным. В таком случае следует допустить, что часть ионов железа обладает более высокой валентностью¹.

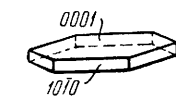
Облик кристаллов. Кристаллы пирротина вообще редки. Обычно они имеют таблитчатый, реже столбчатый или пирамидальный облик (фиг. 157 и 158) с наиболее часто встречающимися гранями пинакоида $\{0001\}$, призмы $\{10\bar{1}0\}$, дипирамид $\{10\bar{1}1\}$, $\{20\bar{2}1\}$ и др. Двойники редки по $\{10\bar{1}1\}$ (фиг. 158). Обычно же пирротин встречается в сплошных массах или в виде вкраплений неправильной формы зерен.

Цвет пирротина темный бронзово-желтый с бурой побежалостью. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический. Отражательная способность в полированном виде повышенная — 38.

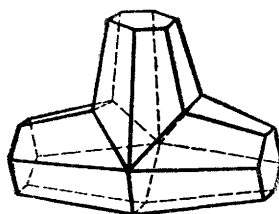
Твердость 4. Довольно хрупок. **Спайность** несовершенная по $\{10\bar{1}0\}$. Кроме того, наблюдается ясная отдельность по $\{0001\}$. **Уд. вес** 4.58—

4.70. **Прочие свойства.** Магнитен. Ферромагнетизм проявляется у более богатых серой разновидностей. Хороший проводник электричества. Теплота образования $Fe + S$ около 20 тыс. кал.

Диагностические признаки. Характерным для пирротина является его цвет и часто устанавливаемые магнитные свойства. В полированных об-



Фиг. 157.
Таблитчатый
кристалл
пирротина



Фиг. 158. Двойник пирротина

разцах обладает слабым розовым оттенком и сильной анизотропией.

П. п. тр. сплавляется в черную магнитную массу. В азотной и соляной кислотах разлагается с трудом, что сильно отличает его от тронлита.

Происхождение. Пирротин в сравнительно редких случаях является высокотемпературным минералом. Образование его, так же как и пирита (FeS_2), зависит не столько от температуры, сколько от концентрации ионов серы в растворах: при высокой ее концентрации железо выделяется в виде дисульфида (FeS_2), при пониженной — в виде моносульфида (FeS).

Пирротин распространен почти исключительно в эндогенных месторождениях и притом в различных генетических типах.

1. Довольно широким распространением он пользуется в основных изверженных породах, главным образом в норитах, иногда в габбро-диабазе. В них среди сульфидных скоплений он является главным минералом, встречаясь в тесной ассоциации с пентландитом и халькопиритом (месторождения медно-никелевых руд типа Сёдбери в Канаде). Несмотря на то, что эти сульфиды располагаются среди материнских магматических пород, они по времени образования являются последними, кристаллизующимися после силикатов.

2. В контактово-метасоматическом типе месторождений пирротин иногда образует значительные скопления, главным образом у границы с известняками. В парагенезисе с ним в этих месторождениях встречаются халькопирит, пирит, магнетит, черный сфалерит, арсенопирит, иногда касситерит (SnO_2), шеелит ($CaWO_4$), кальцит, эпидот, кварц и др. Все они образуются в более позднюю стадию процесса скарнообразования.

¹ Такое представление о пирротине, как о твердом растворе Fe_2S_3 или Fe_3S_4 в сернистом железе, в известной степени подтверждается химическим путем (С. В. Липин).

3. В ряде типичных гидротермальных месторождений пирротин наблюдается в ассоциации с сфалеритом, галенитом, халькопиритом, касситеритом, арсенопиритом, железистыми хлоритами, карбонатами и др. Среди этих минералов пирротин принадлежит к числу наиболее поздних. В друзовых пустотах хорошо образованные кристаллы пирротина обычно наблюдаются выросшими на кристаллах таких более ранних минералов, как сфалерит, кварц, кальцит и др. В большинстве случаев, по данным микроскопических исследований, пирротин не содержит признаков полиморфных превращений и, повидимому, образовался при температурах не выше 138° .

4. Изредка пирротин наблюдался в продуктах возгона при вулканических извержениях.

5. Редкие находки своеобразных выделений пирротина были сделаны среди осадочных образований в ассоциации с сидеритом (Жерченское месторождение железа), а также в фосфоритовых желваках.

При выветривании в зоне окисления пирротин является наиболее легко разлагающимся сульфидом. Первоначально образуется сульфат закиси железа, который в присутствии кислорода переходит в сульфат окиси железа. Последний, гидролизуясь, дает гидроокислы железа (лимонит) и свободную серную кислоту, переходящую в раствор. У уровня грунтовых вод в зоне первичных руд за счет пирротина легко образуются скрытокристаллические или порошковатые черного цвета массы марказита (FeS_2). Источником серы для образования двусернистого железа за счет пирротина служит, очевидно, H_2S , образующийся при разложении сернистых соединений металлов.

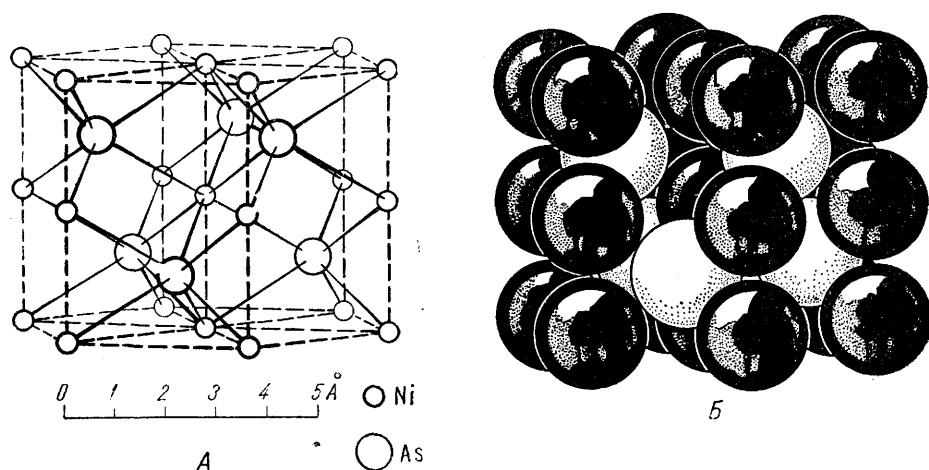
Практическое значение. Залежи сплошных пирротиновых руд, не содержащих других металлических полезных ископаемых, имеют ограниченное промышленное значение. Как сырье для сернокислотного производства пирротиновые руды значительно уступают пиритовым рудам. Содержание в них серы обычно не превышает 30—32%, тогда как в пиритовых рудах оно достигает 45—50%. Лишь в тех промышленных районах, где отсутствуют пиритовые залежи, пирротиновые руды могут быть использованы в качестве заменителя пиритовых руд.

Месторождения. На примерах магматических месторождений пирротина типа Сёдбери мы остановимся ниже (см. пентландит). Из контактово-метасоматических месторождений укажем на Башмаковское и Богословское месторождения (в группе Турьинских рудников на Северном Урале). К числу типичных гидротермальных месторождений, богатых пирротинном, принадлежит Девдоракское (недалеко от Военно-Грузинской дороги, у сел. Казбек) на Кавказе, где пирротин, ассоциируясь с кварцем и халькопиритом, слагает линзообразное тело в сланцах, затем золоторудное месторождение Коммунар (Богмдарованное) в Кузнецком Алатау, где этот минерал образует местами большие скопления в ассоциации с кварцем, сфалеритом, галенитом, золотом и с другими минералами. В месторождении Тетюхэ (Приморский край) мы имеем единственный у нас случай нахождения довольно крупных кристаллов пирротина в друзовых пустотах, выделившегося на кристаллах сфалерита, кальцита и других ранее образовавшихся минералов.

НИКЕЛИН — NiAs. Синоним: красный никелевый колчедан.

Химический состав. Ni 43.9%, As 56.1%. Примеси: Fe (до 2.7%), S (до 5%), иногда Sb и Co. В разновидности, называемой аритом, содержание сурьмы в виде твердого раствора доходит до 6%. Обычно наблюдаемые широкие колебания в составе никелина часто обусловлены примесями посторонних минералов, обнаруживаемыми под микроскопом.

Сингония гексагональная; вид симметрии не известен. **Кристаллическая структура** характеризуется простой гексагональной решеткой (фиг. 159). Она может быть получена из гексагональной структуры плотнейшей упаковки (см. фиг. 106 и 109 на стр. 175 и 176), если атомы никеля расположить в узлах гексагональной ячейки, а атомы мышьяка — примерно в центрах половинного числа тригональных призм (см. фиг. 106 Б). Таким образом, каждый атом мышьяка окружен 6 атомами никеля, а каждый атом никеля — 6 атомами мышьяка и,



Фиг. 159. Кристаллическая структура никелина

А—места расположения центров атомов Ni и As; Б—кристаллическая структура, изображенная в виде шаров

кроме того, близок к двум атомам никеля (вертикально расположенным), являющимся также его ближайшими соседями. Это объясняет ту особенность кристаллических структур этого типа, что связь атомов в этих структурах отчасти обладает признаками ионной, отчасти металлической связи, что сказывается не только на повышении таких свойств, как отражательная способность, электропроводность и др., но также на некотором непостоянстве состава соединений, кристаллизующихся в структуре этого типа. **Облик кристаллов.** Кристаллы встречаются очень редко, притом в неясно образованных формах с господствующими гранями $\{10\bar{1}1\}$. Обычно встречается в сплошных массах.

Цвет никелина бледный медно-красный. **Черта** буровато-черная. **Блеск** металлический. Отражательная способность высокая—51—56.

Твердость 5. Хрупок. **Спайность** несовершенная по $\{10\bar{1}0\}$. **Уд. вес** 7.6—7.8. Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. Весьма характерны для этого минерала его бледный медно-красный цвет, металлический блеск. Никелин от очень похожего на него, но более редкого брейтгауптита — NiSb отличить по внешним признакам без химических реакций трудно.

П. п. тр. на угле плавится в блестящий хрупкий королек, причем дает сильный чесночный запах мышьяка. В закрытой трубке при сильном накаливании на холодных стенках образуется зеркало мышьяка. Раствор в азотной кислоте имеет яблочно-зеленый цвет; от прибавления аммиака раствор становится голубым. С диметилглиоксимом дает густой розовый осадок.

Происхождение. Никелин чаще всего встречается в гидротермальных жильных месторождениях, иногда в значительных количествах в виде вкрапленности или сплошных масс. В парагенезисе с ним нередко наблюдаются хлоантит, раммельсбергит, шмальтин, иногда брейтгауптит, самородный висмут, самородное серебро и др.

Иногда никелин встречается в месторождениях, генетически связанных с основными магматическими породами (Сёдбери в Канаде), участвуя в составе сульфидных руд как гидротермальный минерал.

В процессе выветривания за счет никелина образуется яркозеленый минерал аннабергит $(\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O})$, обычно в виде примазок и порошковатых масс.

Практическое значение. Никелинсодержащие руды при значительных запасах могут являться важной промышленной рудой.

Месторождения. У нас в Союзе наиболее интересные находки никелина были сделаны в Беркульском золоторудном месторождении (Западная Сибирь). Никелин вместе с другими арсенидами никеля (раммельсбергитом, герсдорфитом и др.) наблюдался в виде сплошных масс неправильной гнездообразной формы, иногда в виде желваков в прожилках карбонатов.

Из иностранных месторождений следует отметить некоторые жильные гидротермальные месторождения Рудных гор (в Саксонии) так называемой кобальто-никеле-серебряной формации с самородным висмутом (тип Шнееберг) и затем известное месторождение Кобальт (в Онтарио, Канада). Никелин здесь наблюдается в ассоциации с сульфидами и арсенидами никеля и кобальта и другими минералами.

БРЕЙТГАУПТИТ — NiSb. Гексагон. с. Ni 32.8%. Обычно встречается в сплошных массах, дендритовидных и почковидных формах. Кристаллическая структура аналогична таковой никелина. Цвет бледный медно-красный; в отличие от никелина для него характерен фиолетовый оттенок. Черта красновато-бурая. Тв. 5. Уд. вес 7.9—8.6. П. п. тр. плавится с трудом, на угле дает белый плотный налет Sb_2O_3 . Растворяясь в азотной кислоте, образует белый осадок Sb_2O_3 . Условия нахождения в природе совершенно аналогичны условиям, при которых встречается никелин, с которым он иногда залегает совместно. Встречен в месторождении Кобальт в Онтарио (Канада) и в других местах.

МИЛЛЕРИТ — NiS. Название дано по имени английского кристаллографа Миллера. Синонимы: волосистый колчедан.

Химический состав. Ni 64.7%, S 35.3%. Из примесей присутствуют: Fe (до 1—2%), Co (до 0.5%), Cu (до 1%).

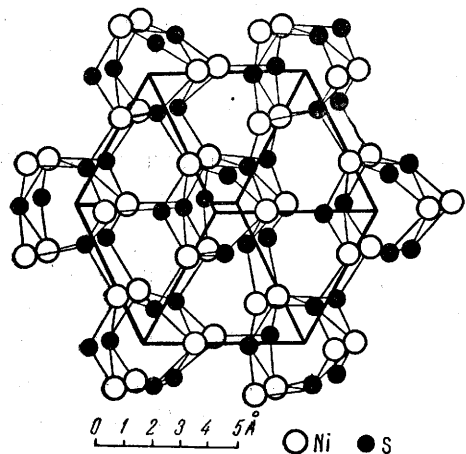
Сингония тригональная; дитригонально-дипирамидальный в. с. L^3L^24P . Наиболее обычные формы: $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$ и др. **Кристаллическая структура** отлична от структуры пирротина и искусственной высокотемпературной модификации NiS (тип никелина с координационным числом 6). Кристаллическая решетка миллерита в проекции вдоль оси с показана на фиг. 160. Структура этой модификации с координационным числом 5 (промежуточным между высокотемпературной модификацией и пентландитом) очень сложная. На описании ее останавливаться не будем. **Облик кристаллов.** Кристаллы обычно имеют игольчатую форму с грубой продольной штриховкой. **Агрегаты.** Часто встречается в радиально-лучистых, волосистых агрегатах. По этому признаку и назывался раньше волосистым колчеданом.

Цвет миллерита латунно-желтый, иногда с радужной побежалостью. **Черта** зеленовато-черная. **Блеск** сильный металлический. Отражательная способность в полированных шлифах высокая — 50—56.

Твердость 3—4. Хрупок. Волосистые кристаллы несколько упруги. **Спайность** совершенная по $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}2\}$. **Уд. вес** 5.2—5.6. **Прочие**

свойства. Хороший проводник электричества. Теплота образования $Ni + S = 20\,000$ кал.

Диагностические признаки. Для этого минерала очень характерны часто встречающиеся игольчатые формы и радиально-лучистые агрегаты латунно-желтого цвета. В тех случаях, когда он встречается в неправильной формы зернах или массах, без проверки химическим путем содержания в нем никеля и серы определить его бывает очень трудно.



Фиг. 160. Кристаллическая решетка миллерита

П. п. тр. на угле плавится с образованием блестящего кипящего королька. В восстановительном пламени в конце концов дает плотную металлическую слабо магнитную массу никеля. В азотной кислоте и царской водке этот минерал растворяется, окрашивая раствор в зеленый цвет (в данном случае обусловленный никелем), выделяя серу. Наблюдается весьма характерная реакция на никель с диметилглиоксимом.

Происхождение. Миллерит принадлежит к числу сравнительно редко встречающихся в природе минералов и в подавляющем большинстве случаев является типичным минералом гидротермального происхождения.

Он иногда встречается в месторождениях медно-никелевых сульфидных руд типа Сёдбери как позднейший минерал и нередко развивается за счет пентландита в ассоциации с пиритом и халькопиритом.

В сильно измененных позднейшими гидротермальными процессами ультраосновных никеленосных изверженных породах (дунитах и перидотитах), превращенных в тальково-карбонатные или кварцево-карбонатные породы, миллерит может наблюдаться в виде тонких жилок или радиально-лучистых и сноповидных агрегатов вдоль трещин. По всей вероятности, в этих случаях он образовался за счет никеля, содержавшегося в силикатах (оливин, серпентин), при воздействии на них H_2S гидротермальных растворов.

В типичных жильных гидротермальных месторождениях, хотя и редко, но в более существенных количествах, встречаются скопления этого минерала в ассоциации с другими никелевыми и кобальтовыми минералами, представленными главным образом сернистыми и мышьяковистыми соединениями. Миллерит в этих случаях наблюдается нередко в крупнолучистых агрегатах или в виде отдельных игольчатых и волоповидных кристаллов в парагенезисе с линнеитом, герсдорфитом, галенитом, флюоритом, кальцитом, кварцем и др. Очень часто он является продуктом более поздних изменений богатых никелем сульфидов (пентландита, полидимита).

В крайне редких случаях миллерит встречается в экзогенных образованиях совместно с другими сернистыми соединениями никеля и железа, возникающими в условиях сероводородного брожения в отложениях болотного типа вблизи разрушающихся под влиянием выветривания массивов ультраосновных никеленосных пород.

Искусственно получается при реакции растворов соединений никеля с сероводородом при относительно низких температурах.

Практическое значение. Миллерит, как один из наиболее богатых никелем минералов, представляет несомненный интерес для промышленности цветных металлов даже в тех случаях, когда он наблюдается редко вкрапленным в породе или руде, особенно если находится в ассоциации с другими никелевыми или кобальтовыми минералами.

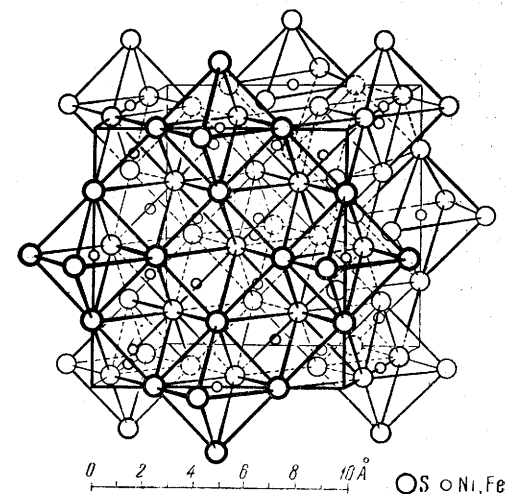
Месторождения. На территории СССР минералогическое значение имеют находки миллерита в серпентинитах весьма интересного в генетическом отношении Карабашского месторождения медистого золота (на Среднем Урале), а также в Березовском золоторудном месторождении на Урале в виде лучистых или сноповидных агрегатов в тонких карбонатных жилках среди лиственитов (гидротермально измененных ультраосновных пород). Миллерит экзогенного происхождения был установлен в Айдырлинском месторождении на Южном Урале в ассоциации с порошковатыми и конкреционными образованиями полидимита (Ni_3S_4), а также двусернистого железа (марказит, пирит) и никеля (ваэзит).

Из иностранных месторождений наибольшей известностью пользуются месторождения Рудных гор (Саксония), в частности, Фрейберг, Шнееберг и др., где миллерит в крупнолучистых агрегатах ассоциирует с другими сульфидами никеля и кобальта, а также с галенитом, полибазитом, кальцитом, флюоритом и пр.

ПЕНТЛАНДИТ — $(Fe, Ni)_9S_8$. Назван по имени лица, впервые заметившего этот минерал. Синоним: железо-никелевый колчедан.

Химический состав не постоянный. Соотношения между Fe и Ni обычно 1:1. Содержание Ni по старым, неточным анализам колеблется от 10 до 42%, Fe от 27 до 50%, S от 32 до 37%. Почти постоянно присутствует кобальт в количестве от 0.4 до 1.6% (иногда больше) в виде изоморфной примеси к никелю.

Сингония кубическая: гексаоктаэдрический в. с. В хорошо образованных кристаллах в природе пока не встречен. В виде неправильной формы зерен и включений распространен в пирротиновых рудах магматических месторождений типа Сёдбери. **Кристаллическая структура.** Элементарная ячейка имеет довольно сложное высокосимметричное строение (фиг. 161), аналогичное строению искусственно полученного кобальтсульфида — Co_9S_8 . Ионы Fe и Ni, замещая друг друга, занимают одинаковое положение в решетке, находясь в тетраэдрическом окружении ионов серы.



Фиг. 161. Кристаллическая решетка пентландита

Цвет пентландита бронзово-желтый, несколько светлее, чем у пирротина. **Черта** зеленовато-черная. **Блеск** металлический. Отражательная способность высокая — 51.

Твердость 3—4. **Хрупок**. **Спайность** совершенная по октаэдру {111}. **Уд. вес** 4.5—5. **Прочие свойства**. Магнитностью не обладает. Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. Макроскопически установить пентландит крайне трудно, так как он обычно встречается в мельчайших выделениях среди пирротиновой массы. Лишь крупные его зерна можно узнать по несколько более светлому оттенку по сравнению с пирротин и хорошо выраженной спайности. Под микроскопом в полированных шлифах узнается сравнительно легко по ряду признаков.

П. п. тр. сплавляется в черный магнитный шарик. Азотная кислота растворяет его, окрашиваясь в зеленый цвет. Прибавление NH_4OH вызывает выпадение бурого осадка гидроксида железа. С диметилглиоксимом дает резко выраженную реакцию на никель.

Происхождение. Пентландит встречается почти постоянно в парагенетической ассоциации с пирротин и халькопиритом, но только в тех сульфидных рудах, которые генетически связаны с основными и ультраосновными изверженными породами (габбро-норитами, перидотитами и др.). Парагенезис этих трех минералов в указанных породах настолько характерен, что достаточно бывает установить в них более легко определяемые минералы — пирротин и халькопирит, чтобы получить уверенность в том, что при тщательном микроскопическом изучении может быть обнаружен и пентландит, имеющий важное промышленное значение.

Микроскопические исследования показывают, что пентландит, как правило, является результатом распада твердого раствора его в пирротине, что вполне подтверждается при экспериментальном изучении системы FeS—NiS .

При выветривании за счет пентландита вначале образуется, повидимому, полидимит — Ni_3S_4 , точно так же, как и марказит или пирит в аналогичных условиях возникают за счет пирротина. В зоне окисления за счет никелевых сульфидов образуется легко растворимый в воде сульфат никеля, нередко наблюдаемый в пустотах и на стенках выработок в виде бледнозеленых сталактитов и кристаллических корочек состава $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (моренозит).

Практическое значение. Пентландитсодержащие руды являются главным источником выплавляемого никеля. Около 90% мировой продукции никеля извлекается из медно-никелевых сульфидных руд (преимущественно в Седбери). Кроме никеля, из этих руд извлекаются также кобальт, медь, металлы платиновой группы и в небольших количествах селен и теллур.

Никель применяется для изготовления специальных инструментов, посуды, как составная часть многих важных в техническом отношении сплавов (нейзильбер, никелевая сталь, сплавы с медью и цинком для реостатов, монет и др.), для получения соединений, применяемых для никелирования, и т. д.

Месторождения. Пентландит является главным никеленосным минералом в медно-никелевых сульфидных рудах, пространственно и генетически связанных с основными магматическими породами. Главным минералом в этих рудах является пирротин; пентландит и халькопирит присутствуют обычно в количестве нескольких процентов. В небольших количествах встречается также магнетит и минералы платины: сперрилит — PtAs_2 , палладистая платина, куперит — PtS , брэггит — $(\text{Pt, Pd, Ni})\text{S}$ и др.

Крупнейшее в мире месторождение таких руд, известное под названием Седбери, находится в Канаде (у оз. Онтарио). Рудные тела

в виде крупных линзообразных залежей и жил располагаются в низах магматического массива, сложенного основными породами (норитами, габбро и др.). Эти руды содержат 1—5% Ni, 2—3% Cu и платиновые металлы. Ряд месторождений этого типа известен в Южной Африке: месторождения Бушвельдского комплекса, Инсизва и др.

На территории СССР сульфидные руды, содержащие пентландит, залегают в виде жил, а также вкрапленников в низах массивов основных и ультраосновных (оливиновых) пород. Для пентландита иногда характерны крупные порфиридные зерна размером 0.5—1.0 см в поперечнике.

МАУХЕРИТ — $\text{Ni}_{11}\text{As}_2$?. Тетраг. с. Редкий. Содержит (в %): Co до 1.7, Fe до 0.8, Cu до 0.7 и S до 1. Встречается в виде неправильных зерен, иногда таблитчатых кристаллов, имеющих в свежем изломе свинцово-серый цвет с красноватым оттенком. Быстро тускнеет, покрываясь красной побежалостью. Черта серовато-черная. Блеск металлический. Тв. 5. Спайность отсутствует. Уд. вес 8.00. Растворим в концентрированной HNO_3 .

В ассоциации с никелином, хлоантитом, самородным висмутом, кальцитом, баритом, ангидритом и другими минералами встречен в месторождениях Эйслебен (Саксония), Мансфельд (Тюрингия), Лос Яралес, Малага (Испания), Кобальт, Онтарио (Канада) и в других местах.

КУПЕРИТ — PtS . Тетраг. с.; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. Иногда содержит немного (до 4%) палладия. Содержание серы 14.1—17.5%. Наблюдается в неправильных зернах свинцово-серого цвета. Блеск металлический. Отражательная способность гораздо ниже, чем у платиновых металлов (37). Тв. 4—5. Спайность по (011). Излом раковистый. Уд. вес 9.5. В закрытой трубке разлагается, выделяя серу. В царской водке не растворяется. В условиях поверхностного выветривания, повидимому, устойчив.

В ассоциации с пирротин, пентландитом, халькопиритом, сперрилитом, самородной платиной, лауритом и брэггитом и другими ближе не определенными минералами встречен в платиноносных норитах Бушвельдского комплекса (Южная Африка) — в Рустенбургском и Потгитерсрестском районах.

Легко получается искусственным путем при сплавлении платины, поташа и серы.

БРЭГГИТ — $(\text{Pt, Pd, Ni})\text{S}$. Назван так в честь Брэггов (отца и сына), создателей рентгенометрического метода в исследовании кристаллического вещества. Тетраг. с.; тетрагонально-пирамидальный или тетрагонально-дипирамидальный в. с. Кристаллическая структура отличается от таковой куперита, отвечая структуре искусственно получаемого PdS . Брэггит встречается в округленных и призматических зернах серебристо-белого цвета. Блеск металлический. Уд. вес 10.0. Остальные свойства не изучены. Выделен из концентратов медно-никелевых сульфидных руд совместно с куперитом, сперрилитом и лауритом в месторождениях районов Рустенбург и Потгитерсрест в Бушвельдском комплексе (Южная Африка).

6. ГРУППА ХАЛЬКОПИРИТА

В этой группе опишем сложные сульфиды Cu, Fe и Sn, кристаллизующиеся в тетрагональной сингонии. По кристаллической структуре они близки к сфалериту, но по физическим свойствам сильно отличаются от него. В сфалерите они иногда встречаются в виде мельчайших включений, как продукты распада ограниченного твердого раствора, что может быть объяснено именно близостью кристаллических решеток, особенно при высоких температурах. Сфалерит, в свою очередь, в виде продуктов распада твердых растворов наблюдается также в станнине.

		a_0	c_0	Уд. вес	
Халькопирит	CuFeS_2	Тетраг. с.	5.24	10.30	4.283
Станнин	$\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$	" "	5.46	10.725	4.437

Здесь же опишем еще один сложный сульфид меди и железа — борнит, по ряду свойств близкий к халькопириту, с которым он способен

образовывать широкие изоморфные смеси, распадающиеся при охлаждении:

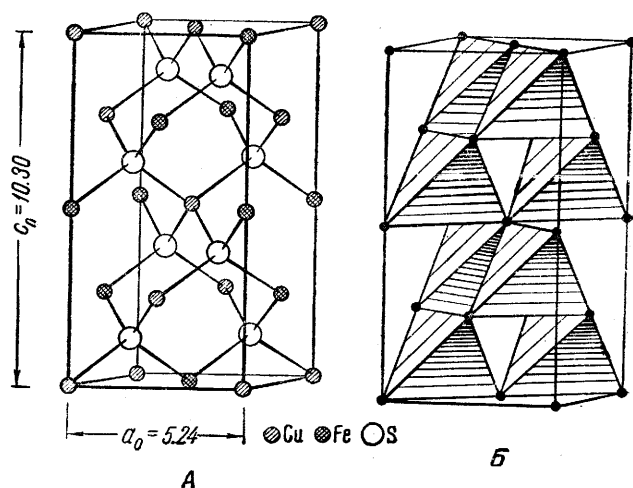
	a_0	Уд. вес
Борнит Cu_5FeS_4 Кубич. с.	10.93	5.07

Судя по тому, что в зернах халькопирита из месторождений, образовавшихся при сравнительно высоких температурах, в полированных шлифах при структурном травлении устанавливаются очень сложные полисинтетические двойники (похожие на миметические), можно допустить, что этот минерал при высоких температурах имеет другую модификацию, вероятно кубическую. То же относится и к станину.

ХАЛЬКОПИРИТ — CuFeS_2 . Халькос — по-гречески «медь»; пир — «огонь». Синоним: медный колчедан.

Химический состав. Cu 34.57%, Fe 30.54%, S 34.9%. Данные химических анализов обычно очень близки к этим цифрам. В качестве примесей в ничтожных количествах иногда присутствуют: Ag, Au, Tl и др.

Сингония тетрагональная; тетрагонально-скаленоэдрический в. с. $L_4^2 2L^2 2P$. **Кристаллическая структура** характеризуется сравнительно простой тетрагональной решеткой (фиг. 162), близкой к кубической сингонии. Элементарная ячейка халькопирита состоит как бы из удвоенной



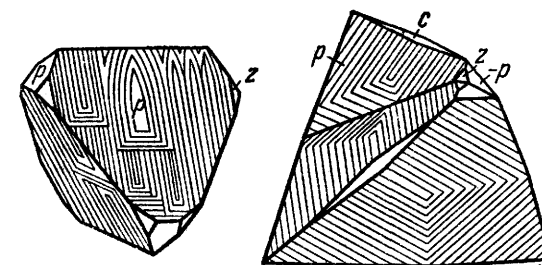
Фиг. 162. Кристаллическая решетка халькопирита

А — расположение центров ионов меди, железа и серы; Б — та же решетка, изображенная в виде тетраэдров

по высоте ячейки типа сфалерита (ср. с фиг. 148). Так же как и в сфалерите, каждый ион серы окружен четырьмя металлическими ионами в углах тетраэдра: меди и железа, располагающимися в каждом слое в определенном порядке, на описании которого останавливаться не будем. Все тетраэдрические группировки ориентированы одинаково. В отличие от сфалерита халькопирит обладает непрозрачностью, явным металлическим блеском и отсутствием совершенной спайности. **Облик кристаллов.** Кристаллы редки и встречаются только в друзовых пустотах. Чаще всего они имеют октаэдрический с комбинациями $\{111\}$ и $\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$ или тетраэдрический облик (фиг. 163), реже скаленоэдрический $\{332\}$ и др. Грани основного тетраэдра матовые или покрыты штрихами, а отрицательного — гладки. **Двойники** часты по

(111) и (100), реже (101). У более высокотемпературных разностей под микроскопом устанавливается сложное полисинтетическое двойникование. Весьма возможно, что это двойникование в ряде случаев является результатом полиморфного превращения. **Агрегаты.** Обычно встречается в сплошных массах и в виде неправильной формы вкрапленных зерен. Известны также колломорфные образования в почковидных и гроздевидных формах.

Цвет халькопирита латуно-желтый, часто с темной или пестрой побежалостью. **Черта** черная с зеленоватым оттенком. Непрозрачен. **Блеск** сильный металлический. Отражательная способность в полированном виде довольно высокая — 47.



Фиг. 163. Тетраэдрический кристалл и двойник халькопирита $p\{111\}$, $z\{011\}$, $c\{001\}$

Твердость 3—4. Довольно хрупок. **Спайность** несовершенная по $\{201\}$. **Уд. вес** 4.1—4.3. **Прочие свойства.** Обладает слабой электропроводностью.

Диагностические признаки. Довольно легко узнается по характерному цвету, твердости, резко отличающейся от пирита, который в изломе часто бывает покрыт побежалостью, похожей на цвет халькопирита. Миллерит в неправильной формы зернах также похож на халькопирит, но обладает более сильным блеском и богат никелем.

П. п. тр., растрескиваясь, сплавляется в магнитный шарик. С содой на угле дает королек меди. В закрытой трубке обнаруживает возгон серы. В азотной кислоте постепенно растворяется с выделением серы.

Происхождение. В природе халькопирит может образоваться в различных условиях.

Как спутник пирротина, он часто встречается в магматогенных месторождениях медно-никелевых сульфидных руд в основных изверженных породах (тип Сёдбери) в ассоциации с пентландитом, магнетитом, иногда кубанитом и др.

Халькопирит наиболее широко развит в типичных гидротермальных жильных и метасоматических (в том числе и контактово-метасоматических) месторождениях. Он обычно ассоциирует с пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и многими другими минералами. Из нерудных минералов в этих месторождениях встречаются кварц, кальцит, барит, различные по составу силикаты и др.

При экзогенных процессах халькопирит образуется очень редко. Известны случаи образования его в зонах вторичного сульфидного обогащения медносульфидных месторождений. Как очень редкие случаи, констатированы образования халькопирита среди осадочных пород в условиях сероводородного брожения при разложении органических остатков и притоке меденосных растворов. Наблюдались явления замещения им древесины и организмов (наряду с халькозином и марказитом).

В процессе выветривания халькопирит, разрушаясь химически, дает сульфаты меди и железа. Растворимый сульфат меди при взаимодействии с CO_2 или с карбонатами в присутствии кислорода и воды образует малахит и азурит, с гидрозолями SiO_2 — хризоколла, при взаимодействии с различными кислотами, образующимися в зоне выветрива-

ния, — разнообразные соли: арсенаты, фосфаты, ванадаты, иногда хлориды и др. В условиях очень сухого климата в зоне окисления сохраняются также различные сульфаты меди, легко растворимые в просачивающихся поверхностных водах.

Псевдоморфозы по халькопириту, т. е. замещение его вторичными сульфидами меди — борнитом, халькозином и ковеллином, широко распространены в зонах вторичного сульфидного обогащения медных месторождений.

Практическое значение. Халькопиритсодержащие руды являются одним из главных источников меди. Промышленное содержание ее в таких рудах обычно колеблется в пределах 2—2.5%.

Получаемая на металлургических заводах медь употребляется как в чистом виде, так и в виде сплавов (латуни, бронзы, томпака и др.). Главным потребителем меди является электропромышленность. Значительное количество ее расходуется в машиностроении, судостроении, в изготовлении аппаратуры для химической промышленности, в жилищном строительстве и т. д.

Месторождения. Халькопирит в качестве спутника в тех или иных количествах можно встретить почти во всех гидротермальных месторождениях самых различных сульфидных руд. В рудах многих месторождений он является существенной составной частью и имеет самостоятельное промышленное значение. На территории СССР мы имеем представителей всех генетических типов месторождений, в которых халькопирит является главным минералом меди.

На Урале широко распространены так называемые колчеданные залежи, приуроченные к толщам большей частью метаморфизованных эффузивно-осадочных пород палеозойского возраста. Главным минералом (до 60—80%) в рудах этих месторождений является пирит, с которым парагенетически связан халькопирит. К месторождениям этого типа относятся: Красногвардейская группа, Калатинская группа, Дегтярское месторождение, Карабашская группа, Учалинское и др. В других залежах халькопирит тесно ассоциирует с сфалеритом. Таковы месторождения: Карпущинское, Левихинские и др. Аналогичные по составу месторождения известны и в Закавказье: Аллаверды (Западная Армения).

К типу контактово-метасоматических месторождений в известняках относится группа Турьинских месторождений на Северном Урале и ряд месторождений Минусинского района на Восточном склоне Кузнецкого Алатау (Хакасская автономная область). В месторождениях этого типа халькопирит нередко встречается в виде крупных по размерам сплошных масс и вкрапленности в скарнах. Парагенетически он обычно связан с пиритом, иногда с пирротинном, магнетитом и другими минералами.

В виде редкой вкрапленности халькопирит вместе с пиритом распространен в зонах первичных так называемых медно-порфириновых руд среди гидротермально измененных кислых интрузивных изверженных пород: месторождения Коунрад (к северу от оз. Балхаш), Алмалык (к югу от г. Ташкента) и др. Несмотря на очень низкое содержание меди в таких рудах, общие запасы ее часто значительны.

Интересный тип месторождений представляет собой Джеккаганское месторождение медных руд (в западной части Казахстана). Здесь халькопирит совместно с борнитом образует цемент в пластах тонкозернистых песчаников. Считают, что эти минералы образовались из гидротермальных растворов путем замещения известкового цемента между песчинками кварца.

Из иностранных месторождений отметим лишь те, которые содержат наиболее крупные запасы медных руд. Крупнейшие месторождения вкрапленных руд известны в Америке: Бингхэм (в штате Юта, США), Чукикамата (Чили) и многие другие. Разрабатываются главным образом зоны вторичного сульфидного обогащения с халькозином. Огромные месторождения типа медистых песчаников известны в Катанге (Бельгийское Конго) и к югу от нее — Северно-Родзийские. Из контактово-метасоматических месторождений отметим месторождения Клифтон и Бисби в штате Аризона (США). К крупнейшим месторождениям медно-никелевых сульфидных руд относится Седбери (Канада), а также вкрапленные руды Бушвельдского комплекса (Южная Африка).

СТАННИН — $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$. Синоним: оловянный колчедан.

Химический состав. Cu 29.5%, Fe 13.1%, Sn 27.5%, S 29.9%. Содержание по анализам (в %): олова 22.0—27.7, меди 22.9—31.5, железа 4.7—23.3. Кроме того, присутствуют примеси (в %): Zn 0.75—10.1, Sb до 3, Cd до 1.5, Pb до 2 и Ag до 1.

Сингония тетрагональная: тетрагонально-скаленоэдрический в. с. $L_4^2L^22P$. Редко встречающиеся мелкие кристаллы имеют кубический или тетраэдрический облик. По внешнему виду они очень близко напоминают кристаллы халькопирита. Обычно станнин наблюдается в виде неправильных зерен и сплошных масс. **Кристаллическая структура** его совершенно аналогична структуре халькопирита (см. фиг. 162), а следовательно, близка к структуре сфалерита. Этим объясняются часто устанавливаемые в нем примеси сфалерита и халькопирита в виде продуктов распада твердых растворов. Сам станнин, как продукт распада твердого раствора, присутствует среди оловоносных разновидностей сфалерита.

Цвет станнина стально-серый с характерным оливково-зеленоватым оттенком (в свежем изломе). В случае обильных микроскопических включений халькопирита он приобретает явно желтоватый оттенок. **Черта** черная. Непрозрачен. **Блеск** в свежем изломе металлический, но быстро тускнеет. Отражательная способность сравнительно низкая — 24.

Твердость 3—4. Хрупок. **Спайность** несовершенная по {110} и {001} наблюдается редко. **Уд. вес** 4.3—4.5. **Прочие свойства.** Хорошо проводит электричество.

Диагностические признаки. Типичным для станнина является цвет с характерным оливково-зеленоватым оттенком, по которому он сравнительно легко отличается на-глаз от блеклых руд, похожих на него по ряду признаков (твердости, хрупкости и др.).

П. п. тр. на угле плавится, белея с поверхности и образуя около самой пробы белый налет SnO_2 . Медь, железо и сера устанавливают в нем химическими реакциями. В азотной кислоте станнин разлагается, выделяя серу и двуокись олова; раствор его приобретает синий цвет.

Происхождение. Станнин является сравнительно мало распространенным минералом и встречается в гидротермальных оловорудных месторождениях.

В вольфрамо-оловянных месторождениях он наблюдается в ассоциации с касситеритом (SnO_2), халькопиритом, арсенопиритом, вольфрамитом и с другими минералами.

Гораздо чаще станнин встречается в сфалерито-галенитовых и сфалерито-пирротиновых оловосодержащих рудах. В этих рудах парагенетически с ним очень тесно связаны сфалерит и халькопирит, а иногда

пирротин, галенит и др. В ряде случаев устанавливаются явления замещения станнина касситеритом (SnO_2), очевидно, как результат частичного эндогенного окисления. Возможно, что нередко наблюдающиеся в свинцово-цинковых рудах неправильной формы зерна касситерита возникли именно этим путем.

В зоне окисления станнин легко разлагается с образованием в конечном счете лимонита и касситерита. Однако главная масса олова при этом переходит, повидимому, в коллоидальный раствор, который впоследствии коагулирует и дает в результате землистые, губчатые или колломорфные стяжения касситерита, иногда с красивым перистым или концентрически-зональным строением («деревянистое олово»).

Практическое значение. В большинстве случаев станнин встречается в незначительных количествах и потому не имеет такого важного промышленного значения, как касситерит.

Месторождения. На территории СССР станнин в очень незначительных количествах встречен во многих оловорудных месторождениях: Хапчерагинском (Восточное Забайкалье) в ассоциации чаще всего с халькопиритом, Букукинском (там же) в парагенезисе с касситеритом и сфалеритом в зернах размером до 1 см.

Из иностранных месторождений станнин встречен в месторождении Цинвальд, Рудные горы на границе с Чехословакией, в значительных количествах в Цихане (о. Тасмания) и особенно во многих месторождениях Боливии (Ахота, Потози и др.).

БОРНИТ — Cu_5FeS_4 . Назван в честь минералога Борна. Синоним: пестрая медная руда. В природных условиях образует ограниченные твердые растворы с халькопиритом, распадающиеся при понижении температуры. Этот процесс распада изучен экспериментальным путем.

Химический состав непостоянен. Теоретически, согласно химической формуле (Cu_5FeS_4), он должен быть следующим: Cu 63.3%, Fe 11.2%, S 25.5%. По данным химических анализов, наблюдаются следующие колебания в содержании: Cu от 52 до 65%, Fe от 8 до 18% и S от 20 до 27%. Очень часто колебания содержания меди обусловлены включениями других минералов, чаще всего халькопирита, халькозина и ковеллина, устанавливаемых в полированных шлифах под микроскопом. Однако, независимо от этого, состав самого борнита меняется в значительных пределах, так как этот минерал способен содержать в себе в виде твердых растворов халькопирит и халькозин. Из других химических примесей в борните часто наблюдается Ag.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^4L_6^36L^29PC$. Кристаллы встречаются исключительно редко. Обычно наблюдается в сплошных массах и в виде вкраплений. **Кристаллическая структура.** Решетка борнита представляет собой усложненную кубическую решетку. По расположению 32 S-ионов и 32 Cu-ионов очень похожа на решетку галенита (фиг. 146 на стр. 226). Cu и Fe занимают середины тетраэдров, образуемых S.

Цвет борнита в свежем изломе темный медно-красный; обычно покрывается яркой пестрой (преимущественно синей) побежалостью. **Черта** серовато-черная. Непрозрачен. **Блеск** полуметаллический. Отражательная способность низкая — 21.

Твердость 3. Сравнительно хрупок. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 4.9—5.2. **Прочие свойства.** Обладает электропроводностью.

Диагностические признаки. Легко узнается по цвету и пестрой синей побежалости, низкой твердости. Похож лишь на крайне редко встречающийся минерал германит — $\text{Cu}_3\text{FeGeS}_4$. По яркосиним побежало-

стям можно ошибочно принять также за ковеллин (при царапании ножом легко убедиться в истинном цвете минерала).

П. п. тр. борнит сплавляется в магнитный шарик, а с содой на угле дает королек меди. В азотной кислоте растворяется с выделением всплывающей серы.

Происхождение. Встречающийся в природе борнит имеет отчасти эндогенное, но главным образом экзогенное происхождение.

Борнит эндогенного происхождения встречается в некоторых гидротермальных месторождениях. В ряде случаев такой борнит содержит микроскопические, обычно пластинчатые включения халькопирита, являющиеся продуктом распада твердого раствора. В парагенезисе с ним, кроме халькопирита, встречаются: эндогенный халькозин, галенит, сфалерит, пирит и др.

Экзогенный борнит широко бывает развит в зонах вторичного сульфидного обогащения. Как наиболее ранний вторичный сульфид, он образуется метасоматическим путем, главным образом за счет халькопирита, в виде неправильных жилок, каемок или сплошных масс. Подобного происхождения борнит наблюдается почти во всех медносulfидных месторождениях, однако в значительных массах встречается редко.

По сравнению с другими вторичными сульфидами меди борнит является менее устойчивым, замещаясь более богатыми медью халькозином и ковелином. При разложении в зоне окисления по борниту образуются кислотородные соединения: малахит, азурит, реже куприт и др.

Практическое значение. Так как борнит по сравнению с халькопиритом является значительно более богатым медью минералом, то даже вкрапленные борнитовые руды при наличии крупных запасов могут представлять несомненный промышленный интерес.

Месторождения. На территории СССР эндогенный борнит в значительных количествах совместно с халькопиритом встречался в Успенском месторождении (около ст. Нельды, Центральный Казахстан). Широко распространен также в парагенезисе с халькопиритом в Джезказганском меднорудном районе в так называемых медистых песчаниках (западная часть Центрального Казахстана). В ассоциации с эндогенным халькозином он встречался в ряде колчеданных залежей Урала: III Интернационал, Дзержинское месторождение (Карабашская группа) и др.

Экзогенный борнит в значительных количествах встречается в зонах вторичного сульфидного обогащения почти во всех медносulfидных месторождениях, особенно если выветривание происходит в условиях умеренного климата.

7. ГРУППА КОВЕЛЛИНА

Сюда относятся довольно простые по общему химическому составу соединения типа $A_{1n}B_mX_{n+m}$, но сложного кристаллического строения. В связи с этим находятся и их особенные физические свойства. В частности, для них весьма характерны необычайно высокое двуотражение и оптическая анизотропия, устанавливаемые под микроскопом в полированных шлифах.

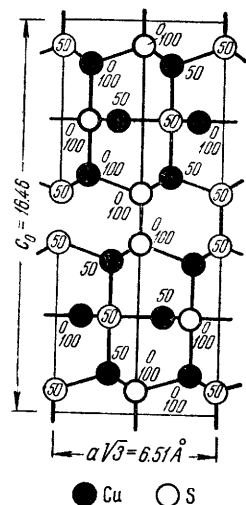
			a_0	b_0	c_0
Ковеллин	CuS	Гексаг. с.	3.80		16.46
Клокманит	CuSe	" "	3.93		17.22*
Валлериит	$\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_7$	Ромбич. с.	6.13	9.81	11.40

* Для искусственного соединения.

КОВЕЛЛИН — CuS или $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{CuS}_2$. Назван по имени итальянского минералога Ковелли. Синоним: медное индиго.

Химический состав. Cu 66,5%, S 33,5%. Химическими анализами устанавливаются примеси: Fe , реже Se , Ag и Pb .

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. L^6L^27PC . Кристаллы встречаются чрезвычайно редко и имеют вид мелких тонких табличек. **Кристаллическая структура.** Ковеллин обладает оригинальной слоистой гексагональной решеткой (фиг. 164). Структура, согласно рентгенометрическим данным, оказалась гораздо более сложной, чем это можно было ожидать на основании



Фиг. 164. Кристаллическая решетка ковеллина, спроектированная вдоль оси a . Цифры, стоящие у ионов, показывают относительные высоты их над плоскостью чертежа

прежней химической формулы — CuS . Характерно, что устанавливаются два сорта ионов серы: единичные ионы S^{2-} и спаренные ионы S_2^{2-} (в середине, вверху и внизу фиг. 164), состоящие из двух, плотно примыкающих друг к другу ионов, подобно тому, как это имеет место в кристаллической структуре пирита, с тем же расстоянием $\text{S}—\text{S}$, равным $2,05 \text{ \AA}$ (см. фиг. 178 на стр. 273). Ионы меди также двух сортов: Cu^{1+} и меньших размеров Cu^{2+} . Каждый двухвалентный ион меди окружается тремя единичными ионами S^{2-} в виде равностороннего треугольника. Такие триады, соединенные друг с другом через вершины, слагают листы (прослойки) в кристаллической структуре ковеллина, ориентированные перпендикулярно к шестерной оси. Между такими листами располагается два слоя тетраэдров с одновалентными ионами Cu в центре. При этом основания этих тетраэдров, обращенные друг к другу, соединены вертикально ориентированными спаренными ионами S_2^{2-} , а противостоящие им вершинки тетраэдров заняты единичными ионами S^{2-} , которые являются общими не только для листа треугольников, но и для вершинок следующего за ними слоя тетраэдров. Если мы подсчитаем ионный состав такой кристаллической структуры, то увидим, что формулу ковеллина правильнее

писать так: $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{CuS}_2$. С этими особенностями структуры прекрасно увязываются форма, спайность, необычные оптические свойства минерала, способность давать возгон части серы при нагревании и др.

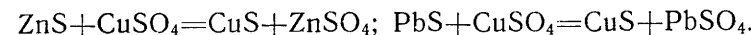
Агрегаты. Обычно ковеллин наблюдается в виде тонких примазок яркосинего цвета или синева-черных порошковатых или сажистых масс. **Цвет** ковеллина индигово-синий. **Черта** серая до черной. Непрозрачен. В тончайших листочках просвечивает зеленым цветом. **Блеск** слабый, смоляной. Отражательная способность низкая (26—18). Обладает исключительно резко выраженной оптической анизотропией.

Твердость 1,5—2. Хрупок. В тонких пластинках несколько гибок. **Спайность** совершенная по $\{0001\}$. **Уд. вес** 4,59—4,67.

Диагностические признаки. Легко узнается по яркосинему цвету, низкой твердости и ассоциации с сульфидами меди, а под микроскопом, кроме того, по сильной анизотропии.

П. п. тр. легко плавится, загораясь голубым пламенем и выделяя SO_2 . В отличие от халькозина в запаянной трубке дает возгон серы. В горячей азотной кислоте растворяется с выделением серы; раствор приобретает зеленый цвет.

Происхождение. Ковеллин, обычно в очень небольших количествах, является одним из характернейших экзогенных минералов зоны вторичного сульфидного обогащения в меднорудных месторождениях. Как правило, развивается метасоматическим путем на месте первичных и вторичных сульфидов меди: халькопирита, борнита, халькозина и др. Легко образуется также за счет сфалерита и галенита по реакциям обменного разложения с сульфатом меди:



В первом случае образующийся легко растворимый в водах сульфат цинка уходит из поля реакции и остающийся на месте сфалерита ковеллин имеет вид синева-черной сажистой массы. Во втором случае сульфат свинца (англезит), как трудно растворимое соединение, всегда присутствует в парагенезисе с ковеллином.

Помимо образования ковеллина метасоматическим путем, известны случаи самостоятельного его отложения вдоль трещин в виде коллоидных образований или землистых масс.

Ковеллин гидротермального происхождения крайне редок и встречается в ничтожных количествах в Бьютт, Монтана (США) и в других местах.

Как продукт фумарольной деятельности он наблюдался в лавах Везувия, где и был впервые описан Ковелли.

В зоне окисления, как и большинство сульфидов, не устойчив; разлагаясь, он переходит в сульфат меди.

Искусственно легко получается при обработке разбавленными растворами CuSO_4 природных сульфидов (пирита, халькопирита, борнита, сфалерита, галенита и др.) при температурах от 30 до 200° без доступа воздуха.

Практическое значение. Ковеллино-халькозиновые руды принадлежат к числу богатых медных руд. По сравнению с первичными халькопиритовыми рудами они при одной и той же степени вкрапленности в два раза богаче медью.

Месторождения. Ковеллин самостоятельных месторождений не образует. В ничтожных или небольших количествах он встречается буквально во всех месторождениях медносульфидных руд (в зонах вторичного сульфидного обогащения). В больших массах он был встречен на острове Кавау близ Новой Зеландии.

КЛОКМАНИТ — CuSe . Гексаг. с. Изоморфен с ковеллином. Цвет его темно-серый, изменяющийся в синева-черный. Блеск в свежем изломе металлический, быстро тускнеет. Оптическая анизотропия исключительно высокая. Тв. 2—3. Спайность совершенная по $\{0001\}$. Уд. вес около 6. Встречается в ассоциации с клаусталитом, умангитом, эвкайритом и другими минералами в гидротермальных жилах оригинального месторождения Сиерра де Уманго (Аргентина), а также в Лерблах, Гарц (Германия) и Скрикерум (Швеция).

ВАЛЛЕРИТ — $\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_7$. Ромбич. с. Псевдогоксагональный. Наблюдается в виде очень мягких чешуйчатых агрегатов, по цвету напоминающих пирротин, а по физическим свойствам графит. Спайность весьма совершенная. Уд. вес 3,14 (?). В полированных шлифах узнается по исключительно резко выраженной анизотропии и двуотражению. В более значительных массах встречен в месторождении Аврора Ниа-Коппарберг (Швеция). Под микроскопом часто устанавливается в сульфидных рудах меди в виде тонких прожилковидных выделений.

8. ГРУППА КУБАНИТА

Здесь мы рассмотрим сложные сульфиды Fe с Cu или Ag , характеризующиеся особыми свойствами. В частности, кубанит по своим физическим свойствам имеет много общего с пирротинном. С другой сто-

роны, парагенетически он очень тесно связан с халькопиритом, в котором часто наблюдается в виде продуктов распада твердого раствора.

		a_0	b_0	c_0	
Кубанит	CuFe_2S_3	Ромбич. с.	6.43	11.04	6.19
Штернбергит	AgFe_2S_3	" "	6.61	11.64	12.67

Кроме того, упомянем о недостаточно изученных следующих минералах серебра, также ромбической сингонии: аргиропирит — $\text{Ag}_3\text{Fe}_7\text{S}_{11}$, аргентопирит — AgFe_3S_5 и фризейт — $\text{Ag}_2\text{Fe}_5\text{S}_8$.

КУБАНИТ — CuFe_2S_3 . Синонимы: кубан, хальмерзит, чальмерзит. Ромбич. с. Химический состав: Cu 22—24%, Fe 40—42%, S 34—35%. Цвет очень похож на цвет пирротина — бронзово-желтый. Блеск металлический. Тв. 3.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 4.03—4.18. Сильно магнитен. Парагенетически тесно связан с халькопиритом. Кубанит часто наблюдается в последнем в виде пластинчатых выделений, устанавливаемых под микроскопом и представляющих собой продукт распада твердых растворов. Факт наличия этих структур распада свидетельствует о высоких температурах образования первоначального твердого раствора.

Кубанит впервые был встречен в золоторудных кварцевых жилах Морро-Вело-Минас Жерайж (Бразилия), а также во многих месторождениях медносульфидных руд типа Седбери (Канада).

Экспериментально установлено, что распад твердого раствора в халькопирите происходит при температуре около 450° (в сухих системах).

ШТЕРНБЕРГИТ — AgFe_2S_3 . Ромбич. с. Редкий. Ag 34,2%, Fe 35,4%. Наблюдается в тонкопластинчатых кристалликах псевдогексагонального облика. Похож на пирротин. Цвет томпаково-бурый. Черта черная. Блеск металлический. Оптически анизотропный. Тв. 1—1.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 4.10—4.21. П. п. тр. легко плавится, оставляя магнитный королек, поверхность которого покрывается металлическим серебром. Растворим в царской водке с выделением серы и творожистого осадка AgCl .

Встречается в месторождениях серебра в ассоциации с аргентитом, стефанитом, пиритом, кальцитом и с другими минералами. Описан в месторождении Яхимов (Чехословакия), а также Иоганнсгеоргенштадт и Шнееберг (Саксония).

9. ГРУППА ЛИННЕИТА

В эту группу входит ряд минералов, напоминающих двойные соединения с общей химической формулой: $R^{\cdot\cdot}R_2^{\cdot\cdot}S_4$, где $R^{\cdot\cdot} = \text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe}, \text{Cu}$, а $R_2^{\cdot\cdot} = \text{Co}, \text{Ni}$. Судя по данным химических анализов, отдельные элементы могут изоморфно замещать друг друга в широких пределах. Здесь же опишем сульфид железа и хрома, встречающийся в метеоритах. Все относящиеся сюда минералы кристаллизуются в кубической сингонии и характеризуются одинаковой кристаллической решеткой типа шпинели.

		a_0	
Линнеит	Co_3S_4	Кубич. с.	9.338
Зигенит	$(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$	" "	9.41
Полидимит	Ni_3S_4	" "	9.405
Карролит	CuCo_2S_4	" "	9.458
Виоларит	FeNi_2S_4	" "	9.40
Добрелит	FeCr_2S_4	" "	9.966

Все эти минералы (за исключением добрелита) имеют столь общие физические свойства, что по внешним признакам, без химических анализов, их невозможно уверенно отличить друг от друга.

ЛИННЕИТ — Co_3S_4 . Назван в честь известного естествоиспытателя Линнея (1707—1778). Согласно данным химических анализов, существуют разности, обогащенные никелем, медью и железом.

Химический состав очень непостоянный, вследствие широко проявленного изоморфизма Co, Ni, Fe, отчасти Cu, входящих в состав минерала. Содержание Co колеблется в пределах от 40 до 53%, Ni до не-

скольких процентов (под микроскопом иногда устанавливается миллерит как продукт распада твердого раствора), Cu до 8%, Fe до 2%. В очень небольших количествах изредка присутствуют Se, As и Sb (возможно за счет механических примесей).

Сингония кубическая; гексооктаэдрический в. с. $3L^4L_6^36L^29PC$. **Кристаллическая структура** совершенно аналогична структуре шпинели — MgAl_2O_4 (фиг. 165). Ионы серы располагаются во всех вершинах всех тетраэдров, в центрах которых располагаются двухвалентные ионы металлов (Co, Ni, Fe, Cu), трехвалентные же ионы Co и Ni занимают вершины, общие двум кубам; каждый из них окружен шестью ионами серы, располагающимися по вершинам октаэдра. **Облик кристаллов** обычно октаэдрический. Линнеит чаще встречается в виде вкрапленных зерен неправильной формы, изредка в сплошных массах.

Цвет линнеита белый с розовым оттенком и часто с желтой побежалостью. **Черта** серовато-черная. Непрозрачен. **Блеск** металлический. Отражательная способность — 46.

Твердость около 5. **Спайность** несовершенная по кубу. **Уд. вес** 4.85.

Диагностические признаки. По некоторым признакам (твердости, розовому оттенку и отсутствию спайности) линнеит похож на кобальтин — CoAsS . В отличие от последнего он не дает реакции на мышьяк и обладает меньшей твердостью. В кристаллах встречается только в друзовых пустотах.

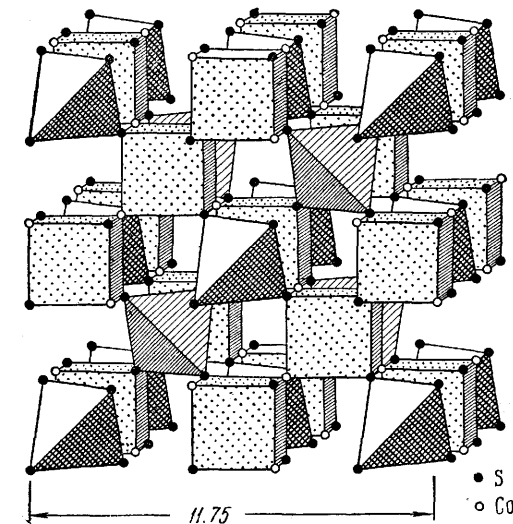
П. п. тр. в восстановительном пламени сплавляется в серый магнитный королек, имеющий в изломе бронзово-желтый цвет. В горячей азотной кислоте растворяется с выделением серы, причем жидкость окрашивается в розовый цвет.

Происхождение. Линнеит встречается в гидротермальных месторождениях сульфидных руд. Парагенетически часто связан с халькопиритом, в котором наблюдается нередко в виде мельчайших включений, устанавливаемых под микроскопом, а также с кобальтоносным пиритом и другими сульфидами.

Примерно такая же ассоциация минералов устанавливается в кобальтоносных сульфидных рудах некоторых контактово-метасоматических месторождений. В очень небольших количествах линнеит встречается в ряде свинцово-цинковых гидротермальных жил. Наконец, находки его известны в каменноугольных пластах (Ронда Валлей, Англия).

Искусственно был получен в виде порошка при реакции раствора хлорного кобальта с сернистым калием при температуре 160°.

Практическое значение. Линнеит обычно встречается в очень незначительных количествах, но с ним нередко бывает связана кобальтоносность медносульфидных руд гидротермальных месторождений. Так



Фиг. 165. Кристаллическая решетка линнеита

как промышленное содержание кобальта в сульфидных рудах, ввиду его высокой ценности, низкое, то даже бедные этим металлом руды могут представлять практический интерес.

Месторождения. На территории нашего Союза линнеит был встречен в медносульфидных рудах Турьинских месторождений (Северный Урал) в ассоциации с халькопиритом, иногда кобальтином, в Глафиринском месторождении (Минусинский район Красноярского края) в виде включений в халькопирите. Оба эти месторождения принадлежат к контактово-метасоматическим образованиям в известняках.

Крупные октаэдрические кристаллы линнеита известны в месторождениях провинции Катанга (Бельгийское Конго), Зиген (в Германии) и в других местах. В ассоциации с халькопиритом и пиритом линнеит встречается в целом ряде месторождений Бельгийского Конго и Северной Родезии.

ЗИГЕНИТ — $(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$. Кубич. с. Содержание Co колеблется в пределах 20—30%, Ni 28—31%, Fe до 3% и Си до 3%. Иногда содержит селен (до 11%) и теллур (до 3,8%). По физическим свойствам зигенит мало чем отличается от линнеита. Цвет его стально-серый. Уд. вес 4,8. Впервые был установлен в Мюзене и Литфельде в районе Зигена, Вестфалия (Германия), Ла-Мотт, Миссури (США), Хладно (Чехословакия) и в других местах.

ПОЛИДИМИТ — Ni_3S_4 . Кубич. с. Содержание Ni колеблется обычно от 40 до 54%, Co — до 4% и Fe до 4%. Кристаллы октаэдрические. Чаще встречается в сплошных зернистых массах.

Цвет серебристо-белый до светлосерого с желтой побежалостью. Блеск металлический. Тв. 4—5. Уд. вес 4,5—4,8. П. п. тр. на угле сплавляется в магнитный шарик. Растворяется в азотной кислоте, окрашивая ее в зеленый цвет.

Встречается в гидротермальных месторождениях. В Грюнау, Вестфалия (Германия) в ассоциации с миллеритом. Весьма оригинальны находки полидимита в виде конкреционных образований в Айдырлинском месторождении на Южном Урале. Здесь он встречается в рыхлых продуктах озерно-болотных отложений, генетически связанных с выветриванием ультраосновных (серпентинитовых) массивов в ассоциации с миллеритом, бравоитом, марказитом и другими минералами.

КАРРОЛИТ — SiCo_2S_4 . Синоним: сихнодимит. Кубич. с. Содержание в (%): Си 9—20, Co 35—36, Ni 1—7 и Fe 1—2,3. Цвет его стально-серый. Уд. вес 4,76—4,83. По остальным свойствам похож на линнеит. Встречался в Зиген, Вестфалия (Германия), Каррол, Мэриленд (США), Гладхаммар, Кальмар (Швеция) и в других местах.

ВИОЛАРИТ — FeNi_2S_4 . Кубич. с. Содержание (в %): Fe 15—19, Ni 34—43, Co до 2,5 и Си до 1,1. Характерен фиолетово-серый цвет (отсюда и название минерала). Уд. вес 4,79. Встречен в ассоциации с халькопиритом и пирротинном в месторождениях Юлиан (Калифорния), Вермильон, Сёдбери (Канада) и в некоторых других пунктах.

ДОБРЕЛИТ — FeCr_2S_4 . Кубич. с. Содержание Fe 20,1%, Cr 35,9%. Цвет и черта черные. Блеск металлический или алмазный. Тв. не известна. Хрупок. Уд. вес 3,81. Немгнитный. П. п. тр. не плавится. Растворяется в HNO_3 . Впервые был встречен в железном метеорите из Болсом де Мапими (Мексика) в сростании с троилитом (по краям троилитовых шаровидных выделений). Установлен также и в ряде других метеоритов.

10. ГРУППА АУРИПИГМЕНТА

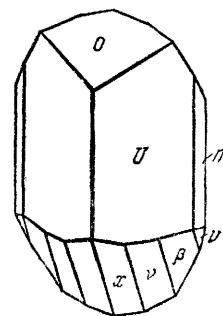
В эту группу, кроме аурипигмента, условно включен реальгар, парагенетически чрезвычайно тесно связанный с ним, а также диморфит, существование которого вызывает сомнение.

	a_0	b_0	c_0	β
Аурипигмент As_2S_3 Монокл. с.	14.46	9.59	4.24	$90^\circ 27'$
Реальгар AsS " "	9.27	13.50	6.54	$106^\circ 33'$
Диморфит As_4S_8 Ромбич. с.?				

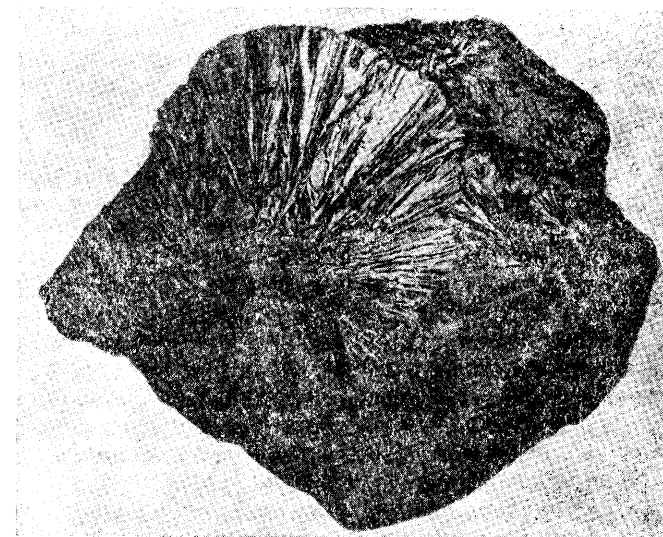
АУРИПИГМЕНТ — As_2S_3 . Название происходит от латинских слов: аурум — «золото» и пигментум — «краска». Предполагалось, что минерал содержит золото.

Химический состав. As 61%, S 39%. Обычно устанавливают лишь механические примеси: Sb_2S_3 , FeS_2 (марказит), SiO_2 , глинистое вещество и др. Лишь Se, Sb, V (до 0,02%), Ge (до $4 \cdot 10^{-5}\%$) могут рассматриваться как изоморфные примеси.

Сингония моноклинная; ромбо-призматический в. с. L^2PC . Кристаллическая структура детально не изучена¹. **Облик кристаллов.** Встречающиеся кристаллы аурипигмента имеют обычно призматический облик (фиг. 166), нередко с искривленными гранями. Наиболее часто наблюдаются следующие формы: пинакоиды $\{100\}$ и $\{010\}$, призмы $\{110\}$, $\{011\}$, $\{101\}$, $\{210\}$ и др. **Агрегаты.** Нередко бывают характерны шестоватые, гребенчатые агрегаты, а также гроздевидные, почкообразные и шарообразные массы с радиально-лучистым строением (фиг. 167).



Фиг. 166. Кристалл аурипигмента
o $\{301\}$, U $\{210\}$,
m $\{110\}$, x $\{311\}$,
v $\{321\}$, β $\{12 \cdot 9 \cdot 4\}$,
 σ $\{331\}$



Фиг. 167. Радиально-лучистые агрегаты аурипигмента. Лухумское месторождение. Уменьш. в 2 раза

Цвет аурипигмента лимонно-желтый, иногда с буроватым оттенком; скрытокристаллические массы с тонкодисперсной примесью FeS_2 обладают грязно-желтой окраской с зеленоватым оттенком. Черта того же цвета, но более ярких оттенков. Просвечивает; в спайных листочках прозрачен. Блеск в зависимости от направления меняется от алмазного до полуметаллического в полном соответствии с показателями преломления. **Оптические константы.** В Li-свете: $N_g = 3,0$, $N_m = 2,8$ и $N_p = 2,4$; $N_g - N_p = 0,6$. N_p совпадает с кристаллографической осью b, перпендикулярно которой развита весьма совершенная спайность. В крупных кристаллах вдоль этой спайности наблюдается также перламутровый отлив. Оптически положительный. $2V = 76^\circ$. Сильно плеохроичен.

Твердость 1—2. В тонких листочках гибок, но не обладает упругостью. **Спайность** весьма совершенная по $\{010\}$ и несовершенная по $\{100\}$. **Уд. вес** 3,4—3,5. **Прочие свойства.** Электричества не прово-

¹ В последнее время расшифрована Н. В. Беловым.

дит. Электризуется при разрывах листочков по спайности. При нагревании выше 60° становится красным, при охлаждении вновь принимает желтый цвет. При резком ударе острым инструментом в местах повреждения частично окрашивается в красный цвет реальгара. Это явление, очевидно, связано с местной перестройкой кристаллической решетки.

Диагностические признаки. Легко узнается по яркому лимонно-желтому цвету, низкой твердости, весьма совершенной спайности и сильному алмазному или полуметаллическому блеску в изломе. В порошковатых массах аурипигмент по внешнему виду можно смешать с некоторыми уранофосфатами и уранованадатами (отэнит, туюмунит и др.), от которых он отличается по поведению перед паяльной трубкой, по оптическим свойствам и отсутствию радиоактивности.

П. п. тр. на угле аурипигмент очень легко плавится с кипением и улетучивается, оставляя белый налет As_2O_3 и издавая резкий чесночный запах мышьяка. В азотной кислоте и царской водке растворяется, выделяя всплывающую серу. Легко растворим без остатка в КОН.

Происхождение. Встречается в гидротермальных месторождениях в ассоциации с минералами, образующимися при сравнительно низких температурах: с реальгаром, антимонитом, марказитом, пиритом, а также с кварцем, кальцитом, гипсом и др. В известном минеральном источнике Стимбот (Невада, США) аурипигмент отлагается из горячих вод вместе с реальгаром, опалом, арагонитом ($CaCO_3$) и др.

В очень небольших количествах он наблюдался на стенках кратеров вулканов и в пустотах пористых лав как продукт возгона вместе с самородной серой, хлоридами и другими минералами.

Как экзогенный минерал в виде налетов и землястых образований он в ничтожных количествах изредка встречается в месторождениях каменных углей и бурых железняков, образуясь, вероятно, под действием на мышьяковистые растворы сероводорода как продукта разложения организмов.

Аурипигмент, так же как и реальгар, по всей вероятности образуется из щелочных растворов при избытке мышьяка.

Искусственно получается при пропускании сероводорода через солянокислый раствор трехоксида мышьяка и другими путями.

Практическое значение. В случае наличия крупных по запасам скоплений представляет собой сырье для получения трехоксида мышьяка, а также в красильном и других производствах.

Месторождения. В существенных количествах, как мышьяковая руда, он вместе с реальгаром добывался в Лухумском месторождении (Рачинский район в Западной Грузии). Руды этого месторождения отличались замечательной расцветкой штуфов, сложенных кристаллическими массами яркожелтого аурипигмента, красного реальгара и молочно-белого кварца и кальцита. В пустотах часто встречались друзы хорошо образованных кристаллов размерами по длине от 0,5 до 5 см. Отдельные кристаллики покрывали друзы кварца, реальгара и антимонита. Встречались также крупные почковидные массы сплошного аурипигмента с радиально-лучистым строением в изломе.

Совсем другой вид имеют аурипигментовые руды сравнительно молодого по возрасту Джульфинского месторождения (к северу от г. Джульфы, Нахичеванской АССР) среди третичных, сложен-

ных в складки мергелей и глинистых пород. Аурипигмент здесь наблюдался в виде скрытокристаллических (метаколлоидных) масс с восковым блеском в изломе и зеленовато-желтой окраской (от примеси тонкодисперсных дисульфидов железа). При разработке рудного тела наблюдалось обильное выделение газов: CO_2 , H_3As и H_2S . Возле месторождения до сих пор действуют минеральные источники, содержащие $Ca(HCO_3)_2$, Na_2SO_4 , $CaHAsO_4$, Br, Li и др.

В Якутии среди палеозойских известняков встречаются исключительные по размерам кристаллы аурипигмента (до 0,6 м и 30 кг весом), частью хорошо ограниченные, частью же в виде неправильной формы индивидов с плоскостями спайности. Местами встречались друзы крупных тесно сросшихся кристаллов. Аурипигмент этого месторождения, согласно данным химических анализов, содержит сурьму до 2,9%.

Из иностранных месторождений отметим Алахар (в Македонии), где встречались крупные кристаллы аурипигмента; месторождения США: Меркур (Юта), Манхэттен (Невада) и др.

РЕАЛЬГАР — AsS . Происхождение названия не известно. Синоним: сернистый мышьяк.

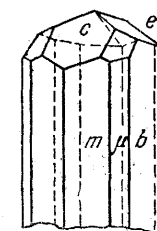
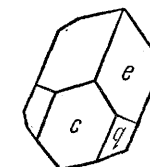
Химический состав. As 70,1%, S 29,9%. Данные химических анализов почти отвечают теоретическим. Изоморфные примеси других элементов не устанавливаются.

Сингония моноклинная; ромбо-призматический в. с. L^2PC . **Кристаллическая структура** довольно сложная, в деталях не изучена. **Облик кристаллов.** Кристаллы обычно имеют призматический вид (фиг. 168); они укорочены или вытянуты по вертикальной оси, параллельно которой на гранях наблюдается тонкая штриховка. Наиболее обычны следующие комбинации форм: пинакоиды $\{001\}$, $\{010\}$ и ромбические призмы $\{110\}$, $\{120\}$, $\{c11\}$ и др. **Агрегаты.** Наблюдается также в виде сплошных зернистых агрегатов, иногда налетов, корок или землястых рыхлых масс.

Цвет реальгара оранжево-красный, реже темнокрасный. Полупрозрачен. **Черта** светлооранжевая. **Блеск** на гранях кристаллов алмазный, в изломе смоляной или жирный. Показатели преломления в Li-свете: $N_g = 2,61$, $N_m = 2,59$, $N_p = 2,46$; $N_g - N_p = 0,15$. Оптически отрицательный. $2V = 40^\circ$. Обладает резко выраженным плеохроизмом: по N_p — оранжево-красный до почти бесцветного, по $N_m = N_g$ — красный до желтого.

Твердость 1,5—2. **Спайность** довольно совершенная по $\{010\}$ и $\{120\}$. **Уд. вес** 3,4—3,6. **Прочие свойства.** От действия света с течением времени превращается в порошок светлооранжевого цвета. Под влиянием электрического света кристаллы реальгара растрескиваются и превращаются в такой же порошок, причем рентгенометрическими исследованиями установлено, что это явление сопровождается распадом кристаллической решетки. Электричества не проводит.

Диагностические признаки. Для реальгара характерны оранжево-красный цвет, низкая твердость, штриховатость граней вдоль оси вытянутости кристаллов. Характерен также парагенезис с легко устанавливаемым по внешним признакам аурипигментом. От похожего на него крокоита — $PbCrO_4$ отличается более низкой твердостью, обликом кристаллов и поведением перед паяльной трубкой (на угле



Фиг. 168. Кристалл реальгара. Лухумское месторождение
 $m \{110\}$, $\mu \{120\}$
 $b \{010\}$, $e \{111\}$
 $c \{001\}$, $q \{011\}$

с содой крокоит дает королек свинца). Киноварь от реальгара отличается яркокрасной чертой и высоким удельным весом.

П. п. тр. легко плавится и улетучивается, выделяя характерный чесночный запах мышьяка. Растворяясь в царской водке, выделяет серу. В отличие от киновари растворяется в нагретой КОН, причем прибавление к раствору соляной кислоты вызывает появление лимонно-желтого хлопьевидного осадка.

Происхождение. В природе реальгар встречается в совершенно аналогичных условиях с аурипигментом, с которым парагенетически постоянно связан (см. аурипигмент). На самой поверхности земли никогда не встречается, так как под действием света разрушается и частично превращается в аурипигмент.

Производившиеся опыты получения его искусственным путем не отвечают природным условиям. В нагретой воде реальгар гораздо устойчивее, чем аурипигмент.

Практическое значение. Реальгар относится к числу мало распространенных минералов. Очень редко он совместно с аурипигментом образует чисто мышьяковые месторождения (Лухумское). В этих случаях он представляет практический интерес как сырье для получения As_2O_3 (путем обжига). Сернистый мышьяк (AsS), как естественный, так и искусственный, имеет применение в красильном деле, пиротехнике и в других отраслях промышленности.

Месторождения. Исключительно крупные (до 1—2 см) кристаллы (фиг. 168) и красивые друзы реальгара встречались в Лухумском месторождении (Рачинский хребет на южном склоне Кавказа, Западная Грузия) в ассоциации с аурипигментом, изредка антимонитом, пиритом, марказитом, мельниковитом, кварцем, кальцитом и др. Реальгар в этом месторождении является главным рудным минералом, слагающим в виде сплошных зернистых масс сложную по строению жилу в черных глинистых сланцах.

В качестве спутника реальгар встречается почти во всех месторождениях аурипигмента: Джульфинском (Нахичеванская АССР в Закавказье), Минкюле (в Якутии) и в других.

Среди иностранных месторождений реальгар как рудный минерал упоминается в богатых мышьяком месторождениях никеле-кобальто-серебряной формации: Андреасберг, Шнееберг (Саксония), Яхимов (Чехословакия), в сольфатарах близ Неаполя и в других местах.

ДИМОРФИТ — As_4S_3 . Ромбич. с.р. Существование сомнительно. Встречался в дипирамидальных кристалликах оранжево-желтого цвета. Блеск алмазный. Прозрачный или полупрозрачный. Тв. 1.5. Спайность отсутствует. Уд. в. 2.58. При нагревании становится красным, затем бурым. Плавится, давая обильный желтый дым, загорается и сгорает без остатка. Растворим в горячей HNO_3 и в CS_2 . Встречается вместе с реальгаром, нашатырем, серой и различными сульфатами в продуктах деятельности фумарол (70—80°) в Сольфатаре (Италия).

11. ГРУППА АНТИМОНИТА

К этой группе относятся минералы, резко отличающиеся по свойствам от аурипигмента, хотя они кристаллизуются в той же ромбической сингонии:

		a_0	b_0	c_0	
Антимонит	Sb_2S_3	Ромбич. с.	11.20	11.28	3.83
Висмутин	Bi_2S_3	" "	11.13	11.27	3.97
Гуанахуатит	$Bi_2(Se,S)_3$	" "			

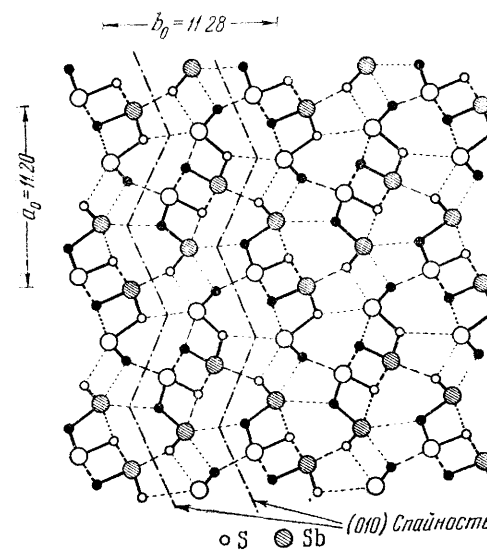
Здесь же опишем оксисульфид сурьмы:

Кермесит	Sb_2S_2O	Монокл. с. ?
--------------------	------------	--------------

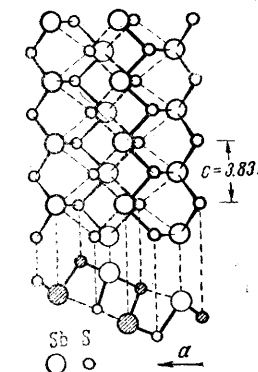
АНТИМОНИТ — Sb_2S_3 . Название происходит от латинского слова антимониум — «сурьма». Синонимы: стибнит, сурьмяный блеск.

Химический состав. Sb 71.4%, S 28.6%. Из примесей иногда устанавливаются: As , Ag и Au . Последние два элемента присутствуют, повидимому, в виде механических включений. Самородное золото неоднократно устанавливалось в массе антимонита в полированных шлифах под микроскопом.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** изображена на фиг. 169. Она представлена вытянутыми параллельно оси c (т. е. перпендикулярно к плоскости чертежа) цепочками или, вернее, лентами тесно связанных ионов Sb и S . На фиг. 170 такая лента изображена в проекции на (010) ;



Фиг. 169. Кристаллическая решетка антимонита в проекции вдоль короткой оси c . Заштрихованные ионы располагаются относительно выше над плоскостью чертежа, чем незаштрихованные

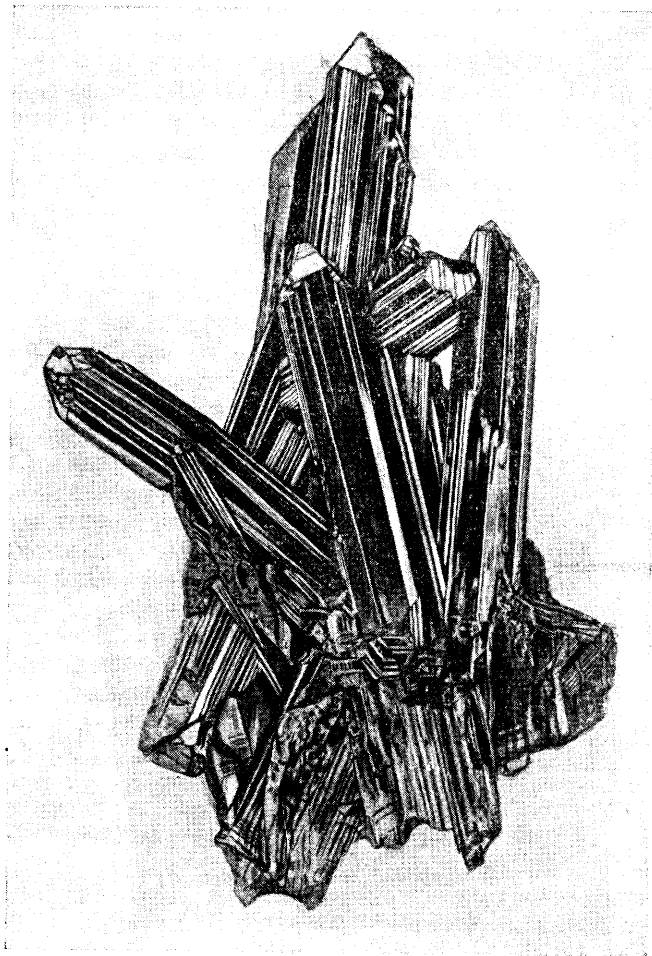


Фиг. 170. Лента тесно связанных ионов сурьмы и серы в кристаллической решетке антимонита в двух проекциях

внизу показана проекция ее вдоль оси c . На фиг. 169 последняя проекция показана на большей площади. Расстояния $Sb-S$ в цепочках составляют около 2.5 Å. Ионы Sb и S в каждой ленте имеют гомополярную связь, изображенную на рисунке жирными линиями. Ионы, принадлежащие разным лентам, отстоят друг от друга по крайней мере на 3.2 Å и обладают более слабыми связями, показанными тонким точечным пунктиром. Отсюда следует, что структура антимонита отличается некоторыми особенностями, отражающимися и на его физических свойствах. **Облик кристаллов.** Кристаллы обычно призматические (фиг. 171), столбчатые, игольчатые, обладающие вертикальной штриховкой. Нередко, особенно для крупных экземпляров, наблюдается искривление и даже скручивание их. Из многочисленных установленных граней наиболее характерны следующие комбинации: призмы $\{110\}$, пинакоида $\{010\}$ и пирамид $\{111\}$, $\{113\}$, $\{121\}$ и др. (фиг. 172). **Агрегаты.** Встречается также в виде сплошных зернистых, часто радиально-лучистых, реже спутанно-

волокнистых агрегатов, а также в виде вкраплений в кварцевой массе.

Цвет и черта антимонита свинцово-серые. На кристаллах нередко наблюдается темная синеватая побежалость. Непрозрачен. **Блеск** металлический, сильный на плоскостях спайности. Отражательная способность в зависимости от ориентировки сильно колеблется: 41—30.



Фиг. 171. Друза призматических кристаллов антимонита. Итшинокава, остров Шикоку (Япония)

Твердость 2—2.5. Хрупок. **Спайность** совершенная по {010} (фиг. 169). Плоскости спайности обычно бывают покрыты поперечными штрихами, свидетельствующими о полисинтетическом двойниковании. **Уд. вес** 4.5—4.6. **Прочие свойства.** Электричества не проводит.

Диагностические признаки. В агрегатах антимонит по цвету и механическим свойствам похож на многие сульфoантимониты (буланжерит, джемсонит и др.) и особенно на висмутин. Характерными отличительными особенностями его являются: совершенная спайность вдоль вытянутости шестоватых индивидов и поперечная двойниковая

штриховатость в плоскостях скола. В тонкозернистых и скрытокристаллических массах, а также в мелких вкраплениях от всех похожих на него минералов безошибочно определяется по реакции с КОН. Капелька этого реактива, положенная на минерал, энергично разлагающая его, вскоре становится желтой, затем оранжевой; после стирания капли остается красное пятно.

П. п. тр. на угле очень легко плавится, выделяя SO_2 и оставляя белый налет Sb_2O_3 , который в восстановительном пламени улетучивается, окрашивая его в зеленый цвет. В азотной кислоте растворяется с выделением Sb_2O_5 .

Происхождение. В главной массе антимонит встречается в гидротермальных месторождениях, образуясь при наиболее низких температурах и слагая вместе с кварцем самостоятельные жилы и пластообразные залежи. В ассоциации с ним нередко встречаются киноварь, флюорит, кварц, кальцит, каолинит, барит и др. В качестве спутника антимонит почти постоянно наблюдается в месторождениях киновари, реальгара и аурипигмента, изредка — в месторождениях свинца, цинка и других металлов.

В ничтожных количествах он иногда наблюдается в продуктах взгона при вулканических извержениях.

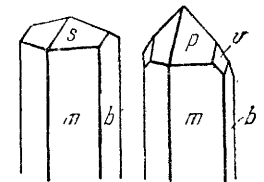
В зоне окисления антимонит сравнительно легко разлагается, переходя в различные окислы сурьмы желтого, иногда бурого цвета (валентинит, сервантит, сенармонтит, кермесит и др.).

Искусственно получается путем воздействия H_2S на растворы соединений сурьмы.

Практическое значение. Антимонитовые руды являются главным источником сурьмы, имеющей разнообразное применение. Преимущественно она идет на изготовление сплавов, обладающих антифрикционными свойствами (баббитов для подшипников). Сплавы со свинцом и цинком идут на изготовление так называемого «типографского металла», твердой дробы, частей насосов, кранов и др. Соединения сурьмы применяются также в резиновой промышленности (с целью вулканизации резины), в текстильном производстве (пропитка тканей), в стекольном деле, в медицине и др.

Месторождения. На территории СССР за последние 15 лет выявлены многочисленные самостоятельные месторождения антимонита. К наиболее известным принадлежат: Раздольнинское месторождение в Красноярском крае (в 450 км к северу от г. Красноярска), представленное сложной кварцево-антимонитовой жилой в докембрийских сланцах; Кадамджайское (в 35 км к юго-западу от г. Ферганы) в виде пластообразной залежи в «кремнистой брекчии», где с антимонитом, кроме кварца и кальцита, в небольших количествах ассоциируют пирит, марказит, флюорит, барит, арагонит, гипс и др.; Тургайское (в 140 км к северо-востоку от г. Акмолинска), в котором богатые скопления антимонита с кварцем приурочены к зонам брекчированных осадочных пород; в качестве спутников антимонита здесь в небольших количествах встречаются: сфалерит, барит, киноварь, пирит, марказит и др.

Из иностранных месторождений большой известностью пользуется месторождение Итшинокава (на острове Шикоку, Япония), где встречались кристаллы антимонита (фиг. 171) необыкновенно больших размеров: до 0.5 м в длину при толщине до 5 см.



Фиг. 172. Кристаллы антимонита
 m {110}, b {010}, s {113},
 p {111}, v {121}

Крупнейшие месторождения антимонита в виде кварцевых жил и штокообразных залежей в известняках известны в Китае (провинция Юнань и др.), где сосредоточена главная мировая добыча этих руд.

ВИСМУТИН — Bi_2S_3 . Синонимы: бисмутинит, висмутовый блеск.

Химический состав. Bi 81.2%, S 18.8%. Нередки примеси в небольших количествах Pb, Cu, Fe, As, Sb, Te и др. Из них Pb, Sb и Te могут изоморфно замещать висмут.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Кристаллическая структура аналогична структуре антимонита. **Облик кристаллов.** Висмутин, так же как и антимонит, встречается в удлиненных шестоватых кристаллах (фиг. 173), образованных чаще всего гранями призм $\{110\}$, $\{120\}$, $\{130\}$ и пинакоидов $\{100\}$, $\{010\}$, $\{001\}$. Большая часть грани покрыты вертикальной тонкой штриховкой. **Агрегаты.** Распространен в виде сплошных зернистых масс, иногда лучистых агрегатов.

Цвет висмутин белый со свинцово-серым оттенком. Часто наблюдается желтая или пестрая побежалость. Непрозрачен. **Черта** серая. **Блеск** сильный металлический. **Отражательная способность** высокая — 48.

Твердость 2—2.5. **Спайность** совершенная по $\{010\}$ и несовершенная по $\{100\}$ и $\{001\}$. **Уд. вес** 6.4—6.6, в отдельных случаях до 7.1. **Прочие свойства.** Электричества не проводит.

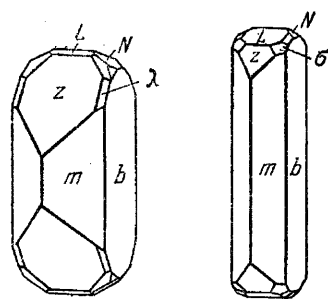
Диагностические признаки. Висмутин от похожего на него антимонита отличается более сильным блеском, большим удельным весом и по реакции с KOH (см. антимонит). В агрегатах он похож также на многие сложные по составу сульфоантимониты и сульфовисмутиты, от которых без химических реакций его нелегко бывает отличить.

П. п. тр. на угле легко плавится, кипит и разбрызгивается. В восстановительном пламени дает королек висмута, оставляя на угле лимонно-желтый налет окиси висмута. Характернейшей реакцией на висмут является получение иодистого висмута в виде яркокрасного налета при сплавлении с иодистым калием (в виде каймы вокруг пробы). В азотной кислоте легко растворяется с выделением всплывающей серы.

Происхождение. Висмутин встречается исключительно в гидротермальных (жильных и контактово-метасоматических) месторождениях, но несколько в другой обстановке, нежели это наблюдается для антимонита. В качестве спутника он наблюдается в месторождениях олова, вольфрама, мышьяка, часто в ассоциации с самородным висмутом, арсенопиритом, халькопиритом, иногда самородным золотом, топазом, бериллом, пиритом, галенитом и многими другими сульфидами. Очень редко образует самостоятельные месторождения.

В зоне окисления висмутин легко разрушается, образуя основные карбаты в виде псевдоморфоз по висмутину.

Практическое значение. Висмутиновые руды являются главным источником висмута, идущего на изготовление легкоплавких сплавов, для производства стекол с высоким двупреломлением, химических препаратов, для медицинских и других целей.



Фиг. 173. Кристаллы висмутинита $m \{110\}$, $b \{010\}$, $z \{301\}$, $L \{101\}$, $N \{021\}$, $\sigma \{211\}$ и др.

Месторождения. В СССР наибольший интерес представляют месторождения Средней Азии: Брич-Мулла (в 70 км к северо-востоку от г. Ташкента), где висмутин с самородным висмутом встречается в ряде кварцевых жил в известняках в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и др.; в Восточном Кармазаре в ассоциации с халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, гематитом и др.; в Забайкалье, в месторождениях Шерловая гора, Букука, Белуха, где висмутин сопровождает такие минералы, как касситерит, халькопирит, арсенопирит и др., встречаясь местами в виде сплошных зернистых масс.

Крупнейшие в мире висмутовые месторождения Тасна, Чоролк и другие находятся в Боливии и Серро де Паско в Перу. Генетически они связаны с молодыми изверженными породами.

ГУАНАХУАТИТ — $\text{Bi}_2(\text{Se}, \text{S})_3$. Синонимы: френцелит, селенобисмутит. Ромбич. с. Редкий. Встречается в игольчатых кристаллах и волокнистых агрегатах. Похож на висмутин. Цвет его голубовато-серый. Блеск металлический. Тв. 2.5—3.5. Спайность по $\{010\}$. Уд. вес 6.2—6.9. Встречается в рудниках близ Гуанахуато (Мексика), Сальмон, Лемхи, штат Айдао (США).

КЕРМЕЗИТ — $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$. Синоним: пиростибит. Монокл. с? Наблюдается в виде игольчатых и радиально-лучистых агрегатов или неправильной формы зерен вишнево-красного или буро-красного цвета. Блеск алмазный. $Nm=2.75$. Двупреломление очень высокое. Тв. 1—1.5. Спайность по $\{100\}$ совершенная и по $\{101\}$ ясная. Уд. вес 4.5—4.6. Легко плавится, улетучивается. Искусственно образуется за счет антимонита при взрывных работах.

В ассоциации с самородной сурьмой, антимонитом, валентинитом, сенармонтитом и другими минералами встречается в месторождениях сурьмы как продукт изменения антимонита. Описан в месторождениях Пернеке (Малачка) и Пришибрам в Чехословакии, Джебель Хамината (Алжир), в Тургайском (Казахстан), Кадамджайском (Киргизская ССР) и в других пунктах.

12. ГРУППА ТЕТРАДИМИТА

Здесь мы рассмотрим теллуристые соединения висмута, характеризующиеся многими общими свойствами, более близкими к самородным элементам (в частности к группе висмута).

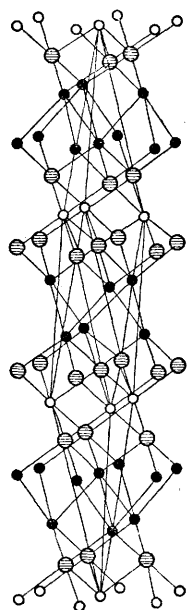
	a_0	c_0	Уд. вес
Теллуровисмутит . . . Bi_2Te_3 Тригон. с.	4.38	30.6	7.81
Тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ " "	4.32	30.01	7.3
Жозеит Bi_4TeS_2 " "	4.24	36.69	8.18
Верлит $\text{Bi}_3\text{Te}_2?$ " "			8.41
Хедлейит Bi_7Te_3 " "			8.9

ТЕЛЛУРОВИСМУТИТ — Bi_2Te_3 . Тригон. с. Содержание Bi 52%. Иногда содержит Se. Кристаллическая структура слоистая. Наблюдается в виде неправильных зерен и в листоватых агрегатах. Цвет и черта свинцово-серые. Блеск металлический; сильно блестящий на плоскостях спайности. Тв. 1.5—2. Спайность весьма совершенная по $\{0001\}$. Отщепляемые пластинки гибки, но не эластичны. Уд. вес 7.815. П. п. тр. легко плавится, давая белый дым. В открытой трубке дает белые продукты возгона TeO_2 . Встречался вместе с другими минералами висмута и самородным золотом в месторождении Болиден (Швеция), в Теллуровом руднике, Флюванна, Вирджиния (США) и в ряде других мест.

ТЕТРАДИМИТ — $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$. Тетрадимос — по-гречески «четырёхкратный» (часто образует четверники). Синоним: теллуристый висмут.

Химический состав. Bi 59.3%, Te 36.2%, S 4.5%. В ничтожных количествах в виде примесей могут присутствовать: Se, Au, Cu, Pb. Лишь содержание селена иногда достигает 1%. Золото, часто парагенетически связанное с тетрадимитом, присутствует в виде включений.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3L^23PC$. Встречается часто в листоватых или пластинчатых агрегатах. Таблитчатые или ромбоэдрические кристаллы обычно являются двойниками по $\{01\bar{1}2\}$. **Кристаллическая структура** типичная слоистая. Расположение атомов изображено на фиг. 174.



○ S ● Te ⊕ Bi
Фиг. 174. Кристаллическая решетка тетрадимита

Цвет тетрадимита стально-серый. Блеск сильный металлический. Отражательная способность высокая — 48.

Твердость 1.5—2.0. В тонких листочках гибок. **Спайность** весьма совершенная по $\{0001\}$. **Уд. вес** 7.24—7.54. **Прочие свойства.** Обладает слабой электропроводностью. Термоэлектричен. Температура плавления 593—602°.

Диагностические признаки. Тетрадимит по многим внешним признакам похож на молибденит; отличается от него более сильным блеском, большим удельным весом, по поведению перед паяльной трубкой и в кислотах.

П. п. тр., в отличие от молибденита, легко плавится на угле; с S и KJ дает яркооранжевый налет (наличие висмута). Растворяясь в концентрированной H_2SO_4 , окрашивает ее при нагревании в характерный для Te пурпурный цвет. Легко растворим в HNO_3 .

Происхождение. Тетрадимит наиболее распространенный из теллуридов минерал, обнаруживается чаще всего в качестве спутника в гидротермальных золоторудных месторождениях. В парагенезисе с ним встречаются различные сульфиды: пирротин, халькопирит, пирит, тетраэдрит, висмутин, а также золото и др.

В зоне окисления месторождений легко разрушается, образуя так называемые висмутовые охры.

Практическое значение. Самостоятельных месторождений тетрадимита не встречается. Как спутник в висмутовых и золоторудных месторождениях может быть использован при комплексной переработке руд как источник висмута и теллура.

Месторождения. В СССР он встречен в ряде пунктов: во Фроловском руднике (из группы Турьинских рудников на Северном Урале), в Шилово-Исетском золоторудном месторождении (в 66 км к востоку от г. Свердловска), в месторождении Кумак (на Южном Урале), а также в ряде пунктов Западной и Восточной Сибири.

В зарубежных странах он встречался в ряде золоторудных месторождений США, Мексики, Британской Колумбии, Западной Австралии и др.

ЖОЗИТ — Bi_4TeS_2 . Синоним: грюнлингит. Тригон. с. Очень редкий. Содержит также селен до 2.8%. В неправильных пластинчатых массах стально-серого до серовато-черного цвета. Блеск металлический в свежем изломе. Тв. 2. Спайность совершенная в одном направлении. Уд. вес 8.18. Встречен в зернистом известняке в Сан-Жозе, близ Марианна, Минас Жерайж (Бразилия) и в других местах.

ВЕРЛИТ — Bi_3Te_2 ?. Тригон. с. Очень редкий. Содержит Ag до 4.4%. В листоватых массах, напоминающих тетрадимит. Цвет оловянно-белый или стально-серый. Блеск металлический. Тв. 1.5—2.5. Спайность совершенная в одном направлении. Уд. вес 8.41. Найден в Бержени, близ Эстаргом (Венгрия).

ХЕДЛЕИТ — Bi_7Te_3 . Тригон. с. Представляет собой твердый раствор Bi в Bi_2Te_3 . Цвет оловянно-белый. Блеск металлический, сильный. Тв. 2. Спайность по ромбоэдру. Уд. вес 8.9. Встречен в Хедлей (Британская Колумбия).

13. ГРУППА КАЛАВЕРИТА

Здесь рассматриваются теллуриды состава $AХ_2$, а также остальные теллуриды, не вошедшие в предыдущие группы:

		a_0	b_0	c_0	β
Калаверит . . . $AuTe_2$	Монокл. с.	7.18	4.40	5.07	90°
Сильванит . . . $AuAgTe_4$	Монокл. "	8.94	4.48	14.59	145°26'
Креннерит . . . $AuTe_2$	Ромбич. с.	16.51	8.80	4.45	
Монтбрайт . . . Au_2Te_3	Триклин. с.	12.08	13.43	10.78	
		$\alpha = 104^\circ 30' \quad \beta = 97^\circ 34' \quad \gamma = 107^\circ 53'$			
Нигглиит . . . $PtTe_3$?	Гексаг. с.				
Нагиагит . . . $Au(Pb, Sb, Fe)_8(S, Te)_{11}$	Тетраг. с.	12.5		30.25	

КАЛАВЕРИТ — $AuTe_2$. Монокл. с. Редкий. В плоских кристалликах и сплошных массах. Цвет серебристо-белый с желтоватым оттенком. Блеск металлический. Тв. 2.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 9.0. Анизотропен. П. п. тр. на угле сплавляется в темносерый королек; с содой дает королек золота. В концентрированной H_2SO_4 при нагревании разлагается, окрашивая раствор в красновато-фиолетовый цвет. В HNO_3 осадок золота ржавого цвета.

Встречается в гидротермальных месторождениях как низкотемпературный минерал. Встречен в месторождениях Калаверас (Калифорния), Крипл-Крик (Колорадо), Калгурли (Зап. Австралия) и в других пунктах.

СИЛЬВАНИТ — $AuAgTe_4$. Монокл. с. Редкий. В дендритах и сплошных массах. Цвет и черта стально-серые до серебристо-белых с желтым оттенком. Блеск металлический. Тв. 1.5—2. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 7.9—8.3. П. п. тр. на угле с содой дает королек золота и серебра. В HNO_3 разлагается с выделением золота ржавого цвета. Добавление к раствору нескольких капель HCl вызывает образование белого осадка AgCl. Встречается вместе с другими теллуридами золота в гидротермальных месторождениях. Калаверас (Калифорния), Нагиаг (Румыния) и др.

КРЕННЕРИТ — $AuTe_2$. Ромбич. с. Очень редкий. Цвет серебристо-белый до латуно-желтого. Тв. 2.5. Уд. вес 8.3. Образуется и встречается в тех же условиях, что и сильванит.

МОНТБРАИТ — Au_2Te_3 . Триклин. с. Содержит также Bi и в незначительных количествах Pb, Sb и Ag. Встречен в зернах неправильной формы и сплошных массах желтовато-белого цвета. Блеск сильный металлический. Оптически анизотропный. Тв. 2.5. Очень хрупкий. Излом раковистый. Уд. вес 9.94. В ассоциации с самородным золотом, теллуровисмутитом, алтантом, петцитом, мелонитом, халькопиритом, сфалеритом, пиритом, халькозином и марказитом встречен в Робб-Монтбрайт, Квебек (Канада).

НИГГЛИИТ — $PtTe_3$?. Гексаг. с. Цвет серебристо-белый. Блеск металлический. Сильно анизотропный. Тв. 3. Хрупкий. Уд. вес 4. Плавится в желтый металлический королек. Найден в концентратах, полученных из окисленных медно-никелевых сульфидных руд месторождений Инсиэва, Восточный Грикалэнд (Южная Африка).

НАГИАГИТ — $Au(Pb, Sb, Fe)_8(S, Te)_{11}$. Тетраг. с. Редкий. Химический состав не постоянен. Кристаллы обычно таблитчатые. Чаще наблюдается в листоватых или зернистых агрегатах. Цвет темносвинцово-серый. Черта серовато-черная. Блеск металлический. Тв. 1—1.5. Спайность весьма совершенная по (010). Уд. вес 7.2—7.5. П. п. тр. легко плавится и с содой дает королек золота. Свинец и сурьма на угле образуют налеты окислов. В азотной кислоте растворяется с выделением золота в виде ржавого осадка. Встречается в гидротермальных месторождениях в ассоциации с самородным золотом, другими теллуридами и различными сульфидными. Встречен в месторождениях Нагиаг в Трансильвании (Румыния), Крипл-Крик (Колорадо), Манка в Зайсанском районе Ю. Алтая и др.

14. ГРУППА МОЛИБДЕНИТА

В эту группу входят сернистые соединения Mo и W гексагональной сингонии:

		a_0	c_0	Уд. вес
Молибденит . . . MoS_2	Гексаг. с.	3.15	12.90	5.05
Тунгстенит . . . WS_2	" "	3.18	12.5	8.1

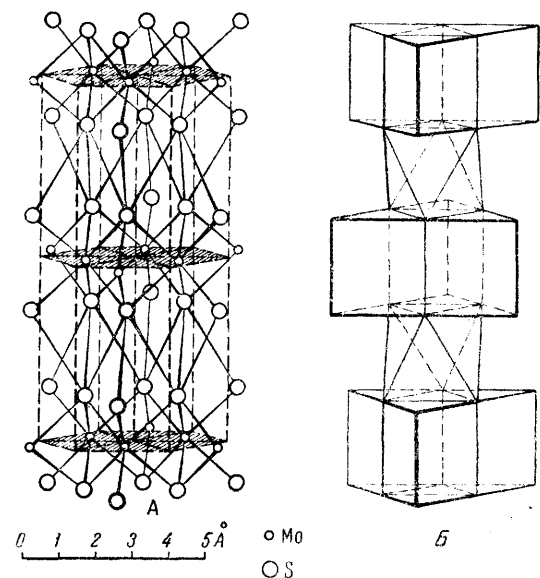
Здесь же опишем слабо изученный сульфид ванадия:

Патронит . . . VS_2 или V_2S_5 ?

МОЛИБДЕНИТ — MoS_2 . Название происходит от греческого слова молибдос — «свинец». Синоним: молибденовый блеск.

Химический состав. Mo 60%, S 40%. По данным химических анализов, содержание Mo колеблется в пределах от 57.1 до 60.05% и S от 39.7 до 42.0%. Во многих случаях молибденит является химически чистым соединением, т. е. не содержит изоморфных примесей, кроме рения — Re. По данным спектральных анализов, содержание рения в молибдените является максимальным по сравнению с содержанием его в других сульфидах (от $5 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-4}\%$).

Сингония гексагональная; повидимому, дигексагонально-дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура** типично слоистая, но отличается, некоторыми особенностями. Слои ионов Mo располагаются между двумя слоями ионов S (фиг. 175), параллельно $\{0001\}$. Ионы в слоях соединены сильными связями, но силы сцепления между «тройными» слоями резко ослаблены, чем и обусловлена совершенная спайность кристаллов. Координационное число молибдена равно 6, но в силу особенности строения электронной оболочки Mo, ему отвечает не октаэдр, а тригональная призма. В данном случае структуру, согласно Н. В. Белову, можно нагляднее представить в виде чередующихся тригональных слоев призм с ионами Mo в центрах с пустыми слоями из октаэдров (фиг. 175). **Облик кристаллов.** Встречающиеся кристаллы в большинстве случаев несовершенны. Обычно наблюдаются следующие формы: $\{001\}$, $\{1010\}$, $\{1011\}$. Грани $\{0001\}$ покрыты штрихами (фиг. 176). Кристаллы имеют облик гексагональных таблиц (фиг. 31 на стр. 81). Реже встречаются призматические кристаллы. Молиб-



Фиг. 175. Кристаллическая решетка молибденита

А — расположение центров ионов; слои, содержащие ионы молибдена, заштрихованы; Б — та же решетка, изображенная по способу Н. В. Белова

денит обычно наблюдается в листоватых или чешуйчатых агрегатах. Иногда встречаются сферолитовые образования.

Цвет молибденита свинцово-серый. **Черта** серая, часто с зеленоватым оттенком. **Блеск** металлический. Отражательная способность в полированных шлифах не очень высокая: 15—35.

Твердость 1. В тонких листочках гибок. Жирен на ощупь. На бумаге оставляет черту, как графит. **Спайность** по $\{0001\}$ весьма совершенная. **Уд. вес** 4.7—4.8. **Прочие свойства.** Электропроводность при комнатной температуре незначительна, но при повышении температуры увеличивается. Температура плавления 1185° .

Диагностические признаки. Для молибденита характерны: свинцово-серый цвет, типичный металлический блеск, очень низкая твердость, спайность по базису. Молибденит легко смешать с крупночешуйчатыми разновидностями графита, от которого он отличается по

более светлой черте и более сильному блеску. По сравнению с похожим на него тетрадимитом он обладает, наоборот, более слабым блеском и отличается по поведению перед паяльной трубкой.

П. п. тр. не плавится, окрашивает пламя в слабый желтовато-зеленоватый цвет. В азотной кислоте разлагается с большим трудом с выделением SO_2 и белого или сероватого осадка MoO_3 . Концентрированная серная кислота разлагает его лишь при температуре кипения.

Происхождение. Генетически месторождения молибденита связаны с интрузивами кислых изверженных пород, главным образом гранитов и гранодиоритов, среди которых он иногда наблюдается в виде редких вкраплений.

Молибденит встречается в пегматитовых жилах, но большей частью в количествах, не имеющих практического значения.

Промышленные месторождения молибденита связаны с гидротермальными образованиями. Особенно широко распространены месторождения молибденита в кварцевых жилах или окварцованных породах. Вообще парагенезис молибденита с кварцем наблюдается в подавляющем большинстве случаев. Иногда выделения молибденита приурочены к тончайшим кварцевым прожилкам, едва заметным простым глазом. Известны случаи тонкодисперсного распределения молибденита в кварце, окрашенном им в серый или зеленоватый цвет. Только под микроскопом в полированных шлифах можно заметить иногда эти выделения.

Часто в кварцево-молибденитовых жилах почти не встречается никаких других сульфидов, за исключением редких зерен пирита. В месторождениях других типов из сопутствующих минералов в одних случаях встречаются тонкочешуйчатые слюды, флюорит, вольфрамит, реже берилл, турмалин, в других — сульфиды меди (чаще халькопирит), железа (пирит, пирротин), цинка (сфалерит) и др. Случаи выделения молибденита в богатых сульфидами участках месторождений сравнительно редки. В кварцевых жилах иногда наблюдаются крупные неравномерно рассеянные кристаллические выделения молибденита в виде розеток или гексагональных пластин.

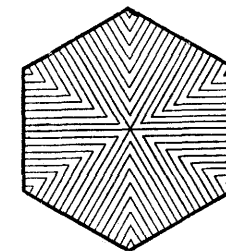
В зоне окисления за счет молибденита в виде псевдоморфоз чаще всего образуется повеллит — CaMoO_4 , иногда характерные пустоты, отвечающие по форме кристаллам молибденита.

Практическое значение. Молибденит является единственным промышленным источником важнейшего в промышленности металла — молибдена.

Около 90% мировой добычи этого металла расходуется на изготовление различных высококачественных сортов стали. Остальная часть используется в электротехнике, в красочном производстве, в беспроводной телеграфии, в химических производствах и т. д.

Месторождения. Из иностранных месторождений отметим крупнейшее в мире месторождение Клаймэкс в Колорадо (США), представленное огромным штокообразным телом вторичного кварцита, уходящего на большую глубину.

Крупные месторождения известны также в шеелитоносных скарновых зонах, образовавшихся в контакте известняков с гранитами. Молибденит здесь приурочен к многочисленным тонким жилкам кварца, секущим скарновые породы.



Фиг. 176. Три системы штрихов на базальной грани кристалла молибденита

Только под микроскопом в полированных шлифах можно заметить иногда эти выделения.

ТУНГСТЕНИТ — WS_2 . Гексаг. с. Очень редкий. Вольфрам как элемент имеет одинаковый с молибденом атомный и ионный радиусы. Вообще их соединения в природе наблюдаются в одних и тех же условиях. Однако вольфрам, в противоположность молибдену, обладает сильно выраженным родством к кислороду и потому крайне редко образуется в виде сульфида.

Тунгстенит наблюдался в землистых или листоватых агрегатах. Цвет и черта свинцово-серые. Тв. 2.5. Уд. вес 7.4. Встречен в одном пункте — Эмма, Солт Лэйк, Юта (США).

ПАТРОНИТ — VS_2 или V_2S_5 . Сингония не известна. Очень редкий. Оптически сильно анизотропен. Наблюдался в графитоподобных массах. Цвет серовато-черный. Тв. 2. Уд. вес из-за механических примесей не определен. В значительных количествах встречается в Минас-Рагра (Перу) в тесном сростании с самородной серой, углестым веществом, кварцем, кальцитом, бравоитом и др. Возможно, принадлежит к минералам экзогенного происхождения.

15. ГРУППА ПИРИТА

Здесь рассмотрим существенно отличающуюся по кристаллохимическим особенностям от ранее рассмотренных минералов обширную группу соединений типа AX_2 , где $A = Fe, Co, Ni$, а также Mn, Pt и Ru , а $X_2 = S_2, Se_2, As_2, AsS$ и SbS . Это так называемые дисульфиды, диарсениды, сульфоарсениды и сульфоантимониды. Все они обладают многими общими свойствами.

Эта большая группа по минералогическим особенностям может быть разбита на 4 подгруппы:

1) подгруппа пирита (в тесном смысле), в которой соединение FeS_2 является диморфным (пирит и марказит);

2) подгруппа кобальтина, в которой объединяются сульфоарсениды и сульфоантимониды Ni и Co (Fe в подчиненных количествах); они кристаллизуются в кубической сингонии; кристаллические структуры этих минералов хотя и аналогичны структуре пирита, но симметрия их ниже;

3) подгруппа лёллингита, представленная диарсенидами Fe, Ni и Co , кристаллизующимися в ромбической сингонии;

4) подгруппа арсенопирита, в которую входят сульфоарсениды и сульфоантимониды главным образом Fe , кристаллизующиеся в моноклинной и ромбической сингонии.

Кроме того, здесь же опишем сульфоарсенид меди — лаутит.

		a_0	b_0	c_0	Уд. вес	
Пирит	FeS_2	Кубич. с.	5.405		5.02	
Бравоит	$(Ni, Fe)S_2$	" "	5.56*		4.66	
Ваэсит	NiS_2	" "	5.668		4.45	
Каттиерит	CoS_2	" "	5.523		4.80	
Гауерит	MnS_2	" "	6.11		3.46	
Лаурит	RuS_2	" "	5.59		6.99	
Сперрилит	$PtAs_2$	" "	6.00		10.58	
Пенрозеит	$(Ni, Cu, Pb)Se_2$	" "	6.01		7.56	
Кобальтин	$CoAsS$	" "	5.58		6.33	
Герсдорфит	$NiAsS$	" "	5.719		5.82	
Коринит	$Ni(As, Sb)S$	" "			5.99	
Ульманит	$NiSbS$	" "	5.91		6.65	
Вильямит	$(Ni, Co)SbS$	" "			6.76	
Марказит	FeS_2	Ромбич. с.	4.436	5.414	3.381	4.89
Лёллингит	$FeAs_2$	" "	5.25	5.92	2.85	7.40
Сафлорит	$CoAs_2$	" "	6.35	4.86	5.80	7.2

* Содержит 24.73% Ni , 3.28% Co , 17.08% Fe .

		a_0	b_0	c_0	Уд. вес	
Раммельсбергит	$NiAs_2$	" "	4.78	5.78	3.53	7.1
Парараммельсбергит	$NiAs_2$	" "	5.74	5.81	11.405	7.12
Арсенопирит	$FeAsS$	Монокл. с.	9.51	5.65	6.42*	6.0
Гудмундит	$FeSbS$	" "	10.00	5.95	6.73*	6.7
Глауколот	$(Co, Fe)AsS$	Ромбич. с.	6.67	4.81	5.73	6.0
Вольфахит	$Ni(As, Sb)S$	" "				6.3
Лаутит	$CuAsS$	" "	3.78	5.47	11.47	4.9

Здесь же мы поместим редкие дителлуриды Fe и Ni

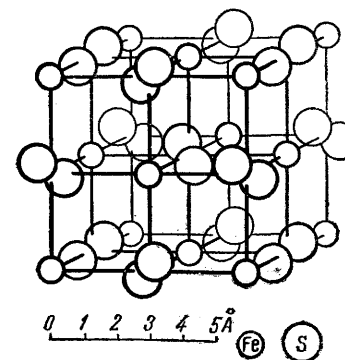
Фробергит	$FeTe_2$	Ромбич. с.	3.85	5.28	6.26	
Мелонит	$NiTe_2$	Гексаг. с.	3.835	—	5.255	7.72

В литературе, кроме того, имеется указание на находку недостоверного кубического диарсенида Fe — арсеноферрита ($FeAs_2$).

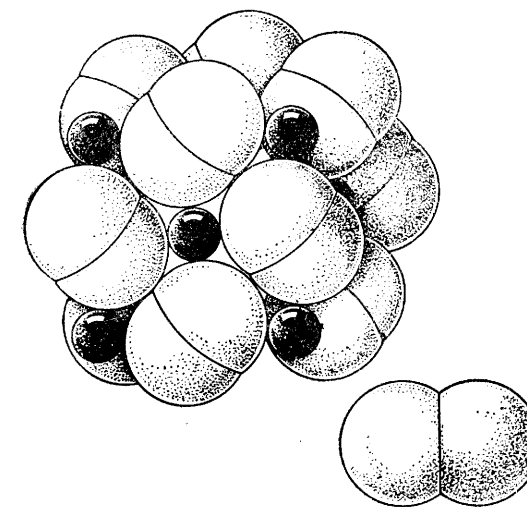
Коллоидальный и метаколлоидный бисульфид железа в виде тонкодисперсных черных масс носит специальное название — мельниковит. Он нами не рассматривается как самостоятельный минерал, так как рентгенометрически в одних случаях устанавливается дебаеграмма пирита, в других — марказита.

Опишем здесь характерные особенности типической структуры пирита, а также структуры марказита.

Кристаллическая структура типа пирита схематически изображена на фиг. 177 и 178. В основе этой структуры лежит кубическая гранцентрированная решетка типа $NaCl$ (ср. с фиг. 146), в которой ионы серы, располагаясь парами, сильно сближены между собой с образованием группы S_2^{2-} с гомополярной связью. Расстояние $S-S$ в этих



Фиг. 177. Кристаллическая решетка пирита



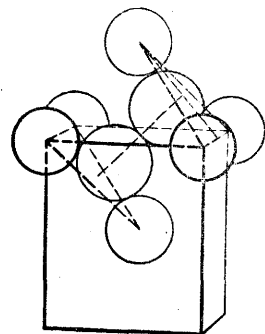
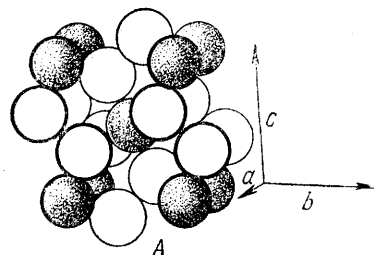
Фиг. 178. Кристаллическая структура пирита
черные сферы — ионы Fe ; светлые — группы S_2^{2-}

группах равно 2.05 \AA (вместо 3.5 \AA — двойного ионного радиуса). Группы S_2^{2-} своими осями ориентированы по диагоналям малых кубов, притом так, что они не пересекаются между собой. На фиг. 178 рас-

* $\beta = 90^\circ 00'$.

стояние между ионами серы в парах несколько уменьшено с целью показать соответствие этой структуры структуре типа NaCl. Реальные соотношения для S_2^{2-} показаны отдельно справа.

Каждый ион Fe касается шести ионов S: четыре в плоскости чертежа (фиг. 178), один впереди и один сзади центрального иона Fe на грани (100). Каждая пара S_2^{2-} как структурная единица заключена между триадами Fe, располагающимися у ее концов. Таким образом, в целом мы несомненно имеем соответствие структуре типа NaCl.



Фиг. 179. Кристаллическая структура марказита

А—общий вид структуры; ионы Fe покрыты точками; Б—ориентировка группы S_2^{2-} (в середине) между двумя триадами ионов железа (по краям)

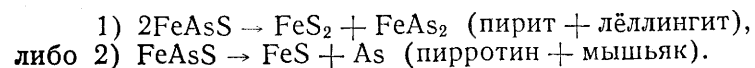
В структуре пирита кристаллизуются: MnS_2 , NiS_2 , $PtAs_2$, RuS_2 и др. Сульфоарсениды и сульфоантимониды ($CoAsS$, $NiSbS$ и др.) хотя по своей структуре относятся к типу пирита, но симметрия их несколько ниже. В ней парный ион S_2^{2-} заменяется группами AsS и SbS.

В структуре ромбической модификации FeS_2 — марказита мы находим те же группы S_2^{2-} , что и в пирите, заключенные между двумя триадами ионов Fe (фиг. 179). Ионы Fe располагаются по углам ромбической ячейки. Легко видеть, что ион Fe, расположенный в центре ячейки, окружен группами ионов S_2^{2-} . Ниже (фиг. 179 Б) показано, что пары S_2^{2-} наклонены по отношению к оси c и в обоих концах как бы упираются в центры триад ионов Fe, т. е. так же, как и в пирите.

Таким образом, на примерах структур пирита и марказита мы видим, что один и тот же тип координации может быть осуществлен в совершенно различных по симметрии кристаллических решетках.

Из физических свойств, отличающих минералы этой группы от других, отметим следующие. Прежде всего

следует указать, что среди всех сульфидов и им подобных соединений минералы группы пирита обладают наибольшей твердостью: 5—6, (сперрилит 6—7, а лаурит даже 7—8). Обращает на себя внимание отсутствие совершенной спайности. Все они слабо проводят электричество. Очень характерно они ведут себя также при накаливании. Дисульфиды отдают часть серы, которая загорается голубым пламенем, а диарсениды выделяют часть мышьяка, пары которого легко узнаются по характерному чесночному запаху. Сульфоарсениды (например, арсенопирит — $FeAsS$) в закрытой трубке в отсутствии воздуха распадаются на два компонента при температуре выше 650° по следующим реакциям:



Эти продукты распада точно установлены рентгенометрически (Дж. Люкеш).

Одной из химических особенностей является то, что дисульфиды и им подобные соединения никогда не входят в качестве оснований или кислотных радикалов в состав сульфосолей или двойных соединений.

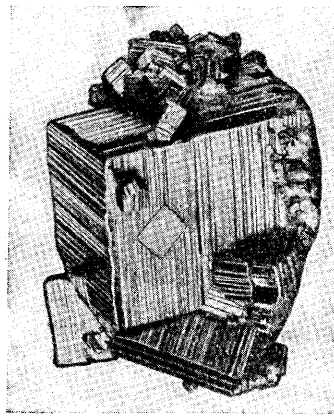
Наконец, следует отметить еще одну особенность некоторых минералов, относящихся к данной группе. Такие минералы, как пирит, арсенопирит, кобальтин, сперрилит и лёллингит, обладают склонностью образовывать при метасоматических процессах метакристаллы с хорошо развитыми гранями, чего не наблюдается ни в одной из других групп рассматриваемых в этом разделе минералов. Этим объясняются часто наблюдаемые в полированных шлифах включения посторонних нерудных минералов внутри таких кристаллов.

При описании минералов группы пирита будем следовать списку на стр. 272—273, за исключением марказита, который опишем после пирита как полиморфную разность FeS_2 .

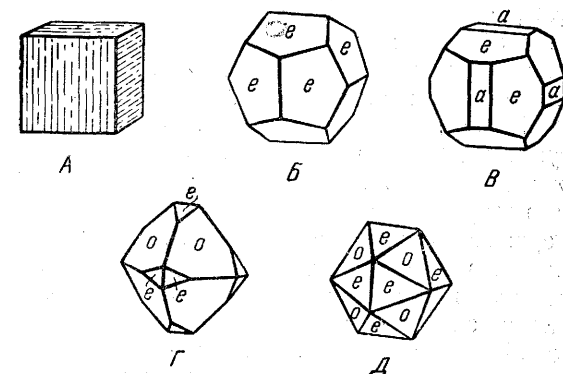
ПИРИТ — FeS_2 . Пирит — по-гречески «огонь». Повидимому, это название связано со свойством пирита давать искры при ударе или с его сильным блеском. Синонимы: серный колчедан, железный колчедан.

Химический состав. Fe 46.6%, S 53.4%. Нередко содержит в очень небольших количествах примеси: Co (кобальтпирит), Ni, As, Sb, иногда Cu, Au, Ag и др. Содержание последних элементов обусловлено наличием механических примесей в виде мельчайших включений посторонних минералов, иногда в тонкодисперсном состоянии. В последнем случае мы имеем дело по существу с твердыми псевдо-растворами — кристаллозолями.

Сингония кубическая; дидодекаэдрический в. с. $3L^24L_6^33PC$. **Кристаллическая структура** разобрана выше. **Облик кристаллов.** Пирит широко распространен в виде хорошо образованных кристаллов



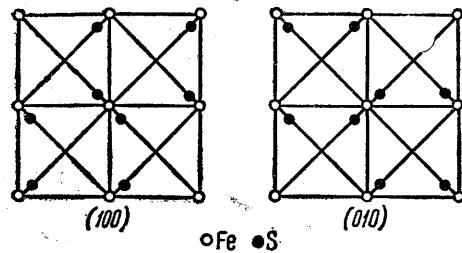
Фиг. 180. Крупный кристалл с приросшими мелкими кристалликами пирита. Березовское месторождение (Урал). По П. И. Кутюхину



Фиг. 181. Формы кристаллов пирита
А—куб; Б—пентагон-додокаэдр $e\{210\}$; В—та же форма в комбинации с кубом $a\{100\}$; Г—октаэдр $o\{111\}$; притупленный гранями пентагон-додокаэдра; Д—комбинация октаэдра с пентагон-додокаэдром
 $a\{100\}$, $o\{111\}$, $e\{210\}$

(фиг. 180). Из многочисленных установленных для него форм наиболее часто встречаются следующие: $\{100\}$, $\{210\}$, реже $\{111\}$, $\{321\}$, $\{110\}$ и др. (фиг. 181). В зависимости от преобладания тех или иных граней находится и облик кристаллов: кубический, пентагон-додока-

эдрический, реже октаэдрический. Размеры кристаллов достигают нескольких сантиметров в поперечнике. Характерна штриховатость граней параллельно ребрам (100):(210), т. е. $a:e$ (ср. фиг. 181 Б и 181 В с фиг. 180 и 181 А). Эта штриховатость находится в соответствии с кристаллической структурой пирита. Если мы структуру пирита (фиг. 177) спроектируем на грани куба (100) и (010), то получим схему расположения ионов, изображенную на фиг. 182. На плоскости (100) ионы серы, как видим, располагаются параллельно оси c ,



Фиг. 182. Проекция кристаллической решетки пирита на плоскости (100) и (010)

а на плоскости (010) — перпендикулярно к этой оси. Действительно, штриховатость, наблюдаемая на кубах пирита, всегда ориентирована перпендикулярно к каждой соседней грани, т. е. наружные элементы симметрии вполне соответствуют особенностям структуры пирита. Двойники встречаются по (110), редко по (320). **Агрегаты.** В многочисленных горных породах и рудах пирит наблюдается в виде вкрапленных кристалликов или округлых зерен. Широким развитием

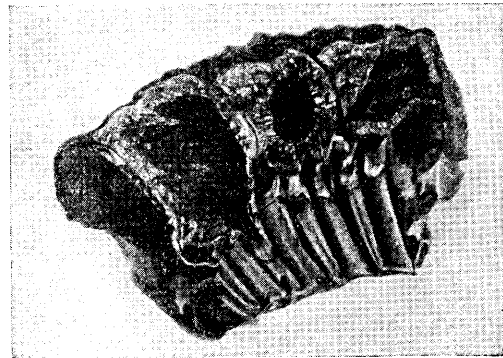
пользуются также сплошные агрегатного строения пиритовые массы. В осадочных породах часто встречаются шаровидные конкреции пирита, нередко радиально-лучистого строения, а также секретиции в полостях раковин (фиг. 183).

Наконец, известны случаи гроздевидных или почковидных образований пирита в ассоциации с другими сульфидами (марказитом, халькопиритом, вюртцитом и др.), которые обычно выделяются в виде концентрических зон, перемежающихся с пиритовыми.

Цвет пирита светлый лагунно-желтый, часто с побежалостями желтовато-бурого и пестрых цветов. Тонкодисперсные сажистые разности имеют черный цвет. **Черта** буровато- или зеленовато-черная. **Блеск** сильный металлический (особенно на гранях). Отражательная способность относительно высокая — 53.

Твердость 6—6.5. Относительно хрупок. **Спайность** весьма несовершенная по {100} и {111}, иногда {110}. Излом неровный, иногда раковистый. **Уд. вес** 4.9—5.2. **Прочие свойства.** Электричество проводит слабо. Термоэлектричен. Некоторые разности обладают детекторными свойствами.

Диагностические признаки. Пирит легко узнается по цвету, формам кристаллов, штриховатости граней, высокой твердости (единственный из широко распространенных сульфидов, который чертит стекло). По этим признакам он легко отличается от несколько похожих на него по цвету марказита, халькопирита, пирротина и миллерита.



Фиг. 183. Пирит в виде кристаллических корок, инкрустирующих полости в аммоните

П. п. тр. растрескиваясь плавится в магнитный шарик. Легко теряет часть серы, которая горит голубым пламенем. В запаянной трубке возгоняется часть серы — остается моносульфид — FeS . В азотной кислоте разлагается с трудом, выделяя серу. В разбавленной соляной кислоте не растворяется.

Происхождение. Пирит является наиболее распространенным в земной коре сульфидом и образуется в самых различных геологических условиях.

1. В виде мельчайших вкраплений он наблюдается во многих магматических горных породах. В большинстве случаев он является эпигенетическим минералом по отношению к силикатам, будучи связан с наложением гидротермальных проявлений.

2. В контактово-метасоматических месторождениях он является почти постоянным спутником сульфидов в скарнах и магнетитовых залежах. В ряде случаев он оказывается кобальтоносным. Образование его, так же как и других сульфидов, связано с гидротермальной стадией контактово-метаморфических процессов.

3. Как спутник пирит широко распространен в гидротермальных месторождениях различных по составу руд почти всех типов и встречается в парагенезисе с самыми различными минералами. При этом он часто наблюдается не только в рудных телах, но и в боковых породах в виде вкраплений хорошо образованных кристаллов, возникших метасоматическим путем (метакристаллов). В так называемых колчеданных залежах, генетически связанных, как правило, с комплексами эффузивных изверженных пород, пирит часто является резко преобладающим минералом; количество его нередко достигает 70—90% всей массы рудных тел. Обычными спутниками его в месторождениях этого типа являются халькопирит и сфалерит, иногда блеклые руды, галенит, арсенопирит, а также золото, барит и др.

4. Не менее часто пирит встречается и в осадочных породах и рудах. Широко известны конкреции пирита и марказита в песчано-глинистых отложениях, месторождениях угля, железа, марганца, бокситов и др. Его образование в этих породах и рудах связывается с разложением органических остатков без доступа свободного кислорода в более глубоких участках водных бассейнов. В парагенезисе с ним чаще всего в таких условиях встречаются: марказит, мельниковит (черная порошковая разность дисульфида железа), сидерит ($FeCO_3$), родохрозит ($MnCO_3$), опал и др. Микроскопические исследования показывают, что он часто образуется псевдоморфно по марказиту, а также в результате перекристаллизации мельниковита совместно с марказитом.

Следует упомянуть, что выделения пирита наблюдались также в виде сталактитов на крепях старых горных выработок и своим происхождением, очевидно, обязаны восстанавливающему действию органического вещества на сульфаты железа, растворенные в грунтовых водах.

5. В метаморфических сланцах пирит обычно наблюдается в виде хорошо образованных метакристаллов, возникших во время метаморфизма.

В зоне окисления пирит, как и большинство сульфидов, не устойчив, подвергаясь окислению с образованием сульфата закиси железа, который при наличии свободного кислорода легко переходит в сульфат окиси железа. Последний, гидролизуясь, разлагается на нерастворимую гидроокись железа (лимонит) и свободную серную кислоту, переходящую в раствор.

Этим путем образуются широко наблюдаемые в природе псевдоморфозы лимонита и гётита по пириту. В зонах вторичного сульфидного обогащения (см. фиг. 82 на стр. 146) псевдоморфозы по пириту в некоторых случаях образуют такие минералы, как халькозин, борнит и др.

Сам же пирит часто образует псевдоморфозы по органическим остаткам (по древесине и различным остаткам организмов), а в эндогенных образованиях встречаются псевдоморфозы пирита по пирротину, магнетиту (Fe_3O_4), гематиту (Fe_2O_3) и другим железосодержащим минералам. Эти псевдоморфозы, очевидно, образуются под воздействием на минералы H_2S . Этим способом пирит в виде мелких зернышек может образоваться даже за счет железосодержащих силикатов (пироксенов, роговых обманок и др.). При этом темноцветные породы становятся осветленными.

Искусственно пирит образуется самыми различными путями. Из них наибольшего внимания заслуживают те, которые основываются на реакциях между H_2S и соединениями железа в газообразном состоянии или в водных, преимущественно щелочных растворах, а также на восстановлении сульфатов и других серосодержащих соединений органическими веществами по схеме: $2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4 - 7\text{O}_2 = 2\text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$. В свое время Теннант показал, что мышь, погруженная в стакан с сульфатом железа, по прошествии нескольких лет оказалась замещенной пиритом. Очевидно имело место разложение белковых веществ, вызывавшее образование сероводорода. В результате реакции ионов серы с железом и возник пирит.

Практическое значение. Пиритовые руды являются одним из основных видов сырья, используемого для получения серной кислоты. Среднее содержание серы в эксплуатируемых для этой цели рудах колеблется от 40 до 50%. Обработка руды производится путем обжига в специальных печах. Получающийся при этом сернистый газ (SO_2) подвергается окислению с помощью окислов азота в присутствии водяного пара до H_2SO_4 .

Нежелательной примесью в рудах, идущих на сернокислотное производство, является мышьяк.

Часто содержащиеся в пиритовых рудах медь, цинк, иногда золото, селен и другие минералы могут быть получены побочными способами. Получаемые в результате обжига так называемые железные огарки, в зависимости от их чистоты, могут быть использованы для изготовления красок или как железная руда.

Руды, содержащие кобальтпирит, могут служить источником кобальта, несмотря на низкое содержание в них этого элемента (до 0,5—1% в минерале).

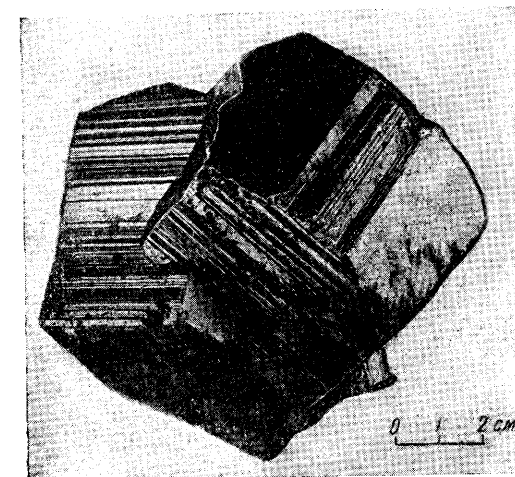
Месторождения. Месторождения, в которых в том или ином количестве встречается пирит, бесчисленны. Его можно встретить в месторождениях самых различных генетических типов, однако главная масса его находок все же относится к эндогенным образованиям.

В нашем Союзе наиболее богатые пиритом крупные колчеданные залежи широко распространены на Урале, где они приурочены к меридионально вытянутой на сотни километров полосе измененных кислых и основных эффузивов и осадочных пород силуро-девонского возраста. Рудные тела, состоящие почти сплошь из сульфидов и главным образом пирита, обычно имеют форму жил- или линзообразных залежей. Отметим наиболее важные и богатые пиритом месторождения: К а л а т и н с к о е, в Невьянском районе; Д е г т я р с к о е, в Сысертском районе; ряд К а р а б а ш с к и х месторождений, в Кыш-

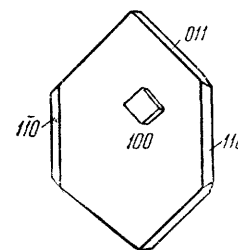
тымском районе; У ч а л и н с к о е, к югу от г. Миасса, на территории Башкирской АССР; С и б а е в с к о е, в Баймакском районе; Б л я в и н с к о е, у г. Медногорска в Чкаловской области, и др. Из закавказских месторождений к числу пиритовых залежей относится Ч и р а г и д з о р с к о е месторождение, в Азербайджанской ССР.

С минералогической точки зрения большой интерес представляют друзы кристаллов пирита известного Березовского золоторудного месторождения на Урале. Обычно они представлены кубическими формами с сильно исстрихованными гранями (см. фиг. 28 на стр. 79 и фиг. 180), в меньшей степени пентагональными додекаэдрами (фиг. 184) и октаэдрами. Встречаются иногда гигантские кристаллы пирита (до 32 кг весом).

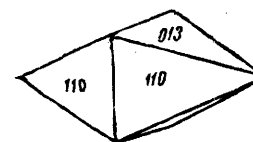
Из иностранных месторождений, аналогичных уральским колчеданным залежам, наибольшей известностью пользуется месторождение Гуэльва в Испании, Мегген на Ленне в Германии, Сулительма в Норвегии и др.



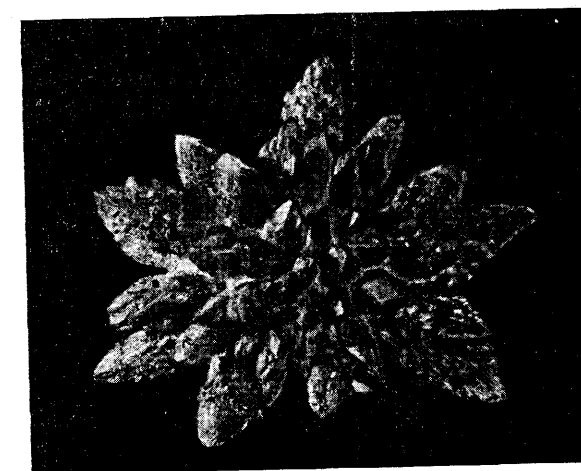
Фиг. 184. Срастание двух крупных кристаллов пирита. Березовское месторождение (Урал). По П. И. Кутюхину



Фиг. 185. Таблитчатый кристалл марказита с закономерно нарощенным кубиком пирита



Фиг. 186. Кристалл марказита

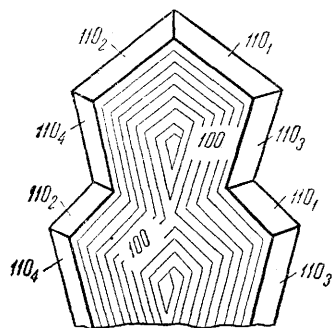


Фиг. 187. Сrostок радиально расположенных копьевидных кристаллов марказита

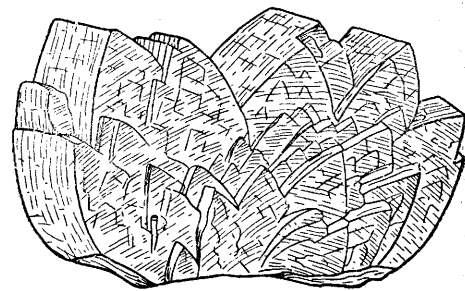
МАРКАЗИТ — FeS_2 . Название произошло от древнеарабского слова, которым называли пирит и марказит.

Химический состав. Fe 46.6%, S 53.4%. Примеси в очень небольших количествах: As (кирозит), Sb и др.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** описана выше. **Облик кристаллов** таблитчатый



Фиг. 188. Марказит. Четверник по (011)



Фиг. 189. Марказит. Срастание кристаллов, напоминающее петушиный гребень

тый (фиг. 185), реже короткостолбчатый, копьевидный (фиг. 186 и 187). Двойники часты по (011)¹, нередко сложные (фиг. 188). Иногда

характерны гребенчатые формы сростков кристаллов, напоминающих петушиные гребни вследствие многократного двойникования (фиг. 189). Однако чаще марказит встречается в виде конкреций (фиг. 190 и 191), а также натечных, гроздевидных, почковидных, коркообразных и неправильной формы образований. Обычны псевдоморфозы по органическим остаткам. Встречается также черная порошковатая разновидность (мельниковит-марказит), устанавливаемая рентгенометрически.

Цвет марказита латунно-желтый с сероватым или зеленоватым оттенком. **Черта** темная зеленовато-серая. **Блеск** металлический. Отражательная способность высокая — 55.

Твердость 5—6. **Хрупок**. **Слайность** несовершенная по {011}. **Уд. вес** 4.6—4.9 (ниже, чем у пирита). **Прочие свойства.** Слабо проводит электричество.

Диагностические признаки. Для кристаллов марказита характерными являются их копьевидные или таблитчатые формы, отличающие их от кристаллов пирита. В конкрециях и плотных массах марказит не так легко отличить от пирита. В свежем изломе для него характерен зеленоватый оттенок, не свойственный пириту. В полированных шлифах под микроскопом марказит легко отличим от пирита по сильно выраженным эффектам оптической анизотропии. Существенно отличается от пирита и по дебаеграмме.

П. п. тр. и по поведению в кислотах совершенно аналогичен пириту.

Происхождение. В природе распространен гораздо реже, чем пирит. Встречается как в эндогенных, так и в экзогенных минеральных образованиях.

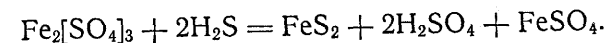
¹ В уголке Е. С. Федорова.

Марказит эндогенного происхождения наблюдается в гидротермальных, преимущественно жильных месторождениях. Как правило, он образуется в самые последние стадии минерализации. Чаще всего он устанавливается в друзовых пустотах в виде наросших кристаллов, большей частью мелких, иногда в виде пылевидных налетов на кристаллах кварца, кальцита, галенита, сфалерита, блеклых руд и других минералов, реже в виде корок и натечных форм.

Как правило, марказит образуется за счет пирротина в низах зон выветривания рудных месторождений. При этом в большинстве случаев возникают тонкозернистые агрегаты, нередко в колломорфном виде. Точно определить марказит в этих случаях удается лишь под микроскопом или рентгенометрически.

В осадочных породах, главным образом в угленосных песчано-глинистых отложениях, марказит встречается преимущественно в виде конкреций, неправильной формы зерен, псевдоморфоз по органическим остаткам, а также тонкодисперсного черного сажистого вещества (мельниковита). По макроскопическим признакам его часто ошибочно принимают за пирит. В условиях кислородного выветривания марказит разлагается легче, чем пирит, с образованием сульфатов железа и свободной серной кислоты, а в условиях недостатка кислорода — также самородной серы. В конечном счете при окислении марказита возникают гидрокислы железа (лимонит).

Экспериментальными исследованиями установлено, что марказит, в отличие от пирита, сравнительно легко образуется из кислых растворов при более низких температурах. Как показывают опыты, марказит получается также и из слабо кислых, почти нейтральных растворов, наряду с пиритом. Искусственно он был получен при действии сероводорода на сульфат окиси железа по следующей сводной схеме:

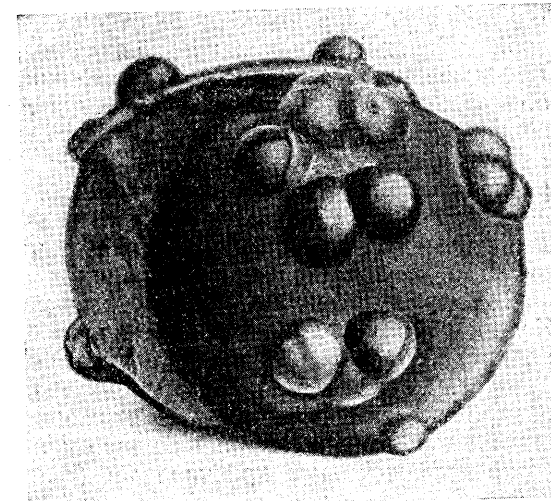


Получающаяся при этом свободная кислота и обуславливает образование марказита.

Практическое значение. В случае наличия больших масс, месторождения марказита, так же как и месторождения пирита, могут являться предметом разработки с целью производства серной кислоты.

Месторождения. В противоположность пириту марказит не образует в природе крупных месторождений в виде сплошных руд.

Из гидротермальных сульфидных месторождений, в которых марказит наряду с пиритом встречается в более или менее существенных количествах, в качестве примера следует отметить Блявинское



Фиг. 191. Шаровидная конкреция марказита, расколота пополам. Нат. вел.

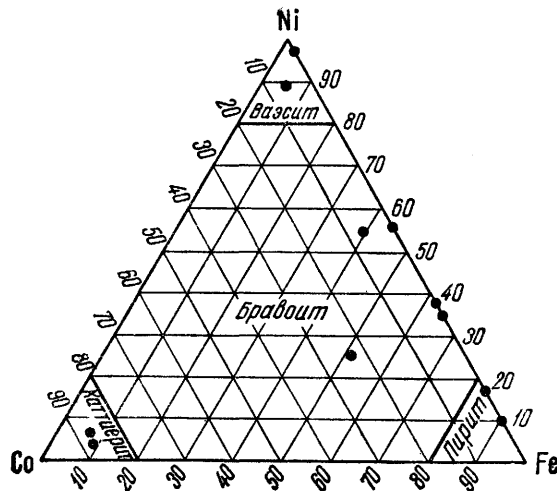
месторождение на Южном Урале в Чкаловской области. Он здесь представлен тонкокристаллическими спорадически распределенными агрегатами. Кроме пирита, в ассоциации с марказитом находятся: сфалерит, вюрцит, халькопирит, кварц и др.

Осадочные марказитсодержащие породы широко распространены во многих областях нашего Союза. К числу их, например, относятся Боровичские угленосные отложения песчаных глин (в Ленинградской области), содержащие различных форм конкреции марказита. Пришлифованные разрезы этих конкреций показывают, что марказит образовался эпигенетически, заместив лишь цемент между песчинками, сохраняющими в массе марказита реликтовое слоистое расположение. Кроме марказита, в этих конкрециях участками присутствует пирит, располагаясь иногда концентрически. В некоторых конкрециях на самой их поверхности отложился галенит точно таким же путем, т. е. заместив лишь цемент в песчаных массах. Ассоциация сульфидов железа с галенитом в конкреционных образованиях явление, вообще говоря, редкое.

По разнообразию форм марказитовых конкреций славятся Курьи-Каменские и Троицко-Байновские месторождения глинистых отложений на восточном склоне Среднего Урала (к востоку от г. Свердловска). Помимо шаровидных желваков, здесь широко распространены почковидные стяжения, конкреции с радиально-лучистым расположением индивидов, оканчивающихся копьевидными хорошо выраженными кристаллами (фиг. 188).

Из иностранных месторождений, в которых встречались прекрасные образованные кристаллы марказита, следует отметить гидротермальные месторождения: Клаусталь и Фрейберг в Германии.

БРАВОИТ — $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}_2$. Кубич. с. Редкий. Содержание Ni и Fe колеблется (фиг. 192); присутствует Co. В природных кристаллах в полированных шлифах под микроскопом устанавливается неоднородное кристаллически-зональное строение,



Фиг. 192. Соотношение Fe, Ni, Co в минералах группы пирита. По Керру

обусловленное перемежаемостью более бедных и более богатых никелем зон. Экспериментально доказано, что полной изоморфной смесимости в ряду FeS_2 — NiS_2 не существует. Таким образом, бравойт в сущности представляет смесь двух изоструктурных минералов, переслаивающихся в виде кристаллических зон. Кристаллическая структура как у пирита. Цвет бравойта отличается от цвета пирита коричневыми и фиолетовыми оттенками. Блеск его металлический. Тв. колеблется от 3.5 до 5. Уд. вес 4.3—4.6. Непрозрачен. Спайность в трех направлениях по кубу.

В ассоциации с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и никелистым пиритом бравойт описан в месторождениях Мехерних (Германия), а также Мюзен, в районе Зиген в сидеритовых жилах с пиритом, халькопиритом и баритом, затем в Аляске, Каньон-Крик в измененных перидотитах с халькопиритом и пиротином.

ВАЭСИТ — NiS_2 . Кубич. с. Редкий. Содержание (в %): Ni 41.2—46.0, Co до 3.4, Fe 2.2—0.9 (см. фиг. 192), S 53.1—53.0. Иногда присутствует селен. Кристаллическая

структура как у пирита. Наблюдается в кубических или октаэдрических кристаллах и в неправильных зернах серого цвета. Блеск металлический. Тв. неизвестна. Спайность по кубу. Уд. вес 4.45 (вычисленный). Встречен в доломитах в ассоциации с минералами группы линнеита, пиритом и халькопиритом в Казомпи (Бельгийское Конго) и в Айдырлинском районе на Южном Урале (экзогенного происхождения).

КАТТИЕРИТ — CoS_2 . Кубич. с. Редкий. Содержание (в %): Co 40.6—42.2, Ni 1.5—3.2, Fe 3.9—2.8 (см. фиг. 192); S 53.9—51.7. Кристаллическая структура как у пирита. Встречен в кристаллах кубического и октаэдрического облика и в виде неправильных зерен серого цвета. Блеск металлический. Тв. неизвестна. Спайность по кубу. Уд. вес 4.80 (вычисленный). Установлен в Шинколовбе (Бельгийское Конго) в ассоциации с пиритом и с минералами группы линнеита среди доломитов.

ГАУЕРИТ — MnS_2 . Кубич. с. Редкий. Mn 46.2%, Fe до 3%. Кристаллическая структура как у пирита. Цвет коричневатый-серый до буровато-черного. Черта кирпично-красная. Блеск полуметаллический. Тв. 4. Уд. вес 3.4—3.5. Непрозрачен. П. п. тр. плавится; после обжига с бурой дает перл, характерный для марганца. Изредка встречается в гидротермальных и осадочных месторождениях марганца. В ассоциации с гипсом, самородной серой, реальгаром и другими минералами установлен в Калинке (Чехословакия) среди трахитов, измененных деятельностью сольфатар, а также в Шемнице, затем в Раддузе (Сицилия) в октаэдрических крупных кристаллах с самородной серой, гипсом, кальцитом, и в ряде других мест.

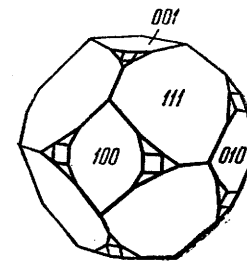
ЛАУРИТ — RuS_2 . Кубич. с. Очень редкий. Ru 65.2%; Os до 3%. Кристаллическая структура как у пирита. Цвет железно-черный, похожий на цвет железного блеска (Fe_2O_3). Черта темносерая. Блеск полуметаллический. Тв. 7—8 (наивысшая для класса сульфидов). Хрупок. Уд. вес 6.99. Непрозрачен. П. п. тр. не плавится. С КОН в серебряном тигле сплавляется в зеленовато-бурю массу, растворяющуюся в воде. Раствор окрашивается в оранжевый цвет.

Был установлен в сульфидных медно-никелевых рудах типа Седбери. Вместе с куперитом, сперрилитом и другими минералами обнаружен в концентратах, полученных из руд южноафриканских месторождений Потгитерсрест, Трансвааль. Чаше встречается в россыпях вместе с самородной платиной и золотом (остров Борнео).

СПЕРРИЛИТ — PtAs_2 . Название дано по имени американского химика, обнаружившего этот минерал в рудах Седбери.

Химический состав. Pt 56.5%, As 43.5%. Примеси (в %): Rh (до 1.6), Fe (до 0.4), Cu (до 0.7), Sb (до 0.6), иногда Sn (до 3.6).

Сингония кубическая; дидодекаэдрический в. с. $3L^24L_6^33PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре пирита. Наблюдается почти исключительно в кристаллах, большей частью мелких. **Облик кристаллов** кубический, октаэдрический, реже пентагон-додоэдрический. Часты комбинации форм {100}, {111}, {110}, {210} и др. (фиг. 193). Двойники редки.



Фиг. 193. Кристалл сперрилита

Цвет сперрилита оловянно-белый. **Черта** темносерая. **Блеск** сильный, металлический. **Отражательная способность** сравнительно высокая — 56.

Твердость 6—7 (второй по твердости после лаурита минерал из класса сульфидов и арсенидов). **Спайность** наблюдается по кубу.

Уд. вес 10.5—10.7 (наивысший для минералов данного класса). **Прочие свойства.** Слабо проводит электричество.

Диагностические признаки. Важнейшими свойствами сперрилита следует считать его цвет, высокую твердость, большой удельный вес, нахождение в виде кристаллов, кислотоустойчивость и реакцию на платину и мышьяк.

П. п. тр. на угле легко сплавляется в белый металлический шарик с губчатой поверхностью. При этом выделяются белые пары окиси мышьяка. На раскаленной докрасна платиновой пластинке мелкие зернышки мгновенно расплавляются с выделением As_2O_3 ; к самой пластинке приваривается губчатая платина.

П. п. тр. на угле легко сплавляется в белый металлический шарик с губчатой поверхностью. При этом выделяются белые пары окиси мышьяка. На раскаленной докрасна платиновой пластинке мелкие зернышки мгновенно расплавляются с выделением As_2O_3 ; к самой пластинке приваривается губчатая платина.

В кислотах не растворяется, даже в царской водке.

Происхождение. Встречается в месторождениях медно-никелевых сульфидных руд типа Сёдбери в генетической связи с основными изверженными породами (габбро-норитами и габбро-диабазами). Парагенетически связан с пирротинном, халькопиритом, пентландитом. Из минералов платиновой группы с ним встречаются палладистая платина, иногда лаурит, куперит, брэггит, стибнопалладинит и др.

В тех же парагенетических группировках он был встречен среди пегматитовых образований основных магм в Бушвельдском комплексе (Ю. Африка). Здесь были найдены наиболее крупные кристаллы сперрилита — до 1,85 см в поперечнике. В том же районе он наблюдался в оригинальных метасоматических месторождениях в известняках на контакте с основными породами Бушвельдского комплекса в ассоциации со скарновыми минералами.

Изредка сперрилит встречается также в кварцевых жилах гидротермального происхождения в парагенезисе с различными сульфидами, например, на руднике Вермильон в районе Сёдбери (Канада).

Благодаря химической стойкости этот минерал в зоне окисления не выветривается и при разрушении месторождений попадает в россыпи, часто хорошо сохраняя кристаллические грани.

Практическое значение. Сперрилит как богатый платиной минерал представляет несомненный промышленный интерес. Даже в тех случаях, когда его содержание в рудах ничтожно, он может извлекаться попутно при комплексном использовании руд. Примером является месторождение Сёдбери, где он извлекается вместе с другими минералами платины из шламов, получающихся при переработке медно-никелевых руд.

Месторождения. На территории нашего Союза сперрилит встречается в россыпях ряда рек в Зейском и Тимптонском районах Восточной Сибири (Читинская область), часто в виде хорошо образованных кристалликов. Он был обнаружен при промывке золотоносных россыпей. Коренных месторождений пока не найдено.

Из иностранных месторождений, в которых этот минерал встречается, отметим Сёдбери (Канада) и месторождения Бушвельдского комплекса (Южная Африка).

ПЕНРОЗИТ — $(Ni, Cu, Pb)Se_2$. Кубич. с. Очень редкий. Содержит также Co, Hg и Ag. Наблюдался в почковидных формах с поверхностью, образованной кристаллическими гранями. Цвет свинцово-серый. Черта черная. Блеск металлический, тусклый. Тв. 2,5—3. Спайность по (100) совершенная и по (011) ясная. Уд. вес 6,9. Легколавок. В закрытой трубке разлагается с выделением селена на стенках. Легко растворим в HNO_3 . Найден в образце, предположительно относящемся к месторождению Колкечака (Боливия). Позднее описан в серебряном месторождении Хиака (к востоку-северо-востоку от предыдущего) в ассоциации с пиритом, халькопиритом, науманитом в сидеритовых жилах.

Под названием блокит описан искусственно полученный $NiSe_2$, обладающий кристаллической структурой пирита.

КОБАЛЬТИН — $CoAsS$. Синоним: кобальтовый блеск. Разновидности: феррокобальтин, богатый железом.

Химический состав. Содержание (в %): Co 35,4, As 45,3 и S 19,3. По данным анализов, содержание кобальта колеблется от 26 до 34%, мышьяка — от 42 до 48% и серы — от 18 до 21%. Кроме того, иногда присутствуют (в %): Ni до 2—3 и Fe до 8, а в некоторых случаях — до 16 (феррокобальтин).

Сингония кубическая, пентагон-трететраэдрический в. с. $3L^24L^3$.

Кристаллическая структура весьма похожа на структуру пирита. В ряде случаев кубические кристаллы кобальтина в полированных

шлифах под микроскопом обнаруживают оптическую анизотропию, являясь миметически сдвойникованными. Этот факт указывает на то, что кобальтин при низких температурах или повышенном содержании железа претерпевает полиморфное превращение, вероятно в ромбическую модификацию. При нагревании до температуры 830—900° он становится вновь изотропным и при быстром охлаждении не показывает изменений. **Облик кристаллов.** В кристаллах встречается довольно часто. Облик кристаллов октаэдрический, кубический и пентагон-додокаэдрический. В связи с этим наиболее распространены формы: {111}, {100}, {210}, {110} и др. Характерны также комбинации, обычные для пирита, особенно {111} и {210}, изображенная на фиг. 194. Двойники редки, по (110) и (111). Кобальтин встречается также в виде неправильной формы зерен и в сплошных массах.

Цвет его белый или стально-серый с розоватым оттенком. Богатые железом разновидности имеют темносерый или серовато-черный цвет. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический. Отражательная способность в полированном виде сравнительно высокая — 51.

Твердость 5—6. Хрупок. **Спайность** средняя по кубу. **Уд. вес** 6,0—6,5. Слабо проводит электричество.

Диагностические признаки. При внимательном наблюдении кобальтин бывает нетрудно узнать по характерному розоватому оттенку, высокой твердости и нередко по типичным комбинациям форм {100}, {111} и {210} в кристаллах. От похожего на него по цвету линнеита отличается более высокой твердостью. В выветрелых образцах характерна также ассоциация с интенсивно окрашенным в розовый цвет эритрином — $Co_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$.

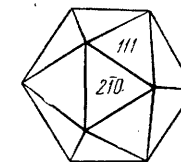
П. п. тр. кобальтин плавится в серый слабо магнитный шарик, образуя на угле налет As_2O_3 . Перл буре окрашивается в синий цвет (реакция на кобальт). В азотной кислоте разлагается с выделением S и As_2O_3 (раствор розовый).

Происхождение. Встречается главным образом как типичный минерал высокотемпературных гидротермальных процессов в контактово-метасоматических и жильных месторождениях. Ассоциирует обычно с мышьяково-сернистыми минералами кобальта и железа, а также с халькопиритом, сфалеритом, кварцем, скарновыми минералами, железистым хлоритом, турмалином, апатитом и др.

При выветривании за счет кобальтина, так же как и других мышьяковистых соединений кобальта, легко образуется землистый или кристаллический эритрин, розовый цвет которого бросается в глаза в зонах окисления сульфидно-мышьяковых месторождений кобальта.

Практическое значение. Кобальтин является одним из главных источников кобальта в промышленных рудах. Так как стоимость кобальта очень высока, то сульфидно-мышьяковистые руды могут иметь промышленное значение даже при содержании кобальта в них 0,1—0,2%.

Применение кобальта основано на его весьма ценных свойствах: 1) различные соединения кобальта являются стойкими синими и зелеными красками, применяемыми для окрашивания стекол и керамических изделий, что было известно еще в глубокой древности; 2) кобальт как легирующий элемент при изготовлении специальных сталей обуславливает их высокую твердость и стойкость при высоких



Фиг. 194. Кристалл кобальтина. Комбинация пентагон-додокаэдра и октаэдра

температурах, а также исключительные магнитные свойства; 3) кобальт с другими металлами (Cr, Mo, W и др.) дает ряд технически важных сплавов и т. д.

Месторождения. У нас в Союзе кобальтин встречается в Дашкесанском железорудном месторождении контактово-метасоматического происхождения (Кировабадский район Азербайджанской АССР). Здесь он наблюдается в виде вкрапленности, переходящей местами в густую сеть прожилков и в линзообразные выделения среди гидротермально измененных скарнов висячем боку магнетитовой залежи. Парагенетически с ним связаны халькопирит, пирит, сфалерит, молибденит, магнетит, гранат, кальцит, апатит, кварц и др.

В Канаде кобальтин в значительных количествах встречается в месторождениях округа Кобальт (Онтарио) в ассоциации с сафлоритом, скуттерудитом, смальтином, хлоантитом, никелином, герсдорфитом, самородным серебром, аргентитом, доломитом, кальцитом и другими минералами, а также в месторождениях Скуттеруд (Норвегия), Тунаберг (Швеция), Бормораль (Ю. Африка), Де преи ада (Чили) и пр. в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, пирротинном, пиритом и др.

ГЕРСДОРФИТ — NiAsS. Герсдорф — фамилия одного из владельцев никелевых рудников. Синоним: никелевый блеск. Существуют разновидности, обогащенные кобальтом и железом.

Химический состав. Содержание (в %): Ni 35.4, As 45.3, S 19.3; содержание никеля обычно колеблется от 26 до 40, мышьяка — от 37 до 56 и серы — от 6 до 19. Из примесей нередко присутствуют Co, Fe, Sb и др.

Сингония кубическая; пентагон-тритетраэдрический в. с. $3L^24L^3$. **Кристаллическая структура** похожа на структуру пирита. **Облик кристаллов** октаэдрический или кубический. Наиболее часто наблюдающиеся формы: $\{100\}$, $\{111\}$, $\{110\}$, $\{210\}$, $\{311\}$. Двойники редки по $\{111\}$. Чаще встречается в зернистых агрегатах.

Цвет герсдорфита серебристо-белый до стально-серого. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический. Отражательная способность в полированном шлифе сравнительно высокая — 49.

Твердость 5.5. Хрупок. **Спайность** иногда устанавливается по $\{111\}$. **Уд. вес** 5.6—6.2. Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. Макроскопически герсдорфит трудно отличить от целого ряда мышьяковистых минералов: смальтина ($CoAs_{2-3}$), хлоантита ($NiAs_{2-3}$), ульманита ($NiSbS$), арсениопирита ($FeAsS$) и др. Приходится прибегать к микроскопическим исследованиям и к химическим реакциям на Ni, As и S, а в случае наличия изоморфных примесей Fe, Co и Sb — даже к количественным определениям содержаний хотя бы главных элементов.

П. п. тр. на угле плавится в шарик, дающий реакцию на Ni. В азотной кислоте разлагается с выделением S и As_2O_3 . Раствор имеет зеленый цвет, указывающий на присутствие Ni.

Происхождение. Герсдорфит принадлежит к числу минералов, встречающихся преимущественно в гидротермальных месторождениях. Парагенетически с ним связаны арсениды и сульфиды никеля: никелин, миллерит, хлоантит, раммельсбергит, ульманит и др. Из других минералов в ассоциации с ним могут встречаться различные сульфиды, а также карбонаты (кальцит, анкерит, доломит) и кварц.

В зоне окисления, так же как и для других арсенидов никеля, за счет герсдорфита образуется яркозеленый аннабергит $Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$.

Практическое значение этого минерала сравнительно не велико, поскольку он обычно встречается лишь как спутник в сульфидно-мышьяковистых рудах никеля и кобальта.

Месторождения. На территории нашего Союза герсдорфит был констатирован в очень немногих месторождениях и притом в крайне незначительных количествах. В литературе имеются указания на находки герсдорфита в Березовском золоторудном месторождении на Урале в виде мелких зерен в крупнокристаллическом доломите, затем в Беркульском золоторудном месторождении (Западная Сибирь) в ассоциации с раммельсбергитом и никелином.

В зарубежных странах герсдорфит в наиболее значительных количествах был установлен в ряде месторождений Гарца (Германия), Рудных гор, Аннаберг и др. (Саксония), в месторождениях округа Кобальт (Канада) и в других пунктах.

КОРИНИТ — Ni(As, Sb)S. Кубич. с. Очень редкий. По составу промежуточный минеральный вид в изоморфном ряду герсдорфит—ульманит. Содержание Ni 28—31%, Sb до 13%. Физические свойства как у ульманита. Встречен в месторождениях Ольза в Каринтии (Австрия) и Чагам, Коннектикут (США).

УЛЬМАНИТ — NiSbS. Кубич. с. Редкий. Ni 27.8%. Из примесей: Co, As до нескольких процентов, Fe, иногда Bi? (калит). Кристаллическая структура ульманита такая же, как у пирита. Цвет его стально-серый до серебристо-белого с серовато-черной или пестрой побелостью. Блеск металлический (в свежем изломе). Тв. 5—5.5. Спайность совершенная по кубу. Уд. вес 6.6—6.7. Непрозрачен. Встречается в гидротермальных месторождениях в парагенезисе с никелевыми минералами (никелином, герсдорфитом и др.), халькопиритом, галенитом, кварцем, кальцитом, сидеритом. Описан в Монте-Нарба (Саксония) в хорошо образованных кристаллах, Лёллинг в Каринтии (Австрия) и в других пунктах.

ВИЛЬЯМИТ — (Ni, Co)SbS. Кубич. с. Очень редкий. По существу представляет разновидность ульманита с высоким содержанием Co. По физическим свойствам очень похож на ульманит. Уд. вес 6.76. Встречен в Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс (Австралия).

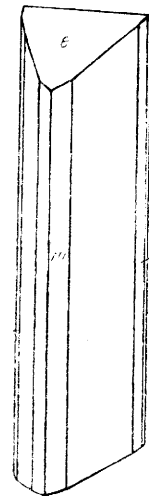
ЛЕЛЛИНГИТ — FeAs₂. Название дано по городу Лёллинг в Каринтии (Австрия). Впервые описал его Моос. Синоним: глаукопирит.

Химический состав. Fe 27.2%, As 72.8%. Отношение Fe : As несколько колеблется. В небольших количествах обычно устанавливается S (до 6%) и Sb (до 5%). Иногда присутствует Co (до 6%) и Ni (до десятых долей процента).

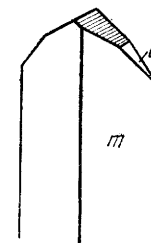
Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре марказита, хотя по типу координации As вокруг Fe несколько отличается как от марказита, так и от арсениопирита. **Облик кристаллов** в большинстве случаев призматический (фиг. 195 и 196). Встречается также в сплошных массах.

Цвет лёллингита серебристо-белый до стально-серого. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический. Отражательная способность сравнительно высокая — 56.

Твердость 5—5.5. Хрупок. **Спайность** иногда отчетливая по $\{001\}$ и $\{101\}$. Излом неровный. **Уд. вес** 7.0—7.40 (значительно выше, чем



Фиг. 195. Кристалл лёллингита $m\{110\}$, $u\{140\}$, $e\{101\}$



Фиг. 196. Кристалл лёллингита $m\{110\}$, $l\{011\}$

у арсениопирита). **Прочие свойства.** Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. По внешним признакам чрезвычайно похож на арсениопирит, за который его часто ошибочно принимают. Существенное различие устанавливается лишь в удельных весах этих минералов. Некоторые отличия наблюдаются также под микроскопом в полированных шлифах.

П. п. тр. плавится труднее арсениопирита. В закрытой стеклянной трубке дает только металлический мышьяк, если примесь серы в нем не достигает значительной цифры. В азотной кислоте растворяется с выделением As_2O_3 .

Происхождение. Лёллингит в природе встречается реже, чем арсениопирит, и обычно в незначительных количествах. Он наблюдается исключительно в гидротермальных жильных и метасоматических месторождениях, в ассоциации нередко с арсениопиритом, сульфидами железа и меди, арсенидами Со, а также с кальцитом, сидеритом, кварцем и с другими минералами.

В зоне окисления разрушается; образуется скородит $Fe \cdots AsO_4 \cdot 2H_2O$.

Практическое значение. Как наиболее богатый мышьяком арсенид железа представляет мышьяковую руду.

Месторождения. У нас в Союзе находки лёллингита отмечены в ряде пунктов Кавказа, Урала, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири. Из них упомянем об Агуюрминском месторождении в Восточном Каратегине по левобережью р. Агуюрм (Средняя Азия), в арсениопиритовых рудах которого лёллингит имеет значительное распространение. В оловорудном Сохондинском месторождении (Кыринский район Читинской области) этот минерал встречался в виде сплошных скоплений и прожилков до 3 см мощностью. Характерно, что лёллингит образуется позже арсениопирита, обрастая его кристаллы.

Лёллингит описан и во многих иностранных месторождениях Каринтии, Гарца, Саксонии, Норвегии, Канады и др.

САФФЛОРИТ — $CoAs_2$. Ромбич. с. Кристаллы по своему облику напоминают лёллингит или арсениопирит. Распространены также в радиально-лучистых и концентрически-зональных массах. По данным химических анализов, устанавливаются переходные различия к лёллингиту с содержанием Fe от 4 до 16%. Содержание Ni доходит до 2%, а S — очень незначительное (обычно десятые доли процента).

Цвет сафлорита оловянно-белый до свинцово-серого. Черта серовато-черная. Блеск металлический, довольно быстро тускнеющий с течением времени. Оптически сильно анизотропен. Тв. 4.5—5. Спайность по (110) средняя. Уд. вес 7.16—7.41. Отражательная способность довольно высокая — 57.

Встречается нередко в ассоциации со смальтином, раммельсбергитом, никелином, самородным серебром, самородным висмутом и другими минералами в типичных гидротермальных месторождениях в Рудных горах (Саксония, Чехословакия), в месторождениях Тунаберг, Зодерманланд (Швеция), в известном урановом месторождении Эльдорадо, у Большого Медвежьего озера (Канада) и в других местах. При выветривании легко образуется эритрин.

РАММЕЛЬСБЕРГИТ — $NiAs_2$. Ромбич. с. Наблюдается в призматических кристаллах, чаще в зернистых или радиально-лучистых агрегатах. Во многом похож на сафлорит и лёллингит. Химический состав непостоянный. Содержание никеля и мышьяка колеблется. Часто присутствуют Со (до нескольких процентов), Fe (до 13%), S (до 5%), Sb (до 1%).

Цвет оловянно-белый. Черта серовато-черная. Блеск металлический. Отражательная способность такая же, как у сафлорита (57). Слабо анизотропен; лишь разности, богатые кобальтом или железом, обладают более резкой анизотропией. Тв. 5.5—6. Спайность иногда заметна по (110). Уд. вес 7.0—7.3.

Встречается в типичных гидротермальных месторождениях вместе с другими арсенидами никеля и кобальта, а также с самородным висмутом, самородным мышьяком, изредка уранинитом и другими минералами в тех же месторождениях, что указаны для сафлорита.

ПАРАРАММЕЛЬСБЕРГИТ — $NiAs_2$. Ромбич. с. (псевдоромбический). В таблитчатых кристаллах или сплошных массах. От раммельсбергита существенно отличается по дебаеграмме. Очевидно представляет собой полиморфную модификацию. Цвет оловянно-белый. Блеск металлический. Оптически сильно анизотропен. Тв. около 5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 7.12. Найден в ассоциации с никелином, смальтином и другими минералами в Онтарио (Канада) в месторождениях Муус Хорн, Эльк Лэйк, Кобальт и в других местах.

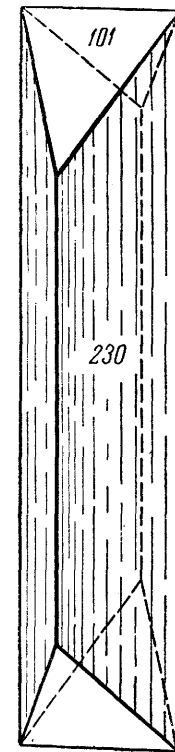
АРСЕНИОПИРИТ — $FeAsS$. Синонимы: мышьяковый колчедан, миспикель. Разновидности: **д а н а и т** — кобальтоносный арсениопирит; богатые кобальтом разновидности носят название **глаукодота** (см. ниже).

Химический состав. Содержание (в %): Fe 34.3, As 46.0, S 19.7. Химические анализы показывают частые отклонения от этих величин, особенно для As и S. В качестве примесей арсениопирит нередко содержит Со, реже Ni, Sb, а также Вi, Ag и Au. Присутствие последних трех элементов связано с механическими включениями. Для многих месторождений особенно характерной является золотоносность арсениопирита. Золото часто устанавливается под микроскопом в виде включений, однако в большей части оно присутствует, очевидно, в виде тонкодисперсной фазы, т. е. арсениопирит в данном случае представляет собой по существу кристаллозоль.

Сингония моноклиная; призматический в. с. L^2PC . **Кристаллическая структура.** Хотя арсениопирит по морфологическим особенностям кристаллов относится к ряду марказита, однако рентгенометрические исследования показывают, что идеальная структура этого минерала моноклиная и лишь в результате двойникования ромбическая. **Облик кристаллов.** Арсениопирит очень часто встречается в прекрасно выраженных кристаллах, обычно имеющих призматический облик, от короткостолбчатых до шестоватых и игольчатых (фиг. 197). Очень распространены также псевдодипирамидальные кристаллы, образованные равномерным развитием призм первого и второго рода. Наиболее часто наблюдаются следующие формы: $\{101\}$, $\{230\}$, $\{210\}$, $\{140\}$ и др. Характерна штриховатость граней вдоль оси с. **Кристаллы** широко развиты в друзовых пустотах, но очень часто встречаются также и метакристаллы, развившиеся метасоматическим путем в боковых породах месторождений. Двойники наблюдаются часто (фиг. 198), имеют нередко крестообразный облик. **Агрегаты.** В сплошных массах арсениопирит образует зернистые и шестоватые агрегаты.

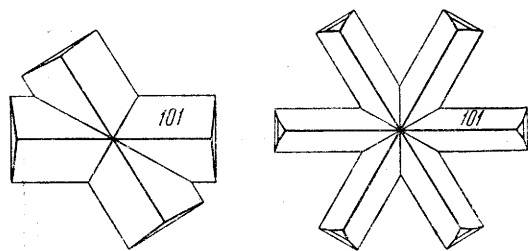
Цвет арсениопирита оловянно-белый (для граней кристаллов) до стально-серого (в изломе). Часто побежалость желтого цвета. Черта серовато-черная, иногда с буроватым оттенком. Блеск металлический. Отражательная способность в полированных шлифах сравнительно высокая — 57.

Твердость 5.5—6. Хрупок. **Спайность** довольно ясная в одном направлении. **Уд. вес** 5.9—6.2 **Прочие свойства.** Электричество проводит. Температура разложения арсениопирита лежит в пределах 430—675°, причем устанавливается, что связь между Fe и As более слабая, чем между Fe и S (см. введение к описанию группы пирита).



Фиг. 197. Кристалл арсениопирита

Диагностические признаки. Для арсенопирита характерным являются оловянно-белый цвет граней кристаллов, высокая твердость и содержание в качестве главных составных частей железа, мышьяка и серы. При ударе молотком арсенопирит издает чесночный запах.



Фиг. 198. Двойник и тройник арсенопирита

Очень характерны также формы кристаллов. От лёллингита — FeAs_2 он отличается меньшим удельным весом. От мышьяковистых соединений никеля и кобальта (смальтина, хлоантита и др.) в зернистых массах с достоверностью можно отличить лишь с помощью качественных химических испытаний и при исследовании под микроскопом в по-

лированных шлифах с применением микрохимических реакций.

П. п. тр. в восстановительном пламени плавится, издавая чесночный запах; дает магнитный королек томпаково-бурого цвета в изломе. В закрытой трубке образуется красный возгон сернистого мышьяка, а затем кольцо металлического мышьяка. В азотной кислоте разлагается с выделением S и As_2O_3 .

Происхождение. Арсенопирит принадлежит к числу минералов гидротермального происхождения и является одним из наиболее распространенных носителей мышьяка в эндогенных месторождениях.

В типичных гидротермальных, жильных и метасоматически образовавшихся месторождениях он выделяется преимущественно в более высокотемпературные стадии минералообразования. Нередки самостоятельные его месторождения, в которых он является главным рудным минералом. В качестве спутника он участвует в составе самых различных месторождений: олова, вольфрама, висмута, меди, свинца, цинка и др. Из нерудных минералов в ассоциации с ним чаще всего наблюдаются кварц, турмалин, полевые шпаты, слюды, карбонаты, иногда берилл, топаз и др.

В процессе окисления в зоне выветривания арсенопирит сравнительно быстро окисляется. При этом, как правило, образуется скородит — $\text{Fe}^{++}\text{AsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — обычно в виде бледно окрашенных в желтоватые и зеленоватые тона рыхлых и землистых масс (в смеси с гидроокислами железа он приобретает коричневый или бурый цвет).

Практическое значение. Арсенопиритовые руды являются основным сырьем для получения различных соединений мышьяка, используемых частью в сельском хозяйстве для борьбы с вредителями, а также в красочной, кожевенной и других отраслях химической промышленности. Минимальное промышленное содержание мышьяка в арсенопиритовых рудах принимается 5—6%. При комплексном использовании полиметаллических руд мышьяк из минералов, его содержащих, может получаться попутно, особенно в отходящих газах при плавках руд.

Месторождения. На территории СССР в настоящее время известны многочисленные месторождения, в которых арсенопирит является главным рудообразующим минералом или характерным спутником. Отметим некоторые из них. На Урале арсенопирит в суще-

ственных количествах встречается в золоторудных жильных месторождениях: Кочкарском (юго-западнее г. Челябинска) и Жетыгаринском (в 70 км к юго-востоку от ст. Бреды, Южно-Уральской ж. д.). Арсенопирит этих месторождений является золотосодержащим. В Средней Азии известно несколько месторождений, как жильных, так и метасоматически образовавшихся в известняках: Уч-Имчак (в 100 км к юго-востоку от г. Джамбул, в горах Таласского Алатау) в ассоциации с пирротинном, пиритом, висмутином, Такели (к югу от г. Ташкента), руды которого имеют сложный минералогический состав, и др. В Восточной Сибири арсенопирит в существенных количествах встречается в весьма интересном в минералогическом отношении золоторудном Дарасунском месторождении. Здесь золотоносный арсенопирит в ассоциации с кварцем, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, бурнонитом и другими минералами встречается в виде замечательных друз кристаллов, часто шестоватого облика. Другое месторождение, Запоярское, представляет собой сложную по форме жилу среди доломитового известняка и отчасти скарнов. Прекрасно образованные кристаллы из этого месторождения обладают изометрическим или уплощенным обликом.

Из многочисленных иностранных месторождений упомянем лишь о крупнейшем месторождении Болиден (в Швеции), в котором арсенопирит богат золотом, не извлекаемым полностью при механическом обогащении.

ГУДМУНДИТ — FeSbS . Ромбич. с. Редкий. Fe 26.6%, Sb 58.1%. Кристаллы как у арсенопирита. Цвет оловянно-белый или стально-серый с желтоватым или бурым оттенком. Черта черная. Блеск металлический. Тв. около 6. Хрупкий. Спайности нет. Уд. вес 6.72. У нас встречен в арсенопиритовом месторождении Ак-Джилга (Алайский хребет, Южная Киргизия) в кальците. Впервые описан в Гудмунсторп около Сала (Швеция) в кальцитовых жилах среди скарнов со сфалеритом, галенитом и другими минералами, в Якобсбакен, около Сулительма (Норвегия) и в других пунктах.

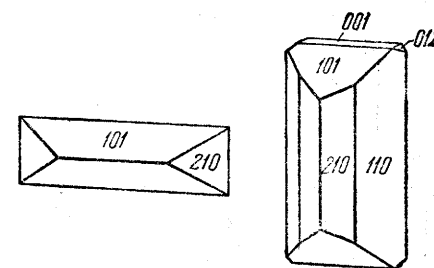
ГЛАУКОДОТ — $(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$. Ромбич. с. Довольно редкий. Содержание (в %): Co 9—18, Fe 5—22.7, As 42—45, S 19—20. Разновидность, богатая Fe и бедная Co (3—9%), как указывалось, носит название данайта. Устанавливаемое иногда содержание Bi объясняется механической примесью самородного висмута. По облику кристаллов (фиг. 199) и физическим свойствам чрезвычайно похожи на арсенопирит.

Цвет оловянно-белый до стально-серого. Черта черная. Блеск металлический. Оптически анизотропия слабее, чем у арсенопирита. Тв. 5. Уд. вес 5.9—6.0. Спайность по (010) ясная.

Встречается в гидротермальных месторождениях в ассоциации с кобальтином, с которым нередко образует тесные прорастания, пирротинном, арсенопиритом, кварцем и другими минералами. У нас описан в месторождении Дашкесан (Азербайджанская ССР) с кобальтином, пиритом, халькопиритом, кальцитом, кварцем и др. В крупных кристаллах был встречен в Хакасско-Вестманланд (Швеция), в Кобальт, Онтарио (Канада) и в других местах.

ВОЛЬФАХИТ — $\text{Ni}(\text{As}, \text{Sb})\text{S}$. Ромбич. с. Очень редкий. Содержание (в %): Ni 29.8, As 38.8, Sb 13.3, Fe 3.7, S 14.4. Цвет серебристо-белый. Черта черная. Блеск металлический. Тв. 4.5—5. Уд. вес 6.3—6.4. Найден в Вольфах около Кинциг, Баден (Германия) в ассоциации с галенитом и дискразитом на никелине.

ЛАУТИТ — CuAsS . Ромбич. с. Очень редкий. Содержание (в %): Cu 37.3, As 43.9, S 18.8. Кристаллы таблитчатые или короткопризматические. Наблюдается также в плотных зернистых массах. Цвет от стально-серого с розоватым оттенком до черного. Черта черная. Блеск металлический или полуметаллический. Оптически анизотропен. Тв. 3—3.5. Спайность по (001). Уд. вес 4.9. Найден в месторождении Лаута, близ Мариенберга (Саксония), с самородным мышьяком, теллантитом, пруститом, галенитом, халькопиритом и баритом.



Фиг. 199. Кристаллы глаукодота

ФРОБЕРГИТ — FeTe_2 . Ромбич. с. Очень редкий. Структура согласно рентгенометрическим данным отвечает структуре марказита. Цвет пурпурно-розовый (в полированных шлифах). Сильно анизотропен; цвета поляризации: от оранжево-красного до синего. Тв. 3. Легко травится азотной кислотой (со вскипанием). Получен совершенно аналогичный продукт искусственным путем. Встречен в ассоциации с алтаитом, теллуриовисмутитом, монтбрайтом, мелонитом, петцитом, халькопиритом, пиритом, марказитом, сфалеритом, ковеллином и золотом в полированных шлифах из богатых теллуrom руд месторождения Робб-Монтбрай, Квебек (Канада).

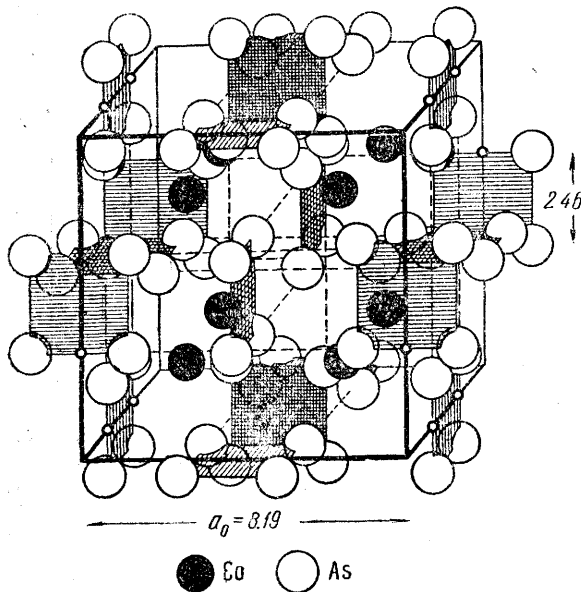
МЕЛОНИТ — NiTe_2 . Гексаг. с. Очень редкий. Цвет красновато-белый или желтовато-розовый. Блеск металлический. Анизотропен. Тв. 1—2. Уд. вес 7.72. Описан в Мелонес (Калифорния), Робб-Монтбрай, Квебек (Канада), Магнолия (Колорадо), Бортурн (Новый Южный Уэльс).

16. ГРУППА СКУТТЕРУДИТА

Сюда относятся арсениды Ni и Co состава AX_3 или AX_{3-2} , образующие изоморфные смеси, в которых принимает участие также Fe в значительных количествах. Все эти минералы кристаллизуются в кубической сингонии.

			a_0
Скуттерудит	CoAs_3	Кубич. с.	8.19
Никельскуттерудит	$(\text{Ni, Co})\text{As}_3$	" "	" "
Смальтин	CoAs_{3-2}	" "	8.27
Хлоантит	NiAs_{3-2}	" "	8.26
Чатамит	$(\text{Fe, Ni})\text{As}_{3-2}$	" "	" "

Рентгенометрические исследования показывают, что эти минералы по своей кристаллической структуре весьма существенно отличаются от минералов предыдущей группы, несмотря на то, что состав их часто может быть выражен в виде диарсенидов.



Фиг. 200. Кристаллическая решетка скуттерудита
Заштрихованы квадратные группы As_4

совершенно аналогичными кристаллическими решетками, несмотря на меньшее содержание мышьяка. Лишь размеры элементарных

Характерной особенностью кристаллической структуры скуттерудита (фиг. 200) является то, что атомы мышьяка в решетке составляют четверные группы As_4 , будучи расположены по вершинам квадрата. Эти плоские группы располагаются по середине ребер и граней, причем ориентированы параллельно сторонам куба ячейки. Элементарная ячейка содержит 8 атомов Co, располагающихся в центрах малых кубов, и 6 групп As_4 . Следовательно, формулу скуттерудита было бы правильно писать так: $\text{Co}_8(\text{As}_4)_6$.

Оказалось, что смальтин и хлоантит обладают

ячеек этих минералов оказываются несколько большими по сравнению со скуттерудитом.

Неудивительно поэтому, что физические и химические свойства всех этих минералов поразительно одинаковы. Чтобы не повторяться в изложении их, ниже мы дадим общее описание минералов этой группы.

СКУТТЕРУДИТ — CoAs_3 . Название дано по местности, где этот минерал был впервые найден: Скуттеруд (в Норвегии).

НИКЕЛЬСКУТТЕРУДИТ — $(\text{Ni, Co})\text{As}_3$. В названии подчеркивается значительное преобладание никеля над кобальтом. Чисто никелевые разности пока не были установлены.

СМАЛЬТИН — CoAs_{3-2} . Синоним: шамальтин. Шмальта (или смальта) — синяя кобальтовая краска.

ХЛОАНТИТ — NiAs_{3-2} . Хлоантес — по-гречески «зеленящий», «зеленеющий». Очевидно, имелось в виду окрашивание растворов в кислотах соединениями никеля в зеленый цвет, или поводом к названию послужили зеленые продукты окисления этого минерала (аннабергит) в противоположность арсенидам кобальта, дающим вторичные минералы, окрашенные в розовый цвет (эритрин).

ЧАТАМИТ — $(\text{Fe, Ni})\text{As}_{3-2}$. Название дано по местности, где этот минерал был установлен: Чатам, Коннектикут (США). Имеется указание на существование чисто железистой разности.

Химический состав непостоянный. Содержание отдельных компонентов колеблется в широких пределах (табл. 7).

Таблица 7
Химический состав минералов группы скуттерудита

Элементы	Скуттерудит	Ni-скуттерудит	Смальтин	Хлоантит	Чатамит
As	76.4—72.9	78.1—75.4	71.6—63.4	73.5—71.1	70.11
S	0—1.7	0—1.7	0—1.4	0—0.6	4.78
Co	20.5—10.8	3.7—6.0	24.1—13.8	3.6—6.3	3.82
Ni	0—9.4	19.9—12.0	1.0—15.0	21.2—14.5	9.44
Fe	0—5.8	1.0—3.0	1.2—7.3	2.8—5.2	11.85

Химическими анализами иногда устанавливается содержание Cu, Bi, иногда Pb и Ag. По всей вероятности, их присутствие обусловлено механическими примесями.

Сингония кубическая; дидодекаэдрический в. с. $3L_4^2 4L_3^3 PC$. **Облик кристаллов** кубический, кубо-октаэдрический или октаэдрический. Встречаются в виде дендритовидных сростков, а также в сплошных зернистых агрегатах.

Цвет оловянно-белый, иногда с серой или радужной побежалостью. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический. Оптически изотропны. В полированных шлифах нередко устанавливается кристаллически-зональное строение отдельных индивидов. Отражательная способность относительно высокая — 56.

Твердость 5.5—6. **Хрупкие**. **Спайность** по {100} и {011} заметная. Излом часто раковистый. **Уд. вес** 6.4—6.8. Проводят электричество.

Диагностические признаки. Определение этих минералов по внешним признакам сопряжено с большими трудностями, особенно когда они находятся в тесном сростании с другими похожими на них арсенидами никеля, кобальта и железа. По внешнему виду в сплошных массах они похожи на арсениопирит, лёллингит, герсдорфит, ульманит, саффлорит и раммельсбергит. Уверенного определения можно до-

стигнуть лишь при изучении их в полированных шлифах под микроскопом, с помощью химических анализов, а также рентгенометрических исследований.

П. п. тр. плавятся в магнитный шарик, издавая сильный чесночный запах мышьяка. Разности, богатые кобальтом, разлагаясь в азотной кислоте, при нагревании окрашивают раствор в розовый цвет, а никелевые разности — в желто-зеленый цвет.

Происхождение. Все эти минералы встречаются в парагенезисе с другими арсенидами кобальта и никеля исключительно в гидротермальных месторождениях (тип Шнееберг и др.).

При выветривании за счет скуттерудита и смальтина образуется эритрин — $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ в виде примазок розового цвета, а за счет никельскуттерудита и хлоантита — яркозеленый аннабергит — $\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Практическое значение. Вместе с другими арсенидами и сульфидарсенидами никеля и кобальта эти минералы встречаются иногда в значительных количествах и в таких случаях представляют несомненный промышленный интерес.

Месторождения. Наши знания по распространению этих минералов в месторождениях СССР очень скудны.

Скуттерудит вместе с другими минералами кобальта был встречен в мышьяково-кобальтовом месторождении Ак-Джилга, Алайский хребет (Южная Киргизия), а также на северо-востоке Азиатской части СССР в ассоциации с глаукодом, кобальтином, арсенипиритом, пирротином и другими минералами в кварцевых жилах. Указания на присутствие смальтина имеются для месторождения Беркут, расположенного в 80 км на юго-восток от г. Каракол (Средняя Азия). Здесь он был встречен в виде мелких кубических кристалликов в одной из кальцитовых жил. В зоне окисления широко распространен эритрин. Хлоантит отмечается в арсенидных рудах Беркутского золоторудного месторождения (в Западной Сибири) в ассоциации с никелином.

Среди месторождений зарубежных стран следует отметить прежде всего месторождение Скуттеруд (Норвегия), где был впервые установлен скуттерудит в ассоциации с кобальтином и сфеном в оруденельных гнейсах; затем известное месторождение Кобальт, Онтарио (Канада), где кроме скуттерудита и никельскуттерудита встречались также хлоантит и смальтин в ассоциации с другими минералами кобальта, никеля и серебра; Бу-Аззер (Французское Марокко), где главным рудообразующим минералом кварцевых жил в гранитах являются смальтин и скуттерудит. Смальтин и хлоантит распространены также в ряде месторождений Рудных гор — Яхимов (Чехословакия), Шнееберг, Аннаберг (Саксония) и в других месторождениях.

II Класс. Сульфосоли

К этому классу относятся сложные соединения, по химической конституции похожие на солеобразные соединения. Их называют сульфосолями. Подобно окисолям в них различают сульфосоли основания и сульфидангидриды или катионы и комплексные анионы.

Несмотря на большое разнообразие относящихся сюда минералов, в их составе участвует очень небольшое число компонентов.

Роль сульфидангидридов в подавляющем большинстве сульфосолей играют As_2S_3 , Sb_2S_3 и Bi_2S_3 . Соответственно этому мы имеем и названия соединений: сульфидарсениды, сульфидантимониты и сульфидвисмутиты.

Весьма показательно, что в сульфосолях всех этих трех типов в основания входят одни и те же металлы: Cu, Ag и Pb, т. е. наибольшим распространением в природе пользуются сульфосоли меди, серебра и свинца. Исключительно редко встречаются самостоятельные сульфосоли Tl, Hg и Fe, а в виде изоморфных примесей в существенных количествах наблюдаются лишь Zn и Mn.

В очень небольшом количестве устанавливаются также сульфидванадаты, сульфидарсенаты и сульфидантимонаты меди, т. е. такие сульфосоли, в которых роль сульфидангидридов играют: V_2S_5 , As_2S_5 и Sb_2S_5 (пятивалентные ионы). Менее ясен вопрос о существовании так называемых сульфостаннатов и сульфогерманатов (с SnS_2 и GeS_2).

Все разнообразие сульфосолей обуславливается главным образом тем, что в качественно одинаковых типах соединений устанавливаются различные соотношения сульфидосоединений к сульфидангидридам. Так, например, для сульфидантимонитов серебра известны следующие соединения: $12\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, $9\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, $5\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, $3\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, $\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ и $\text{Ag}_2\text{S} \cdot 6\text{Sb}_2\text{S}_3$, или соответственно: $\text{Ag}_{24}\text{Sb}_2\text{S}_{15}$, $\text{Ag}_9\text{Sb}_6\text{S}_6$, Ag_5SbS_4 , Ag_3SbS_3 , AgSbS_2 и $\text{Ag}_2\text{Sb}_{12}\text{S}_{19}$. Все это совершенно определенные соединения, встречающиеся в кристаллах и имеющие разные кристаллические структуры.

Кристаллические структуры сульфосолей, подобно кислородным солям, должны отличаться от простых сернистых соединений тем, что в их кристаллических решетках в качестве структурных единиц должны участвовать анионные компактные группы, например, $[\text{SbS}_6]^{9-}$, $[\text{SbS}_4]^{5-}$, $[\text{SbS}_3]^{3-}$ и т. д. К сожалению, мы пока имеем еще очень мало расшифрованных структур этих сложных кристаллических веществ. В наиболее простых кубических и тригональных кристаллических структурах сульфосолей действительно установлены такие анионные в форме тупых трехгранных пирамид (подобно комплексным анионам $[\text{SO}_3]^{2-}$ в сульфитах) группы — $[\text{AsS}_3]^{3-}$, $[\text{SbS}_3]^{3-}$, — где As и Sb трехвалентны, например, в решетках прустита (Ag_3AsS_3), пираргирита (Ag_3SbS_3), тетраэдрита (Cu_3SbS_3) и др., а также тетраэдрические группы $[\text{VS}_4]^{3-}$, $[\text{AsS}_4]^{3-}$, $[\text{SbS}_4]^{3-}$, где V, As и Sb пятивалентны. В отличие от кислородных комплексных анионов комплексные сульфиданионы характеризуются меньшей компактностью, что, очевидно, связано с более слабой поляризующей способностью катионов As^{3+} , Sb^{3+} , Bi^{3+} , V^{5+} , As^{5+} в сульфиданионах. Этим же, вероятно, можно объяснить и вариации возможных координаций в анионных комплексах.

Физические свойства сульфосолей отличаются некоторыми особенностями. По сравнению с простыми сернистыми соединениями они в общей массе обладают меньшими твердостями (особенно сульфосоли низших сингоний, к которым принадлежит большинство минералов), гораздо более легкой разлагаемостью кислотами, относительно низкой отражательной способностью. Все эти свойства, несомненно, связаны с особенностями кристаллических структур этих соединений.

При классификации сульфосолей наиболее рациональным является разделение их на большие группы по металлам, участвующим в сульфидосоединениях, и уже внутри таких групп можно проводить

систематику по составу сульфоангидридов. При такой установке классификацию сульфосолей можно свести к следующему.

А. Сульфосоли меди, т. е. соединения типа $n\text{Cu}_2\text{S} \cdot X_2\text{S}_3$, где $X = \text{As}^{3+}$, Sb^{3+} и Bi^{3+} , и типа $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot X_2\text{S}_3$, где $X = \text{V}^{5+}$, As^{5+} , Sb^{5+} и Ge^{4+} (?). Таким образом, сюда войдут сульфоарсениты, сульфоантимониты и сульфобисмутиты меди, а также сульфованадаты, сульфоарсенаты, сульфоантимонаты и сульфогерманаты (?) меди.

Б. Сульфосоли серебра: $n\text{Ag}_2\text{S} \cdot X_2\text{S}_3$, где $X = \text{As}^{3+}$, Sb^{3+} и Bi^{3+} — сульфоарсениты, сульфоантимониты и сульфобисмутиты серебра, а также сульфогерманаты и сульфостаннаты серебра.

В. Сульфосоли свинца: $n\text{PbS} \cdot X_2\text{S}_3$, где $X = \text{As}^{3+}$, Sb^{3+} и Bi^{3+} — сульфоарсениты, сульфоантимониты и сульфобисмутиты свинца.

Г. Сульфосоли прочих металлов: Tl, Hg и Fe. Их число очень не велико.

Соединения промежуточного типа, представляющие собой либо изоморфные смеси, либо двойные сульфосоли, как и в любой другой классификации, приходится рассматривать в силу необходимости условно в той или иной группе. Таких соединений в природе известно очень мало. Характерно, что одинаковые по типу соединений сульфосоли Cu и Ag склонны образовывать изоморфные смеси. Сульфосоли же Pb с первыми дают только двойные соединения.

Перейдем к описанию минералов, объединяя их там, где это целесообразно, в небольшие группы, но в том порядке, как только что изложено.

1. ГРУППА ТЕТРАЭДРИТА

Относящиеся сюда минералы представлены обширной изоморфной группой так называемых блеклых руд (немецкое название — фальэрц) с общей химической формулой: A_3XS_3 или $3A_2S \cdot X_2S_3$, где $A_2 = \text{Cu}_2$, в меньшей степени Ag_2 , Zn , Fe , изредка Hg , а $X = \text{As}$ и Sb , редко Bi (в очень незначительных количествах).

Более точная формула, согласно рентгенометрическим данным Паулинга, должна быть: $A_{12}X_4S_{13}$. С этим вполне согласуется некоторый избыток серы, устанавливаемый при точных химических анализах блеклых руд.

В зависимости от того, какой из сульфоангидридов преобладает в этих соединениях, различают следующие минеральные виды:

		a_0	Уд. вес
Теннантит	$\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$	Кубич. с.	10,19 4,62
Тетраэдрит	$\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$	" "	10,40 4,97

Наибольшим распространением в природе пользуются так называемые смешанные блеклые руды состава $\text{Cu}_{12}(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$.

Кристаллическая структура блеклых руд довольно сложная (фиг. 201) и в основных чертах напоминает структуру халькопирита или сфалерита, но с удвоенными размерами пространственной ячейки, состоящей как бы из 8 малых кубов (на рисунке показаны только четыре малых куба). В каждом малом кубе содержится три иона Cu и одна пирамидальной формы группа AsS_3 или SbS_3 (As и Sb на месте атомов Zn, а три атома S — в трех из четырех позиций S в сфалерите). Таким образом, кристаллические структуры блеклых руд по

существу отличаются от структуры сфалерита. Элементы сходства кристаллической решетки с решеткой сфалерита все же обуславливают формы кристаллов блеклых руд, обладающих преимущественно тетраэдрическим обликом. Не случайны и параллельные сростания кристаллов блеклых руд с кристаллами сфалерита и халькопирита. На кристаллах блеклых руд иногда наблюдаются тончайшие кристаллические корочки халькопирита с сатиновым блеском.

Все минеральные виды и разновидности, по химическому составу относящиеся к данной группе, имеют очень много общих физических свойств; поэтому ниже мы дадим общее описание их.

ТЕННАНИТ — $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ или $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$. Назван по имени химика Теннанта (1761—1815), которому минералоги обязаны многими сведениями в области химической природы минералов.

ТЕТРАЭДРИТ — $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ или $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$. Название дано по форме встречающихся кристаллов, правда, обычной вообще для блеклых руд разного состава.

Химический состав. В составе различных блеклых руд наблюдаются следующие колебания в процентном содержании отдельных элементов (в %):

Cu . . .	22—53	Hg . . .	изредка до 17	As . . .	0—20,0
Ag . . .	0—18	Ni . . .	" " 3,5	Sb . . .	0—29,2
Zn . . .	0—9	Co . . .	" " 4,2	Bi . . .	0—4,5 (13,07)
Fe . . .	0—13	Mn . . .	" " 1,5	S . . .	20,6—29,1

Разновидности по химическому составу:

1) фрейбергит, богатый Ag тетраэдрит; содержание Ag достигает 17,71 %;

2) аргентотеннантит (синоним: фредрицит) — с содержанием серебра до 13,65 %;

3) зандбергит — богатый цинком теннантит или тетраэдрит; содержание Zn достигает 9,26%, причем микроскопические исследования показывают, что содержание этого металла отнюдь не связано с механической примесью сфалерита;

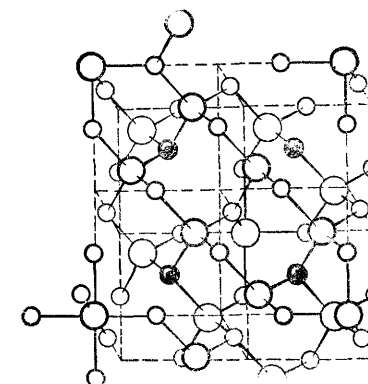
4) биннит — богатый серебром и цинком теннантит с содержанием Zn 7,76% (из известного месторождения Биннталь в Альпах, в котором обнаружены в хорошо образованных кристаллах многие редкие сульфосоли); под микроскопом неоднороден;

5) ферротетраэдрит — с содержанием железа до 13,08% (имеется в виду изоморфная примесь этого металла);

6) ферротеннантит — с содержанием Fe до 10,9 %;

7) шватцит — тетраэдрит с содержанием Hg до 13,71, изредка до 17%; для теннантита содержание этого металла в данных химических анализах не приводится;

8) никель- и кобальтсодержащие разновидности теннантита и тетраэдрита очень редки;

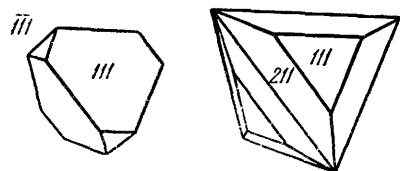


Фиг. 201. Кристаллическая решетка тетраэдрита
Заштрихованы малые кружки As или Sb, с которыми связаны ионы серы (большие полые кружки); малые полые кружки — ионы Cu

9) аннивит — висмутсодержащая разновидность с содержанием Вi до 13%.

Содержание Pb, иногда устанавливаемое в блеклых рудах, как правило связано с механической примесью галенита или сульфосолей свинца. Таким образом, свинецсодержащей разновидности блеклой руды, названной малиновским, в природе, повидимому, не существует. То же относится к золоту, содержание которого в блеклых рудах достигает иногда до 1%. Изредка устанавливается также селен. Теллуросодержащий тетраэдрит был назван голдфильдитом.

Сингония кубическая; гексатетраэдрический в. с. $3L^24L^36P$. Встречающиеся в пустотах кристаллы имеют тетраэдрический облик



Фиг. 202. Кристаллы тетраэдрита

(фиг. 202) и комбинации форм: {111} {111}, {110}, {112}, {100} и др. Обычно встречаются в сплошных массах или в виде вкраплений неправильной формы зерен. Часты двойники по (111) реже по (100).

Цвет стально-серый до железно-черного (богатых Fe разновидностей); теннантит в полированных шлифах обладает голубоватым оттенком.

Черта имеет тот же цвет, иногда с буроватым и даже вишнево-красным оттенком (для теннантита). Непрозрачны. **Блеск** металлический или полуметаллический. Отражательная способность в полированных шлифах невысокая — 29.

Твердость 3—4. Обладают хрупкостью. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 4.4—5.4. Мышьяковистые разности по сравнению с сурьмянистыми обладают меньшими удельными весами. **Прочие свойства.** Обладают слабой электропроводностью.

Диагностические признаки. Характерными особенностями являются следующие: блеклый тон в изломе и явно проявляющаяся хрупкость (при царапании ножом черта «пылится» и не оставляет блестящего следа, как это наблюдается у халькозина и аргентита, похожих по некоторым признакам на блеклые руды). По цвету и хрупкости похожи также на бурнонит — $CuPbSbS_3$, обладающий меньшей твердостью и несколько более сильным блеском.

П. п. тр. на угле легко плавятся в серый королек с выделением As_2O_3 и Sb_2O_3 . Королек дает реакцию на медь и часто на железо. В азотной кислоте разлагаются с выделением S и Sb_2O_3 . В частностях отношение к реагентам меняется в зависимости от состава.

Происхождение. Блеклые руды, особенно тетраэдрит, принадлежат к числу сравнительно распространенных минералов среди различных типов гидротермальных месторождений меди. В подчиненных количествах они присутствуют в самых разнообразных по составу рудах. Парагенетически чаще всего связаны с халькопиритом, реже сфалеритом, галенитом, пиритом, арсенопиритом, бурнонитом и другими минералами.

При выветривании месторождений легко разлагаются, давая различные продукты изменений: ковеллин, малахит, азурит, лимонит, за счет мышьяка образуется скородит — $FeAsO_4 \cdot 2H_2O$, за счет сурьмы — ее окислы и гидроокислы и т. д.

Практическое значение. Крупные самостоятельные месторождения блеклых руд не встречаются. В промышленных месторождениях они вместе с другими медьсодержащими сернистыми соединениями являются источником меди. При плавке медных руд, содержащих тен-

нантит, в отходящих газах улетучивается вредная примесь — мышьяк в виде As_2O_3 . То же самое происходит, конечно, за счет арсенопирита, энаргита и других мышьяксодержащих соединений, встречающихся в рудах в виде примесей. На крупных производствах этот «газовый мышьяк» в целях обезвреживания продуктов возгона улавливается, и таким путем могут попутно получаться значительные количества этого вида сырья.

Месторождения. Блеклые руды на территории СССР широко распространены. Они встречаются почти во всех медных и свинцово-цинковых месторождениях, однако редко образуют крупные скопления. Наибольший интерес по богатству блеклыми рудами представляют месторождения, известные под названием **Благодатные рудники** (к северо-востоку от г. Свердловска, в Мурзинском районе). С блеклыми рудами этих месторождений связано наибольшее богатство золотом. В составе их участвуют как сурьма, так и мышьяк. Они ассоциируют главным образом с пиритом, халькопиритом и отчасти с галенитом. Хорошо образованные кристаллы тетраэдрита встречаются в друзовых пустотах в Березовском золоторудном месторождении (фиг. 28 на стр. 79). Кристаллы теннантита встречались в полых трещинах во многих колчеданных залежах Среднего Урала.

На примерах иностранных месторождений блеклых руд останавливаться не будем.

2. ГРУППА ЭНАРГИТА

Эта группа представлена соединениями типа Cu_3XS_4 или $3Cu_2S \cdot X_2S_5$, где $X = V, As$ и Sb , т. е. пятивалентные элементы. В нее входят следующие главные минералы:

		a_0	b_0	c_0
Сульванит	Cu_3VS_4	Кубич. с.	10.75	
Арсеносульванит	$Cu_3As(V)S_4$	" "	10.52	
Колюзит	$Cu_3(As,Sn,V)S_4$	" "	10.60	
Германит	$Cu_3(GeS_4)$	" "	10.58	
Энаргит	Cu_3AsS_4	Ромбич. с.	6.48	7.43 6.18
Фаматинит	Cu_3SbS_4	" "		
Люонит	Cu_3AsS_4	Монокл. с.?		
Слибиолуонит	$Cu_3SbS_4^*$	" "		

Из них наибольшее распространение в природе имеют энаргит и фаматинит.

Сульванит и другие минералы кубической сингонии имеют кристаллические структуры, в общем аналогичные структуре сфалерита, а энаргит, являясь псевдогексагональным по оси c , сходен по структуре с вюртцитом.

Описание минералов начнем с энаргита, как наиболее распространенного.

ЭНАРГИТ — Cu_3AsS_4 . Энаргис — по-гречески «явственный» (повидимому, имелась в виду ясно выраженная спайность минерала).

Химический состав. Содержание (в %): Cu 48.3, As 19.1, S 32.6; примеси: Sb до 6.5, Fe до 5.7, в ничтожных количествах Pb, Zn и Ag (возможно, за счет включений посторонних минералов).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Встречающиеся кристаллы большей частью имеют столбчатый с вертикальной штриховкой, реже таблитчатый облик; образованы комби-

* Описывается совместно с люонитом.

нациями следующих форм: {110}, {001}, {100}, {010} и др. Обычно встречается в зернистых сплошных массах и в виде вкраплений. **Кристаллическая структура** энаргита в общем похожа на структуру вюртцита. Кристаллическая решетка рассматривается как псевдогексагональная.

Цвет энаргита стально-серый до железно-черного. **Черта** серовато-черная. Непрозрачен. **Блеск** полуметаллический, сильный. Отражательная способность невысокая — 23.

Твердость 3.5. Хрупок. **Спайность** совершенная по {110}, довольно ясная также по {010}, **Уд. вес** 4.4—4.5. **Прочие свойства.** Обладает слабой электропроводностью.

Диагностические признаки. Энаргит по внешним признакам больше всего похож на черный сфалерит, от которого отличается по спайности, совершенной лишь в одном направлении, и по более сильному блеску. От люционита отличим только под микроскопом. Фаматинит по сравнению с энаргитом характеризуется явственным розовым оттенком.

П. п. тр. на угле плавится, давая налет As_2O_3 , а с содой — королек меди. В азотной кислоте растворяется с выделением всплывающей серы.

Происхождение. Энаргит встречается иногда в значительных массах в гидротермальных месторождениях меди в ассоциации с блеклыми рудами, халькопиритом, галенитом, пиритом и с другими минералами.

Нередко устанавливаются псевдоморфозы теннантита по энаргиту. Сравнивая химические формулы этих минералов ($3Cu_2S \cdot As_2S_3$ и $3Cu_2S \cdot As_2S_5$), легко видеть, что при этом процессе, совершающемся в эндогенных условиях, происходит лишь превращение As_2S_5 в As_2S_3 .

В зоне окисления месторождений энаргит легко разлагается, образуя малахит, азурит, оливенит (арсенат меди) и другие вторичные минералы.

Практическое значение. В тех случаях, когда энаргит встречается в больших количествах, он является рудой на медь и мышьяк.

Месторождения. В месторождениях СССР энаргит встречается в виде незначительной примеси. Из иностранных месторождений, в которых он представлял крупные промышленные скопления, отметим следующие: Бьютт, в штате Монтана (США), Морокоха (Перу), Чукиката (Чили), Сиерра-де-Фаматина (Аргентина), Тсумеб (Юго-Западная Африка) и др.

ФАМАТИНИТ — Cu_3SbS_4 . Ромбич. с. As до 9%. Изоморфен с энаргитом и имеет одинаковую с ним кристаллическую структуру. Цвет серый с медно-красным оттенком. Тв. 3.5. Уд. вес 4.57. Описан в Сиерра-де-Фаматина (Аргентина), Сант-Яго (Чили) и в других пунктах. Встречается часто вместе с энаргитом.

ЛЮЦИОНИТ — Cu_3AsS_4 . Монокл. с. Редкий. По составу связан переходами в стибнолюционит — Cu_3SbS_4 . Цвет розовато-серый с фиолетовым оттенком. Черта черная. Тв. 3.5. Уд. вес 4.4 (у стибнолюционита очевидно больше). Под микроскопом отличается от энаргита тонким двойниковым строением. Встречен с энаргитом и фаматинитом в Сиерра-де-Фаматина (Аргентина). Сибнолюционит установлен пока в шлифах под микроскопом. По физическим свойствам близок к люциониту.

СУЛЬВАНИТ — Cu_3VS_4 . Кубич. с. Редкий. Содержание (в %): Cu 51.5, V 13.8, S 34.7. Цвет светлый бронзово-желтый со стально-серой побежалостью. Черта почти черная. Блеск металлический. Тв. 3—3.5. Уд. вес 4.0. Описан в месторождениях Бурра-Бурра (Южная Австралия), Меркур, Юта (США), а также в месторождениях провинции Катанга (Бельгийское Конго).

АРСЕНОСУЛЬВАНИТ — $Cu_3(As, V)S_4$. Кубич. с. Редкий. As 11—13%, V до 4—5%. Несмотря на это, по внешним признакам не отличим от сульванита. Цвет и черта совершенно аналогичны цвету и черте сульванита. Уд. вес 4.0—4.2. Встречен в золоторудном месторождении Лебединое в Восточной Сибири.

КОЛЮЗИТ — $Cu_3(As, Sn, V)S_4$. Содержит также Mo. Кубич. с. Редкий. Представляет собой, по существу, оловосодержащую разновидность арсеносульванита и обла дает теми же, как и последний, физическими свойствами. В ассоциации с блеклой рудой, пиритом, борнитом, халькопиритом, кварцем и другими минералами встречается в месторождении Бьютт, Монтана (США).

ГЕРМАНИТ — Cu_3GeS_4 . Кубич. с. Очень редкий. Содержит 6—8% Fe, а также Ga (до 1.85), As и Zn. Цвет фиолетово-розовый (очень напоминает борнит). Тв. 3. Уд. вес 4.29. Непрозрачен. Наблюдался в сплошных массах совместно с теннантитом, сфалеритом и эндогенным халькозином в месторождении Тсумеб (Юго-Западная Африка).

3. ГРУППА ЭМПЛЕКТИТА

Сюда отнесены соединения типа AXS_2 (или $A_2S \cdot X_2S_3$), где $A = Cu$, а $X = Sb$ и Bi :

		a_0	b_0	c_0
Халькостибит . $CuSbS_2$	Ромбич. с.	6.01	14.46	3.78
Эмплектит . . $CuBiS_2$	" "	6.125	14.512	3.890

Здесь же рассмотрим другие сульфовисмутиты меди, более сложного состава:

Клапротит . . $Cu_6Bi_4S_9$	Ромбич. с.
Виттихенит . . Cu_3BiS_3	" "

ХАЛЬКОСТИБИТ — $CuSbS_2$ или $Cu_2S \cdot Sb_2S_3$. Синонимы: вольфсбергит, гуейарит. Ромбич. с. Встречается в удлиненных призматических кристаллах и в сплошных массах. Цвет свинцово-серый или железно-черный, иногда с синеватой и зеленой побежалостью. Блеск металлический. Оптически анизотропный. Тв. 3—4. Спайность по (010) совершенная и по (100) менее совершенная. Уд. вес 4.95. Наблюдался в месторождениях Вольфсберг, Гарц (Германия), Пар эль Анц, Касабланка (Марокко), в разных пунктах Боливии и в других местах.

ЭМПЛЕКТИТ — $CuBiS_2$. Ромбич. с. В призматических, уплощенных по (010) кристаллах, сильно исштрихованных. Цвет оловянно-белый. Блеск металлический. Сильно анизотропен. Тв. 2. Хрупкий. Спайность по (010) совершенная и по (001) менее совершенная. Уд. вес 6.38. П. п. тр. на угле легко плавится с шипением и разбрызгиванием. Реакция на Bi с KJ .

В ассоциации с халькопиритом, сидеритом, флюоритом, кварцем встречается в месторождениях кобальто-никеле-висмутовых руд в месторождениях Аннаберг, Танненбаум и других (в Саксонии), в Церро Бланко, близ Копнапо (Чили).

КЛАПРОТИТ — $Cu_6Bi_4S_9$. Не совсем точно установленный минеральный вид¹. В призматических и толстотаблитчатых кристаллах и в сплошных массах. Цвет стально-серый с желтой побежалостью. Черта черная. Блеск металлический. Сильно анизотропен. Тв. 2.5. Хрупок. Спайность по (100) заметная. Уд. вес 4.6. Легко плавится. Растворяется в HNO_3 . В ассоциации с эмплектитом, халькопиритом, тетраэдритом и другими минералами встречается в Даниэль, близ Виттихен, Шварцвальд (Германия), Бьютт, Монтана (США) и в других местах.

ВИТТИХЕНИТ — Cu_3BiS_3 или $3Cu_2S \cdot Bi_2S_3$. Ромбич. с. Редко встречающиеся кристаллы имеют таблитчатый или игольчатый облик. Цвет стально-серый (светлее, чем у блеклой руды). Черта черная. Блеск металлический. Тв. 2—3. Спайность незаметна. Уд. вес 4.3—4.5. П. п. тр. на угле плавится с образованием налета окиси висмута. С содой в восстановительном пламени дает королек меди. Реакция на Bi с KJ . Найден в Виттихен, Шварцвальд (Германия), Бьютт, Монтана (США) и в других местах.

4. ГРУППА БУРНОНИТА

Сюда относятся двойные сульфосоли меди и свинца типа $CuPbXS_3$:

		a_0	b_0	c_0	Уд. вес
Зелигманит — $CuPbAsS_3$	Ромбич. с.	8.04	8.66	7.56	5.44
Бурнонит — $CuPbSbS_3$	" "	8.10	8.65	7.75	5.83
Айкинит — $CuPbBiS_3$	" "	11.30	11.64	4.00	7.07

¹ По некоторым данным, представляет смесь эмплектита и виттихенита.

Далее кратко опишем прочие сульфосоли меди и свинца:

Гладит	$\text{CuPbBi}_3\text{S}_9$	Ромбич. с.?
Рецбаннит	$\text{Cu}_9\text{Pb}_3\text{Bi}_{10}\text{S}_{19}$?
Линдстрёмит	$\text{CuPbBi}_3\text{S}_6$?
Бенжаминит	$(\text{Cu,Ag})\text{PbBi}_2\text{S}_4$	Ромбич. с.
Хаммарит	$\text{Cu}_9\text{Pb}_2\text{Bi}_4\text{S}_9$?
Гутчинсонит	$(\text{Cu,Ag,Tl})_2\text{S} \cdot \text{PbS} \cdot 2\text{As}_2\text{S}_3$	Ромбич. с.

ЗЕЛИГМАНИТ — CuPbAsS_3 . Ромбич. с. Очень редкий. Изоморфен с бурнонитом. Cu 10.5—13.0%, Pb 46.4—48.8%. Встречается в псевдотетрагональных кристаллах. Цвет свинцово-серый с темношоколадной чертой. Блеск металлический. Тв. 3. Уд. вес 5.5. П. п. тр. плавится, дает запах мышьяка. Реакции на Cu и Pb . Встречен в Каменно-Павловском месторождении (вблизи Андреевского свинцово-цинкового рудника на Южном Урале) в тонкозернистом сахаровидном известняке. Впервые описан в Бинненталь (в Альпах), затем в Бинхэм, Юта (США).

БУРНОНИТ — CuPbSbS_3 . Назван по имени французского минералога Бурнон. Синоним: бертонит.

Химический состав. Содержание (в %): Cu 13.0, Pb 42.5, Sb 24.7, S 19.8. Примеси: Fe (до 5%), Ag (до 3%), следы Zn и Mn .

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Хорошо образованные кристаллы наблюдаются только в пустотах и

часто имеют псевдотетрагональный, часто толстотаблитчатый облик (фиг. 203) с разлитыми гранями форм: $\{001\}$, $\{010\}$, $\{100\}$, $\{011\}$, $\{110\}$ и др. Двойники по (110) часты. Обычно встречается в неправильных зернах или в сплошных массах. **Кристаллическая структура** полностью не расшифрована.

Цвет бурнонита стально-серый до свинцово-серого, нередко с томпаково-бурой побежалостью (на гранях кристаллов). **Черта** серая. Непрозрачен. **Блеск** металлический.

Отражательная способность невысокая — 33.

Твердость 2.5—3. Хрупок. **Спайность** несовершенная по $\{010\}$. Уд. вес 5.7—5.9. **Прочие свойства.** Электричества не проводит.

Диагностические признаки. По внешним признакам несколько похож на блеклые руды, но обладает более сильным блеском. Легко узнается в полированных шлифах под микроскопом по слабой оптической анизотропии и тонкому полисинтетическому двойникованию.

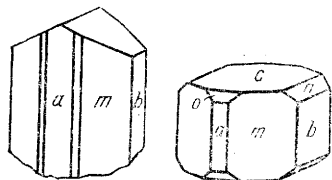
П. п. тр. на угле легко плавится в черный шарик, из которого по удалении всего свинца (при сильном нагревании) с содой дает королек меди. В азотной кислоте растворяется с выделением серы и окиси сурьмы.

Происхождение. Встречается в гидротермальных месторождениях свинцово-сурьмяных руд. Обычно тесно ассоциирует с тетраэдритом и галенитом, выделяясь иногда в виде кайм на границах между этими минералами. Нередко совместно с бурнонитом наблюдаются сульфоантимониты свинца (джерсонит, буланжерит и др.), иногда антимонит, халькопирит и др.

В зоне окисления месторождений бурнонит легко разлагается; за счет его могут образоваться малахит, церуссит (PbCO_3) и окислы сурьмы.

Практическое значение. В случаях крупных скоплений представляет промышленный интерес как руда свинца и меди.

Месторождения. В СССР бурнонит в заметных количествах встречается в кварцевых жилах Нагольного кряжа (Украина)



Фиг. 203. Кристаллы бурнонита. $a\{100\}$, $n\{011\}$, $m\{110\}$, $b\{010\}$, $c\{001\}$, $o\{101\}$.

в ассоциации с галенитом, блеклыми рудами, буланжеритом, джемсонитом и др., в Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье) в рудах, состоящих из блеклой руды, галенита и др.

Среди иностранных месторождений в более значительных массах встречался в Пршибраме (Чехословакия), Кляустале, Андресберге, Гарц (Германия) и во многих месторождениях США, Мексики, Перу, Чили и др.

АЙКИНИТ — CuPbBiS_3 . Назван по имени. Впервые был открыт на Урале в начале прошлого столетия. Синоним: патринит.

Химический состав. Содержание (в %): Cu 11.0, Pb 36.0, Bi 36.2, S 16.8. Примеси: Te и Au (последнее в виде включений).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Часто наблюдается в игольчатых и шестоватых кристаллах, вросших в кварц, иногда в сплошных массах. На гранях часто наблюдается вертикальная штриховка. **Кристаллическая структура** не изучена.

Цвет айкинита свинцово-серый до стально-серого, нередко с буроватой или коричневой побежалостью. **Черта** серовато-черная, блестящая. Непрозрачен. **Блеск** металлический. Отражательная способность относительно высокая — 46.

Твердость 2—2.5. Хрупок. **Спайность** несовершенная по $\{010\}$. Уд. вес 6.1—6.7.

Диагностические признаки. Для айкинита характерна игольчатая или шестоватая форма кристаллов, но без химических реакций на Bi , Pb и Cu узнать его трудно.

П. п. тр. айкинит легко плавится, дымится, покрывает уголь белым и желтым налетом. Оставляет металлический королек, который с содой дает королек меди. Реакция на Bi с KJ . В азотной кислоте растворяется, выделяя PbSO_4 и серу.

Происхождение. Минерал редкий. Встречается в кварцевых жилах гидротермального происхождения в ассоциации с пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, галенитом, арсенопиритом, самородным золотом, иногда шеелитом, вольфрамитом и другими минералами.

В зоне окисления неустойчив. В результате разрушения по айкиниту образуются землистые желтые или зеленовато-желтые массы так называемых висмутовой и свинцовой охр.

Практическое значение. Сам по себе айкинит представляет собой лишь минералогический интерес. В Березовском месторождении нахождение его в жилах служит хорошим признаком их золотосности.

Месторождения. Большой известностью пользуются шестоватые и игольчатые кристаллы айкинита в прозрачных или полупрозрачных кристаллах кварца в Березовском золоторудном месторождении (к северо-востоку от г. Свердловска). В парагенезисе с ним нередко наблюдаются галенит, блеклые руды, пирит, халькопирит и часто самородное золото. В окисленных образцах золото наблюдается в виде мелких зернышек или проволок. Айкинит встречался также в Бурановском месторождении (на Южном Урале, район ст. Гумбейка) в кварцево-сульфидных жилах в ассоциации с халькопиритом, тетраэдритом, пиритом и другими минералами, в Колыванском месторождении (Алтай) совместно с другими сульфовисмутитами меди, халькопиритом и др.

На находки айкинита в иностранных месторождениях указания крайне редки.

ГЛАДИТ — $\text{CuPbBi}_5\text{S}_9$. Ромбич. с.р. В призматических, неясно образованных кристаллах и зернах свинцово-серого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Тв. 2—3. Спайность по (010) средняя. Уд. вес 6.96. С кварцем и другими сульфосолями свинца был встречен в Гладхаммаре, Кальмар (Швеция).

РЕЦБАНИТ — $\text{Cu}_2\text{Pb}_3\text{Bi}_{10}\text{S}_{19}$. Сингония не известна. В сплошных зернистых массах свинцово-серого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Оптически анизотропен. Тв. 2.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 6.24 (6.89). Найден в Рецбании (Румыния) в сростании с халькопиритом и кальцитом, а также в Васко (Венгрия) с доломитом в кварце.

ЛИНДСТРЕМИТ — $\text{CuPbBi}_3\text{S}_6$. Ромбич. с.р. В неясно образованных призматических или игольчатых кристаллах и зернах свинцово-серого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Оптически анизотропен. Тв. 3—3.5. Спайность по (100) и (010) средняя. Уд. вес 7.01. Легко плавится и вскипает даже в пламени спички. Дает реакцию на Pb, Cu и Bi. Впервые встречен в Гладхаммаре, Кальмар (Швеция). Обнаружен также в кварцевой жиле Джидинского месторождения (Бурят-Монгольская АССР).

БЕНЖАМИН — $(\text{Cu, Ag})\text{PbBi}_2\text{S}_4$. Ромбич. с. В зернистых массах тусклого серого цвета с желтой побежалостью. Черта свинцово-серая. Блеск металлический. Оптически сильно анизотропен. Тв. 3.5. Спайность в одном направлении. Уд. вес 6.34. Найден в месторождении Отлоу, Манхэттен, Невада (США) в ассоциации с халькопиритом, пиритом, мусковитом, флюоритом в кварцевой жиле.

ХАММАРИТ — $\text{Cu}_2\text{Pb}_2\text{Bi}_4\text{S}_9$? Монокл. с.р. В короткопризматических кристаллах стально-серого цвета с красноватым оттенком. Черта черная. Блеск металлический. Тв. 3—4. Спайность по (010) несовершенная. Уд. вес не известен. Найден в Гладхаммаре, Кальмар (Швеция).

ГУТЧИНСОНИТ — $(\text{Cu, Ag, Tl})_2\text{S} \cdot \text{PbS} \cdot 2\text{As}_2\text{S}_3$? Ромбич. с. В призматических или игольчатых кристаллах красного или вишнево-красного цвета. Черта темнокрасная. Блеск алмазный. Тв. 1.5—2. Хрупок. Спайность по (010) средняя. Уд. вес 4.6. Встречен в Биннентале (Швейцария) среди доломита в ассоциации с пиритом, реальгаром, аурипигментом и с другими минералами.

5. ГРУППА ПРУСТИТА

Начиная с этой группы, мы переходим к рассмотрению сульфоселен-серебра. К данной группе относятся сульфоарсениды и сульфоантимониты серебра типа Ag_3XS_3 , где $X = \text{As}$ и Sb . Они представлены двумя рядами: тригональным и моноклинным.

		a_0	c_0	Уд. вес
Прустит . . .	Ag_3AsS_3	10.77	8.67	5.57
Пираргирит . . .	Ag_3SbS_3	11.04	8.72	5.85
Ксантоконит . . .	Ag_3AsS_3	Монокл. с.		
Пиростильпнит	Ag_3SbS_3	" "		
Стилоптит . . .	$(\text{Cu, Ag, Fe})_3\text{SbS}_3$	" "		

Из них более распространены в природе прустит и пираргирит. Несмотря на то, что оба минерала имеют аналогичные химические формулы и кристаллизуются в одном виде симметрии, все же, судя по данным химических анализов, они не образуют непрерывного ряда изоморфных смесей. Лишь при высоких температурах, как показывают экспериментальные исследования, оба эти соединения неограниченно смешиваются друг с другом.

ПРУСТИТ — Ag_3AsS_3 . Название дано по имени французского химика Пруст (Proust) (1755—1826), впервые установившего, что существуют раздельно мышьяковая и сурьмяная «красные серебряные руды». Синонимы: светлая красная серебряная руда.

Химический состав. Содержание (в %): Ag 65.4, As 15.2, S 19.4. По имеющимся анализам, содержание Ag колеблется от 63.4 до 67.6, As от 12.3 до 20.2 и S от 13.1 до 20.2. Примеси: Sb (до 3.74), Fe (до 0.96), Pb (до 0.46), Co (до 0.19). Последние три элемента, повидимому, связаны с механическими примесями.

Сингония тригональная; дитригонально-пирамидальный в. с. L^3P . Кристаллическая структура прустита характеризуется тем, что группы AsS_3 занимают каждый угол ромбоэдрической ячейки и центр. Каждая такая группа представлена низкой пирамидой с вершиной (As). Вершины всех пирамид направлены вдоль тройной оси. Расстояние As—S равно 2.25 Å и высота пирамид 0.96 Å. Группы AsS_3 связаны ионами Ag, причем каждый ион S, имеющий 2 иона Ag в качестве ближайших соседей, отстоит от них на 2.40 Å.

Облик кристаллов. Нередко встречается в кристаллах скаленоэдрического облика с острыми ромбоэдрами (фиг. 204). Главнейшие формы: гексагональная призма $\{11\bar{2}0\}$ и дитригональные пирамиды $\{2131\}$, $\{11\bar{2}4\}$ и др. На гранях призмы характерна косая штриховка. Чаще наблюдается в виде неправильной формы вкрапленных зерен, иногда в сплошных массах.

Цвет прустита яркокрасный (подобен цвету киновари). Черта яркокрасная. Полупрозрачен. Блеск сильный алмазный. Оптически отрицателен. Для Li-света: $Nm = 3.088$, $Np = 2.792$; $Nm - Np = 0.296$. Отражательная способность сравнительно низкая — 27. Сильно анизотропен.

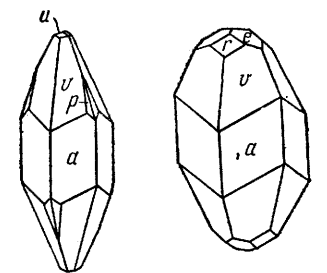
Твердость 2—2.5. Хрупок. Спайность отчетливая по $\{10\bar{1}1\}$. Излом раковистый. Уд. вес 5.57—5.64. Прочие свойства. Электричества не проводит. Температура плавления высокая — 490°.

Диагностические признаки. По внешним признакам очень трудно отличим от пираргирита. Как правило, прустит несколько светлее, чем пираргирит. Кристаллы прустита менее богаты гранями, чем кристаллы пираргирита. Главное отличие между ними все же в содержаниях As и Sb.

Из других минералов по цвету и блеску на прустит похожи: миаргирит (AgSbS_2), киноварь, куприт (Cu_2O) и цинкит (ZnO). Миаргирит, если встречается не в кристаллах, от пираргирита отличается только по соотношению As : Sb, которое можно установить в результате химического анализа. Киноварь легко отличается по поведению перед паяльной трубкой (улетучивается полностью). Для куприта характерны октаэдрические кристаллы, буровато-красная черта, а также парагенезис с самородной медью и другими минералами меди. Цинкит обладает оранжево-желтой чертой и повышенной твердостью (4—4.5). Гематит легко отличается по высокой твердости и пластинчатому облику кристаллов.

П. п. тр. прустит легко плавится, издает запах мышьяка и образует налет As_2O_3 и Sb_2O_3 (в случае присутствия сурьмы). Королек при добавлении соды в восстановительном пламени дает серебро. В азотной кислоте растворяется с выделением S и As_2O_3 (для пираргирита — Sb_2O_3).

Происхождение. Распространен в гидротермальных жилах свинцово-цинково-серебряных руд (так называемой благородной кварцево-кальцитовой формации). Встречается среди минералов, образующихся в последние стадии гидротермальных процессов, иногда совместно с пираргиритом. В парагенезисе с этими минералами очень часто встречается галенит, иногда самородное серебро, а также раз-



Фиг. 204. Кристаллы прустита
 $a\{11\bar{2}0\}$, $v\{2131\}$, $r\{10\bar{1}1\}$
 $e\{01\bar{1}2\}$, $p\{11\bar{2}3\}$, $u\{10\bar{1}4\}$

личного состава сульфоарсениды и сульфоантимониты свинца, серебра и меди. В некоторых месторождениях они ассоциируют с арсенидами никеля и кобальта.

В зоне окисления прустит и пираргирит разлагаются иногда с образованием самородного серебра и аргентита. Обычно же серебро в виде неустойчивого Ag_2SO_4 способно мигрировать, особенно в присутствии свободной серной кислоты и сульфата окиси железа. В ряде случаев устанавливается обогащение серебром нижних горизонтов зоны окисления месторождений. В условиях недостатка кислорода и выделения H_2S прустит восстанавливается до Ag_2S или до самородного серебра.

Практическое значение. Прустит и пираргирит принадлежат к числу наиболее широко распространенных серебросодержащих минералов и потому имеют значение как источники серебра. При плавке галенитовых концентратов, получаемых из свинцово-цинковых руд, серебро получается попутно.

Месторождения. Среди свинцово-цинковых месторождений СССР прустит, так же как и пираргирит, наблюдается сравнительно редко, главным образом в микроскопических выделениях, устанавливаемых в полированных шлифах. Наиболее часто они встречаются в ряде свинцово-цинково-серебряных месторождений северо-востока Азиатской части СССР.

Из иностранных месторождений наиболее богаты ими месторождения Мексики (Цакатекас, Гуанахуато и др.), Чили (Чаньяркильо, в виде прекрасно образованных кристаллов), Перу, Боливии и в некоторых других местах.

ПИРАРГИРИТ — Ag_3SbS_3 . Название происходит от греческих слов: пирос — «огонь» и аргирос — «серебро».

Синонимы: темная красная серебряная руда, серебряная обманка (фиг. 205).

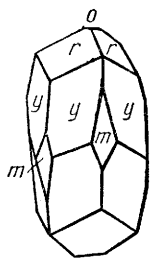
Физические свойства этого минерала во многом аналогичны описанным выше для прустита. Отметим отличительные особенности. Цвет пираргирита в отраженном свете темнокрасный до железно-черного; на углах кристаллов и в обломках пираргирит просвечивает. Черта темная вишнево-красная. Отражательная способность выше, чем прустита, — 33. Уд. вес 5.77—5.86 (больше, чем прустита). Прочие диагностические признаки указаны выше (см. прустит).

В природе пираргирит встречается в тех же условиях, что и прустит, но преимущественно с сурьмусодержащими сульфидными минералами.

КСАНТОКОНИТ — Ag_3AsS_3 . Монокл. с. Синоним: риттингерит. Иногда встречается в таблитчатых кристаллах. Цвет его красный, в тонких осколках оранжево-желтый. Черта оранжево-желтая (отлична от прустита). Блеск алмазный. Тв. 2—3. Хрупок. Спайность по (001) ясная. Уд. вес 5.54. Встречался обычно вместе с пруститом и другими минералами серебра в месторождении Яхимов (Чехословакия), в ряде мест Саксонии, в месторождении Кобальт, Онтарио (Канада) и в других пунктах.

ПИРОСТИЛЬПНИТ — Ag_3SbS_3 . Монокл. с. По многим признакам не отличим от ксантоконита. Цвет красный. Черта оранжево-желтая. Блеск алмазный. Тв. 2. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 5.94. Найден вместе с другими сульфосолями серебра в месторождениях Пришибрам (Чехословакия), Чаньяркильо, Атакама (Чили) и в других местах.

СТИЛОТИПИТ — $(Cu, Ag, Fe)_3SbS_3$. Монокл. с. Очень редкий. Цвет железно-черный. Черта черная. Блеск металлический. Тв. 3. Излом неровный. Уд. вес 4.79. Найден в Копиапо (Чили).



Фиг. 205.
Кристалл пираргирита
 $a\{0001\}$, $r\{10\bar{1}1\}$
 $m\{10\bar{1}0\}$, $y\{3\bar{2}5\bar{1}\}$.

6. ГРУППА МИАРГИРИТА

Сюда относятся сульфосоли серебра типа $AgXS_2$:

		a_0	b_0	c_0	β
Тречманит . . .	$AgAsS_2$	Тригон. с.			
Смитит . . .	$AgAsS_2$	Монокл. с.	17.20	7.76	15.16
Миаргирит . . .	$AgSbS_2$	" "	13.17	4.39	12.83
Арамайонит . . .	$Ag(Sb, Bi)S_2$	Триклин. с.	7.76	8.79	8.34*
Матильдит . . .	$AgBiS_2$	Ромбич. с.	8.14	7.87	5.69

ТРЕЧМАНИТ (трехманит) — $AgAsS_2$. Тригон. с. Очень редкий. Облик кристаллов короткопризматический. Цвет и черта яркокрасные. Блеск алмазный. Оптически одноосный, отрицательный. При нагревании становится двусным. Двупреломление высокое. Тв. 1.5—2. Хрупкий. Спайность по $(10\bar{1}1)$ средняя и по (0001) заметная. Уд. вес не известен. Найден в месторождении Бинненталь (Швейцария) в ассоциации с зелигманитом и пиритом на кристаллах теннантита.

СМИТИТ — $AgAsS_2$. Монокл. с. Редкий. В таблитчатых кристаллах красного цвета. На свету становится оранжевым. Черта красная. Блеск алмазный. Тв. 1.5—2. Хрупкий. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 4.88. Встречен в месторождении Бинненталь (Швейцария) в ассоциации с другими сульфосолями, сфалеритом, реальгаром, аурипигментом и др.

МИАРГИРИТ — $AgSbS_2$. Монокл. с. Ag 39.9%. Иногда содержит As . Цвет стально-серый до черного; в черных осколках просвечивает темнокрасным цветом. Черта вишнево-красная. Блеск алмазный или полуметаллический. Тв. 2. Уд. вес 5.1—5.25. П. п. тр. на угле сплавляется в серый шарик, давая налет Sb_2O_3 . С содой дает королек серебра. Так же как прустит и пираргирит, распространен в гидротермальных жилах «серебряной формации» во многих пунктах Саксонии, Гарца (Германия), а также в Пришибраме (Чехословакия), в ряде мест Чили, Боливии и Мексики.

АРАМАЙОНИТ — $Ag(Sb, Bi)S_2$. Триклин. с. Редкий. Содержание (в %): Ag 34.7, Sb 29.9, Bi 13.7. В тонкопластинчатых кристаллах и неправильных зернах железно-черного цвета. Черта черная. Блеск полуметаллический. Тв. 2.5. Ковок. Спайность по (010) совершенная и по (100) менее совершенная. Уд. вес 5.602. Встречен в Чокайе, Потози (Боливия) в ассоциации с пиритом, тетраэдритом и станнином.

МАТИЛЬДИТ — $AgBiS_2$. Ромбич. с. При температурах выше 225° становится кубическим ($a_0 = 5.64$). Высокотемпературная модификация названа шапбахитом. Редкий. В зернистых массах серого или железно-черного цвета. Черта светлосерая. Блеск полуметаллический. Тв. 2.5. Спайность отсутствует. Уд. вес около 6.9. В ассоциации с галенитом, халькопиритом и другими минералами встречается в месторождениях Шапбах, Баден (Германия), Матильда, близ Морохого (Перу) и в других местах.

7. ДВОЙНЫЕ СУЛЬФОСОЛИ СЕРЕБРА И СВИНЦА

Здесь рассматриваются сульфосоли с двойными основаниями (Ag и Pb):

		a_0	b_0	c_0
Ленгенбахит . . .	$(Ag, Cu)_2Pb_6As_4S_{13}$	Монокл. с.		
Андорит	$AgPbSb_3S_6$	Ромбич. с.	12.98	19.15
Физелит	$Ag_2Pb_3Sb_3S_{18}$?	13.14	19.23
Овихит	$Ag_3Pb_5Sb_6S_{15}$?		8.72
Фрейслебенит	$Ag_5Pb_3Sb_3S_{12}$	Монокл. с.	7.53	12.79
Диафорит	$Ag_3Pb_2Sb_2S_8$	Ромбич. с.		6.88**
Ширмерит	$Ag_4PbBi_4S_9$?		
Аляскант	$(Ag, Cu)_2PbBi_4S_8$?		

ЛЕНГЕНБАХИТ — $(Ag, Cu)_2Pb_6As_4S_{13}$. Монокл. с. Очень редкий. В листоватых агрегатах стально-серого цвета, иногда с радужной побежалостью. Черта черная. Блеск металлический. Оптически слабо анизотропен. Тв. низкая (мажет бумагу). Спайность совершенная.

Отщепляемые листочки гибки. Уд. вес 5.80—5.85. Встречен в месторождении Ленгенбах, Бинненталь (Швейцария) в ассоциации с пиритом на иорданите.

* $\alpha = 100^\circ 20'$, $\beta = 90^\circ 00'$, $\gamma = 103^\circ 54'$.

** $\beta = 92^\circ 14'$.

		a_0	b_0	c_0
Виттит	$Pb_5Bi_6(S,Se)_{14}?$?		
Козалит	$Pb_2Bi_4S_5$	Ромбич. с.	19.04	23.81
Кобеллит	$Pb_3(Bi,Sb)_2S_5$?		4.05
Лилианит	$Pb_3Bi_2S_8$	Ромбич. с.		
Гунгаррит	$Pb_4Bi_2S_7$	Монокл. с. ?		
Беегерит	$Pb_6Bi_2S_9$	Псевдокубич.		
Цилиндрит	$Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$?		
Франкеит	$Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$	Монокл. с.	46.85	11.62
			17.28	

САРТОРИТ — $PbAs_2S_4$. Монокл. с. Очень редкий. В призматических сильно иштригованных кристаллах темного свинцово-серого цвета. Черта шоколадно-бурая. Блеск металлический. Оптически слабо анизотропен. Тв. 3. Хрупкий. Спайность по (100) слабая. Уд. вес 5.10. Встречен в доломитах Ленгенбаха, Бинненталь (Швейцария) в виде крупных кристаллов до нескольких сантиметров в длину в ассоциации с теннантитом, пиритом, дюфренуазитом, реальгаром, ратитом и другими минералами.

ЛИВЕЙНГИТ — $Pb_3As_2S_{17}$. Монокл. с. Очень редкий. В полированных шлифах просвечивает густокрасным цветом. Очевидно, черта тоже красная. Тв. 3. Уд. вес 5.3. Встречен в Биннентале (Швейцария) в ассоциации с ратитом и другими минералами.

БАУМГАУЕРИТ — $Pb_4As_6S_{13}$. Монокл. с. Очень редкий. В короткопризматических или таблитчатых кристаллах свинцово-серого или стально-серого цвета. Черта шоколадно-бурая. Блеск металлический. В шлифах просвечивает красным цветом. Тв. 3. Хрупкий. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 5.329. Встречен в Ленгенбахе, Бинненталь (Швейцария) в ассоциации с другими сульфоарсенитами в зернистом доломите.

РАТИТ — $Pb_{13}As_{18}S_{40}$. Монокл. с. Очень редкий. В призматических иштригованных кристаллах свинцово-серого цвета, часто с радужной побежалостью. Черта шоколадно-бурая. В полированных шлифах просвечивает красным цветом. Блеск металлический. Сильно анизотропен. Тв. 3. Хрупкий. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 5.37. Встречен в доломитах Биннентала (Швейцария) в ассоциации с ливейнгитом, баумгауеритом, сарторитом и другими сульфосолями свинца.

ДЮФРЕНУАЗИТ — $Pb_2As_2S_5$. Монокл. с. Очень редкий. В таблитчатых, иногда удлиненных кристаллах свинцово-черного или стально-серого цвета. Черта красновато-бурая. Блеск металлический. Сильно анизотропен. Тв. 3. Хрупкий. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 5.53. Встречен в Биннентале (Швейцария) в сахаровидных доломитах в ассоциации с другими сульфосолями свинца.

ИОРДАНИТ — $Pb_{14}As_7S_{24}?$. Монокл. с. Редкий. Pb 69.2%, As 12.5%. В таблитчатых кристаллах и сплошных массах свинцово-серого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Оптически сильно анизотропен. Тв. 3. Спайность по (010) весьма совершенная. Уд. вес 6.38—6.43. Без химического анализа и дебаграмм отличить от других родственных по составу минералов невозможно. Встречен в кристаллических доломитах Биннентала (Швейцария), а также в Андреевском месторождении свинцово-цинковых руд (Кочкарский район, Южный Урал) в виде сплошных масс среди метаморфизованных известняков в ассоциации с подчиненными пиритом, галенитом, сфалеритом и др.

ГИТЕРМАНИТ — $Pb_{10}As_6S_{19}$. Сингония неизвестна. Очень редкий. Наблюдался в сплошных массах синевато-серого цвета. Черта серая. Блеск металлический. Тв. 3. Хрупкий. Излом неровный. Спайность отсутствует. Уд. вес 5.94. Встречен в месторождении Цуни (Зуни), близ Сильвертона, Колорадо (США) в ассоциации с зуниитом и пиритом.

ГРЕЙТОНИТ — $Pb_9As_4S_{15}$. Тригон. с. Очень редкий. В призматических кристаллах темного свинцово-серого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Слабо анизотропен. Тв. 2.5. Хрупкий. Спайность отсутствует. Уд. вес 6.22. Найден в месторождении Эксельзюр, Церро де Паско (Перу) в пиритовых рудах в ассоциации с энаргитом, реальгаром и тетраэдритом.

ЦИНКЕНИТ — $PbSb_2S_4$. Синоним: килеит. Гексаг. с. Редкий. Иногда содержит до 5% As. Обычно в радиально-шестоватых или волокнистых агрегатах и тонкопризматических кристаллах стально-серого цвета. Черта серовато-черная, иногда с буроватым оттенком. Блеск металлический. Отчетливо анизотропен. Тв. 3—3.5. Хрупкий. Излом неровный. Уд. вес 5.30. Без химического анализа и сравнительных рентгенометрических исследований отличить от других сульфоантимонитов свинца невозможно. Встречается вместе с джемсонитом, бурнонитом и другими минералами в месторождениях свинцово-цинковых руд, обогащенных сурьмой: Вольфсберг, Гарц (Германия) с плагнионитом и другими сульфосолями, Нагиаг (Румыния), в Сан Жозе и в других пунктах Оуро (Боливия) с касситеритом, станнином, андоритом и др.

ФЮЛЕППИТ — $Pb_3Sb_3S_{15}$. Монокл. с. Очень редкий. В пирамидальных и короткопризматических кристаллах свинцово-серого цвета, иногда с бронзовой или стально-синей побежалостью. Блеск металлический. Тв. 2.5. Хрупкий. Излом неровный.

Уд. вес 5.23. Найден в Керестшеги, Нагиаг (Румыния) в ассоциации с цинкенитом, сфалеритом, доломитом и др.

ПЛАГИОНИТ — $Pb_5Sb_8S_{17}$. Монокл. с. Очень редкий. В толстотаблитчатых кристаллах и сплошных массах свинцово-серого цвета. Черта темная свинцово-серая. Блеск металлический. Тв. 2.5. Хрупкий. Спайность по (112) средняя. Уд. вес 5.56. Найден в месторождении Вольфсберг, Гарц (Германия) вместе с другими сульфосолями свинца, а также в Боливии и в других местах.

ГЕТЕРОМОРФИТ — $Pb_7Sb_8S_{19}$. Монокл. с. Очень редкий. В пирамидальных кристаллах и сплошных массах железно-черного цвета. Черта черная. Блеск металлический. Тв. 2.5—5. Хрупкий. Спайность по (112) средняя. Уд. вес 5.73. В ассоциации со сфалеритом установлен в Арнсбер, Вестфалия (Германия).

СЕМСЕЙТ — $Pb_9Sb_8S_{21}$. Монокл. с. Редкий. В таблитчатых или призматических кристаллах, а также в шаровидных агрегатах серого или черного цвета. Черта черная. Блеск металлический, быстро тускнеющий. Сильно анизотропен. Тв. 2.5. Хрупкий. Спайность по (112) совершенная. Уд. вес 6.08. Встречен в Фельзобани (Венгрия) в ассоциации с бурнонитом, сфалеритом, сидеритом и другими минералами. Указывается также в месторождении Вольфсберг, Гарц (Германия) и в других пунктах.

ДЖЕМСОНИТ — $Pb_4FeSb_6S_{14}$. Монокл. с. Состав не всегда точно отвечает химической формуле. При точной диагностике, как и для всех других сульфоантимонитов свинца, необходимы рентгеновские исследования. Встречается в виде игольчатых, тетраэдрических кристаллов и в сплошных массах свинцово-серого цвета. Черта серовато-черная. Блеск металлический. Тв. 2—3. Спайность по (001) средняя. Уд. вес 5.63. Встречается обычно в ассоциации с галенитом, сфалеритом, арсениопиритом, тетраэдритом и сульфоантимонитами свинца. В больших массах наблюдался в месторождении Цимапан (Мексика) на горе Бишоф, Дандас (Тасмания), Эндилион, Корнуолл (Англия) и во многих других пунктах. Указывается в Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье).

БУЛАНЖЕРИТ — $Pb_5Sb_4S_{11}$. Назван по имени французского горного инженера Буланже. Синонимы: фалькманит, иенерит (по рентгенометрическим данным оказались совершенно одинаковыми с буланжеритом).

Химический состав. Содержание (в %): Pb 55.4, Sb 25.7, S 18.9. Содержание свинца колеблется в пределах 54—58%. Часть его бывает связана с механической примесью галенита. Иногда содержит медь до 1%.

Сингония моноклинная; призматический в. с. (по другим данным относится к ромбической сингонии). Кристаллы крайне редки. Обычно встречается в тонкозернистых или спутанно-волоконистых агрегатах.

Цвет буланжерита свинцово-серый, до железно-черного. Черта серовато-черная с коричневатым оттенком. Непрозрачен. Блеск металлический. Отражательная способность повышенная — 34—37.

Твердость 2.5—3. Хрупок. Спайность по {100} средняя. Уд. вес 6.23.

Диагностические признаки. Обычно бывают характерны тонковолокнистые агрегаты и коричневатый оттенок черты. Без данных химического анализа и рентгеновских исследований невозможно с уверенностью отличить от ряда других, более редко встречающихся сульфоантимонитов свинца.

П. п. тр. легко плавится. С содой на угле дает королек свинца и плотный белый налет Sb_2O_3 вблизи пробы. Растворяется в азотной и горячей соляной кислотах.

Происхождение. Встречается в гидротермальных месторождениях свинцово-цинковых руд в сопровождении сульфоантимонитов свинца и меди, галенита, сфалерита, пирита, арсениопирита и др.

В зоне окисления легко разрушается, образуя церуссит ($PbCO_3$) и гидроокислы сурьмы.

Практическое значение. В случаях значительных скоплений представляет интерес как свинцовая руда.

Месторождения. Встречается в Нагольном кряже (Украина) в ассоциации с сфалеритом, галенитом, бурнонитом, блеклой рудой и другими минералами, в ряде месторождений Нерчинского района в Восточном Забайкалье: Алгачинском (в значительных количе-

ствах), Кличкинском, Дарасунском и др. В виде кристаллов был встречен в Сала, Вестманланд (Швеция). Был найден также в Вольфсберге, Гарц (Германия) в горах Капаоник (Югославия), в Пршибраме (Чехословакия) и в других местах.

МЕНЕГИНИТ — $Pb_{13}Sb_7S_{23}$. Ромбич. с. Редкий. Состав не всегда точно отвечает химической формуле. Нередко наблюдается в длинноигльчатых кристаллах свинцово-серого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Сильно анизотропен. Тв. 2.5. Хрупок. Спайность по (010). Уд. вес 6.36. Без данных химического анализа и дебаграмм не отличим от других сульфопиритов свинца, с которыми нередко встречается совместно. В значительных массах был встречен в Боттино, около Саравеццы, Тоскана (Италия). Установлен также в Дарасунском золоторудном месторождении (в Восточном Забайкалье) в виде игльчатых и волосистых кристаллов, иногда образующих «ватву» в друзовых пустотах. В длину отдельные кристаллы местами достигали нескольких сантиметров. В ассоциации с ним наблюдались сфалерит, тетраэдрит, бурнонит и др.

ГЕОКРОНИТ — $Pb_5(Sb, As)_2S_8$. Синоним: шульцит. Ромбич. с. Иногда содержит Си (до 5%). Редкий. Изредка наблюдался в таблитчатых кристаллах. Обычно встречается в зернистых массах свинцово-серого цвета. Блеск металлический. Умеренно анизотропен. Тв. 2.5. Хрупок. Спайность по (011) ясная. Уд. вес 6.4. Найден в месторождениях Сала (Швеция), Пиетрасанта (Италия) в кристаллах с баритом, флюоритом, кварцем, пиритом и тетраэдритом в Килбрикене (Ирландия) и в других местах.

ГАЛЕНОВИСМУТИТ — $PbBi_2S_4$. Синонимы: каннишарит и висмутоплагионит. Ромбич. с. Редкий. В досчатых кристалликах, чаще в сплошных зернистых массах светлосерого или оловянно-белого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Сильно анизотропен. Тв. 2.5—3.5. Хрупок. Спайность по (110) средняя. Уд. вес 7.04. Найден в месторождении Ко, Нордмарк (Швеция): как продукт возгона в глубоких частях фумарол в Вулкано (Липарские острова); в Уикс Монтана (США) в волокнистых агрегатах в ассоциации с пиритом, тетраэдритом, галенитом, халькопиритом, кварцем и в других местах.

ВЕЙБУЛЛИТ — $PbBi_2(S, Se)_4$. Сингония не известна. Очень редкий. По существу представляет собой содержащую селен (до 14%) разность галеновисмутита. Обычно наблюдается в зернисто-шестоватых или волокнистых агрегатах стально-серого цвета. Черта темносая. Блеск металлический. Сильно анизотропен. Тв. 2—3. Очень хрупкий. Спайность параллельно удлинению. Уд. вес 6.97. Встречен в Фалуэ (Швеция) в ассоциации с золотом, халькопиритом, самородным висмутом, пирротином и кварцем в роговообманковых породах.

ПЛАТИНИТ — $PbBi_2(Se, S)_3$. Гексаг. с. Содержание Se 19.45%. Очень редкий. Наблюдался в пластинчатых или листоватых массах железно-черного или стально-серого цвета. Черта черная, блестящая. Блеск металлический. Тв. 2—3. Спайность по (0001) средняя. Встречен в ассоциации с халькопиритом в Фалуэ (Швеция).

ВИТТИТ — $Pb_5Bi_6(S, Se)_{14}$? Ромбич. или монокл. с. Содержание селена равно 8.46%. Очень редкий. Цвет светлый свинцово-серый. Черта черная. Блеск металлический. Тв. 2—2.5. Спайность в одном направлении средняя. Уд. вес 7.12. По условиям нахождения напоминает молибденит. Встречен в кварце в Фалуэ, Коппаберг (Швеция) с магнетитом и кордиеритом в амфиболитах.

КОЗАЛИТ — $Pb_2Bi_2S_5$. Синоним: бьелкит. Ромбич. с. В призматических или игльчатых кристаллах, чаще в сплошных лучистых или волокнистых массах свинцово-серого или стально-серого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Слабо анизотропен. Тв. 2.5—3. Хрупок. Излом неровный. Уд. вес 6.76. Встречен в месторождении Бьелке, Нордмарк (Швеция) с кальцитом и силикатами, а также в Фалуэ (Швеция) с висмутином; в Рецбани (Румыния) с халькопиритом, сфалеритом, кальцитом; в месторождении серебра Козама (Мексика) с кобальтином, кварцем и в других местах.

КОБЕЛЛИТ — $Pb_2(Bi, Sb)_2S_5$. Сингония не известна. В сплошных волокнистых или радиально-лучистых массах темного свинцово-серого до стально-серого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Отчетливо анизотропен. Тв. 2.5—3. Уд. вес 6.334. Встречен в кобальтовом месторождении Вена, Аскерзунд (Швеция) с кобальтином, арсенопиритом, халькопиритом, актинолитом, в Сильвер, Белл, Колорадо (США) и в других местах.

ЛИЛЛИАНИТ — $Pb_3Bi_2S_6$. Ромбич. с. Очень редкий. Обычно в зернистых массах стально-серого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Слабо анизотропен. Тв. 2—3. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 7.0—7.2. Встречен в месторождении Гладхаммар, Кальмар (Швеция) в ассоциации с кобальтином и халькопиритом, а также в Вене, близ Аскерзунд (Швеция), Иллиярви (Финляндия).

ГУНГАРИТ — $Pb_4Bi_2S_7$. Синоним: вартант. Монокл. с? Редкий. Обычно в пластинчатых или волокнистых агрегатах стально-серого цвета. Блеск металлический. Слабо анизотропен. Тв. 3. Уд. вес 7.29. Найден на оз. Гунгарри (Западная Австра-

лия) в ассоциации с самородным золотом в кварцевых жилах. Есть указания также на находку его в жилах Диана и Зеленая в Кочкарском районе (Южный Урал).

БЕЕГЕРИТ — $Pb_6Bi_2S_9$. Псевдокубический. Очень редкий. Наблюдается в тетраэдрических кристаллах и сплошных тонкозернистых массах светлосерого цвета. Блеск металлический. Оптически анизотропен. Очевидно, при низких температурах претерпевает полиморфное превращение. Тв. 2. Хрупок. Спайность по кубу совершенная. Уд. вес 7.27. Встречен в Балтик Лод и Олд Лаут (Колорадо) в ассоциации с халькопиритом, пиритом, сфалеритом, а также в Кузнецком Алатау в медном месторождении Юлия среди крупнозернистого мрамора.

ЦИЛИНДРИТ — $Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$. Цилиндрит. Очень редкий. В массивных или оригинальных цилиндрически-скорлуповатых формах свинцово-серого цвета. Черта черная. Блеск металлический. Оптически анизотропен. Тв. 2.5. Расщепляется по цилиндрическим поверхностям на скорлупки. Уд. вес 5.46. Встречается в Тринакрии и других месторождениях района Поопо (Боливия) в ассоциации с франкеитом.

ФРАНКЕИТ — $Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$. Монокл. с. В таблитчатых, удлиненных кристаллах, но чаще в сплошных листоватых или радиально-лучистых массах серовато-черного цвета, иногда с радужной побежалостью. Черта серовато-черная. Блеск металлический. Тв. 2.5—3. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 5.88. Часто встречается в серебряно-оловянных месторождениях Боливии, иногда в значительных количествах, — в Тринакрии и других местах района Поопо с касситеритом, цилиндри-том, галенитом, пиритом и другими минералами. Особенно обилен в Ллаллагуа с пиритом, пирротином и марказитом.

10. СУЛЬФОСОЛИ ПРОЧИХ МЕТАЛЛОВ

К ним относится очень небольшое число редких минералов, представляющих сульфосоли Tl, Hg, Fe:

		a_0	b_0	c_0	β
Лорандит . . .	$TlAsS_2$ Монокл. с.	12.25	11.32	6.10	$104^\circ 12'$
Врбаит . . .	$Tl(As, Sb)_3S_5$ Ромбич. с.	13.35	23.32	11.23	
Бертьерит . . .	$FeSb_2S_4$ " "	11.44	14.12	3.76	
Ливингстонит	$HgSb_4S_7$ " "	15.14	3.98	21.60	104°

ЛОРАНДИТ — $TlAsS_2$. Монокл. с. Очень редкий. Содержание Tl 58.7—59.7%. В призматических или таблитчатых кристаллах карминово-красного, часто темного свинцово-серого цвета. Черта вишнево-красная. Блеск алмазный, полуметаллический. Сильно анизотропен. Тв. 2—2.5. Спайность весьма совершенная по (100), совершенная по (201) и средняя по (001). Уд. вес 5.53. Встречен в Алхаре, севернее Салоник (Македония) с реальгаром и антимонитом, а также в Рамблере, Вюлинг, с аурипигментом, реальгаром, баритом в массивных пиритовых рудах.

ВРБАИТ — $Tl(As, Sb)_3S_5$. Ромбич. с. Очень редкий. Содержание Tl 29.5%. В мелких таблитчатых или пирамидальных кристаллах серовато-черного цвета с голубым оттенком. Черта светлокрасная с желтоватым оттенком. Блеск полуметаллический. Тв. 3.5. Спайность по (010) средняя. Уд. вес 5.30. Встречен в сростании с реальгаром и аурипигментом в Алхаре, к северу от Салоник (Македония).

БЕРТЬЕРИТ — $FeSb_2S_4$. Ромбич. с. Редкий. Похож на антимонит. В призматических, волокнистых массах или в виде неправильных зерен темного стально-серого цвета, часто с радужной побежалостью. Черта темная буровато-серая. Блеск металлический. Сильно анизотропен. Тв. 2—3. Спайность призматическая, несовершенная. Уд. вес 4.64. Как низкотемпературный гидротермальный минерал встречается в ассоциации с антимонитом в кварцевых жилах Браунсдорфа, в некоторых пунктах в районе Фрейберга, в Пршибраме (Чехословакия), Сан-Антонио (Мексика) и в других местах. У нас он был встречен в Раздольнинском сурьмяном месторождении (Удлерский район Красноярского края), а также в золоторудном месторождении Кулуджун, Калбинский хребет (Восточный Казахстан).

ЛИВИНГСТОНИТ — $HgSb_4S_7$. Монокл. с. Очень редкий. В игльчатых и столбчатых кристаллах и неправильных зернах серовато-черного цвета. Черта красная. Блеск полуметаллический. Сильно анизотропен. Тв. 2. Спайность по (001) совершенная и по (100) несовершенная. Уд. вес 5.00. Встречен в Хуитцун, Гиэрреро (Мексика) в ассоциации с киноварью, антимонитом, самородной серой и валентинитом в кальцитовой и гипсовой породах, а также в Гвадалказаре, Сан-Люи, Потози с гипсом и самородной серой.

наоборот, играют совершенно ничтожную роль в минералогии природных образований и возникают в особых условиях.

Кристаллохимические особенности галоидных соединений. Кристаллические структуры с исчерпывающей детальностью изучены лишь для некоторых простых безводных соединений типа $AХ$ и $AХ_2$, кристаллизующихся в кубической сингонии. При этом установлено, что галогениды легких металлов характеризуются структурами с типичной гетерополярной (ионной) связью, тогда как в соединениях тяжелых металлов, катионы которых обладают сильной поляризацией, возникают гомополярные (ковалентные) или переходные к ним связи между ионами. В соответствии с этим находят физические свойства минералов.

Так как в галогенидах с типичной ионной связью принимают участие катионы легких металлов с малыми зарядами и большими ионными радиусами, а в связи с этим, с весьма слабой способностью к активной поляризации, то естественно, что эти минералы обладают прозрачностью, бесцветностью (наблюдаемые окраски, как правило, являются аллохроматическими), малыми удельными весами, а также такими свойствами, как необычайно легкая растворимость многих галогенидов в воде, низкие показатели преломления, а следовательно, и слабый стеклянный блеск минералов.

Что касается катионов тяжелых металлов с 18-электронной наружной оболочкой ($Сu$, Ag и др.), склонных к сравнительно резко выраженной поляризации окружающих анионов и к образованию кристаллических решеток с гомополярной связью, то здесь мы наблюдаем уже существенные отличия в свойствах галогенидов: высокий удельный вес, наличие у ряда соединений хотя и слабой, но идиохроматической окраски, сильно повышенные показатели преломления, алмазный блеск, резко пониженную растворимость этих минералов и другие отличия.

Теперь перейдем к характеристике свойств, зависящих от главных анионов в галогенидах: F^{1-} , Cl^{1-} , Br^{1-} и J^{1-} .

Прежде всего следует отметить, что анион F^{1-} значительно отличается по своим размерам от остальных анионов, как это видно из сопоставления между собой их радиусов (в ангстремах):

F^{1-}	Cl^{1-}	Br^{1-}	J^{1-}
1.33	1.81	1.96	2.19

Это обстоятельство весьма существенно сказывается на выборе тех или иных катионов для образования соединений (в соответствии с координационными числами и типом кристаллической решетки), на их устойчивости, а в связи с этим, и на физических и химических свойствах. Не случайно, что главная масса фтора в земной коре связана с Ca и отчасти с Al и Si (в двойных соединениях), тогда как хлор и резко подчиненные ему по распространенности бром и иод в основном связаны с Na , K , (Pb) , (Cs) и Mg (в водных солях). В противоположность хлоридам, бромидам и иодидам тяжелых металлов ($Сu$, Ag , Hg и др.), фториды их вовсе не встречаются в природных условиях. Хлориды легких металлов чрезвычайно легко растворяются в водных средах, тогда как фториды их в большинстве своем устойчивы по отношению к воде. Насколько велика разница в растворимости этих типов соединений, можно видеть из данных, приводимых в табл. 8.

Раздел IV. ГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ (ГАЛОГЕНИДЫ)

Общие замечания. Начиная с этого типа соединений, мы будем иметь дело с минералами, сильно отличающимися по своим свойствам от рассмотренных до сих пор. В подавляющей массе это будут уже соединения с типичной ионной связью, обуславливающей совсем другие свойства минералов. Наиболее яркими представителями их являются галоидные соединения металлов.

С химической точки зрения относящиеся сюда минералы представлены солями кислот: HF , HCl , HBr и IJ ; соответственно этому среди этих минералов различают: фториды, хлориды, бромиды и иодиды. Кроме того, существуют водные соли и более сложные

	H																																															
2	3	4	5	6	7	8	9																																									
10	11	12	13	14	15	16	17																																									
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35																															
36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53																															
54	55	56	57-71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85																															
86	87	88	89	90	91	92																																										

Фиг. 206. Элементы, для которых характерны соединения с галоидами (набраны жирным шрифтом)

соединения, содержащие добавочные кислородсодержащие анионы: $[OH]^{1-}$, O^{2-} , изредка $[SO_4]^{2-}$ и $[JO_3]^{1-}$. Это так называемые оксигалоидные соединения, переходные к типичным кислородным соединениям.

Как показано в таблице (фиг. 206), главные элементы, образующие галогениды, в противоположность тому, что мы имели в ранее рассмотренных минералах, расположены в левой половине менделеевской таблицы, преимущественно в первой и второй группах периодической системы. Галоидные соединения тяжелых металлов,

Таблица 8
Растворимость галоидных соединений в воде при 18°
(в молях на литр насыщенного раствора)

Катионы \ Анионы	Li	Na	K	Mg	Ca	Sr	Ba	Pb ²⁺
F	0.11	1.06	12.4	0.02	0.03	0.001	0.03	0.003
Cl	13.1	5.42	3.9	5.1	5.4	3.0	1.7	0.05
Br	12.6	6.9	4.6	4.6	5.2	3.4	2.9	0.02
J	8.5	8.1	6.0	4.1	4.8	3.9	3.8	0.02

Температуры плавления и кипения фторидов несравненно выше, чем у хлоридов тех же металлов. Например, температура кипения SnF₄ равна 705°, а у SnCl₄ — 114°, фторид алюминия AlF₃ кипит при температуре выше 1000°, а хлорид его AlCl₃ — при температуре всего лишь 81° и т. д.

Крайне интересны геохимические черты галоидов F, Cl, Br и J, выражающиеся в поведении их при различных геологических процессах.

При магматических процессах не создается условий для концентрации этих элементов в сколько-нибудь значительных количествах. Фтор и хлор лишь в качестве добавочных анионов входят в ряд минералов, преимущественно силикатов и фосфатов (большей частью в пегматитах и в контактово-метасоматических образованиях). Главная масса этих элементов, очевидно в виде летучих соединений с металлами, переходит в гидротермальные растворы. О том, что хлор и фтор действительно являются составной частью летучих погонных магм, свидетельствуют выделения HCl и HF в газообразных продуктах вулканических извержений, иногда в весьма значительных количествах. Например, на Аляске в долине, известной под названием «Девять тысяч дымов», в 1919 г., по подсчетам, выделилось 1.25 млн. т газообразной HCl и 0.2 млн. т HF вместе с парами H₂O.

Из галогенидов во многих гидротермальных образованиях широко представлен CaF₂ (флюорит), отчасти фториды Al, однако хлориды металлов не встречаются, если не считать крайне редких находок NaCl (галита) в виде микроскопических кристалликов в капельках растворов, обнаруживаемых в виде включений в некоторых минералах (в кварце, галените).

Зато в экзогенных условиях хлориды Na, в меньшей степени хлориды K, Mg и других металлов, образуются нередко в огромных массах в усыхающих соленосных бассейнах вместе с сульфатами, иногда боратами и другими растворимыми в воде соединениями. Вместе с хлором соответствующая концентрация наблюдается также для брома и иода. В настоящее время 70—75% всего имеющегося в земной коре хлора (и, очевидно, брома), а также свыше 90% иода сосредоточены в океанической воде. В противовес этому фториды в соленосных осадках в сколько-нибудь существенных количествах не наблюдаются. Гигантскими коллекторами растворенных хлоридов, как известно, являются океанические и морские бассейны. Однако содержание фтора в морской воде совершенно ничтожно: около 0.8 г на 1 м³, причем, как установлено, этот элемент частично усваивается организмами и входит в состав костяка высших животных, особенно в состав зубной эмали, состоящей почти исключительно из фтористого кальция.

Для миграции фтора в экзогенных условиях характерна еще одна особенность. В процессе выветривания горных пород и рудных месторождений, в общей сложности, наряду с хлором, освобождаются немалые количества этого элемента, но химическое сродство его к кальцию настолько велико, что он по пути следования к морским бассейнам в значительной мере выпадает из растворов с образованием труднорастворимого соединения CaF₂ и рассеивается в континентальных осадках. Этим и объясняют совершенно ничтожное содержание его в морской воде.

О классификации галогенидов. Таким образом, все, что сказано о свойствах галогенидов и о геохимической роли галоидов при процессах минералообразования, заставляет все минералы, относящиеся к данному разделу, разбить на два класса:

I класс. Фториды.

II класс. Хлориды, бромиды и иодиды. Сюда же включены оксигалоидные соединения, которые можно рассматривать в виде самостоятельного класса соединений, переходных к окислам.

I класс. Фториды

Фториды как минералы имеют довольно ограниченное распространение в природе, хотя общее число элементов, участвующих в соединениях с фтором, достигает 15: H (в виде HF в газообразных продуктах вулканических извержений) (Li), Na, K, (NH₄), Mg, Ca, (Sr), (B), Al, (Y), TR, (Si). В скобках показаны элементы, устанавливаемые лишь в двойных солях.

Главное значение из них имеет фторид Ca в виде самостоятельного соединения CaF₂. Гораздо меньшая роль принадлежит B, Al и Si. Остальные элементы входят в состав крайне редких минералов.

Установленные до сих пор более широко распространенные фториды встречаются преимущественно в гидротермальных образованиях, а редкие — в продуктах возгона при вулканических извержениях. Судя по парагенезису минералов, они образуются при относительно повышенных температурах. Лишь CaF₂ в виде новообразований рассеянных мельчайших кристалликов встречается также в зонах окисления месторождений и в некоторых осадочных породах.

Среди относящихся сюда минералов выделим следующие группы:

1. Группа виллиомита.
2. Группа флюорита.
3. Группа ферручига.
4. Группа криолита.

Остальные опишем вместе, не разделяя на группы.

1. ГРУППА ВИЛЛИОМИТА

Здесь рассматриваются простые фториды одновалентных металлов Na и K:

Виллиомит NaF	Псевдокубич.	a ₀
Фтористый калий . . . KF	Кубич. с.	4.62

ВИЛЛИОМИТ — NaF. Очень редкий. Псевдокубический (тетрагональный). Диморфный: при температуре свыше 300° становится изотропным (кубическим). Цвет его карминово-красный, фиолетовый. Блеск стеклянный. Оптически одноосный, отрица-

тельный. $N = 1.328$. Двупреломление очень низкое. Плеохроизм: по Nm — карминово-красный, по Np — золотисто-желтый. Тв. 3.5. Спайность совершенная по кубу. Уд. вес 2.79. Растворим в воде. Встречается в богатых щелочами изверженных горных породах (нефелиновых сиенитах). Впервые был обнаружен на острове Лос (Французская Гвинея). У нас он установлен в содалитовых сиенитах.

ФТОРИСТЫЙ КАЛИЙ — KF . Кубич. с. Очень редкий. Встречен в виде бесцветных кубических кристалликов на сталактитовых образованиях продуктов взгона в пустотах лавы на Везувии. $N = 1.362$. Сталактиты состоят из смеси хлористо-фтористых и сернокислых солей Al , Na , Mg , K и Ca .

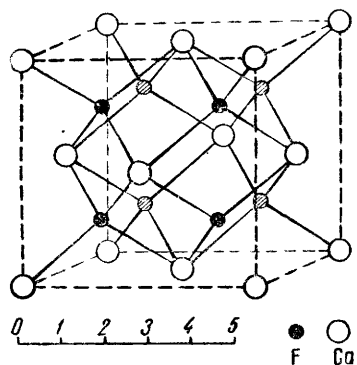
2. ГРУППА ФЛЮОРИТА

Здесь рассмотрим фториды Ca , Y и TR . Замечательной особенностью этих соединений является гетеровалентное замещение ионов Ca^{2+} относительно равновеликими ионами Y^{3+} и TR^{3+} . При этом дополнительные анионы F вероятно располагаются в вакантных местах, незначительно расширяя кристаллические решетки. Искусственно получаемый YF_3 кристаллизуется как в некубической, так и в кубической сингонии, но в отличной от флюорита модификации ($a_0 = 5.64$).

Чтобы не создавать отдельной группы, здесь же опишем крайне редкий фторид Mg и двойные соединения с CaF_2 и MgO .

		a_0	c_0
Флюорит	CaF_2	Кубич. с.	5.45
Иттрофлюорит	$(Ca, Y)F_{2-3}$	" "	5.49
Иттроцерит	$(Ca, Y, Ce, Er)F_{2-3}$	" "	" "
Иттрокальцит	$(Ca, Y)F_{2-3}$	Гексаг. с.	" "
Флюоцерит	$(La, Ce, Pr, Nd)F_3$	" "	7.12 7.28
Селлаит	MgF_2	Тетраг. с.	4.64 3.06
Замбонинит	$2MgF_2 \cdot CaF_2$	Ромбич. с. ?	" "
Ноцерит	$3CaF_2 \cdot MgF_2 \cdot 2MgO$	Гексаг. с.	" "

ФЛЮОРИТ — CaF_2 . Флюорум — латинское название элемента F . Синоним: плавиновый шпат¹. Этот минерал, как и другие богатые



Фиг. 207. Кристаллическая решетка флюорита

фтором минералы, является хорошим флюсом для руд, ускоряя их плавление.

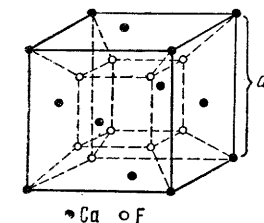
Химический состав. Ca 51.2%, F 48.8%. Иногда содержит в виде изоморфной примеси Cl (главным образом в желтых разновидностях). В некоторых случаях обнаруживаются битуминозные вещества, газы и жидкости. Из других примесей укажем Fe_2O_3 , редкие земли, изредка уран (до нескольких процентов), фтор и гелий. Кроме того, В. М. Гольдшмидтом на основании кристаллохимических соображений было предсказано, а К. А. Ненадкевичем доказано присутствие кадмия в некоторых разновидностях флюорита (размеры ионов Ca и Cd почти одинаковы).

Сингония кубическая; гексооктаэдрический в. с. $3L^4 4L_6^3 6L^2 9PC$. **Кристаллическая структура** является типической для многих соединений типа AX_2 . Она характеризуется двумя координационными числами: для Ca — 8 и для F — 4 (фиг. 207). Ионы Ca^{2+} расположены так, как в гранецен-

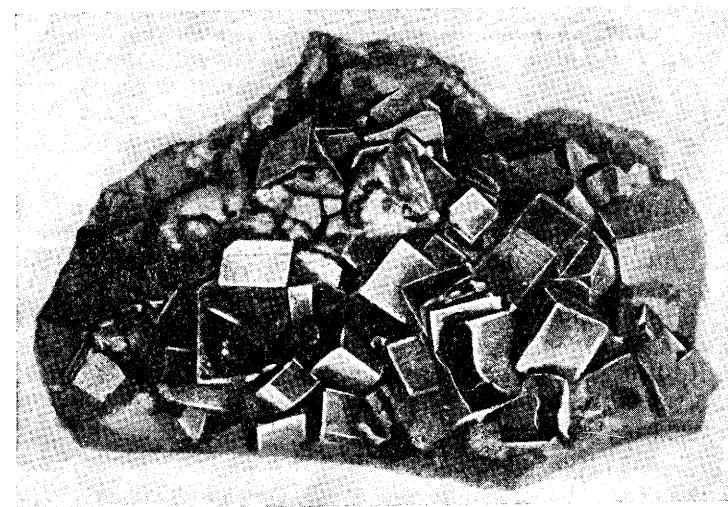
¹ Шпатами в минералогии называют кристаллические вещества, не имеющие металлического блеска, но обладающие совершенной спайностью по двум или более направлениям.

трированном кубе (по углам и в центрах граней). Ионы F^{1-} занимают центры всех малых кубов (фиг. 208). **Облик кристаллов.** В пустотах встречается в виде хорошо образованных кубических (фиг. 209), реже октаэдрических и додекаэдрических кристаллов. Кроме форм $\{100\}$, $\{111\}$ и $\{110\}$, иногда присутствуют $\{210\}$, $\{421\}$ и др. В редких случаях кристаллы достигают 20—25 см в поперечнике. Грани куба обычно гладкие, а октаэдрические грани матовые. Иногда грани куба исштрихованы параллельно четырем ребрам или образуют паркетобразный рисунок (фиг. 34 на стр. 82). Двойники часты по $\{111\}$. **Агрегаты.** Чаще наблюдается в виде вкраплений и сплошных зернистых, реже землистых масс (ратовкита).

Цвет. Флюорит редко бывает бесцветным и водянпрозрачным. большей частью он окрашен в различные цвета: желтый, зеленый, голубой, фиолетовый, иногда фиолетово-черный. Любопытно, что при нагревании окраска исчезает и вновь возвращается при облучении рентгеновскими лучами. Для бесцветных кристаллов можно вызвать фиолетовую окраску также действием паров металлического кальция и электрическими разрядами. Это наводит на мысль, что в ряде случаев цвет обусловлен появлением в кристаллической структуре электрически нейтральных атомов Ca и F . С этой точки зрения особый интерес представляет фиолетово-черный флюорит, встречающийся в ассоциации с окислами урана и содержащий свободный



Фиг. 208. Кристаллическая решетка флюорита



Фиг. 209. Друза кубических кристаллов флюорита

фтор, который устанавливается по резкому запаху озона¹, обнаруживаемому при раскалывании образцов (вследствие этого он и называется «вонючим шпатом»). В тонких шлифах окраска очень неравномерна: на фоне бесцветной или бледноокрашенной массы беспо-

¹ Неустойчивые в присутствии влаги атомы фтора за счет H_2O быстро образуют HF и OH ; ионы OH , разлагаясь, дают озон (сильный окислитель). По мнению К. А. Ненадкевича, фиолетовая окраска обусловлена образованием ионов семивалентного марганца (Mn всегда присутствует в ничтожных количествах в флюоритах).

рядочно распределены расплывчатые темнофиолетовые и синие пятна. Характерно также и замещение такого флюорита кальцитом. Блеск стеклянный. Оптически изотропный. $N = 1.434$.

Твердость 4. Хрупок. При продолжительном одностороннем давлении обнаруживает пластическую деформацию. **Спайность** совершенная по октаэдру, а не по ромбическому додекаэдру, как это можно было бы ожидать, исходя из представлений о том, что наименьшее сцепление должно иметь место для плоских решеток с наибольшими расстояниями друг от друга. Объясняется это тем, что среди плоских сеток (111) каждая сетка ионов Са отделена от других двумя смежными сетками одинаково заряженных ионов фтора, чем и обуславливается наименьшее сцепление именно между ними. **Уд. вес** 3.18; у нечистых разновидностей колеблется в пределах 3.0—3.2. **Прочие свойства.** Часто проявляется флюоресценция (термин произошел именно от названия этого минерала). В катодных лучах флюорит светится обычно фиолетовым цветом, со своеобразным синевато-зеленым оттенком. Свечение появляется также при нагревании (термолюминесценция).

Диагностические признаки. Флюорит после некоторого навыка узнается довольно легко по формам кристаллов, октаэдрической спайности, слабому слегка тусклому стеклянному блеску и твердости.

П. п. тр. растрескивается, светится и с трудом оплавляется по краям (1270°). По выделении всего фтора образуется неплавкая известь (СаО). Весьма слабо растворим в воде (около 0.014 г на 1 литр). Вполне разлагается лишь в крепкой серной кислоте с выделением HF. Азотная и соляная кислоты действуют гораздо слабее.

Происхождение. В главной своей массе образуется при гидротермальных процессах, часто являясь спутником рудных металлических минералов в жилах. Может встречаться в ассоциации с самыми разнообразными минералами гидротермального происхождения. Известны месторождения, в которых флюорит является главным минералом и имеет промышленное значение.

Он наблюдается также в некоторых породах осадочного происхождения, но не образует значительных скоплений с высоким содержанием F. Как трудно растворимое в воде соединение, СаF₂ из соленосных растворов выпадает одним из первых. Поэтому не удивительно, что редко встречающиеся скопления флюорита приурочены к ранним химическим осадкам, т. е. к отложениям гипса, ангидрита, кальцита, доломита. Кроме того, как указывалось, СаF₂ входит в состав эмали зубов и костяка животных.

Практическое значение. В значительной своей части (около 70%) флюорит используется в металлургии с целью получения более легкоплавких шлаков (при мартеновском и других производствах). В химической промышленности из флюорита получают ряд фтористых соединений, из которых плавиковая кислота (раствор HF в воде) употребляется для гравирования на стекле, для получения перекиси водорода из перекиси натрия и т. п., а искусственно получаемый криолит Na₃AlF₆ — для получения электролизом металлического алюминия из глинозема и для других целей. Применяется также в керамике для получения эмалей и глазури. Прозрачные бесцветные разновидности кристаллов используются в оптике для изготовления линз, устраняющих сферическую и хроматическую абберации. Красиво окрашенные флюориты употребляются в качестве поделочного материала.

Месторождения. Как спутник, флюорит встречается в многочисленных месторождениях цветных и редких металлов. Из месторождений СССР, в которых флюорит играет главную или весьма существенную роль, отметим следующие: Солонечное (в Восточном Забайкалье, в 30 км от Нерчинского завода), представленное сетью кварцево-флюоритовых жил среди сильно измененного (грейзенизированного) гранита; флюорит крупнокристаллический, окрашенный в яркий фиолетовый и зеленый цвета; Калангуй в виде мощной брекчиевой жилы в песчаниках и сланцах, сложенной концентрически-зональными и шестоватыми агрегатами флюорита разных оттенков (белого, желтого и красновато-желтого) и др. Землистый флюорит осадочного происхождения (ратовкит) встречен в доломитизированных известняках по берегам реки Ратовки, у г. Вереи (Московская область), на правом берегу р. Осуги (Калининская область), в Донбассе, по Северной Двине и в других местах.

Из месторождений зарубежных стран к числу крупных относится ряд месторождений США в штатах Иллинойс и Кентукки; в Англии флюорит в значительных количествах добывается попутно из месторождений свинцово-цинковых руд Дербишир, Дёрхэм и др. Флюорит из Гренландии, ассоциирующий с черным криолитом, содержит много гелия.

ИТТРОФЛЮОРИТ — (Са, Y)F₂₋₃. Кубич. с. Редкий. Экспериментально доказано, что в СаF₂ в виде твердого раствора может входить до 50% YF₃. Кристаллическая структура этого минерала аналогична структуре флюорита. Встречается в зернистых массах желтого цвета, иногда с бурыми и зелеными пятнами. Блеск стеклянный. $N = 1.442—1.457$. Тв. 4.5. Спайность несовершенная по октаэдру. Уд. вес 3.55. П. п. тр. плавится. В кислотах растворяется. Найден в пегматитах в Гундхольмене (Северная Норвегия).

ИТТРОЦЕРИТ — (Са, Y, Се, Er)F₂₋₃. Кубич. с. Экспериментально доказано, что в СаF₂ входит в виде твердого раствора до 55% СеF₃. Наблюдается в сплошных зернистых и землистых массах фиолетового, синего, красно-коричневого и других цветов. Блеск стеклянный. $N = 1.434—1.435$. Тв. 4—5. Спайность по октаэдру совершенная. Уд. вес 3.36—3.63. П. п. тр. не плавится. В кислотах растворяется. Встречен в Фалуне (Швеция), Сёксесе, Нью-Джерси (США).

ИТТРОКАЛЬЦИТ — (Са, Y)F₂₋₃. Установлен акад. Е. С. Федоровым. Гексаг. с. Весьма редкий. В кристаллах до 3 см призматической формы. Цвет светлый, серовато-зеленый. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. N около 1.45. Двупреломление точно не известно. Твердость на плоскостях призм 4, а на пинакоиде 6. Спайность ясная по призме (10 $\bar{1}0$). Уд. вес 3.19. П. п. тр. почти не плавится. После смачивания HCl окрашивает пламя в оранжевый цвет. Кислотами легко разлагается. Встречен в Финбо (Норвегия).

ФЛЮОЦЕРИТ — (La, Се, Pr, Nd)F₃. Синоним: тисонит. Гексаг. с. Редкий. Кристаллы короткопризматические. Цвет светлый восково-желтый, меняющийся до красновато-коричневого. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Nm = 1.613—1.618$, $Np = 1.607—1.611$. Тв. 4.5—5. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 5.6—6.1. П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется. Встречен в Фалуне и Эстерью (Швеция), а также в щелочном граните Пайкс Пик, Эль Пазо, Колорадо (США) и в других местах.

СЕЛЛАИТ — MgF₂. Тетраг. с. Очень редкий. В призматических кристаллах. Кристаллическая структура типа рутила. Бесцветен. Оптически положительный. $Ng = 1.383$, $Nm = 1.378$; $Ng - Nm = 0.005$. В ассоциации с серой, ангидритом и флюоритом был найден в морене ледника Монтьер, Савоя (Франция), на Везувии и в Восточной Сибири.

ЗАМБОНИНИТ — 2MgF₂ · СаF₂. Ромбич. с. (?). Очень редкий. Встречен в тонкорadiaльных волокнах белого цвета. $Nm = 1.405—1.411$. Уд. вес 2.98—3.0. Наблюдается в трещинах лавы Монта Росси, Этна (Сицилия).

НОЦЕРИТ — 3СаF₂ · MgF₂ · 2MgO. Гексаг. с. Очень редкий. В виде белых, иногда зеленоватых и коричневатых гексагональных игл с флюоритом в вулканическом туфе Ноцеры (близ Неаполя). Оптически отрицательный. $Nm = 1.509$, $Np = 1.486$; $Nm - Np = 0.023$. Уд. вес 2.96. Был встречен в глыбах известняка в туфах в Кампании (Италия).

3. ГРУППА ФЕРРУЧИТА

В этой группе объединены двойные фториды типа $A \cdot B \cdots F_3$, где $A = Na^{1+}, K^{1+}$, а также Ca^{2+} , а $B \cdots = B, Al$.

		a_0	b_0	c_0	
Ферручит	$NaBF_4$	Ромбич. с.	6.25	6.82	6.77
Азогадрит	KBF_4	" "	7.84?	~5.68	7.38
Прозопит	$CaAl_2(F, OH)_8$	Монокл. с.			

ФЕРРУЧИТ — $NaBF_4$. Ромбич. с. В виде примеси присутствует К (до 3%). В микроскопических кристаллах желтого или желтовато-красного цвета. $Ng = 1.307$, $Nm = Np = 1.301$ (самые низкие показатели преломления, какие только известны для твердых минералов); $Ng - Np = 0.006$. Оптически положительный. $2V = 12^\circ$. $NgNp = (010)$; $Ng = a$. Уд. вес 2.498. Выделен фракционной кристаллизацией растворимых в воде продуктов фумарольной деятельности на Везувии.

АВОГАДРИТ — KBF_4 . Ромбич. с. Очень редкий. Содержит в виде изоморфной примеси Сs. Наблюдался в виде таблитчатых по (001) кристалликов. Бесцветный. $Nm = 1.326$; $Ng - Np = 0.010$. $Np = c$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. Уд. вес 2.62. Наблюдался как продукт возгона на Везувии.

ПРОЗОПИТ — $CaAl_2(F, OH)_8$. Монокл. с. Редкий. Наблюдался в бесцветных таблитчатых по (010) кристаллах или серовато-белых кристаллически-зернистых массах. $Ng = 1.510$, $Nm = 1.503$, $Np = 1.501$; $Ng - Np = 0.009$. Оптически положительный. $2V = 63^\circ$. $NgNp = (010)$; $cNg = 50^\circ$. Тв. 4.5. Спайность по (211) ясная. Уд. вес 2.88. Не плавится. Разлагается в H_2SO_4 . Встречался в оловорудном месторождении Альтенберг (Саксония), Шлаггенвальд (Чехословакия), Сент Питерс Доом около Пайкс Пик, Колорадо (США) и в других местах.

4. ГРУППА КРИОЛИТА

В этой группе объединены сложные фториды одновалентных катионов — Na, K, NH_4 с анионными группами $[AlF_6]^{3-}$ и $[SiF_6]^{2-}$.

		a_0	b_0	c_0	β	
Криолит	Na_3AlF_6	Монокл. с.	5.46	5.61	7.80	$90^\circ 11'$
Эльпазолит	K_2NaAlF_6	Кубич. с.	8.09			
Маллардит	Na_2SiF_6	Гексаг. с.				
Гисратит	K_2SiF_6	Кубич. с.	8.17			
Криптогалит	$(NH_4)_2SiF_6$	" "	8.34			

КРИОЛИТ — Na_3AlF_6 . Криос — по-гречески «лед»; литос «камень». Очевидно, назван по сходству со льдом, к которому он по блеску и показателю преломления действительно очень близок.

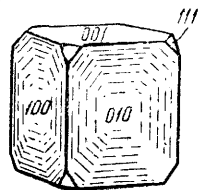
Химический состав. Содержание (в %): Al 12.8, Na 32.8, F 54.4. Иногда в качестве примеси присутствует Fe \cdots .

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC . Псевдокубический; при температуре около 500° становится кубическим. **Облик кристаллов** кубовидный (фиг. 210) при развитии граней (001) и (010). Двойники наиболее обычны по (110). Обычно встречается в сплошных массах, состоящих из крупных неделимых.

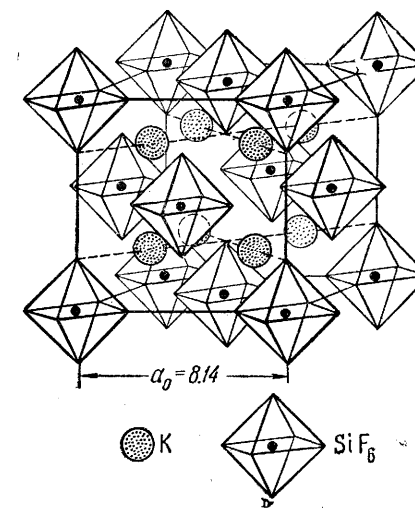
Цвет. Бесцветен, но чаще бывает окрашен в серовато-белый, желтоватый или красноватый, изредка черный цвет. **Блеск** стеклянный.

$Ng = 1.340 - 1.364$. Двупреломление $0.0010 - 0.00025$. Оптически положительный. $2V = 37$ до 43° .

Твердость 2—3. Хрупок. **Спайность** отсутствует. Уд. вес 2.95—3.0. **Прочие свойства.** При умеренном нагревании наблюдается свечение желтым светом.



Фиг. 210. Кристалл криолита. Ивигтут (Гренландия)



Фиг. 211. Кристаллическая решетка гисратита — $K_2[SiF_6]$

Диагностические признаки. Точное установление этого минерала возможно лишь с помощью паяльной трубки и путем измерения оптических констант.

П. п. тр. очень легко плавится, даже в пламени свечи, окрашивая пламя в красновато-желтый цвет и давая прозрачный королек, превращающийся при остывании в белую эмаль. В стеклянной трубке дает реакцию на фтор. После продолжительного прокалывания на угле остается корка глинозема, которая от раствора азотнокислого кобальта окрашивается в синий цвет. В крепкой серной кислоте растворяется совершенно.

Происхождение. Встречается сравнительно редко, главным образом в пегматитах, образуясь из остаточных растворов, обогащенных фтором.

Практическое значение. Криолит обычно искусственно получается и используется в металлургии алюминия, для получения молочно-белого стекла, эмали для железных сосудов, главным образом, и других целей.

Месторождения крайне редки. Крупное промышленное месторождение известно в Западной Гренландии — И в и г т у т, среди гранита, превращенного в грейзен в виде большого штока, вертикально уходящего на глубину. Криолит здесь образует сплошные крупнокристаллические массы вместе с другими сложными фторидами, редкими сульфидами, касситеритом и др. В Ильменских горах (Ю. Урал) криолит встречался в одной из топазовых копей в сопровождении хиолита, амазонита и других минералов.

ЭЛЬПАЗОЛИТ — K_2NaAlF_6 . Кубич. с. Встречен в бесцветных кристаллах в ассоциации с пахнолитом в Эль Пазо на Пайкс Пик, Колорадо (США). $N = 1.376$. Спайность отсутствует. Тв. 2.5. Хрупок. Уд. вес 2.995.

МАЛЛАДРИТ — Na_2SiF_6 . Гексаг. с. В виде мелких бесцветных призм, иногда оканчивающихся пирамидой. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm = 1.312$, $Np = 1.309$; $Ng - Np = 0.003$. Уд. вес 2.75. Встречен в ассоциации с авогадритом и гисратитом в продуктах возгона на Везувии.

ГИЕРАТИТ — K_2SiF_6 . Кубич. с. В сталактитовых формах. Кристаллическая структура изображена на фиг. 211. Она представляет собой тип CaF_2 (см. фиг. 208), с той только разницей, что места ионов Ca занимают комплексные октаэдрические группы SiF_6 , а места ионов F — ионы K.

Бесцветный или белого и серого цвета. $N = 1.340$. Уд. вес 2.75. Встречен как редкий продукт фумарольной деятельности в кратере Вулкано (Липарские острова) и на Везувии.

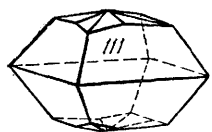
КРИПТОГАЛИТ — $(NH_4)_2SiF_6$. Очень редкий. Кубич. с. Дает также дитригонально-скаленоэдрическую модификацию ($a_0 = 5.76$, $c_0 = 4.77$). Цвет белый. Оптически изотропный. $N = 1.369$. Твердость не известна. Спайность по октаэдру. Уд. вес 2.01 (для искусственно полученного соединения).

¹ Не маллардит (!), к которому относится водный сульфат марганца — $MnSO_4 \cdot 7H_2O$.

5. ПРОЧИЕ ФТОРИДЫ

		a_0	b_0	c_0
Хиолит	$5\text{NaF} \cdot 3\text{AlF}_3$	Тетраг. с.	7.00	10.33*
Криолитионит	$3\text{NaF} \cdot 3\text{LiF} \cdot 2\text{AlF}_3$	Кубич. с.	12.10	
Веберит	$2\text{NaF} \cdot \text{MgF}_2 \cdot \text{AlF}_3$	Ромбич. с.	7.30	7.05 9.97
Ярлит	$\text{NaF} \cdot 3\text{SrF}_2 \cdot 3\text{AlF}_3$	Монокл. с.	15.99	10.82 7.24**
Флюеллит	$\text{AlF}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.		
Ральстонит	$\text{Na}_3(\text{Al}, \text{Mg})_{16}(\text{F}, \text{OH})_{48} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Кубич. с.	9.87	
Геарксутит	$\text{CaAl}(\text{F}, \text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Псевдотетр.		
Пахнолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.		
Томсенолит	$\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$	"		
Кридит	$2\text{CaF}_2 \cdot 2\text{Al}(\text{F}, \text{OH})_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	"		

ХИОЛИТ — $5\text{NaF} \cdot 3\text{AlF}_3$. Тетраг. с. Очень редкий. В мелких бесцветных дитетрагонально-дипирамидальных, почти всегда сдвойникованных кристаллах (фиг. 212) или в снежно-белых зернистых массах. Блеск стеклянный. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.349$, $Np=1.342$; $Nm-Np=0.007$. Тв. 3.5—4. Спайность по (001) совершенная и по (111) средняя. Уд. вес 2.84—2.90. Легко плавится. В кислотах растворяется. В стеклянной трубке и при действии серной кислоты выделяет фтористый водород. Вместе с криолитом был найден в Ильменских горах (Ю. Урал), а также в криолитовой копи Ивигтут (Гренландия).



Фиг. 212. Кристалл хиолита. Ильменские горы

КРИОЛИТИОНИТ — $3\text{NaF} \cdot 3\text{LiF} \cdot 2\text{AlF}_3$. Кубич. с. Очень редкий. Кристаллы имеют додекаэдрический облик. Бесцветен или белого цвета. Блеск стеклянный. $N=1.333$. Тв. 2.5—3.0. Спайность по додекаэдру. Уд. вес 2.78. П. п. тр. очень легко плавится. Встречен с криолитом в криолитовой копи Ивигтут (Гренландия) и в Ильменских горах также вместе с криолитом.

ВЕБЕРИТ — $2\text{NaF} \cdot \text{MgF}_2 \cdot \text{AlF}_3$. Ромбич. с. Обнаружен в виде зерен в криолите, как труднее растворимый минерал. Цвет светлосерый. Блеск стеклянный. $Ng=1.350$, $Nm=1.348$, $Np=1.346$; $Ng-Np=0.004$. Оптически положительный. $2V=83^\circ$. Тв. 3.5. Спайность по двум направлениям. Уд. вес 2.96. Встречен в Ивигтуте (Гренландия) в ассоциации с топазом, кварцем, полевыми шпатами, сидеритом и др.

ЯРЛИТ — $\text{NaF} \cdot 3\text{SrF}_2 \cdot 3\text{AlF}_3$. Монокл. с. Очень редкий. В бесцветных таблитчатых по (100) кристаллах, но удлинённых по оси b , а также в сферолитах белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.435$, $Nm=1.432$, $Np=1.427$; $Ng-Np=0.008$. $cNg=+84^\circ$. Оптически отрицательный. $2V=79^\circ$. Тв. 3—4. Уд. вес 3.93. В ассоциации с томсенолитом, флюоритом, топазом, баритом и другими минералами встречен в криолитовой копи Ивигтут (Гренландия).

Мета-ярлит отличается от ярлита по оптическим свойствам: $N=1.432$; $2V$ около 90° . Уд. вес 3.780. Найден там же.

ФЛЮЕЛЛИТ — $\text{AlF}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Часть F заменяется OH. Синоним: крейцбергит. Ромбич. с. Очень редкий. В бесцветных или белых пирамидальных кристаллах. Блеск стеклянный. $Ng=1.511$ (1.506), $Nm=1.490$ (1.495), $Np=1.473$ (1.489); $Ng-Np=0.038$ (0.017). Оптически положительный. $2V=85^\circ$. $NgNp=(100)$; $Ng=c$. Тв. 3. Спайность по пирамиде. Уд. вес 2.17. П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется. Найден в Корнуолле около Сент Остелла (Великобритания).

РАЛЬСТОНИТ — $\text{Na}_3(\text{Al}, \text{Mg})_{16}(\text{F}, \text{OH})_{48} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Кубич. с. Очень редкий. В бесцветных или желтых октаэдрических кристаллах. Блеск стеклянный. $N=1.427$. В октаэдрических сегментах наблюдается также слабое двупреломление с очень большим углом оптических осей. Тв. 4.5. Спайность или отсутствует, или проявляется по октаэдру. Уд. вес 2.61. П. п. тр. не плавится. Разлагается H_2SO_4 . С криолитом и томсенолитом встречен в криолитовой копи Ивигтут (Гренландия), а также в Сент Питере Доом, Колорадо (США) и в Тонахамима, Оми (Япония).

ГЕАРКСУТИТ — $\text{CaAl}(\text{F}, \text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Псевдотетраг. Очень редкий. В тонких игольчатых кристалликах или в порошковатых мелоподобных белых массах. Блеск стеклянный. $Ng=1.456$, $Nm=1.454$, $Np=1.448$; $Ng-Np=0.008$. Оптически отрицательный. $2V$ средний. Np перпендикулярна к (010); cNm очень большой. Тв. 2. Уд. вес 2.72—2.77. П. п. тр. легко плавится. В кислотах растворяется. Встречен как продукт разложения криолита в копи Ивигтут (Гренландия), а также в Колорадо (США) и на Урале, в Ильменских горах. Заслуживают внимания также находки в глинах в связи с горячими источниками в Вирджинии (США).

ПАХНОЛИТ — $\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Очень редкий. В призматических бесцветных кристаллах и двойниках по (100), образующих псевдоромбические кристал-

* Установка хиолита принята с поворотом около оси c на 45° .

** $\beta = 101^\circ 49'$.

лы. Блеск стеклянный. $Nm=1.413$; $Ng-Np=0.008$. Оптически положительный. $2V=76^\circ$. $NgNp$ и Np перпендикулярны к (010); $cNg=68^\circ$. Тв. 3. Спайность по (001) несовершенная. Уд. вес 2.98. П. п. тр. легко плавится. В H_2SO_4 растворяется. Как продукт разложения криолита встречен в копи Ивигтут (Гренландия) и в Колорадо (США).

ТОМСЕНОЛИТ — $\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В кубовидных и призматических бесцветных кристаллах. Блеск стеклянный. $Ng=1.415$, $Nm=1.413$, $Np=1.407$; $Ng-Np=0.008$. Оптически отрицательный. $2V=50^\circ$. $NgNp$ и Ng перпендикулярны к (010); $cNp=52^\circ$. Тв. 2. Спайность по (001) совершенная и по (110) несовершенная. Уд. вес 2.98. П. п. тр. легко плавится. В H_2SO_4 разлагается. Встречен как продукт разложения криолита в тех же местах, что и пахнолит.

КРИДИТ — $2\text{CaF}_2 \cdot 2\text{Al}(\text{F}, \text{OH})_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Очень редкий. В призматических бесцветных кристаллах и радиально-лучистых агрегатах белого или красного цвета. $Ng=1.485$, $Nm=1.478$, $Np=1.461$; $Ng-Np=0.024$. Оптически отрицательный. $2V=64^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNg=42^\circ$. Тв. 4. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 2.71—2.73. Плавится с трудом со вспучиванием. Растворим в кислотах. Встречен во флюоритовом месторождении Уегон Уил Ген, Колорадо (США).

II класс. Хлориды, бромиды и иодиды

Хлориды, в противоположность фторидам, пользуются гораздо более широким распространением в природе. Соединения с хлором известны для следующих 16 элементов: H (в виде HCl в газообразных продуктах вулканических извержений), N (в NH_4), Na, Mg, Al, K, Ca, (Rb), (Cs), Fe, (Ni), Cu, Ag, Hg, Pb и Bi.

Из них наиболее важными являются хлориды Na, K и Mg, образующие в экзогенных условиях вместе с другими растворимыми солями нередко мощные толщи соляных залежей осадочного происхождения. Соединения с тяжелыми металлами (Cu, Ag и Pb) имеют второстепенное значение. Остальные элементы образуют минералы, редко встречающиеся в природе.

Важно отметить, что в экзогенных условиях калий и натрий играют различную геохимическую роль. Хотя кларки (т. е. средние содержания) Na и K в литосфере примерно одинаковы (см. табл. 2, стр. 30) и примерно в одинаковых количествах эти элементы освобождаются и переходят в растворы при выветривании горных пород, однако в морских бассейнах, где происходит концентрация хлористых солей, содержание NaCl составляет 3.5%, тогда как содержание KCl едва достигает 0.6—0.7%. Химические анализы почв и континентальных отложений показывают, что в то время как натрий в основной своей массе с поверхностными и речными водами достигает озерных и морских бассейнов, калий по пути миграции растворов в значительной мере адсорбируется в верхних частях коры выветривания (почвах, глинистых породах) и усваивается растениями. Как известно, зола растений всегда обогащена этим элементом. Отсюда становится понятным, почему в продуктах кристаллизации, происходящей при усыхании соляных бассейнов, соединения натрия по сравнению с соединениями калия имеют резко преобладающее значение.

Бромиды известны лишь для Ag и устанавливаются крайне редко в зонах окисления серебросодержащих сульфидных месторождений в условиях сухого жаркого климата. В главной своей массе бром находится в рассеянном состоянии в виде изоморфной примеси к широко распространенным хлоридам легких металлов, особенно к бишофиту — $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, накапливаясь вместе с ними

в замкнутых озерных и морских бассейнах, главным образом в остаточных рассолах.

В морской воде бром содержится в количестве 0.008%. Иногда в существенных количествах он устанавливается в соляных источниках.

Иодиды также редки, но для них мы наблюдаем большее число минеральных видов. Они установлены для Ag, Cu и Hg(?), т. е. для металлов, ионы которых обладают сильно выраженной поляризацией. Они встречаются в тех же условиях, что и бромиды.

Содержание иода в хлоридах Na, K и Mg хотя и колеблется в сравнительно широких пределах, но в общем выражается все же ничтожной величиной. В более значительных количествах содержание его устанавливается в продуктах жизнедеятельности морских водорослей, из зола которых он и добывается, затем в нефтяных водах и выбросах грязевых вулканов. Очень высокая растворимость солей иода приводит к тому, что они могут накапливаться лишь в районах с сухим пустынным климатом. Не случайно поэтому, что в таких районах иногда устанавливаются большие запасы иода. Таково, например, крупнейшее месторождение чилийской селитры (NaNO_3) в пустыне Атакама, где иод присутствует, правда, в виде иодатов и где содержание его достигает 0.05%.

Таким образом, наибольшее количественное значение среди рассматриваемых здесь галогенидов принадлежит хлоридам.

Среди минералов данного класса выделим следующие группы, объединяя в них, по мере необходимости, безводные и водные соединения:

1. Группа галита
2. Группа карналлита
3. Группа кераргирита — нантокита
4. Прочие хлориды
5. Оксигалоидные соединения.

1. ГРУППА ГАЛИТА

Сюда относятся хлориды одновалентных металлов Na, K и катионного комплекса $(\text{NH}_4)^+$. Здесь же опишем и гидрат хлорида натрия.

	a_0
Галит NaCl	Кубич. с. 5.628
Сильвин KCl	" " 6.277
Нашатырь NH_4Cl	" " 3.86*
Гидрогалит · NaCl · 2H ₂ O	Монокл. с.

ГАЛИТ — NaCl. Галос — по-гречески «море», «соль». Синонимы: каменная соль (в плотных крупнокристаллических массах, залегающих среди горных пород) и самосадочная соль (в рыхлых кристаллических агрегатах на дне соленосных бассейнов).

Следует упомянуть об особой, крайне редкой серебросодержащей разновидности галита — гуантаяите — $(\text{Na}, \text{Ag})\text{Cl}$, содержащей AgCl до 3—11%. Она наблюдалась в виде кубических кристаллов и кристаллических корок белого цвета в месторождении Гуантая (Чили), очевидно в зоне окисления.

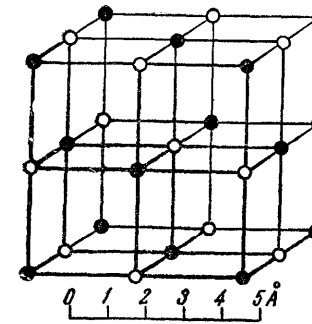
* При температуре выше 184.3° устойчива кристаллическая решетка типа NaCl с координационным числом 6 ($a_0=6.53$), ниже этой температуры кристаллическое вещество перестраивается в решетку типа CsCl с координационным числом 8 ($a_0=3.86$).

Галит с KCl при высоких температурах (выше 500°) образует изоморфные смеси, полностью распадающиеся при охлаждении до комнатной температуры.

Химический состав. Na 39.4%, Cl 60.6%. Примеси большей частью механические: капельки рассола, пузырьки газов, включения глинистого или органического вещества, KCl, MgCl₂ и др.

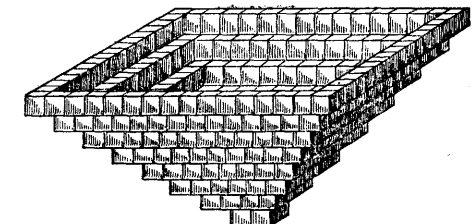
Сингония кубическая; гексооктаэдрический в. с. $3L^4 4L_6^3 6L^2 9PC$. **Кристаллическая структура** характеризуется типичной ионной связью. Она изображена на фиг. 213. Как можно видеть, в основе ее лежат решетки двух гранецентрированных кубов, как бы вставленных друг в друга. Ионы Na^+ и Cl^- располагаются поочередно в углах малых кубов. Координационные числа для обоих ионов равны 6, т. е. каждый отрицательный ион хлора окружен шестью положительно заряженными ионами натрия и наоборот.

Таким образом, заряд каждого иона в электростатическом поле компенсируется полностью окружающими его противоположно заряженными ионами (правило Паулинга).



Фиг. 213. Кристаллическая структура NaCl (см. также фиг. 15 на стр. 49)

Черные кружки — ионы натрия; белые — ионы хлора (или наоборот)



Фиг. 214. Кристаллические «лодочки» NaCl

Облик кристаллов, как правило, кубический. Грани $\{111\}$ и $\{110\}$ встречаются очень редко (при кристаллизации из сложных по составу растворов). Двойники редки по $\{111\}$. Для кристаллов самосадочной соли характерны ступенчатые углубления на гранях куба.

Агрегаты. Самосадочная соль наблюдается в виде рыхлых или плотных кристаллически-зернистых корок или «пластин» на дне бассейнов, а также друз кристаллов, нередко очень крупных.

Интересно отметить, что при быстром испарении растворителя H₂O на самой поверхности рассолов в тихую погоду возникают многочисленные плавающие кристаллические «лодочки» (фиг. 214), разрастающиеся в основании, обращенном кверху. Они имеют белый цвет, очевидно вследствие захвата микроскопических пузырьков воздуха. При волнении они заполняются водой, оседают на дно и продолжают свой рост, образуя уже нормальные прозрачные кристаллы. Однако нередко в них сохраняются внутренние елочковидные или конвертовидные участки молочно-белого цвета.

Каменная соль, возникающая в результате собирательной кристаллизации в процессе метаморфизма, образует необычайно крупнокристаллические массы, о чем можно судить по размерам спайных плоскостей. Характерно, что при перекристаллизации образуются часто совершенно прозрачные массы галита (очевидно, включаются жидкостей и газов при этом «отгоняются» к периферии зерен).

В трещинах среди глинистых пород иногда наблюдаются прожилки галита параллельноволокнисто-шестоватого строения, обычно

с перпендикулярным к стенкам расположением индивидов (как у асбеста).

В заброшенных подземных горных выработках на их стенках часто можно видеть новообразования NaCl в виде корок с натечной поверхностью и типичные сталактитовые формы, возникшие вследствие просачивания соленосных растворов в кровле и интенсивного испарения растворителя (H₂O) в пустом пространстве выработки, что и приводит к сильному пересыщению и выпадению в первый момент скрытокристаллических масс NaCl белого цвета. С течением времени они постепенно перекристаллизуются в более крупнозернистые агрегаты.

Цвет. Чистые массы галита прозрачны и бесцветны или имеют белый цвет. Но часто те или иные красящие пигменты обуславливают окраску в различные цвета: серый (обычно глинистые частицы), желтый (гидроокислы железа), красный (безводная или маловодная окись железа), бурый и черный (органические вещества, исчезающие при нагревании) и др. Для каменной соли иногда наблюдается очень характерная интенсивная синяя окраска в виде пятен или полос, особенно в участках, подвергшихся сильной деформации. Искусственно такая окраска получается при облучении каменной соли рентгеновскими лучами или при пропитывании ее парами металлического натрия, особенно если образец предварительно подвергнуть одностороннему сжатию. При нагревании до 200° она исчезает и соль становится бесцветной. Предполагают, что окраска возникает вследствие того, что ионы Na⁺ приобретают свободные электроны (β -частицы радиоактивных лучей) и потому становятся нейтральными атомами. Тот факт, что синяя соль встречается в тех участках, где присутствуют калийсодержащие хлориды, позволяет считать вероятным, что K и обычно связанный с ним Rb, способные в какой-то степени излучать β -частицы (электроны), могли действительно обусловить эту окраску.

Блеск галита стеклянный, на поверхностях слегка выветрелых разностей жирный. **Оптические константы.** Оптически изотропен. $n=1.544$ (существенно выше, чем у сильвина). **Твердость** 2. Хрупок. При продолжительном одностороннем давлении обнаруживает способность к пластической деформации. **Спайность** весьма совершенная по кубу (см. фиг. 45 на стр. 97), что вполне согласуется с особенностями кристаллической структуры минерала. **Уд. вес** 2.1—2.2. **Прочие свойства.** Обладает слабой электропроводностью, исключительно высокой теплопроводностью. Легко растворим в воде: до 35% при комнатной температуре (при повышении температуры на первые десятки градусов растворимость мало меняется). Вкус соленый. Гигроскопичен, но в значительно меньшей степени, чем хлориды калия и магния. Теплота образования $\text{Na}_2 + \text{Cl}_2 = 195\,000 \text{ кал.}$

Диагностические признаки. Легко узнается по низкой твердости, весьма совершенной спайности, растворимости в воде и соленому вкусу раствора.

П. п. тр. на угле легко плавится (800°), обычно растрескиваясь и окрашивая пламя в желтоватый цвет. Из раствора, подкисленного азотной кислотой, AgNO₃ выделяет белый творожистый осадок AgCl.

Происхождение. Главные массы галита, как и других растворимых в воде солей, образуются при экзогенных процессах в усыхающих замкнутых соленых озерах или мелководных лагунах или заливах, отделенных от морского бассейна песчаными барьерами (барями), в условиях жаркого сухого климата. В летнее время в таких

мелководных заливах, при прогреве воды и большой поверхности испарения, концентрация растворенных солей все время увеличивается по сравнению с морским бассейном. Происходящее при этом понижение уровня обуславливает непрерывный приток свежей морской воды, а следовательно, и добавочного количества растворенных солей. С наступлением осеннего похолодания из насыщенных растворов выпадают те или иные соли, в зависимости от концентрации компонентов. Если данный бассейн не сообщается с морем и не вбирает в себя пресных текучих вод, то в момент наступления насыщения при испарении происходит садка соли и в летнее время.

Последовательность выпадения солей из растворов сложного состава зависит от изменения температуры, от относительной концентрации их в рассолах и от степени растворимости тех или иных соединений.

Из морской воды, содержащей 3.5% растворенных солей, в присутствии анионов [CO₃] и [SO₄] в первую очередь выпадают трудно-растворимые соли кальция (CaCO₃, CaSO₄·2H₂O), затем, по мере увеличения концентрации, одновременно с гипсом, а затем с безводным сульфатом Ca (ангидритом — CaSO₄) появляется NaCl. В дальнейшем наряду с ними в осадок последовательно выпадают различные сульфаты Na, K и Mg, хлориды K и Mg и, наконец, чистый хлорид Mg — бишофит (MgCl₂·6H₂O).

Состав воды в различных материковых соленых озерах весьма разнообразен. Он зависит, с одной стороны, от состава питающих озеро вод, т. е. от состава окружающих горных пород, а с другой — от стадии усыхания озера и связанной с ней относительной концентрации остающихся в рассоле компонентов. Во многих таких озерах наряду с другими солями осаждаются также NaCl.

В ископаемых соленосных осадках, образовавшихся в прошлые геологические эпохи, галит встречается в виде сплошных масс каменной соли. Соляные залежи, располагаясь среди осадочных пород, во время горообразовательных движений, в силу большой способности к пластическим деформациям, легко меняют свою форму, образуя часто мощные, сложные по форме и строению купола, иногда прорывающие вышележащие осадочные породы. При этом тонкослоистые отложения солей претерпевают часто очень сложные микроскладчатые деформации.

В пустынях, как известно, широко бывают развиты так называемые солончаки, представляющие собой выцветы солей, в составе которых почти постоянно принимает участие NaCl. Они после дождей исчезают и вновь появляются в сухую погоду.

Наконец, в виде продуктов возгона галит вместе с другими хлоридами отлагается на стенках кратеров вулканов и в трещинах лавовых потоков. Размеры подобных скоплений, за крайне редкими исключениями, обычно бывают невелики. Характерно, что галит в этих случаях почти всегда содержит в себе довольно много KCl, который при высоких температурах, как установлено экспериментом, входит в него в виде твердого раствора.

Практическое значение. Применение галита весьма разнообразно. Помимо того, что он является важнейшим пищевым продуктом и консервирующим средством, он широко используется в химической промышленности для получения соляной кислоты, хлора, соды, едкого натра и ряда солей. Кроме того, галит является исходным сырьем для получения металлического натрия, который применяется: а) для изготовления антифрикционных сплавов (натрий-кальцие-

вых баббитов); б) для получения перекиси натрия, используемой в текстильной промышленности для отбеливания тканей; в) в качестве каталитического агента при производстве сложных органических соединений; г) в черной и цветной металлургии как восстановитель и для удаления серы; д) как поглотитель влаги и кислорода при очистке благородных газов (гелия, неона, аргона и др.); е) в электротехнике при изготовлении разрядных ламп с парами натрия большой силы света, а также при изготовлении электропроводов, состоящих из натриевых «жил», покрытых оболочкой меди, и др.

Месторождения. Наиболее крупные запасы галита сосредоточены в месторождениях каменной соли. Они образовались в различные геологические эпохи, но наиболее значительные месторождения приурочены к осадкам пермского периода, характеризовавшегося продолжительным континентальным жарким климатом (на территориях Европы, Южной Азии, Америки и др.).

Из месторождений СССР отметим наиболее важные: С л а в я н с к о - А р т е м о в с к о е (Бахмутское) месторождение (Украина), представленное 18 пластами каменной соли, переслаивающимися с глинами, ангидритами и известняками; И л е ц к а я З а щ и т а (к югу от г. Чкалова), где мощный шток каменной соли был прикрыт лишь небольшими наносами; з д е с ь пласты каменной соли вместе с ангидритом сильно перемяты; С о л и к а м с к о е (Верхнекамское) — крупнейшее в мире месторождение калийных и магниевых солей, в котором залегают также мощные толщи каменной соли и гипса, и др.

Из современных месторождений самосадочной соли заслуживает внимания известное Б а с к у н ч а к с к о е озеро (к востоку от пристани Владимирской в низовьях р. Волги). Впадина озера располагается у северного склона погребенного под толщей гипсов соляного купола. Отложения кристаллической соли сверху покрыты рапой (расолом). Ежегодно в течение засушливого лета озеро совершенно пересыхает. Источником питания озера являются многочисленные ключи, вытекающие из гипсовой толщи. Верхний маломощный слой («новосадка») состоит из снежно-белой рыхлой соли. Ниже располагаются пласты соли из прозрачных хорошо образованных отдельных кристаллов и друз. В К р ы м у и на юге У к р а и н ы широко развиты соляные промыслы у Сиваша, Генического и в Одесской области; соленая вода отводится здесь в специальные сухие бассейны, где летом при испарении осажается поваренная соль.

Из иностранных месторождений упомянем лишь некоторые К и с л у давно известных месторождений каменной соли принадлежит месторождение В е л и ч к а (к юго-востоку от г. Кракова в Польше), разрабатывающееся еще с XI в.; огромный шток каменной соли расположен у г. С у э ц а; очень крупные залежи каменной соли известны в С е в е р н о й И н д и и, вдоль Гималайских гор в Пенджабе; обширный пояс длиной около 1000 км протягивается в меридиональном направлении в южных и центральных штатах США (Канзас, Нью-Мексика, Техас, Оклахома и Луизиана) и др. Из соляных озер наибольшей известностью пользуются: оз. В и к т о р и я (в Центральной Австралии) площадью около 8000 км², Б о л ь ш о е С о л я н о е озеро в штате Юта (США), озеро Т а б р и с в Иране и др.

ГИДРОГАЛИТ — NaCl · 2H₂O. Монокл. с. Открыт П. Л. Дравертом в 1905 г. Образуется в виде кристаллов из соляных рассолов при температуре около —10°. В условиях комнатной температуры эти кристаллы распадаются на безводный NaCl и жидкую фазу, представляющую насыщенный раствор NaCl в воде. В глубоких соляных озерах, где температура рапы у дна даже летом сохраняется ниже 0°, осадки гидрогалита остаются неразложившимися.

Очевидно, что существующее в системе H₂O—NaCl соединение NaCl · 2H₂O обладает скрытым максимумом, т. е. является инконгруентно плавящимся соединением (фиг. 215). Отсюда следует, что твердая фаза NaCl, выделяющаяся из насыщенного раствора при охлаждении, при некоторой температуре ниже 0°, отвечающей точке F, будет вступать в реакцию с H₂O с образованием двуводрата NaCl. Если температура достигнет уровня, отвечающего эвтектической точке E, то из остаточной жидкости одновременно будут кристаллизоваться лед и гидрогалит (а не галит).

В озере Развал (Илецкая Защита), где с глубины 4,5 м и до дна (17,5 м) температура рапы снижается от нуля до —8,5°, мощность осадков гидрогалита достигает 4,5 м. В зимнее время этот минерал образуется во всех богатых NaCl озерах. В северных районах, где поваренную соль добывают вымораживанием, в кристаллизационных остатках скопляется гидрогалит.

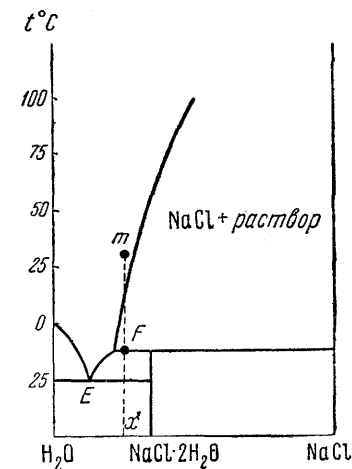
СИЛЬВИН — KCl. Назван по имени химика Сильвия де-ля Баш.

Химический состав. K 52,5%, Cl 47,5%. Часто содержит включения жидкостей и газов, главным образом азота, в меньшей степени углекислоты, водорода, метана и, что особенно интересно, гелия (см. гелий). Из механических примесей часто устанавливаются NaCl и Fe₂O₃. В виде изоморфной примеси почти постоянно присутствует KBr (до 0,1%) и в ничтожных количествах RbCl и CsCl.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^4 4L_6^3 6L_2 9PC$. **Кристаллическая структура** такая же, как у галита: гранцентрированный куб (фиг. 213). Величина элементарной ячейки существенно больше, чем у галита. **Облик кристаллов** кубический. Нередко наблюдаются кубы, притупленные по углам гранями октаэдра. Двойники часты по {111}. **Агрегаты.** Обычно встречается в виде сплошных зернистых масс, иногда слоистой текстуры. **Цвет.** Чистые разности водно-прозрачны и бесцветны. Молочно-белый цвет обусловлен включениями мельчайших пузырьков газов. Ярkokрасные и розовые сильвины также являются кристаллозолями: в виде грубой дисперсной фазы в них заключены мельчайшие чешуйки гематита (Fe₂O₃), остающиеся в осадке при растворении. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически изотропен. $N = 1,490$ (меньше, чем у галита).

Твердость 1,5—2. Хрупок. При продолжительном одностороннем давлении обнаруживает свойство пластичности. **Спайность** весьма совершенная по {100}. **Уд. вес** 1,97—1,99. **Прочие свойства.** Вкус горьковато-соленый, жгучий. Теплопроводность высокая. Легко растворяется в воде: при 20° на 100 частей воды растворяются 34,32 части соли, причем на каждые 10° растворимость увеличивается на 2,88 весовых частей соли. Сильвин гигроскопичен. Теплота образования: $K_2 + Cl_2 = 211\,000$ кал. Прозрачные разности хорошо пропускают коротковолновые лучи, на чем основано применение его для призм спектрографа.

Диагностические признаки. Похож на галит, с которым часто образует зернистые сростания. Отличается от него по вкусу и окрашиванию пламени в фиолетовый цвет, видимый через синее стекло. Под микроскопом от галита отличается по показателю преломления.



Фиг. 215. Схема системы H₂O — NaCl

П. п. тр. легко плавится (800°). Раствор, подкисленный азотной кислотой, при прибавлении AgNO_3 дает творожистый белый осадок AgCl .

Происхождение. Сильвин, так же как и галит, образуется в усыхающих соляных озерах, но встречается по сравнению с ним гораздо реже — далеко не во всех месторождениях каменной соли. Как уже указывалось, по пути миграции поверхностных растворов в значительной части адсорбируется почвами. Из рассолов он выпадает одним из последних и потому обычно встречается в верхах соленосных скоплений.

Иногда он является продуктом разложения карналлита — $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, образующегося из остаточных рассолов в тех же условиях.

Как продукт сублимации он встречается на стенках кратеров вулканов и в трещинах застывших лав.

Практическое значение. В подавляющей своей массе калийные соли идут на удобрение полей. Лишь очень незначительная часть их (около 5%) используется в химической промышленности для приготовления KOH , K_2CO_3 , KNO_3 , KClO_3 , KMnO_4 , KCN , KBr , KI и других соединений. Эти соединения имеют различное применение: в медицине, парфюмерии, пиротехнике, фотографии, для очистки шерсти, в бумажном, стекольном (при изготовлении хрустального и бемского стекла), лако-красочном и других производствах.

Месторождения. Величайшее в мире Соликамское месторождение сильвина находится в 35 км к северу от г. Молотова. Оно открыто в 1925 г. Мощный нижний горизонт сильвинита (галит-сильвиновой породы) залегает на глубине 150—300 м на толще каменной соли и покрывается зоной карналлита в смеси с галитом. Содержание KCl в сильвините колеблется от 10 до 35%. Верхний сильвинитовый горизонт является продуктом разложения карналлитовой зоны (с выносом MgCl_2) и представлен грубозернистой пестроцветной массой, в которой сильвин молочно-белого цвета ассоциирует с бесцветной, голубой, синей и сероватой каменной солью. Нижний горизонт представлен красным сильвинитом мелкозернистого строения: розовый или красный сильвин тесно перемешан с бесцветной или синей каменной солью.

До открытия Соликамского месторождения большой известностью пользовались Стассфуртские и другие месторождения Западной и Северной Германии. Соляные залежи здесь того же пермского возраста и имеют довольно сложный состав галоидных, сернокислых и борных соединений. Сравнительно молодого, третичного возраста сильвиниты разрабатываются в Эльзасе (Франция) и в ряде других мест.

НАШАТЫРЬ — NH_4Cl . Кубич. с. Содержание NH_4 33.7%. Редкий. Низкотемпературная модификация кристаллизуется в решетке CsCl . Иногда содержит также Br и J . Обычно наблюдается в виде натечных образований, землистых налетов и корочек. Бесцветный, белый, желто-бурый, серый. Блеск стеклянный. $N=1.642$ (1.528). Тв. 1—2. Спайность по (111) несовершенная. Уд. вес 1.5—1.6. Легко растворим в воде. П. п. тр. улетучивается (дымит). При сплавлении с содой выделяет сильный запах аммиака. Встречается как продукт возгона в кратерах вулканов и пустотах среди лав (Везувий, Этна, Камчатка и др.). В холодных fumarолах Камчатских вулканов встречаются скопления нашатыря в несколько тонн весом. Нередко образуется при подземных пожарах в каменноугольных месторождениях. Изредка в жарких местностях встречается в виде выцветов на поверхности (Таджикская ССР, Апшеронский полуостров, Венгрия, Южная Америка и др.). Употребляется при лужении и паянии металлов, при сплавлении золота и для других целей.

2. ГРУППА КАРНАЛЛИТА

Здесь рассмотрим водные хлориды, в составе которых принимает участие Mg . Они образуются в аналогичных условиях с галитом и сильвином.

		a_0	b_0	c_0	β
Бишофит	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.	9.90	7.15	6.10 93°42'
Карналлит	$\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.	9.53	16.08	22.15
Тахидрит	$2\text{MgCl}_2 \cdot \text{CaCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Тригон. с.			

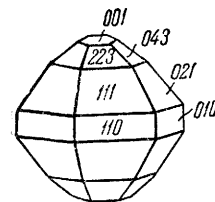
БИШОФИТ — $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Mg 25.5%. В виде изоморфной примеси присутствует MgBr_2 . Бесцветный или белый. Блеск стеклянный. $N_g=1.528$, $N_m=1.507$, $N_p=1.494$; $N_g-N_p=0.034$. Оптически положительный. $2V=79^\circ$. Ясная перекрещенная дисперсия. $N_g N_p$ перпендикулярна (010); $cNm=9^\circ$. Тв. 1.5. Уд. вес 1.59. Чрезвычайно гигроскопичен; расплывается на воздухе. Поэтому обычно не наблюдается в твердом состоянии.

Образуется как конечный продукт при усыхании рапы. С ним концентрируется также бром. В СССР богатые MgCl_2 рассолы известны в Сакском и других озерах Крыма, а также в озере Эльтон в Астраханской области. Указывается, кроме того, в Соликамском месторождении. При высыхании рапы бишофит выделяется в виде игольчатых кристаллов. Устойчив только в сухое время года. В ископаемом виде бишофит установлен лишь в немногих пунктах месторождений калийных солей в Германии в тонких прослойках или прожилках совместно с карналлитом.

Хлористый магний находит применение при изготовлении цемента Сореля и огнеупорных изделий.

КАРНАЛЛИТ — $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Назван по имени геолога Карналля.

Химический состав. Содержание (в %): Mg 8.7, K 14.1, Cl 38.3, H_2O 38.9. В очень небольших количествах устанавливаются изоморфные примеси Br (до 0.2%), а также Rb и Cs (в сотых долях процента), изредка Li и Tl . Из механических примесей обычно присутствуют NaCl , KCl , CaSO_4 , Fe_2O_3 , глинистое вещество, капельки рассолов, часто обильные включения газов (смесь азота с водородом и метаном).



Фиг. 216. Кристалл карналлита

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. Кристаллы крайне редки; имеют псевдогексагональный облик (фиг. 216). Обычно встречается в сплошных зернистых массах.

Цвет. Чистые разновидности бесцветны. Обычно окрашен в розовый или красный цвет включениями тонко распыленной окиси железа. Бурый или желтый цвет обусловлен примесью гидроокислов железа. **Блеск** в свежем изломе стеклянный, на воздухе быстро тускнеет и становится жирным. **Оптические константы.** $N_g=1.494$, $N_m=1.475$, $N_p=1.466$; $N_g-N_p=0.028$. Оптически положительный. $2V=70^\circ$. $N_g N_p=(010)$; $N_g=a$.

Твердость 2—3. Хрупок. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 1.60. **Прочие свойства.** Необычайно гигроскопичен. Легко расплывается на воздухе, причем разлагается на KCl и $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, образуя густой рассол. Вкус жгучий, горько-соленый. Сильно флюоресцирует. При растворении карналлита в воде обращает на себя внимание особый треск, похожий на хруст снега под ногами в сильный мороз. Это явление обусловлено тем, что в карналлите чаще, чем в других солях, присутствуют включения пузырьков газов, находящихся под большим давлением. В процессе растворения, по мере ослабления механической прочности стенок пустот, происходят как бы взрывы заключенных в них газов. Иногда бывают слышны более резкие зву-

ки, причем от кусков карналлита отлетают мелкие осколки. Теплота образования $Mg + Cl_2 = 151\,000$ кал (для $K_2 + Cl_2$ см. выше).

Диагностические признаки. Встречается в парагенезисе с каменной солью и сильвином. На воздухе быстро сыреет. От бишофита и тахгидрита, также расплывающихся на воздухе, отличим лишь по микрохимическим реакциям (содержит К) и по окрашиванию пламени в фиолетовый цвет, лучше заметный через синее стекло. При сверлении острием ножа в свежем изломе карналлит издает характерный треск, обусловленный внезапным расширением включенных пузырьков газа.

П. п. тр. легко плавится. При нагревании на стекле зёрна карналлита, как и многие другие богатые водой кристаллогидраты, растворяются в собственной кристаллизационной воде и разлагаются. При постепенном высушивании образуются мелкие кубики КСl.

Происхождение. Образуется одним из последних из рапы соляных озер, обогащенной магнием и калием. Поэтому встречается в верхних горизонтах погребенных соляных залежей осадочного происхождения, образуя горизонты выше отложений сильвинита. Иногда выделяется на стенках сухих выработок из стекающих по поверхности полости рассолов.

Практическое значение. Так же как сильвин и другие соли калия, служит сырьем для удобрений почв.

При электролизе обезвоженного карналлита в закрытых ваннах получается всплывающий металлический магний; обогащенные калием остатки перерабатываются на удобрения и хлор.

Металлический магний, после рафинирования, идет на изготовление легких прочных сплавов с алюминием (дюралюминий, магнилий и др.), употребляемых в авиационной промышленности. Кроме того, он применяется для сигнальных огней, получения вспышек сильного света (в фотографии) и для других целей.

Бром, получаемый из рассолов химическим путем, имеет применение как окислитель в различных химических производствах, в медицине (бромистый калий), в фотографии и пр.

Месторождения. В СССР в громадных количествах присутствует в Соликамском месторождении, описанном выше (см. сильвин). В больших массах известен также в Стассфуртском месторождении (Германия), в Калусе (Западная Украина) и в других пунктах.

ТАХГИДРИТ — $2MgCl_2 \cdot CaCl_2 \cdot 12H_2O$. Редок. Тригон. с. Встречается в восково-желтых шаровидных массах в Стассфуртском месторождении в толщах ангидрита — $CaSO_4$. Прозрачен или просвечивает. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.522$, $Np=1.513$; $Nm-Np=0.009$. Тв. 2. Спайность по ромбоэдру. Уд. вес 1.66. Сильно гигроскопичен, на воздухе быстро расплывается.

3. ГРУППА КЕРАРГИРИТА—НАНТОКИТА

В этой группе рассмотрим нормальные хлориды, бромиды и иодиды Ag, Cu, Hg и Pb, встречающиеся в зонах окисления рудных месторождений в условиях жаркого сухого климата. Иодид ртути — кокцинит — не может считаться установленным в природе.

		a_0	b_0	c_0
Кераргирит . . . AgCl	Кубич. с.	5.54		
Эмболит . . . Ag (Cl, Br)	" "			
Бромирит . . . AgBr	" "	5.76		
Иодобромит . . . Ag (Cl, Br, I)	" "			
Иодирит . . . AgI	Гексаг. с.	4.58	7.49	

		a_0	b_0	c_0
Нантоцит CuCl	Кубич. с.	5.41		
Маршит CuJ	" "	6.05		
Купронодаргирит CuJ · AgJ	" "			
Майерсит CuJ · 4AgJ	" "			
Каломель HgCl	Тетраг. с.	4.45		10.89
Котунит PbCl ₂	Ромбич. с.	4.52	7.61	9.03
Матлокит PbFCl	Тетраг. с.	4.09		7.21
Псевдокотунит · PbCl ₂ · KCl	Ромбич. с. ?			

Минералы подгруппы кераргирита AgCl кристаллизуются в структурах, аналогичных структуре NaCl, а минералы подгруппы нантокита — CuCl имеют решетки типа ZnS. Остальные минералы здесь рассматриваются попутно.

КЕРАРГИРИТ — AgCl. Керас — по-гречески «рог»; аргирос — «серебро». Синоним: роговая серебряная обманка. В изломе по внешнему виду минерал часто напоминает роговое вещество.

Химический состав. Ag 75.3%, Cl 24.7%. В виде примесей иногда присутствуют ртуть и бром.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. **Кристаллическая структура** похожа на структуру NaCl. В виде кристаллов встречается редко. Они имеют кубический облик. Двойники по (111). Обычно наблюдается в виде корочек, кристаллических налетов, натечных роговидных или восковидных масс.

Цвет. В свежих образцах бесцветный или слабо окрашен в слабые желтоватые, синевато-зеленоватые или буроватые оттенки. На свету темнеет, приобретая вначале фиолетово-серый, а с течением времени черный цвет (очевидно, вследствие выделения тонкодисперсного Ag). **Блеск** алмазный для кристаллов и восковой для скрытокристаллических масс. **Оптические константы.** Оптически изотропен. $N = 2.07$.

Твердость 1.5—2. Режется ножом. Ковкий. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 5.55. **Прочие свойства.** Нерастворим в воде. Теплота образования $Ag + Cl = 30\,000$ кал.

Диагностические признаки. Для кераргирита характерны низкая твердость, высокий коэффициент преломления, нерастворимость в воде и химические реакции.

П. п. тр. на угле легко плавится (при 450—500°) и вскипает. При присадке соды в восстановительном пламени легко дает металлическое серебро. В кислотах почти не растворяется (лишь отчасти в HCl). Образует раствор лишь с аммиаком, что весьма характерно для кераргирита.

Происхождение. Встречается в зонах окисления месторождений серебро-свинцовых руд, образуясь при реакции продуктов окисления серебряных минералов с хлорсодержащими просачивающимися поверхностными водами. В более значительных массах наблюдается в местностях с сухим жарким климатом. Известны псевдоморфозы по самородному серебру.

Месторождения. В СССР в очень небольших количествах встречается в зонах окисления ряда месторождений Южного Урала (Михайловский прииск, в Баймакском районе), Казахстана и Алтая. Наибольшие скопления кераргирита и других галоидных соединений серебра наблюдались в месторождениях пустыни Атакама (Чили), в Боливии, Мексике и Австралии.

ЭМБОЛИТ — Ag(Cl, Br). Кубич. с. Редкий. Отношение Cl:Br колеблется в широких пределах. По цвету и другим свойствам весьма похож на кераргирит. $N=2.15$. Уд. вес 5.8.

У нас был встречен в Нагольном кряже, в зонах окисления свинцовых месторождений. В больших количествах наблюдался в зонах окисления серебро-свинцовых месторождений Чаньаркильо и других (Чили), Брокен-Хилл, Новый Южный Уэлс (Австралия) и др.

БРОМИРИТ — AgBr. Кубич. с. Редкий. По свойствам похож на кераргирит. Цвет янтарно-желтый до яркожелтого. Блеск алмазный. $N=2.25$. Уд. вес 5.8—6.0. Описан в зонах окисления в месторождениях серебра в Мексике, также в Чили. На Южном Урале встречен в Михайловском прииске.

ИОДОБРОМИТ — Ag(Cl, Br, I). Синоним: иодэмболит. Кубич. с. Редкий. Цвет серно-желтый или зеленовато-желтый. $N=2.20$. Уд. вес 5.71. Встречен в месторождениях Чили, Брокен-Хилл (Австралия) и в других местах.

ИОДИРИТ — AgI. Гексаг. с. Редкий. Искусственно получается также кубическая модификация (при комнатной температуре) со структурой типа ZnS ($a_0=6.47$). Гексагональная модификация из растворов выпадает в том случае, если ионы I присутствуют в избытке. Выше температуры 146° возникает другая кубическая модификация более усложненной структуры ($a_0=5.03$).

Встречается обычно в тонких пластинках или призматических кристаллах, реже в кристаллических агрегатах соломенно-желтого, серно-желтого, желтовато- или зеленовато-серого цвета. Блеск алмазный. Оптически одноосный, положительный. $Ng=2.22$, $Nm=2.18$; $Ng-Nm=0.04$.

Тв. 1—1.5. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 5.6. Плавится при температуре 527°, давая пары иода и королек серебра. Пламя паяльной трубки окрашивает в голубовато-красный цвет. Растворяется в аммиаке. Если зерно иодирита положить на чистую цинковую пластинку и смочить несколькими каплями воды, то она покрывается черным налетом металлического серебра; освобождающийся иод с цинком образует растворимое в воде соединение ZnI_2 .

В виде кристаллов был встречен в месторождении Брокен-Хилл, Новый Южный Уэлс (Австралия). Наблюдался также в зонах окисления Цакатекас (Мексика), Чаньаркильо (Чили), Тонопа, Невада (США) и в других местах.

НАНТОКИТ — CuCl. Кубич. с. Редкий. Кристаллическая решетка типа ZnS. Кристаллики имеют тетраэдрический облик. Обычно наблюдается в сплошных сероватых зернистых массах. Прозрачен и бесцветен. Блеск алмазный. $N=1.93$. Спайность по кубу. Тв. 2—2.5. Уд. вес 3.93. Растворим в воде. Встречен в месторождениях Нантоко (Чили) и Брокен-Хилл, Новый Южный Уэлс (Австралия).

МАРШИТ — SiI. Кубич. с. Редкий. Встречается в мелких кристалликах бурого цвета или налетах. Блеск алмазный. $N=2.34$. Тв. 2.5. Уд. вес 5.5—5.9. Брокен-Хилл, Новый Южный Уэлс (в виде налетов на самородной меди),

КУПРОИОДАРГИРИТ — SiI · AgI. Кубич. с. По свойствам похож на майерсит (см. ниже). Встречен в зоне окисления месторождения Гуантайя (Чили).

МАЙЕРСИТ — SiI · 4AgI. Миерсит. Кубич. с. Кристаллическая решетка типа ZnS. Спайность по додекаэдру. Цвет яркожелтый. Блеск алмазный. $N=2.20$. Тв. 2—3. Хрупок. Уд. вес 5.64. Не растворим в воде. Растворяется в аммиаке. Легко плавится. Брокен-Хилл, Новый Южный Уэлс (Австралия).

КАЛОМЕЛЬ — HgCl. Тетраг. с. Редкая. Hg 85%. Кристаллы мелкие в виде толстых табличек или коротких столбиков, усеченных на концах гранями дипирамиды. Цвет белый, желтовато-серый, иногда коричневатый. Блеск алмазный. Оптически положительная. $Ng=2.65$, $Nm=1.97$; $Ng-Nm=0.68$. Твердость 1—2. Спайность по (100) довольно ясная. Уд. вес 6.4—6.5. В воде не растворяется. П. п. тр. на угле улетучивается без остатка. В трубке с содой дает возгон металлической ртути. Растворяется в царской водке и отчасти в соляной кислоте. В растворе едкого кали чернеет. Как вторичный минерал зоны окисления ртутных месторождений встречается в ассоциации с киноварью и самородной ртутью в Идрие, Крайна (Итальянские Альпы), Альмаден в Испании и в других пунктах.

КОТУНИТ — PbCl₂. Ромбич. с. Редкий. В таблитчатых по (010) или игольчатых вдоль оси *a* кристаллах. Цвет белый с зеленоватым или желтым оттенком. Блеск алмазный. $Ng=2.260$, $Nm=2.217$, $Np=2.199$ (в Na-свете); $Ng-Np=0.061$. Оптически положительный. $2V=67^\circ$. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Мягкий. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 5.84. Легкоплавок. Растворим в горячей воде. Встречен в зоне окисления в Тарапака (Чили), а также на Везувии.

МАТЛОКИТ — PbCl. Тетраг. с. В таблитчатых желтых или зеленоватых кристаллах. Блеск алмазный. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=2.15$, $Np=2.04$; $Ng-Np=0.11$. Иногда двуосен. Тв. 3. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 7.2. Легкоплавок. Растворим в HCl. Встречен в зонах окисления рудных месторождений свинца близ Матлок, Девоншир (Великобритания), Лаврион (Греция), Чальюколь, Тарапака (Чили) и в других пунктах.

ПСЕВДОКОТУНИТ — PbCl₂ · KCl. Ромбич. с. Редкий. В игольчатых кристаллах белого, желтого или зеленовато-белого цвета. Блеск алмазный. N около 2.0. Двупреломление сильное. Удлинение положительное. Угасание прямое. Легкоплавок. Растворяется в горячей воде. Встречен на Везувии.

4. ПРОЧИЕ ХЛОРИДЫ

Здесь объединены редкие малоустойчивые безводные хлориды, главным образом двухвалентных металлов, а также двойные и более сложные соединения. Большинство их установлено в продуктах возгона, распространенных в районах вулканической деятельности.

			a_{rh}	α
Хлоромгнезит	MgCl ₂	Тригон. с.	6.22	33°30'
Лавренсит	FeCl ₂	" "	6.19	33°33'
Скаккит	MnCl ₂	" "	6.20	34°32'
Риннеит	3KCl · NaCl · FeCl ₂	" "	8.40	92°25'
Хлорманкалит	4KCl · FeCl ₂	" "		
Гидрофиллит	KCl · CaCl ₂	Ромбич. с. ?		
Молизит	FeCl ₃	Тригон. с.	6.69	52°30'
Хлоралюминит	AlCl ₃ · 6H ₂ O	" "		
Эритросидерит	2KCl · FeCl ₃ · H ₂ O	Ромбич. с.		
Дугласит	2KCl · FeCl ₃ · 2H ₂ O	Монокл. с.		
Митчерлихит	2KCl · CuCl ₂ · 2H ₂ O	Тетраг. с.		
Антофагастит	CuCl ₂ · 2H ₂ O	Ромбич. с.		

ХЛОРОМАГНЕЗИТ — MgCl₂. Тригон. с. В гексагональных бесцветных пластинках и волокнах. Одноосный, отрицательный. $Nm=1.675$, $Np=1.590$; $Nm-Np=0.085$. Мягкий. Необычайно гигроскопичен и легкоплавок. Встречен в вулканических возгонах на Везувии.

ЛАВРЕНСИТ — FeCl₂. Тригон. с. Содержит никель, иногда в значительных количествах. Цвет зеленоватый. Обнаружен в железном метеорите. Детально не изучен. Искусственное соединение FeCl₂ имеет уд. вес 2.988; растворимо в воде, на воздухе превращается в FeCl₃.

СКАККИТ — MnCl₂. Тригон. с. Был найден в продуктах фумарол на Везувии. Детально не изучен.

РИННЕИТ — 3KCl · NaCl · FeCl₂. Тригон. с. В ромбоэдрических кристаллах бесцветный или бледножелтого, розового, фиолетового цвета. При окислении становится бурым. Оптически одноосный, положительный, иногда с аномальной интерференцией. $Ng=1.589$, $Nm=1.588$ (в Na-свете); $Ng-Nm=0.0008$ (возрастает с повышением температуры). Тв. 3. Спайность по призме. Уд. вес 2.35. Легко плавится. Растворяется в воде. Имеет вязкий вкус. Встречается в соляных залежах в Волькрамсхаузене, Нордхаузене и в других местах Саксонии.

ХЛОРМАНКАЛИТ — 4KCl · FeCl₂. Тригон. с. Цвет желтый. $N=1.59$; $Ng-Np$ очень низкое. Тв. 2.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 2.31. Сильно гигроскопичен. Растворяется в воде. Встречен в продуктах вулканических возгонов на Везувии.

ГИДРОФИЛЛИТ — KCl · CaCl₂. Синоним: хлорокальцит. Первоначально был описан как CaCl₂. Ромбич. с.? В призматических или таблитчатых кристаллах белого цвета. Обычно сдвойникован. $Nm=1.52$ (1.605). Двупреломление очень низкое. Оптически отрицательный. Тв. 2.5—3. Спайность псевдокубическая. Уд. вес 2.2. Встречен на Везувии.

МОЛИЗИТ — FeCl₃. Тригон. с. В коричнево-красных и желтых кристаллических корочках. Легко разлагается. Встречен на Везувии в продуктах фумарол. Искусственный хлорид трехвалентного железа возгоняется при температуре выше 100°.

ХЛОРАЛЮМИНИТ — AlCl₃ · 6H₂O. Тригон. с. В бесцветных или белых массах. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.6$; $Nm-Np=0.053$. Чрезвычайно гигроскопичен. Растворяется в воде. Встречен в продуктах фумарол.

ЭРИТРОСИДЕРИТ — 2KCl · FeCl₃ · H₂O. Ромбич. с. В таблитчатых или псевдооктаэдрических кристаллах красного цвета. $Nm=1.75$. Двупреломление высокое. Оптически положительный. Дисперсия осей сильная; $r < v$. $NgNp=(001)$; $Np=a$. Уд. вес 2.32. Сильно гигроскопичен. Найден на Везувии и Этне в продуктах возгонов.

ДУГЛАСИТ — 2KCl · FeCl₂ · 2H₂O. Монокл. с. В мелких кристалликах синеваато-зеленого цвета. Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.500$, $Nm=1.488$; $Ng-Nm=0.012$. Необычайно гигроскопичен; на воздухе распыляется. Уд. вес 2.1. Встречен с карналлитом в соленосных отложениях в Стассфуртском месторождении (Германия).

МИТЧЕРЛИХИТ — 2KCl · CuCl₂ · 2H₂O. Тетраг. с. $a_0=7.45$, $c_0=7.88$. В мелких кристалликах зеленовато-синего цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.637$, $Np=1.615$; $Nm-Np=0.022$. Уд. вес 2.418. Найден в продуктах возгонов в кратере Везувия.

АНТОФАГАСТИТ — $\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Обычно в виде выцветов синева-зеленого цвета. Блеск стеклянный. $N_g=1.745$, $N_m=1.685$, $N_p=1.646$; $N_g-N_p=0.099$. $NgNp=(001)$; $Ng=a$. Тв. 2.5. Спайность по (110) совершенная и по (001) средняя. Уд. вес 2.4. Легко растворим в воде. П. п. тр. легко плавится, окрашивая пламя в зеленый цвет. В ассоциации с бандилитом — $\text{Cu}_2\text{B}_2\text{O}_4 \cdot \text{CuCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и атакамитом — $\text{CuCl}_2 \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_2$ встречен в зоне окисления в Калама, Антофагаста (Чили).

5. ОКСИГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Здесь мы рассмотрим довольно различные по химической конституции минералы, представляющие собой как бы соединения хлоридов металлов с их оксидами или гидратами, т. е. такие соединения, в которых часть анионов галоидов заменяется анионами: O^{2-} , $[\text{OH}]^-$, иногда $[\text{CO}_3]^{2-}$, $[\text{JO}_3]^-$. Некоторые из них являются водными галогенидами, т. е. содержащими также H_2O .

Мы не будем разбивать их на отдельные группы, а расположим их в определенном порядке по катионам, причем включим сюда и некоторые такие соединения, которые хотя и являются оксигалогенидами, но по своему составу находятся ближе к оксидам и гидроокислам, чем к галогенидам.

Кёненит	$2\text{MgCl}_2 \cdot 3\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$	Тригон. с.?
Цирклерит	$9\text{FeCl}_2 \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Кемпит	$\text{MnCl}_2 \cdot 3\text{Mn}(\text{OH})_2$?
Меланоталлит	$\text{CuCl}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$?
Гидромеланоталлит	$\text{CuCl}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$?
Ателит	$\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{Cu}(\text{OH})_2?$?
Атакамит	$\text{CuCl}_2 \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_2$	Ромбич. с.
Таллингит	$\text{CuCl}_2 \cdot 4\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}?$?
Перцилит	$\text{PbCl}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$	Тетраг. с.
Куменгит	$5\text{PbCl}_2 \cdot 5\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$	" "
Болеит	$5\text{PbCl}_2 \cdot 4\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot \text{AgCl} \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$	" "
Псевдоболеит	$5\text{PbCl}_2 \cdot 4\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 2.5\text{H}_2\text{O}$	" "
Диаболеит	$2\text{Pb}(\text{OH})\text{Cl} \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$	" "
Хлороксифит	$\text{PbCl}_2 \cdot 2\text{PbO} \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$	Монокл. с.
Мендипит	$\text{PbCl}_2 \cdot 2\text{PbO}$	Ромбич. с.
Лореттоит	$\text{PbCl}_2 \cdot 6\text{PbO}$	Тетраг. с.
Шварцбергерит ¹	$3\text{PbCl}_2 \cdot 6\text{PbO} \cdot \text{Pb}[\text{JO}_3]_2$	Псевдотетр.
Пенфильдит	$3\text{PbCl}_2 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$	Гексаг. с.
Фидлерит	$2\text{PbCl}_2 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$	Монокл. с.
Лаврионит	$\text{PbCl}_2 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$	Ромбич. с.
Паралаврионит	$\text{PbCl}_2 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$	Монокл. с.
Фосгенит ²	$\text{PbCl}_2 \cdot \text{PbCO}_3$	Тетраг. с.
Эглестонит	$3\text{HgCl}_2 \cdot \text{HgO}?$	Кубич. с.
Терлингваит	$\text{HgCl}_2 \cdot \text{HgO}$	Монокл. с.
Клейнит	$\text{HgCl}_2 \cdot 3\text{HgO}?$	Псевдогекс.
Мозезит	$\text{HgCl}_2 \cdot 3\text{HgO}?$	Кубич. с.
Добрент	BiOCl	Тетраг. с.

КЕНЕНИТ — $2\text{MgCl}_2 \cdot 3\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$ Тригон. с.? Очень редкий. В листоватых массах красного цвета (благодаря механической примеси Fe_2O_3). Оптически одноосный, положительный. $N_g=1.55$, $N_m=1.52$; $N_g-N_p=0.03$. Очень мягкий. Спайность слюдоподобная по (0001). Уд. вес 1.98—2.0. Разлагается водой без изменения формы (остаток состоит из гидрата Al). Встречен в соляной залежи с карналлитом и другими минералами в Фольприхаузене, Ганновер (Германия).

¹ Описан в разделе иодатов, см. стр. 492.

² Описан в разделе кислородных солей, см. стр. 534.

ЦИРКЛЕРИТ — $9\text{FeCl}_2 \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Тригон. с. Очень редкий. В светлосерых массах. Оптически одноосный, положительный. N около 1.55. Двупреломление низкое. Тв. 3.5. Спайность по ромбоэдру. Уд. вес 2.6. Встречен в соляных залежах в районах Ганновера (Германия).

КЕМПИТ — $\text{MnCl}_2 \cdot 3\text{Mn}(\text{OH})_2$. По составу должен быть скорее отнесен к гидратам. Ромбич. с. Очень редкий. В призматических кристаллах изумрудно-зеленого цвета. $N_g=1.698$, $N_m=1.695$, $N_p=1.684$; $N_g-N_p=0.014$. Оптически отрицательный. $2V$ средний. $NgNp=(010)$; $Np=c$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.94. Найден в ассоциации с пирокситом — $\text{Mn}(\text{OH})_2$, гаусманитом и другими минералами марганца около Сав-Хозе, Санта Клара в Калифорнии.

МЕЛАНОТАЛЛИТ — $\text{CuCl}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$. Сингония не известна. Наблюдается в сплошных зернистых массах черного цвета в неизменном виде. При изменении обогащается водой и становится зеленым. Другие свойства не изучены. Встречен в продуктах фумарол на Везувии.

ГИДРОМЕЛАНОТАЛЛИТ — $\text{CuCl}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Кубич. с.? Цвет изумрудно-зеленый до желтовато-зеленого. При нагревании до 100° приобретает бурый цвет, но при долгом стоянии на воздухе вновь становится зеленым. Легко растворяется в воде, но предварительно обезвоженный — с большим трудом. Другие свойства не изучены. Найден в продуктах фумарол на Везувии.

АТЕЛИТ — $\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{Cu}(\text{OH})_2?$ Сингония не известна. В виде налетов зеленого цвета наблюдался в продуктах фумарол на Везувии. Судя по парагенезису, образовался за счет тенорита (CuO), очевидно при воздействии на него газообразной HCl . Физические свойства не изучены.

АТАКАМИТ — $\text{CuCl}_2 \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_2$. Назван по месту первоначальной находки в пустыне Атакама в Чили.

Химический состав. Содержание (в %): Cu 59.5, Cl 16.6, H_2O 23.9. Данные химических анализов показывают значительные расхождения с приведенными цифрами.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. $a_0=6.01$, $b_0=9.13$, $c_0=6.84$. Кристаллы имеют призматический облик (фиг. 217) с вертикальной штриховкой. Встречается также в сплошных, почковидных и волокнистых массах.

Цвет атакамита изумрудно-зеленый до черно-зеленого. Черта яблочно-зеленая. Блеск стеклянный сильный. Оптические константы. Минерал оптически отрицательный. $N_g=1.880$, $N_m=1.861$, $N_p=1.831$; $N_g-N_p=0.049$. $2V=-75^\circ$. $NgNp=(100)$; $Np=b$.

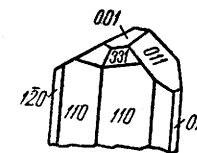
Твердость 3—3.5. Хрупок. Спайность совершенная по (010). Уд. вес 3.7—3.8.

Диагностические признаки. Сравнительно легко узнается по кристаллам. В зернистых же сплошных массах, без данных химических реакций и измерения оптических констант, атакамит трудно отличить от других, похожих на него по внешним признакам соединений меди: брошантита (основного сульфата Cu), малахита (карбоната Cu), фосфатов и др.

П. п. тр. плавится, на угле в восстановительном пламени дает корольек меди. В воде не растворяется. Легко растворим в кислотах.

Происхождение. Образуется в зонах окисления медных месторождений в засушливых местностях наряду с другими вторичными соединениями меди: купритом, малахитом, азуридом и др. Иногда подвергается замещению малахитом.

Месторождения. В СССР, как минералогическая редкость, был встречен в мощной древней зоне окисления Меднорудянского месторождения, известного по большим добытым из него массам поделочного малахита, и Турьинских рудников (на Северном Урале), где были обнаружены псевдоморфозы малахита по атакамитам, а также в отдельных месторождениях Казахстана и Алтая.



Фиг. 217. Кристалл атакамита

В больших массах он наблюдался в иностранных месторождениях Альгодонбай (Боливия), Копиапо и Санта-Роза (Чили) и др. Прекрасные друзы хорошо образованных крупных кристаллов атакамита встречались в месторождении Бурра-Бурра (Австралия).

ТАЛЛИНГИТ — $\text{CuCl}_2 \cdot 4\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$? Сингония не известна. Наблюдался в виде корок синего или зеленовато-голубого цвета. Тв. 3. Уд. вес 3.5. В руднике Ботгалак, Корнуолл (Англия).

ПЕРЦИЛИТ — $\text{PbCl}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$. Тетраг. с. Псевдокубич. Наблюдался в кубических кристалликах небесно-голубого цвета. Блеск алмазный. Оптически изотропный. $N=2.05$. Тв. 2. Спайность по «кубу». Уд. вес 5.25 (в ряде справочников приводится четверная цифра — 2.25). Очень легко плавится. Растворяется в HNO_3 . Встречается в зонах окисления свинцово-цинковых месторождений, например: Караколес, Антофагаста и другие (Чили), Соноре (Мексика), Брокен-Хилл (Австралия) и др.

КУМЕНГИТ — $5\text{PbCl}_2 \cdot 5\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$. Тетраг. с. $a_0=15.17$, $c_0=24.15$; $z=8$. Очень редкий. Цвет яркосиний. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=2.041$, $Np=1.926$; $Nm-Np=0.115$. Тв. 2.5. Спайность ясная по (101) и несовершенная по призме (110). Уд. вес 4.67—4.88. Легкоплавко. Растворим в HNO_3 . Встречен в виде наростных образований на болейте в месторождении Болео, полуостров Калифорния (Мексика). От болейта отличается более яркой окраской.

БОЛЕИТ — $5\text{PbCl}_2 \cdot 4\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot \text{AgCl} \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$. Тетраг. с. $a_0=15.4$, $c_0=62.0$; $z=24$. Редкий. Кристаллы псевдокубические. Цвет индигово-синий. Блеск алмазный. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=2.04-2.09$, $Np=2.03$; $Nm-Np=0.02$. Тв. 2.5. Спайность совершенная по (001) и ясная по (101). Уд. вес 4.8—5.1. В ассоциации с куменгитом, псевдоболейтом и другими минералами меди и свинца встречен в Болео, Калифорния (Мексика), около Гуантайя, Тарапака, и у Чальюкольо, Антофагаста (Чили) и в других местах.

ПСЕВДОБОЛЕИТ — $5\text{PbCl}_2 \cdot 4\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 2.5\text{H}_2\text{O}$. Тетраг. с. По кристаллической решетке несколько отличается от болейта. $a_0=15.4$, $c_0=31.2$; $z=12$. Установлен в параллельном срастании с болейтом и куменгитом. Цвет индигово-синий. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=2.03$, $Np=2.00$; $Nm-Np=0.038$. Тв. 2.5. Спайность совершенная по (001) и ясная по (101). Уд. вес 4.85. Встречен в Болео, Калифорния (Мексика).

ДИАБОЛЕИТ — $2\text{Pb}(\text{OH})\text{Cl} \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$. Тетраг. с. Редкий. В таблитчатых или пирамидальных кристаллах яркоголубого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $N=1.98$. Тв. 2.5. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 6.41. Легко плавится. Растворяется в HNO_3 . Встречен в ассоциации с хлороксифитом в Хайер Питтс, Мендип-Хилл (Англия).

ХЛОРОКСИФИТ — $\text{PbCl}_2 \cdot 2\text{PbO} \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$. Монокл. с. Очень редкий. В таблитчатых по (011) и вытянутых по оси b кристаллах. Цвет бледный оливково-зеленый. Блеск алмазный. Показатели преломления высокие (точно не определены). $NgNp$ перпендикулярна к (010); Np близка к оси c . Тв. 2.5. Спайность совершенная по (001) и ясная по (100). Уд. вес 6.76. Легко плавится. Растворяется в HNO_3 . Найден в мандипите (см. ниже) из Хайер Питтс, Мендип-Хилл (Англия).

МЕНДИПИТ — $\text{PbCl}_2 \cdot 2\text{PbO}$. Ромбич. с. Редкий. В волокнистых или шестоватых, иногда радиально-лучистых массах белого цвета. Блеск алмазный. $Ng=2.31$, $Nm=2.27$, $Np=2.24$; $Ng-Np=0.07$. Оптически положительный. $2V$ около 90° . Ng параллельна удлинению (c); $Np=a$. Тв. 2.5—3. Спайность по (100) и (010) ясная. Уд. вес 7.1—7.3. Легкоплавко. Растворим в HNO_3 . Встречен на горе Мендип, Сёмерсетшир (Англия) и около Брилона, Вестфалия (Германия).

ЛОРЕТТОИТ — $\text{PbCl}_2 \cdot 6\text{PbO}$. Тетраг. с. Очень редкий. В сплошных массах медово-желтого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. Блеск алмазный. $Nm=2.35-2.40$, $Np=2.33-2.37$; $Ng-Np=0.02-0.03$. Тв. 3. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 7.5. Легко плавится. Растворяется в HCl . Встречен в Лоретто, Тенесси (США).

ПЕНФИЛЬДИТ — $3\text{PbCl}_2 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$. Гексаг. с. В призматических бесцветных кристаллах. Оптически одноосный, положительный. $Ng=2.21$, $Nm=2.13$; $Ng-Np=0.08$. В ассоциации с фидлеритом (см. ниже) найден в древних выветрелых свинцовых шлаках в Лаврионе (Греция).

ФИДЛЕРИТ — $2\text{PbCl}_2 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$. Монокл. с. В мелких таблитчатых бесцветных кристалликах. $Ng=2.12$, $Nm=2.10$, $Np=1.81$; $Ng-Np=0.31$. Оптически двуосный, отрицательный. $NgNp$ перпендикулярна (010); Np с нормалью к (100) образует угол 6° . Тв. 3. Спайность по (100). Уд. вес 5.88. Найден в древних свинцовых шлаках в Лаврионе (Греция).

ЛАВРИОНИТ — $\text{PbCl}_2 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$. Ромбич. с. $a_0=4.05$, $b_0=9.7$, $c_0=7.1$. Встречен в призматических бесцветных кристаллах. Блеск алмазный. $Ng=2.158$, $Nm=2.166$, $Np=2.077$; $Ng-Np=0.081$. Оптически отрицательный. $2V=81^\circ$. $NgNp=(010)$; $Np=a$.

Тв. 3—3.5. Спайность по (100) ясная. Уд. вес 6.24. Легкоплавко. Растворим в HNO_3 . Найден в древних выветрелых шлаках в Лаврионе (Греция).

ПАРАЛАВРИОНИТ — $\text{PbCl}_2 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$. Монокл. с. В таблитчатых по (100) или призматических бесцветных кристаллах. Блеск алмазный. $Ng=2.158$, $Nm=2.116$. Двупреломление высокое. Двойники по (100). Спайность по (001) ясная. Уд. вес 6.05. Вместе с лаврионитом найден в древних свинцовых шлаках в Лаврионе (Греция), а также в Хул Роз, Корнуолл (Англия); фиолетовая разность установлена в Рафаэль, Сьерра Горда (Чили).

ЭГЛЕСТОНИТ (иглстонит) — $3\text{HgCl} \cdot \text{HgO}$? Кубич. с. Очень редкий. В мелких додекаэдрических кристаллах буровато-желтого цвета (на свету постепенно становятся черными). Блеск алмазный. Оптически изотропный. $N=2.49$ (в Li-свете). Тв. 2.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 8.33. П. п. тр. улетучивается. Разлагается в HCl . Найден в Терлингуа, Тексас (США) в ассоциации с каломелью, самородной ртутью, монтроидитом и др.

ТЕРЛИНГУАИТ — $\text{HgCl} \cdot \text{HgO}$. Монокл. с. Очень редкий. В мелких призматических кристалликах с истрихованными гранями. Кристаллы вытянуты по оси b . Цвет серно-желтый, переходящий на свету в оливково-зеленый. Блеск алмазный. $Ng=2.66$, $Nm=2.64$, $Np=2.35$ (в Li-свете); $Ng-Np=0.31$. Оптически отрицательный. $2V=20^\circ$. $NgNp$ перпендикулярна к (010) и (100); $cNm=7^\circ$. Тв. 2.5. Спайность совершенная по (101). Уд. вес 8.7. Встречен в месторождении Терлингуа, Тексас (США) в ассоциации с эглестонитом.

КЛЕЙНИТ — $\text{HgCl}_2 \cdot 3\text{HgO}$? Псевдогексагональный. Гексагональным становится при температуре 160° . Наблюдался в короткопризматических кристалликах желтого или оранжевого цвета. Блеск алмазный. Оптически двуосный, отрицательный. $Ng=2.18$, $Nm=2.16$, $Np=2.16$; $Ng-Np=0.02$. $2V$ мал; дисперсия сильная; $r < c$. При 130° становится оптически одноосным, положительным. $Ng=2.21$, $Nm=2.19$. $Ng-Np=0.02$. Тв. 3.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 7.98. П. п. тр. улетучивается при 260° . Растворим в HCl . Найден в месторождении Терлингуа, Тексас (США).

МОЗЕЗИТ — $\text{HgCl}_2 \cdot 3\text{HgO}$? Содержит NH_4 . Кубич. с. $a_0=9.55$. В октаэдрических кристалликах желтого цвета. Двойники по шпинелевому закону. Блеск алмазный. Оптически изотропный. $N=2.065$. Частично обладает слабым двупреломлением. Тв. около 3. Спайность отсутствует. Уд. вес не известен. Встречен в Терлингуа, Тексас (США).

ДОБРЕИТ — $\text{BiOCl} \cdot \text{BiCl}_3 \cdot \text{Bi}_2\text{O}_3$. Тетраг. с. Структурно близок к матлокиту. $a_0=3.85$, $c_0=7.40$. В скрытокристаллических землистых массах серого цвета. $Nm=1.91$; $Ng-Np=0.01$. Тв. 2. Уд. вес 6.4. Легко плавится. Найден в висмутовом месторождении Тасна (Боливия).

Бисмоклит того же состава, что и добреит, но кристаллический. Тетраг. с. $a_0=3.89$, $c_0=7.37$. Спайность по (001) весьма совершенная. Тв. 2.5. Уд. вес 7.36. Возможно, идентичен с добреитом.

Раздел V. ОКИСЛЫ (ОКСИДЫ)

Общие замечания. Данный раздел обнимает простейшие соединения металлов и металлоидов с кислородом и гидроксидом. Кислородные соли мы будем рассматривать отдельно.

Кислород, как известно, в химических реакциях, совершающихся в земной коре, играет исключительную роль не только в неорганической, но и в органической минералогии. Кислородные соединения, как в виде простых окислов, так и в виде разнообразных кислородных солей, всюду в земной коре резко преобладают. Напомним, что сред-

	1																						
2	3	4	5	6	7	8	9																
He	Li	Be	B	C	N	O	F																
10	11	12	13	14	15	16	17																
Ne	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl																
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35						
Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br						
36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53						
Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ma	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J						
54	55	56	57-71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85						
Xe	Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	Ab						
86	87	88	89	90	91	92																	
Rn	Vi	Ra	Ac	Th	Pa	U																	

Фиг. 218. Элементы, для которых характерны природные окислы и гидроксиды (набраны жирным и полужирным шрифтом)

нее весовое содержание кислорода в земной коре составляет 49.13%.

В простейшие соединения с кислородом в том или ином виде входит около 40 элементов (фиг. 218).

Общее весовое количество свободных окислов в литосфере (за исключением гидросферы и атмосферы) составляет около 17%. Из них на долю одного только кремнезема приходится 12.6%. Окислы и гидроксиды железа составляют 3.9%. Из остальных наибольшее значение имеют окислы и гидроксиды алюминия, марганца, титана и хрома.

В атмосфере из окислов распространены углекислый газ и водяные пары, предел распространения которых находится на высоте 12 км от поверхности земли. В гидросфере, как показывает само название, главной составной частью является вода.

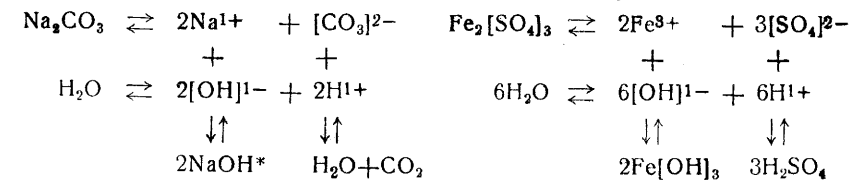
Условия образования и химические особенности соединений. Основная масса разнообразных по составу окислов и гидроксидов сосредоточена в самых верхних частях земной коры — на границе ее с атмосферой, содержащей свободный кислород. Глубина проникновения свободного кислорода в земную кору контролируется в основном уровнем грунтовых вод. Кора выветривания горных пород вместе с зонами окисления рудных месторождений является главной ареной химических реакций, приводящих к новообразованию, среди которых доминирующую роль играют окислы и гидроксиды металлов.

Весьма существенное значение при этом имеют не только свободный кислород воздуха, проникающий с поверхности в земную оболочку, но также дождевые просачивающиеся воды с растворенным в них кислородом и с углекислым газом. Установлено, что в дождевой воде, насыщенной воздухом, на литр воды в среднем приходится 25—30 см³ газа, в составе которого около 30% кислорода, 60% азота и 10% углекислоты. Если мы сравним эти данные с составом воздуха, то увидим, что дождевая вода значительно обогащена кислородом и особенно углекислотой. По мере того, как эта дождевая вода спускается к уровню грунтовых вод, ее окисляющее действие постепенно ослабевает. Свободный кислород по пути просачивания дождевой воды расходуется на окислительные реакции. Особенно сильно этот расход проявляется при окислении сульфидов и им подобных соединений с образованием на первой стадии сернистых, мышьяковокислых и прочих солей.

Сравнительно легко подвергаются окислению также такие кислородные соединения, входящие в состав горных пород и руд, которые в своем составе содержат какие-либо металлы в низших степенях валентности, например Fe²⁺, Mn²⁺, V³⁺ и др. В процессе окисления эти металлы переходят в ионы высших валентностей, вследствие чего силы связей в кристаллических решетках ослабляются. Это в конце концов приводит к полному разрушению окисляющихся кристаллических веществ с образованием новых, как растворимых, так и нерастворимых в воде соединений.

Образующиеся первоначально при этих процессах соли (сульфаты, карбонаты и др.) с той или иной скоростью вступают в реакцию с водой, подвергаясь разложению или, как говорят, гидролизу, в результате чего ряд катионов металлов выпадает в виде трудно растворимых в воде гидроксидов.

Напомним из химии, что чистая вода, состоящая из молекул H₂O, все же содержит часть из них в диссоциированном состоянии, т. е. в виде ионов H⁺ и OH⁻ (правда, в очень незначительном количестве — около 0.000001%). Различные растворимые в воде соли (особенно образованные слабыми основаниями и ангидридами сильных кислот или наоборот) с этими ионами вступают в реакции с образованием гидратов (или основных солей) и свободных кислот. Например:



Если при этом из раствора будут исчезать ионы H⁻ или (OH)¹⁻ путем образования слабо ионизированных соединений, например, нейтральных молекул воды (в первом случае) или неионизированных труднорастворимых соединений, вроде

* Распадается на ионы, но какая-то часть сохраняется в недиссоциированном состоянии.

$\text{Fe}(\text{OH})_3$ (во втором случае), то будет иметь место дополнительная диссоциация воды до тех пор, пока не наступит равновесие или реакция не дойдет до конца. Не удивительно поэтому, что растворы подобных солей в воде не показывают нейтральной реакции. При удалении ионов $(\text{OH})^{1-}$ мы будем наблюдать концентрацию водородных ионов в растворе, причем последний будет иметь кислую реакцию благодаря образованию кислоты, например при гидролизе $\text{Fe}_2[\text{SO}_4]_3$. Наоборот, в примере с Na_2CO_3 образующийся в растворе едкий натр обуславливает щелочную реакцию. В растворах же солей, образованных сильными кислотами и сильными основаниями (например, NaCl), концентрации водородных и гидроксильных ионов, так же как и в чистой воде, одинаковы, т. е. в таких случаях явление гидролиза практически отсутствует и раствор имеет нейтральную реакцию.

Известно, что произведение концентраций ионов воды (C_{H} и C_{OH}) при данной температуре является константой, т. е. постоянной величиной:

$$\frac{C_{\text{H}} \cdot C_{\text{OH}}}{C_{\text{H}_2\text{O}}} = K = 10^{-14} \text{ (при температуре } 20^\circ\text{)}$$

Отсюда для чистой воды $C_{\text{H}} = C_{\text{OH}} = 10^{-7}$ грамм-ионов водорода на литр. Это означает, что точная нейтральность воды или раствора соответствует концентрации водородных ионов, равной 10^{-7} . Для удобства величины этих концентраций выражают в виде рН — отрицательного десятичного логарифма (например для чистой воды рН=7).

При гидролизе солей, образованных сильными кислотами и слабыми основаниями, как мы видели, относительная концентрация водородных ионов в растворе увеличивается (гидроксильные ионы связываются в нерастворимом осадке). Так как произведение концентраций ионов H^{1+} и $(\text{OH})^{1-}$ в каждом водном растворе является постоянной величиной, то естественно, что при увеличении концентрации ионов H^{1+} (т. е. при уменьшении величины рН) концентрация гидроксильных ионов в растворе соответственно падает¹. Например при C_{H} равном 10^{-6} , $C_{\text{OH}} = 10^{-8}$, при C_{H} равном 10^{-5} , $C_{\text{OH}} = 10^{-9}$ и т. д. При гидролизе солей слабых кислот с сильными основаниями наблюдается обратная картина.

Таким образом, растворы с рН меньше 7 являются кислыми, и кислотность их тем больше, чем меньше величина рН. Наоборот, известковистые жесткие воды и морская вода характеризуются слабо щелочными свойствами (рН=7.5—8.0). Более щелочные воды встречаются редко (в частности, в солончаковых почвах пустынь).

В связи с этим важно иметь представление о том, при каких значениях кислотности или щелочности из разбавленных растворов могут выпадать те или иные практически не растворимые гидроокислы и в какой последовательности они могут образовываться в процессе гидролиза солей, возникающих при выветривании в зонах окисления месторождений и горных пород.

Прежде всего следует указать, что гидроксильный ион $(\text{OH})^{1-}$, входящий в состав гидратов, обладает сильно выраженной склонностью к поляризации. А так как степень электролитической диссоциации, т. е. расщепления соединений на ионы, в значительной мере зависит от поляризуемости анионов, то легко догадаться, что более трудно растворимые гидраты должны образоваться в тех случаях, когда в их составе принимают участие сильно поляризующие катионы. Как мы знаем, такими катионами, прежде всего, являются катионы с малыми ионными радиусами и большими зарядами (валентностями). Исходя из соображений координации ионов, мы можем ожидать образования устойчивых гидратов именно для этих катионов. К числу их в первую очередь следует отнести четырехвалентные катионы Si^{4+} , Mn^{4+} , Sn^{4+} , Ti^{4+} (за исключением C^{4+} по причине невозможной координации в силу слишком малого размера катиона), затем трехвалентные катионы Fe^{3+} , Al^{3+} , Mn^{3+} и другие и, наконец, двухвалентные катионы не вполне симметричного строения и катионы типа купро: Fe^{2+} , Mn^{2+} , Cu^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+} , Sn^{2+} , а из двухвалентных легких металлов — Be^{2+} и Mg^{2+} , обладающие наименьшими ионными радиусами. Двухвалентные ионы типа купро в природных условиях образуют двойные соединения в виде основных солей, в состав которых входят гидраты, например $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$, $\text{PbCl}_2 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$ и др.

Как указал В. М. Гольдшмидт, поведение ионов в растворах находится в соответствии с ионными потенциалами Карлледжа, величины которых выражаются отношением заряда к ионному радиусу ($W:R_i$). Приведем список катионов, образующих труднорастворимые гидраты, в виде диаграммы (фиг. 219), в которой эти катионы расположены в порядке валентностей и размеров радиусов ионов. Область катионов, склонных давать гидраты, очерчена с двух сторон жирными линиями.

¹ Практически нас должна интересовать концентрация гидроксильных ионов, поскольку именно с ними связано выпадение из растворов многих минеральных веществ. Следует запомнить мнемоническое правило: чем выше величина рН, тем выше и концентрация гидроксильных ионов.

Сравним между собой величины эквивалентов катионов ряда металлов, по А. Е. Ферману¹, и сопоставим их с известными (правда, не совсем еще полными и точными) данными критических величин рН, при которых они начинают выпадать в виде гидратов из разбавленных водных растворов (табл. 9).

Таблица 9

Эквиваленты катионов и рН растворов при выпадении гидратов

Гидраты	Эквиваленты катионов	рН при выпадении гидратов	Гидраты	Эквиваленты катионов	рН при выпадении гидратов
$\text{Mn}(\text{OH})_2$	$\text{Mn}^{2+} = 2.28$	Около 2	$\text{Zn}(\text{OH})_2$	$\text{Zn}^{2+} = 1.10$	5.2
$\text{Si}(\text{OH})_4$	$\text{Si}^{4+} = 2.15$	Около 2	$\text{Cu}(\text{OH})_2$	$\text{Cu}^{2+} = 1.05$	5.3
$\text{Ti}(\text{OH})_4$	$\text{Ti}^{4+} = 2.10$	—	$\text{Fe}(\text{OH})_2$	$\text{Fe}^{2+} = 1.06$	5.5
$\text{Sn}(\text{OH})_4$	$\text{Sn}^{4+} = 1.98$	—	$\text{Pb}(\text{OH})_2$	$\text{Pb}^{2+} = 0.82$	6.0
$\text{Zr}(\text{OH})_4$	$\text{Zr}^{4+} = 1.96$	Около 2	$\text{Ni}(\text{OH})_2$	$\text{Ni}^{2+} = 1.09$	6.7
$\text{Fe}(\text{OH})_3$	$\text{Fe}^{3+} = 1.72$	2—2.5	$\text{Hg}(\text{OH})_2$	$\text{Hg}^{2+} = 1.05$	7.4
$\text{Al}(\text{OH})_3$	$\text{Al}^{3+} = 1.65$	4.1	$\text{Mn}(\text{OH})_2$	$\text{Mn}^{2+} = 0.97$	8.5—8.8
$\text{Mn}(\text{OH})_3$	$\text{Mn}^{3+} = 1.50$	4—5 (?)	$\text{Mg}(\text{OH})_2$	$\text{Mg}^{2+} = 1.07$	10.5
			$\text{Ca}(\text{OH})_2$	$\text{Ca}^{2+} = 0.85$	> 11

Как можно видеть из приведенных в табл. 9 данных, значения рН в целом вполне соответствуют энергетическим константам катионов. Причины наблюдающихся отклонений не ясны, но, возможно, объясняются неточными данными величин рН или эквивалентов.

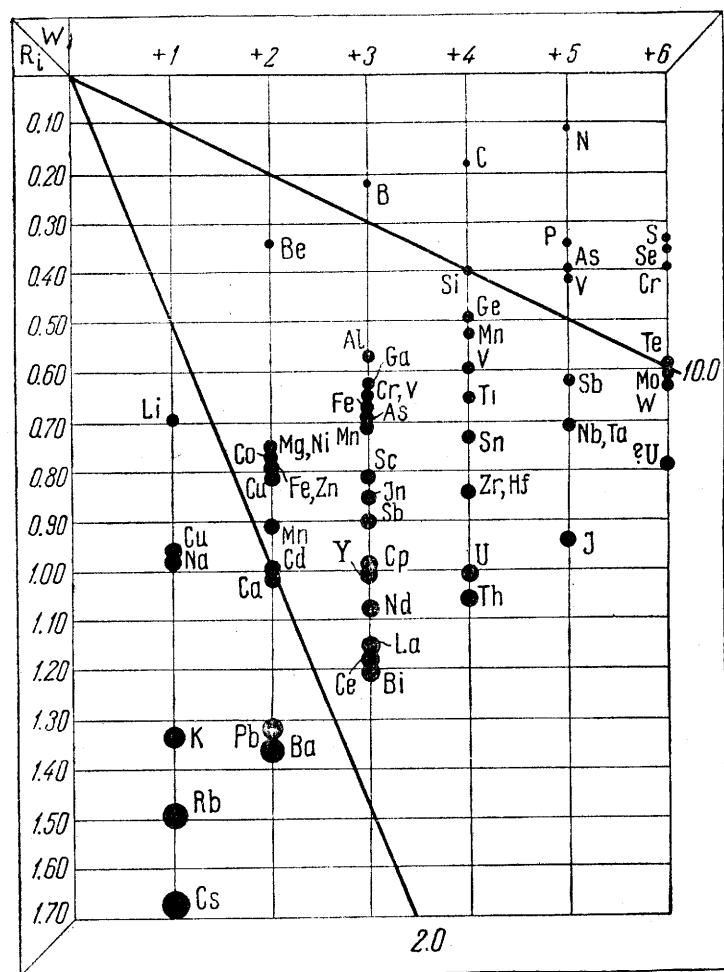
В табл. 9 гидраты расположены в порядке последовательного выпадения по мере усреднения кислых растворов (при рН=2—7), а в дальнейшем — при увеличении их щелочности (рН=7.4—11), т. е. по мере возрастания в растворах концентрации ионов $(\text{OH})^{1-}$. Это означает, что в момент выпадения данного гидрата из раствора (при критическом значении рН) другие, ниже расположенные гидраты металлов устойчивы в растворенном состоянии, пока усреднение кислотности раствора не достигнет критических для них значений рН. Так как в природных поверхностных водах значения рН редко бывают выше 4—5, то естественно, что в коре выветривания чаще всего должны встречаться гидроокислы Mn^{4+} , Si^{4+} , Fe^{3+} , Al^{3+} и Mn^{3+} . Действительно, не говоря уже о зонах окисления рудных месторождений, мы постоянно наблюдаем на поверхности и в трещинах горных пород пленки и примазки коллоидных гидроокислов четырехвалентного марганца, а также скопления гидроокислов железа и экзогенного кремнезема, например в коре выветривания ультраосновных пород или на известняках, и т. д. На примерах мы будем останавливаться при описании минералов. Более растворимые в этих условиях гидраты Zn , Cu , Pb и другие, выпадающие из сильно нейтрализованных поверхностных вод преимущественно в виде основных солей, наблюдаются чаще всего в окисленных рудах, залегающих среди известковистых пород, а также в тех случаях, когда выветривание происходит в условиях жаркого сухого климата. Вообще следует заметить, что, как это установлено экспериментальным путем, электролитическая диссоциация молекул воды при повышении температуры значительно возрастает. Например, при температуре 60° она почти в два раза больше, чем при 0° . Поэтому не удивительно, что в субтропических широтах мы наблюдаем наибольшее развитие самых различных гидроокислов металлов.

Что касается таких элементов, как Fe , Mn , Cr и V , образующих ионы разных степеней валентности, то их поведение в растворах, кроме того, в весьма значительной мере зависит также от потенциала окисления².

¹ Эквиваленты примерно равны половинам ионных потенциалов Карлледжа.

² Так как параллельно с окислением одних химических элементов всегда происходит восстановление других, то этот потенциал обычно называют восстановительно-окислительным потенциалом, употребляя иногда сокращенное слово «редокс» (от слов: reduction — «восстановление» и oxidation — «окисление»). Процесс окисления и восстановления имеет место в каждой реакции, сопровождающейся изменением валентности, причем валентность окисляемого элемента (восстановителя) повышается, а валентность окислителя понижается. К окислителям относятся: кислород, фтор, хлор, бром, азотная кислота и др.; к восстановителям: водород, металлы, углерод, CO , органические вещества, H_2S , SO_2 и др. Восстановительно-окислительный потенциал находится в тесной зависимости от концентрации водородных ионов в растворах: с возрастанием рН он убывает.

Ионы Fe^{2+} и Mn^{2+} в условиях окисляющего действия кислорода воздуха неминуемо превращаются в ионы высших степеней валентности (Fe^{3+} , Mn^{4+}) и выпадают из растворов в виде нерастворимых гидратов. Характерно также то, что в эндогенных процессах минералообразования, совершающихся в основном при пониженных потенциалах окисления, железо и марганец (преимущественно в виде двухвалентных катионов) почти постоянно встречаются вместе, изоморфно замещая друг друга в минералах, тогда как в экзогенных условиях они ведут себя уже различно:



Фиг. 219. Катионы, склонные к образованию гидроокислов (ограничены жирными линиями)

эти элементы, окисляясь до разных высших степеней валентности, образуют не только самостоятельные минералы, но нередко также пространственно разделенные самостоятельные месторождения.

Что касается ионов Cr^{3+} и V^{3+} , образующих при эндогенных процессах трудно-растворимые, инертные окислы в изоморфной смеси с Fe^{3+} и Ti^{3+} , то в процессе окисления они переходят в ионы высших валентностей: Cr^{6+} и V^{5+} , которые, в противоположность Fe , Mn и Ti , дают растворимые в воде, способные к перемещению комплексные анионы $[CrO_4]^{2-}$ и $[VO_4]^{3-}$. На диаграмме (фиг. 219) эти катионы располагаются уже за пределами области катионов, склонных к образованию гидроокислов.

Таковы главнейшие химические особенности гидроокислов элементов, образующихся путем гидролиза солей в зонах окисления рудных месторождений и вообще в коре выветривания гор-

ных пород. Так как большинство из них обладает очень низкой растворимостью в воде, то при интенсивно проявляющихся процессах окисления они очень легко способны давать сильно пересыщенные растворы. Вследствие этого они обычно наблюдаются в виде скрытокристаллических и коллоидных масс.

Другой областью распространения гидроокислов металлов (главным образом железа и марганца) являются некоторые водные бассейны: болотные, озерные и морские. В целом ряде современных пресноводных озер северных областей (Карелия, Финляндия, Швеция, Канада) в прибрежных мелководных участках наблюдаются скопления железо-марганцевых и марганцевых гидроокислов в виде рассеянных конкреций различных размеров и форм: шаровидных, эллипсоидальных, лепешковидных, дископодобных или неправильной формы масс. Они состоят из богатых водой гидроокислов Fe и Mn и почти всегда содержат гумусовые вещества. Рассеянные железо-марганцевые конкреции встречаются и на дне некоторых морей. Однако в современных морях мы нигде не знаем столь мощных месторождений железа и марганца, какие известны в ископаемых прибрежных морских осадках древних геологических периодов. По геологическим данным, источником этих химических осадков должны были служить приносившиеся с суши растворы. Вопрос о том, в каком виде и как переносились растворенные в водах вещества, не ясен.

Если учесть, что сульфаты и бикарбонаты Fe^{2+} и Mn^{2+} в поверхностных водах при доступе кислорода воздуха легко переходят в соли катионов высших степеней валентности и затем, гидролизуясь, образуют труднорастворимые в водах гидроокислы, то трудно было бы представить, чтобы до морских бассейнов могли достигать сколь-нибудь значительные количества этих металлов. Однако установлено, что эти, как и некоторые другие, гидроокислы могут не сразу выпасть в виде осадков (гелей), а под защитным действием органических или других коллоидальных веществ могут сохраниться в виде стабилизированных, т. е. устойчивых коллоидных растворов (золей). В виде таких растворов многие нерастворимые вещества способны переноситься поверхностными и грунтовыми водами на значительные расстояния, пока на пути движения ими не будут встречены условия, благоприятствующие коагуляции, т. е. образованию осаждающихся из раствора гелей. Как известно, коагуляция коллоидных растворов может происходить при встрече с водами, содержащими в определенных количествах те или иные электролиты (легко диссоциирующие на ионы соли), которые нейтрализуют заряды дисперсных фаз.

Концентрация электролитов чаще наблюдается в застойных водах, у поверхности растворяющихся пород (например под наносами в непосредственной близости известняков), в озерных и морских бассейнах, содержащих в значительных количествах растворенные хлориды, сульфаты и другие соли. При длительном процессе выпадения гелей из растворов могут образоваться значительные накопления коагулятов, главным образом в прибрежных участках бассейнов.

Каким бы путем ни образовались гидроокислы, с течением времени, особенно в воздушно-сухой обстановке, они теряют капиллярную и адсорбированную воду с образованием соединений химически связанных гидроксильных групп и даже безводных окислов (Fe_2O_3 , MnO_2 и др.), особенно в областях с резко континентальным климатом. При процессах регионального метаморфизма, протекающих на умеренных глубинах, за счет гидроокислов происходит образование кристаллически-зернистых масс безводных окислов.

Если мы обратимся к вопросу о том, какие вообще элементы в виде безводных простых оксидов образуются при эндогенных процессах минералообразования (магматических, пневматолитовых и гидротермальных), то увидим, что список их в точности отвечает списку тех же катионов, которые склонны при процессах гидролиза солей образовывать нерастворимые в водах гидроокислы (см. фиг. 219). Таковы, например, кварц, рутил (TiO_2), касситерит (SnO_2), корунд (Al_2O_3), гематит (Fe_2O_3), браунит (Mn_2O_3) и многие другие. Двухвалентные катионы, примыкающие к этой главной группе катионов (фиг. 219), гораздо реже встречаются в виде простых безводных оксидов, но характерно, что они довольно часто наблюдаются в виде двойных оксидов (минералы группы шпинели, так называемые титанаты, близкие к ним тантало-ниобаты и др.). Если мы упомянем также о газообразных оксидах углерода и серы (CO_2 и SO_2), а также о воде (H_2O), то этим полностью исчерпаем весь список элементов, относящихся к рассматриваемому нами классу минералов.

Особенности кристаллического строения. Почти все относящиеся к данному разделу соединения обладают кристаллическими структурами, для которых характерна ионная связь между структурными единицами.

В строении кристаллических решеток из анионов принимают участие: O^{2-} (в оксидах) и $(\text{OH})^{1-}$ (в гидроокислах). Размеры ионных радиусов того и другого примерно одинаковы: 1.32 и 1.33 Å (соответственно). Следовательно, все разнообразие структур кристаллов должно находиться главным образом в зависимости от размеров катионов, их зарядов и их поляризационных свойств.

В кристаллических структурах этих соединений катионы всегда находятся в окружении анионов кислорода (или гидроксила), и координационные числа кристаллических решеток являются важной характеристикой этих минералов.

Сопоставляя между собой изученные структуры простых оксидов, мы можем проследить различные варианты координационных чисел, начиная от довольно высококоординационных ионных решеток и кончая молекулярными, правда редкими, решетками, обладающими низкими числами и вандерваальсовской связью структурных единиц. Оксиды двухвалентных металлов, характеризующиеся типичными ионными структурами, кристаллизуются в решетке типа NaCl, т. е. с координационными числами 6 и 6. Лишь оксиды сильно поляризующих ионов с 18-электронной наружной оболочкой показывают структуры с более низкой координацией, например ZnO (4 и 4), а также Cu_2O (4 и 2). Кристаллические структуры оксидов трех- и четырехвалентных металлов, катионы которых имеют меньшие размеры, обладают более низкими координационными числами, падающими в соответствии с приближением ионной связи к гомополярной: Al_2O_3 (6 и 4), UO_2 (8 и 4), TiO_2 (6 и 3), SiO_2 (4 и 2). В соединениях с молекулярными решетками эти числа еще ниже, например для Sb_2O_3 (сенармонтит) — 3 и 2 и для CO_2 (твердой углекислоты) — 2 и 1.

Что касается сложных оксидов, в составе которых участвуют катионы двух различных металлов, то координационные числа для каждого из них могут быть либо одинаковыми, либо различными. Например, для соединения FeTiO_3 (ильменит) оба катиона Fe^{2+} и Ti^{4+} находятся в шестерном окружении анионов кислорода, тогда как для соединений типа перовскита — CaTiO_3 устанавливается другая картина: катионы Ti^{4+} , Nb^{5+} и другие находятся в том же шестерном

окружении, а катионы Ca^{2+} и Na^{1+} , обладающие большими ионными радиусами, имеют координационное число 12. В соединениях типа шпинели — MgAl_2O_4 по рентгенометрическим данным устанавливаются следующие координационные числа: для Mg^{2+} — 4, а для Al^{3+} — 6.

Характерно, что такие двухвалентные катионы, как Mg, Fe, Mn и другие, в простых оксидах RO с решетками типа NaCl имеют координационные числа 6, а в некоторых сложных оксидах (в структурах типа шпинели) — 4; катион Ca^{2+} в простом оксиде CaO имеет координационное число 6, а в решетке типа перовскита — 12.

Список катионов и их координационные числа в изученных кристаллических структурах простых и сложных оксидов приводятся в табл. 10.

Таблица 10

Главнейшие катионы и их координационные числа в природных оксидах	
Координационные числа	Катионы
4	Be^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} , Cu^{+2} , Si^{4+}
6	Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , V^{3+} , Ti^{4+} , Zr^{4+} , Sn^{4+} , Ta^{5+} , Nb^{5+}
8	Zr^{4+} , Th^{4+} , U^{4+}
12	Ca^{2+} , Na^{1+} , Y^{3+} , Ce^{3+} , La^{3+}

Гидроокислы, содержащие гидроксильные группы — $(\text{OH})^{1-}$, например $\text{Mg}(\text{OH})_2$, а также оксиды, содержащие в качестве катиона водород — H^{1+} , например HAlO_2 , по своему строению весьма существенно отличаются от типичных оксидов. На сущности гидроксильной и водородной связей мы специально остановимся во введении к описанию гидроокислов. Здесь лишь укажем, что замена ионов O^{2-} дипольными анионами $(\text{OH})^{1-}$ приводит к образованию типичных слоистых решеток с ионной связью в слоях и вандерваальсовской связью между слоями. При этом снижается симметрия кристаллической решетки. Так, например, MgO кристаллизуется в кубической решетке типа NaCl, тогда как $\text{Mg}(\text{OH})_2$ — в гексагональной слоистой решетке. Точно так же Al_2O_3 кристаллизуется в тригональной сингонии, а $\text{Al}(\text{OH})_3$ — в моноклинной и т. д. Сильно поляризующие катионы типа купро не образуют самостоятельных гидратов, а лишь входят, как было уже упомянуто, в качестве компонентов в состав сложных солей, о которых речь будет идти в следующем разделе.

Наконец, очень важно разобрать относительную степень величины электростатических сил, связывающих катионы с окружающими их анионами O^{2-} и $(\text{OH})^{1-}$ в координированных группах. С этой целью снова обратимся к табл. 10. Катион Be^{2+} , будучи окружен четырьмя анионами кислорода, каждому из них отдает по $1/2$ валентности; катион Mg^{2+} в зависимости от координационного числа (4 и 6) отдает $1/2$ или $1/3$ валентности, Ca^{2+} (12) — $1/6$, Na^{1+} (12) — $1/12$ и т. д. Только для высокозарядных ионов Nb^{5+} и Ta^{5+} мы имеем долю $5/6$ валентности и в единственном случае, для Si^{4+} — 1 (кварц).

Таким образом, отношение $W:n$, т. е. пай валентности, получаемый каждым окружающим кислородным ионом в ионных решетках

окислов, ни в одном случае не превышает 1, как это, наоборот, весьма характерно для комплексных анионов кислородных солей, рассматриваемых в следующем разделе. С этой точки зрения такие сложные окислы, как FeTiO_3 , CaTiO_3 , FeNb_2O_6 и другие, хотя и похожи по химическим формулам на соли, однако по существу имеют мало общего с ними. По физическим и химическим свойствам они бесспорно близки к окислам и в природе встречаются в одинаковых с ними условиях.

Все эти особенности кристаллических структур окислов сказываются и на физических свойствах минералов. Соединения, характеризующиеся ионной связью, обладают прочным кристаллическим строением, в целом несравненно более прочным, чем это наблюдается для галогенидов и сульфидов. В этом проявляется сильное химическое сродство к кислороду металлов, образующих подобные окислы. Прочность кристаллических построек выражается в высокой твердости этих окислов (6, 7, 8 и 9 по шкале Мооса), в высокой химической стойкости, трудноплавкости, очень низкой растворимости и т. д.

Гидраты, обладающие слоистыми кристаллическими решетками, ввиду слабых связей между слоями характеризуются значительно менее прочными решетками. Замечательна их способность легко расщепляться по базальной спайности на тонкие листочки. Твердость гидратов двухвалентных металлов низкая; при замене их катионами трехвалентных металлов она увеличивается и особенно возрастает при наличии в решетках ионных групп $[\text{ОНО}]^{3-}$ (диаспор). На сущности этих групп остановимся при описании минералов.

Окраска минералов также характеризуется своими особенностями. Соединения, в которых участвуют ионы типа благородных газов (Mg^{2+} , Al^{3+} и другие), как правило, бесцветны или имеют аллохроматическую окраску. Однако подавляющее число минералов, в которых роль катионов играют ионы несимметричного строения (Fe , Mn , Cr и др.), интенсивно окрашены в темные цвета. Особенно широко распространены черные окраски. Многие из этих минералов непрозрачны или просвечивают в тонких осколках и шлифах, причем по преимуществу обнаруживают бурые или красные оттенки. В соответствии с этим находятся и полуметаллические блески этих минералов. Явно повышены также и магнитные свойства минералов.

Классификация минералов. Все относящиеся к настоящему разделу минералы принято делить на: 1) безводные окислы и 2) гидроокислы или окислы, содержащие гидроксил и водородные ионы. Мы сохраним это деление, поскольку с кристаллохимической точки зрения оно является вполне оправдываемым¹.

В тех и других, кроме простых соединений, присутствуют двойные или более сложные соединения, выделявшиеся ранее в самостоятельные классы. К числу их принадлежат прежде всего так называемые алюминаты, ферриаты, хроматы и манганиаты, т. е. соединения типа $\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3$. Затем к ним относятся так называемые титанаты, ниобаты и танталаты, т. е. «соли» гипотетических кислот: титановой, ниобиевой и танталовой. Как увидим ниже, рентгенометрические исследования всех этих соединений показали, что их кристаллические структуры не имеют ничего общего с типичными солями кислород-

ных кислот. Наоборот, устанавливаются определенные их черты, тесно сближающие их с окислами.

Итак, в данном разделе мы будем рассматривать два класса соединений:

I класс. Простые и сложные окислы.

II класс. Гидроокислы или окислы, содержащие гидроксил.

I класс. Простые и сложные окислы

К этому классу относятся как простые, так и сложные окислы, не содержащие в своем составе гидроксильных ионов. Сложные окислы нет смысла выделять особо, тем более что по кристаллическому строению они или аналогичны простым окислам, или немногим отличаются от них.

В большинстве своем относящиеся сюда минералы обладают сравнительно простыми кристаллическими решетками. Более сложны лишь кристаллические структуры минералов особо стоящей группы кварца (SiO_2).

Отношения между катионами и анионами кислорода в этих минералах колеблются в пределах от 2:1 (A_2X) до 1:2 (AX_2). В сложных окислах, кроме того, устанавливаются различные соотношения между катионами — обычно 1:1 и 1:2. Лишь для некоторых редких соединений мы наблюдаем более сложную картину соотношений.

По типам химических соединений и особенностям кристаллических строений среди окислов можно выделить следующие группы минералов:

А. Соединения типа A_2X .

1. Группа льда. 2. Группа куприта.

Б. Соединения типа AX .

3. Группа периклаза — цинкита.

В. Соединения типа A_2X_3 и ABX_3 (изоструктурные с A_2X_3) и др.

4. Группа корунда — ильменита. 5. Группа перовскита.

6. Группа пирохлора. 7. Группа браунита. 8. Группа арсенолита.

Г. Соединения типа AB_2X_4 .

9. Группа шпинели.

Д. Соединения типа AX_2 , AB_2X_6 (изоструктурные с AX_2) и др.

10. Группа рутила. 11. Группа фергюсонита — эвксенита — самарскита. 12. Группа уранинита. 13. Прочие сложные окислы.

14. Группа кварца. 15. Группа углекислоты и двуокиси серы.

При описании минералов по педагогическим соображениям мы кое-где допустим перестановку в порядке расположения групп. Из тех же соображений вслед за группой кварца опишем группу опала, а вместе с уранинитом — группу водных окислов урана, химическая конституция которых точно не установлена.

1. ГРУППА ЛЬДА

Как известно, вода в природе находится в трех состояниях: твердом (лед, снег), жидком (дождь, минеральные источники, реки, озера, моря и океаны) и газообразном (водяной пар в атмосфере и вулканических эксгалляциях). По своим свойствам вода стоит особняком среди окислов металлов и металлоидов, так же как и сероводород среди сульфидов. Вода играет огромную роль в химических процессах, совершающихся в земной коре: химические реакции происходят

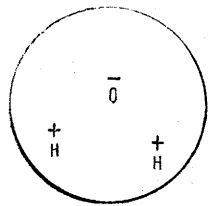
¹ Водных окислов в собственном смысле, т. е. таких, в кристаллические решетки которых входили бы молекулы H_2O , с достоверностью пока не установлено. Для минералов, кристаллические структуры которых еще не расшифрованы, H_2O в химическую формулу вписывается условно. Разумеется, это не относится к тем минералам, которые содержат адсорбированную воду.

главным образом в водных растворах. Без воды, так же как и без кислорода, не мыслимо существование и органической жизни на земле.

Это соединение мы рассмотрим лишь в твердом и жидком состояниях, широко распространенных в природе.

ЛЕД — H_2O . **Химический состав.** О 88,8%, Н 11,2%. Иногда содержит газообразные и твердые механические примеси.

Сингония гексагональная; дигексагонально-пирамидальный в. с. **Кристаллическая структура.** Лед обладает молекулярной решеткой с координационным числом 4. Строение самой молекулы H_2O характеризуется следующей особенностью: протоны H^+ , как ионы, не обладающие собственными электронами и имеющие совершенно ничтожные размеры, внедряются внутрь



Фиг. 220. Строение молекулы H_2O . Протоны H^+ располагаются внутри иона кислорода

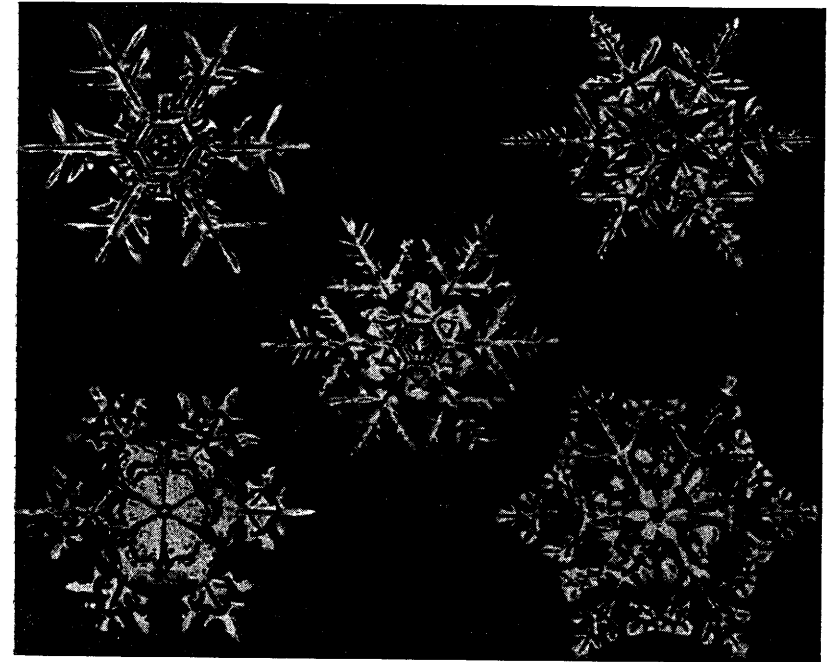
иона кислорода (фиг. 220). Соответственно этому ядро кислорода несколько смещается от центра (на фиг. 220 его положение показано маленьким кружочком). Этим и обуславливается дипольный момент в молекуле H_2O . Модель ее упрощенно можно представить в виде тетраэдра, две вершины которого заряжены положительно, а другие две — отрицательно. В силу этого в структуре льда слабо связанные между собой молекулы H_2O ориентированы таким образом, что положительно заряженные участки одних молекул направлены к отрицательно заряженным участкам других молекул. По общему расположению молекул структура льда аналогична структуре вюрцитита, с той лишь разницей, что места Zn и S заняты H_2O . При таком строении (с низким координационным числом, равным 4) получается далеко не плотная упаковка структурных единиц (остаются большие просветы). Этим и объясняется то, что удельный вес льда ниже, чем удельный вес воды. Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 7,82$, $c_0 = 7,36$. **Облик кристаллов.** Кристаллические образования снежинок, обладающих гексагональной симметрией, чрезвычайно разнообразны по формам шестилучевых фигур роста (фиг. 221). Широко известны также дендриты и узорчатые образования льда. В ледяных пещерах кристаллы льда встречаются в виде правильных шестиугольных пластинок, таблитчатых индивидов и сложных по форме сростков. В горах на высоких плато после морозных ночей нередко приходится наблюдать образование игольчатых кристалликов («ледяных стебельков»), вертикально стоящих на охлажденной почве, часто в виде рыхлых параллельно-шестоватых агрегатов. Эти кристаллики, имеющие иногда облик тончайших шестигранных призм, бывают вытянуты в длину до нескольких сантиметров.

Агрегаты. В сплошных массах нередко наблюдаются кристаллически-зернистые агрегаты (плотный снег, фирн в ледниковых районах). Глетчерный лед состоит из очень крупных, неправильных по форме кристаллических зерен. Всем хорошо известны также натечные формы сосулек, образующихся из переохлажденной воды на теневой стороне крыш при таянии снега, а также в ледяных пещерах (сталактиты и сталагмиты). В граде, выпадающем из туч в грозные периоды, нередко можно наблюдать концентрически-слоистое строение. В морозные осенние утра часто образуются выцветы на земле (иней).

Цвет. Лед бесцветен или слабо окрашен в голубоватый цвет (в больших массах). **Блеск** стеклянный. Оптически положительный. Показатель преломления наименьший (после ферручита) из всех минералов: $N_g = 1,310$, $N_m = 1,309$.

Твердость 1,5. Хрупок. **Спайностью** не обладает. **Уд. вес** 0,917 (меньше, чем у воды). Уменьшение удельного веса при кристаллизации свойственно также металлическому висмуту.

Происхождение. Лед образуется на поверхности водных бассейнов при охлаждении воды. Возникающая вначале ледяная каша смерзается в плавающую корочку, на которой снизу нарастают кристаллические индивиды, вытягивающиеся в вертикальном направлении вдоль шестерных осей симметрии. Снег образуется в холодных областях атмосферы за счет водяного пара. При тех же условиях появляются иней и ледяные узоры на охлажденных предметах. В ледяных пеще-



Фиг. 221. Формы снежинок. По Сигсону

рах с низкой температурой в лед превращаются просачивающиеся по трещинам поверхностные воды.

В районах вечной мерзлоты с суровым климатом, малоснежной продолжительной зимой в зимнее время образуются так называемые «наледи», т. е. ледяные покровы, иногда на огромных по размерам площадях. Речные наледи возникают при полном промерзании реки в мелких местах, в результате чего текущие воды вынуждены искать выхода на поверхность, пропитывая снежные покровы. Другие наледи образуются за счет глубинных вод, выходящих из-под толщ вечной мерзлоты в виде незамерзающих зимой ключей. На происхождении ледников и глетчерных льдов останавливаться не будем.

Месторождения льда общеизвестны. Из ледяных пещер, встречающихся в районах с холодной длинной зимой и коротким летом, отметим известную у нас Кунгурскую пещеру (в Молотовской области), привлекающую многочисленных туристов красотой множества сверкающих на сводах кристаллов. Из ледниковых пещер зарубежных стран наиболее замечательна пещера Добшины (Слова-

кия), в которой свыше 7000 м² покрыто льдом. Общий объем льда составляет 120 000 м³. Ледяные стены достигают 15 м высоты.

Практическое значение. Лед применяется в холодильном деле и для различных целей в быту и технике. В суровых холодных районах, где зимой нет возможности достать воду для питья, последняя получается из мощного речного и озерного льда.

ВОДА — H₂O. По химическому составу и по происхождению среди природных вод различают следующие главные разновидности: 1) морские воды, с растворенными в них хлористыми и сернокислыми солями Na, Mg и др. (около 3.5%); 2) пресные речные и озерные воды; 3) поверхностные дождевые и грунтовые воды; 4) подземные воды; 5) воды минеральных источников, классифицирующиеся по растворенным в них минеральным веществам (углекислые, сероводородные, железистые и пр.). Грунтовые подземные воды, содержащиеся в значительных количествах известковые соли, носят название жестких вод в отличие от мягких, бедных ими.

Физические и химические свойства. Чистая вода, как известно, наибольший удельный вес, равный единице, имеет при 4°. Плотность водяного пара по отношению к воздуху равна 0.62. Критическая температура для чистой H₂O равна 374°; критическое давление 217 ат. Труднолетучие растворенные вещества, взаимодействующие с водой, сильно понижают упругость паров и повышают критическую точку. Критические явления для высокотемпературных магматических вод вряд ли имеют место вообще.

Для воды характерны высокие значения межмолекулярного сцепления, благодаря чему резко выражены капиллярные явления, имеющие важное значение в процессах минералообразования в пористых и рыхлых средах. При повышении температуры, как у всех жидкостей, эта сила сцепления падает и при критической температуре равна нулю.

Следует также упомянуть, что в природных водах в очень небольших количествах установлено присутствие тяжелой воды, содержащей изотоп водорода с атомным весом 2 (дейтерий). Эта вода по физическим свойствам отличается от обычной воды: температура ее замерзания 3.82°, температура кипения при нормальном давлении 101.42°, наибольшая плотность наблюдается при 11.4°; растворимость солей в тяжелой воде меньше, чем в обычной. Она губительно действует на организмы.

Вода является средой и важнейшим агентом химических реакций, происходящих в земной коре. Растворяющая способность воды играет огромную роль в переносе химических соединений элементов в виде истинных или коллоидных растворов (золей) как при эндогенных, так и при экзогенных процессах минералообразования. Испарение ее, так же как и падение температуры, обуславливает выпадение из насыщенных растворов кристаллических осадков. При этом в ряде случаев вода входит в состав кристаллогидратов как кристаллизационная вода, в определенных стехиометрических отношениях.

Электролитическая диссоциация воды на ионы H⁺ и (OH)⁻ играет важную роль в процессах гидролиза растворенных солей с образованием гидроокислов, основных и кислых солей.

В гидрогелях вода является важнейшей составной частью, будучи адсорбированной на поверхности тонкодисперсных коллоидных частиц.

При всех метаморфических процессах вода, как и углекислота, играет роль минерализатора. Даже незначительное ее содержание

в твердых средах способствует процессам перекристаллизации минеральных веществ.

Происхождение. При экзогенных процессах на самой поверхности земли и в атмосфере огромные массы воды находятся в непрерывном круговороте, испаряясь с поверхности морей, океанов и особенно через растительный лесной покров в атмосферу и вновь выпадающая в виде атмосферных осадков. К водам поверхностного происхождения или, как их иногда называют, вадозовым водам относятся почвенные, грунтовые, артезианские и подземные воды, а также многие ключи и минеральные источники.

Значительные количества воды принимают участие и в эндогенных процессах минералообразования. При вулканических извержениях весьма большие массы перегретого водяного пара улетучиваются в атмосферу. При кристаллизации магм в глубинах земли освобождаются также огромные количества воды, насыщенной различными растворенными соединениями. С этими так называемыми ювенильными водами связаны некоторые горячие минеральные источники (в областях сравнительно молодой вулканической деятельности, например в Калифорнии).

При метаморфогенных процессах, особенно на первых стадиях, в связи с дегидратацией богатых водой химических морских и озерных осадков (соляных отложений, осадков гидроокислов кремнезема, глинозема, окиси железа, глинистых и других пород), также происходит освобождение воды в весьма значительных количествах. По всей вероятности, ряд подземных вод и ключей своим происхождением обязан этого рода процессам.

Практическое значение. Огромное значение воды в жизни органического мира и в деятельности человека общеизвестно. Для развития растений почва должна содержать 40—60% влаги. В человеческом теле ее до 70%. Суточное поглощение воды человеком в среднем равно 2.5—3 л. Водные ресурсы широко используются человечеством для самых разнообразных технических целей (в паросиловом хозяйстве, гидроэлектростанциями, в мелиорации, в обогащении руд, в химических производствах, в качестве путей сообщения и т. д.). Многие минеральные источники обладают целебными свойствами. Таковы, например, углекислые источники Нарзана, Аахена, Бадена, Вены и другие, железные источники Железноводска, серные источники Мацесты (на восточном побережье Черного моря) и т. д.

2. ГРУППА КУПРИТА

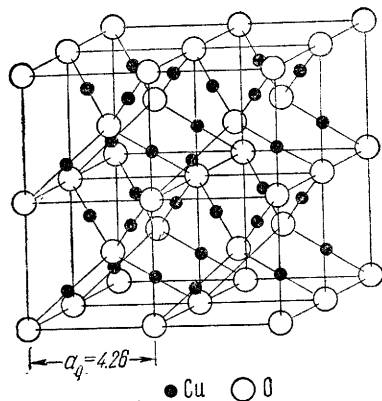
Как уже указывалось, из окислов металлов типа A₂O в природных условиях известен лишь один: куприт — закись меди — Cu₂O. Искусственно в решетке куприта кристаллизуется также Ag₂O, не установленная в природе.

КУПРИТ — Cu₂O. Название происходит от латинского слова купрум — «медь». Синоним: красная медная руда. Так называемая кирпичная медная руда (с примесью гидроокислов железа) и смоляная медная руда (с примесью кремнезема и гидроокислов железа) являются по существу коллоидальными минеральными смесями.

Химический состав. Cu 88.8%, O 11.2%. Очень часто устанавливается в качестве механической примеси самородная медь, а в скрытокристаллических разновидностях — Fe₂O₃, SiO₂ и H₂O.

Сингония кубическая; пентагон-триоктаэдрический в. с. 3L⁴L³6L². **Кристаллическая структура** представлена на фиг. 222. Ионы кисло-

рода образуют центрированный куб; ионы Cu располагаются на диагоналях малых кубов (на половине расстояний между двумя кислородными ионами), но таким образом, что образуют тетраэдры вокруг центральных ионов O. $a_0=4.26$. **Облик кристаллов** октаэдрический (фиг. 223), реже кубический или додекаэдрический. Кристаллы обычно мелкие. Изредка наблюдаются игольчатые или волосистые индивиды. Чаще встречается в сплошных зернистых, иногда землистых (в смеси с посторонними примесями) агрегатах.

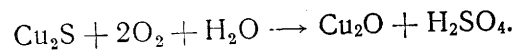


Фиг. 222. Кристаллическая решетка куприта. Показано 8 элементарных ячеек

минералами меди — малахитом, азурином и др. От киновари, прустита и пираргирита отличается по черте (у киновари — яркокрасная, у прустита и пираргирита — красная, зеленеющая при растирании), но главным образом по поведению перед паяльной трубкой.

П. п. тр. на угле чернеет, затем спокойно плавится и в восстановительном пламени дает королек меди. При нагревании в щипчиках окрашивает пламя в слабый зеленый цвет, а после смачивания HCl — в красивый голубой цвет. В азотной кислоте легко растворяется, раствор зеленеет, а от прибавления избытка аммиака становится синим.

Происхождение. Куприт образуется почти исключительно при экзогенных процессах окисления халькозиновых, реже борнитовых руд, распространенных в медных месторождениях в зоне вторичного сульфидного обогащения (ниже уровня грунтовых вод). Масовое развитие куприта может иметь место главным образом в том случае, когда в силу тех или иных причин (в частности при понижении базиса эрозии) происходит понижение уровня грунтовых вод и возникшая до этого зона, богатая халькозином, попадает в сферу окисления. Процесс окисления халькозина при растворении в воде образующейся серной кислоты протекает, очевидно, по следующей реакции:



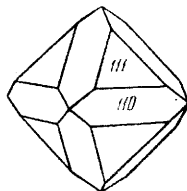
Легко видеть, что в случае недостатка кислорода по этой реакции вместо Cu_2O или наряду с ним будет возникать металлическая медь, которая действительно очень часто наблюдается в образцах куприта (узнается по занозистости в изломе купритовых масс).

Цвет куприта красный до свинцово-серого (в тонкозернистых или скрытокристаллических агрегатах). **Черта** коричнево-красная или буровато-красная (при растирании вторым бисвитом желтеет). **Блеск** кристаллов в изломе алмазный. Иногда куприт полупрозрачен. $N=2.85$.

Твердость 3.5—4. Хрупкий. **Спайность** по {111} несовершенная. **Уд. вес** 5.85—6.15.

Диагностические признаки. Характерными свойствами куприта являются: алмазный блеск, красная черта и особенно парагенезис с самородной медью, иногда с другими вторичными

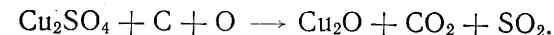
медью, иногда с другими вторичными минералами меди — малахитом, азурином и др. От киновари, прустита и пираргирита отличается по черте (у киновари — яркокрасная, у прустита и пираргирита — красная, зеленеющая при растирании), но главным образом по поведению перед паяльной трубкой.



Фиг. 223. Кристаллы куприта

При окислении железо-медных сульфидов (борнита, халькопирита) обычно возникают нечистые колломорфные разности куприта, содержащие в том или ином количестве гидроокислы железа («кирпичная» или «смоляная медная руда»).

Вместе с самородной медью куприт изредка встречается в некоторых осадочных породах, содержащих растительные остатки. В этих случаях он, по всей вероятности, является продуктом восстановления органическими веществами сульфата закиси меди при доступе кислорода по схеме:



В тех случаях, когда концентрация углекислоты в растворах становится значительной, куприт оказывается неустойчивым. В природе широко распространены псевдоморфозы карбоната меди — малахита по куприту. В более редких случаях он замещается другим карбонатом меди — азурином.

Искусственно легко получается в кристаллах при восстановлении солей меди в щелочных растворах и при нагревании на воздухе. Наблюдается в шлаках, получаемых при рафинировании меди.

Практическое значение. Куприт является одной из самых лучших медных руд; в далекие времена купритовые руды вместе с самородной медью, очевидно, представляли собой важнейшие объекты эксплуатации. В настоящее время куприт в значительных массах встречается сравнительно редко.

Месторождения. В больших количествах и в хорошо образованных кристаллах встречался в Гумешевском, Меднорудянском и Турьинских рудниках на Урале, а также в ряде месторождений Алтая и в других местах в ассоциации с малахитом, азурином, гидроокислами железа и пр. Из зарубежных месторождений пользовались известностью месторождение Шесси близ Лиона, где встречались кристаллы до 2—3 см в поперечнике, и многие другие.

3. ГРУППА ПЕРИКЛАЗА — ЦИНКИТА

К этой группе принадлежит ряд сравнительно редко встречающихся минералов, представляющих собой окислы типа AX:

		a_0	c_0	Уд. вес
Периклаз	MgO Кубич. с.	4.203		3.56
Бунзенин	NiO " "	4.171		6.89
Иоцит	FeO " "	4.28		
Манганозит	MnO " "	4.436		5.36
Монтепонит	CdO " "	4.689		8.2
Известь	CaO " "	4.797*		3.3
Бромеллит	BeO Гексаг. с.	2.68	4.36	3.01
Цинкит	ZnO " "	3.258	5.239	5.16

Чтобы не создавать новых групп, здесь же рассмотрим:

		a_0	b_0	c_0	β
Тенорит	CuO Монокл. с.	4.693	3.410	5.108	99°29'
Парамелаконит	CuO Тетраг. с.	5.83		9.88	
Палладит	PdO " "	3.029		5.314*	
Монтроидит	HgO Ромбич. с.	3.296	3.513	5.504	
Массикот	PbO " "	5.459	4.723	5.859	
Глет	PbO Тетраг. с.	3.986		5.011	
Сурик	Pb ₃ O ₄ ?				

* Для искусственного соединения.

ПЕРИКЛАЗ — MgO . Кубич. с. Редкий. Иногда содержит примеси Fe, Mn и Zn. Кристаллическая решетка типа NaCl. Встречается в кубических и октаэдрических кристаллах и неправильной формы зернах. Цвет серовато-белый, желтый, черный, темнозеленый. Блеск стеклянный. Прозрачен. $N=1.73$. Тв. 5.5. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 3.5—3.6.

Встречается в контактово-пневматолитовых образованиях среди известняков на горе Сомме, на Везувии в ассоциации с форстеритом — Mg_2SiO_4 , магнетитом, а также в доломитах в марганцевых месторождениях Нордмарк (Швеция), в месторождении Крестмор, Калифорния (США) в контактовых образованиях (содержит мельчайшие ориентированные кристаллики магнетита) и в других местах.

Образуется при высоких температурах при недостатке SiO_2 , Al_2O_3 и H_2O . В противном случае возникают силикаты магния, шпинели или брусит. Легко изменяется в брусит и гидромагнетит.

БУНЗЕНИТ — NiO . Кубич. с. Очень редкий. Кристаллическая решетка типа NaCl. Кристаллизуется в октаэдрах. Цвет зеленый до буровато-черного. Блеск алмазный. $N=2.18$. Тв. 5.5. Уд. вес 6.9. Не плавится. В кислотах почти не растворяется. Встречен вместе с никелевыми минералами и самородным висмутом в урановых жилах Иоганнсгеоргенштадта (Саксония) в зоне окисления.

ИОЦИТ — FeO . Кубич. с. Очень редкий. Кристаллическая решетка типа NaCl. Встречен в виде черных кристаллов в железистых лавах Везувия.

МАНГАНОЗИТ — MnO . Кубич. с. Редкий. Кристаллическая решетка типа NaCl. Наблюдался в октаэдрах и зернистых массах в контактово-метасоматических месторождениях марганцевых руд. Цвет изумрудно-зеленый. Быстро окисляется и чернеет. Блеск алмазный. $N=2.16$. Тв. 5—6. Спайность по кубу. Уд. вес 5.36. Образуется при высоких температурах в резко восстановительных условиях при недостатке SiO_2 . Встречается в марганцевых месторождениях Лонгбан и Нордмарк (Швеция), Франклин в Нью-Джерси (США) с цинкитом и в других местах. Наблюдается также в марганцевых шлаках, богатых тефроитом (Mn_2SiO_4).

МОНТЕПОНИТ — CdO . Кубич. с. Очень редкий. Цвет черный. Просвечивает. Блеск полуметаллический. $N=2.49$ (в Li-свете). Тв. 3. Уд. вес 8.1—8.2. Встречается в виде черных блестящих налетов на каламине в Генарутте, Монте Пони (Сардиния).

ИЗВЕСТЬ — CaO . Кубич. с. Очень редкая. Имеются указания на находки этого минерала в известковистых породах, включенных в лавы Везувия. Минерал очень неустойчив. Искусственно полученная известь кристаллизуется в кубической сингонии с удельным весом 3.3, твердостью 3.5 и $N=1.838$.

БРОМЕЛЛИТ — BeO . Гексаг. с.; дигексагонально-пирамидальный в с. Кристаллическая решетка типа вюртцита. Содержание Be 36.0%. Очень редкий. Кристаллы имеют призматический облик. Цвет белый. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $Ng=1.733$, $Nm=1.719$; $Ng-Np=0.014$. Тв. 9. Спайность по (1010) заметная. Уд. вес 3.02. П. п. тр. не плавится. Медленно растворяется в HCl (конц.), быстрее в H_2SO_4 (конц.).

Встречен в виде мелких кристаллов в кальцитовых жилах и богатых гематитом скарпах в марганцевом месторождении Лонгбан в Швеции в ассоциации с сведенборгитом, рихтеритом и манганофилитом.

ЦИНКИТ — ZnO . Гексаг. с. Редкий. Zn 80.3%. Кристаллическая структура типа вюртцита. Наблюдался в виде вкрапленных зерен и сплошных масс оранжево-желтого или темнокрасного цвета. Черта оранжево-желтая. Блеск алмазный. Оптически положительный. $Ng=2.029$, $Nm=2.013$; $Ng-Nm=0.016$. Тв. 4. Спайность по (1010) средняя. Уд. вес 5.66. П. п. тр. не плавится. В кислотах растворяется. Обладает детекторными свойствами.

В значительных скоплениях встречается в известном контактово-метасоматическом месторождении Франклин, Нью-Джерси (США) в ассоциации с вилемитом, франклинитом в кальцитовых массах. Кристаллы очень редки и наблюдаются только в более поздних кальцитовых жилах. Указывался также в свинцово-цинковом месторождении Олькуш (Польша), близ Саравецца, Тоскана (Италия), близ Патерна, Альмерия (Испания), Хизлевуд (Тасмания).

ТЕНОРИТ — SnO . Синоним: мелаконит (массивная разновидность). Монокл. с. Редкий. Sn 79.9%. Наблюдается обычно в виде тонкочешуйчатых или землистых агрегатов черного или серовато-черного цвета. Черта серовато-черная. Блеск полуметаллический. В полированных шлифах сильно анизотропен. Тв. 3.5. Хрупкий. Уд. вес 5.8—6.4. П. п. тр. не плавится. В кислотах легко растворяется.

Встречается в зонах окисления медносульфидных месторождений в ассоциации с купритом, лимонитом, хризоколой, малахитом, гидроокислами марганца и другими гипергенными минералами. На Урале был описан в районе Турьинских медных рудников (Северный Урал), в Меднорудянском месторождении (Нижний Тагил). В больших количествах наблюдался в медных месторождениях в штате Мичиган (США) в районе Верхнего озера, в месторождениях пустыни Атакама (Чили), Рио Тинто, Гуэльва (Испания), Яхимов (Чехословакия), Оравица и Рецбанья (Венгрия)

и в других местах. В тонких чешуйках на лаве встречается на Везувии и Этне в ассоциации с хлоридами щелочей и меди, очевидно как продукт реакции летучих соединений меди с парами воды в дневной поверхности.

ПАРАМЕЛАКОНИТ — $Cu_{2x}Cu_{1-2x}O_{1-x}$, где $x=0.11$. Тетраг. с. Редкий. Окисел одно- и двухвалентной меди. CuO 78.6%, Cu_2O 21.4%. В толстопризматических кристалликах смоляно-черного цвета. Черта буровато-черная. Непрозрачный. В полированных шлифах сильно анизотропен. Блеск алмазный, полуметаллический. Тв. 4.5. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Уд. вес 6.04. Плавится с трудом. Легко растворим в кислотах. При нагревании около 190° распадается на смесь CuO и Cu_2O . Встречен в Бисби, Аризона (США) в виде мелких кристалликов в парагенезисе с купритом, гётитом, теноритом и малахитом в зоне окисления.

ПАЛЛАДИТ (палладинит) — PdO . Очень редкий. В бурых охристых массах на порпечите (палладистое золото) из Бразилии. Искусственно получается в виде тетрагональных кристалликов с удельным весом 8.70.

МОНТРОИДИТ — HgO . Ромбич. с. Очень редкий. Hg 92.7%. Наблюдался в мелких, богатых гранями кристаллах. Цвет темнооранжевый, красный. Блеск алмазный. Оптически положительный. $Ng=2.65$, $Nm=2.50$, $Np=2.37$; $Ng-Np=0.28$. $2V$ большой. $NgNp=(100)$, $Ng=c$. Тв. 2.5. Спайность весьма совершенная по (010). Уд. вес 11.23. Растворяется в кислотах. Летуч. Встречен в Терлингуа, Техас (США) в кальците с терлингуаитом, самородной ртутью, каломелью и другими минералами.

МАССИКОТ — PbO . Ромбич. с. Встречается в плотных, чешуйчатых или землистых массах желтого или красноватого цвета. Блеск алмазный. Оптически положительный. $Ng=2.71$, $Nm=2.61$, $Np=2.51$ (для Li-света); $Ng-Np=0.20$. $2V$ большой. Nm перпендикулярна (100). Тв. 2. Уд. вес 9.29. Легко плавится. В кислотах растворяется. Встречен как продукт окисления во многих свинцоворудных месторождениях.

ГЛЕТ — PbO . Тетраг. с. При нагревании около 530° переходит в β - PbO (массикот). Редкий. Обычно окаймляет зерна массикота. Цвет лимонно- или оранжево-желтый. Блеск алмазный. Оптически отрицательный. $Nm=2.66$, $Np=2.35$; $Ng-Np=0.31$ (для Li-света). Тв. 2. Уд. вес 9.14. Легко плавится в желтое стекло. Растворим в кислотах. Наблюдался в параморфозах по массикоту. Встречен в Кюкамонга Пик, Калифорния, в районе Минерал-Хилл, Айдао (США) с самородным свинцом и ледгиллитом, в окрестностях Попокатепетл (Мексика) и др.

СУРИК — Pb_3O_4 . Встречается в массивных, землистых и порошковатых массах яркокрасного или буровато-красного цвета. Блеск алмазный, жирный или матовый. Черта оранжево-желтая. Оптически анизотропный. $N=2.42$; $Ng-Np$ низкое (в Li-свете). Тв. 2.5. Уд. вес 8.9—9.2. Легко плавится. Растворяется в кислотах. В очень небольших количествах встречался как продукт разложения галенита или церуссита в Змеиногорском руднике на Алтае, в Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс (Австралия), Джей Галд, Айдао (США) с самородным свинцом и галенитом, Лонгбан (Швеция) с самородным свинцом, Санта Фэ (Мексика), Боланос (там же) с массикотом и церусситом, а также во многих других местах.

4. ГРУППА КОРУНДА — ИЛЬМЕНИТА

Кроме диморфных окислов типа A_2X_3 (Al_2O_3 , Fe_2O_3), сюда, по данным рентгенометрии, следует отнести также сложные (двойные) окислы типа ABX_3 (где $A = Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}$ и $B = Ti$), кристаллизующиеся в решетке типа корунда. Характерно, что Fe_2O_3 с $Fe^{2+}TiO_3$ при высоких температурах образует непрерывный ряд твердых растворов, распадающихся при охлаждении.

Все минералы этой группы кристаллизуются в тригональной сингонии и имеют однотипные кристаллические структуры (тип Al_2O_3). Лишь Fe_2O_3 в природных условиях встречается в двух модификациях: α - Fe_2O_3 — тригональной сингонии и γ - Fe_2O_3 — кубической. Симметрия двойных окислов типа $Fe^{2+}TiO_3$ более низкая по сравнению с простыми окислами типа Fe_2O_3 , так как катионы их не эквивалентны. Образуются они в условиях относительно высоких температур.

С малоустойчивой в природных условиях кубической модификацией γ - Fe_2O_3 , так же как и искусственной γ - Al_2O_3 , по кристаллической структуре сходны сложные окислы типа шпинели — $R^{2+}R_3^{3+}O_4$. Однако эту большую группу весьма устойчивых минералов мы рассмотрим отдельно.

Следует лишь подчеркнуть, что в виде изоморфных примесей соединения типа шпинели способны входить в состав рассматриваемых здесь минералов. В полированных шлифах в ильмените не раз устанавливалось присутствие магнетита в виде продуктов распада твердого раствора, и, в свою очередь, очень часто ильменит и другие ему подобные минералы присутствуют в кристаллах магнетита в виде закономерно ориентированных пластинок, также представляющих продукты распада твердого раствора. Характерно, что в этих сростаниях тройные оси минералов подгруппы ильменита совпадают с тройными осями кубических кристаллов магнетита, а плоскость (0001) с плоскостью (111). То же самое установлено и для сростаний гематита с магнетитом. Кроме того, существует минерал хёгбомит, в котором, согласно расчетам химического состава, несомненно присутствует в твердом растворе некоторое количество шпинели — $MgAl_2O_4$.

			a_{rh}	α	Уд. вес
Корунд	Al_2O_3	Тригон. с.	5.12	55°17'	4.02
Гематит	$\alpha-Fe_2O_3$	" "	5.42	55°17'	5.26
Маггемит	$\gamma-Fe_2O_3$	Кубич. с.			
Ильменит	$Fe \cdot TiO_3$	Тригон. с.	5.52	54°50'	4.72
Гейкилит	$MgTiO_3$	" "	5.54	54°39'	4.05
Манганойльменит	$(Fe^{2+}, Mn^{2+})TiO_3$	" "			
Пирофанит	$Mn^{2+}TiO_3$	" "	5.62	54°16'	4.54
Сенаит	$(Fe^{2+}, Mn^{2+}, Pb)TiO_3$	" "			5.30
Хёгбомит	$MgTiO_3 \cdot Fe_2O_3 \cdot 3MgAl_2O_4?$	" "			3.81

Здесь же рассмотрим родственные по химическому составу, но образующиеся в окислительных средах двойные окислы Fe_2O_3 и TiO_2 :

Псевдобрукит	$2Fe_2O_3 \cdot 3TiO_2$	Ромбич. с.
Аризонит	$Fe_2O_3 \cdot 3TiO_2$	Монокл. с.

Кристаллическая структура типа корунда, изображенная на фиг. 224, кажется очень сложной, но на самом деле имеет простую структурную схему. Кислородные ионы расположены здесь по принципу плотнейшей упаковки (фиг. 225). Между двумя такими слоями в двух третях октаэдрических пустот (т. е. пустот между 6 кислородными анионами) располагаются катионы Al. Таким образом, каждый катион Al находится в шестерном окружении противоположно заряженных ионов. Группы каждых трех кислородных ионов образуют общую грань для двух смежных октаэдров и, следовательно, связаны с двумя катионами Al (фиг. 225), сидящими в центрах этих октаэдров. В свою очередь, каждый кислородный ион находится в четверной координации катионов Al. На фиг. 224 структура схематически изображена в виде групп Al_2O_3 .

Структура гематита ничем не отличается от структуры корунда. Однако для него мы устанавливаем некоторые другие физические свойства: меньшую твердость, меньшую стойкость по отношению к химическим агентам, меньшую термическую стойкость и др. Это отличие свойств, очевидно, связано со свойствами самого иона трехвалентного железа, который, как мы знаем, существенно отличается по строению от иона алюминия.

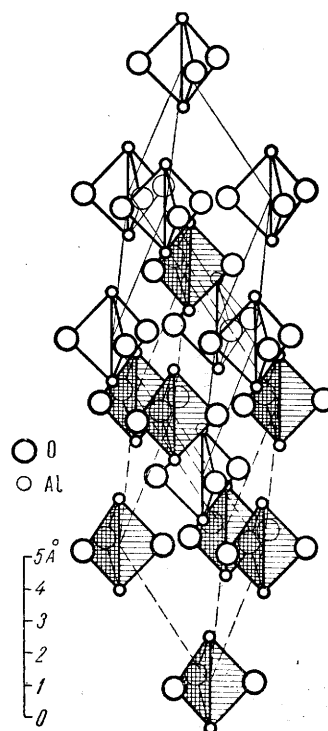
Если мы в структуре корунда каждые два иона Al заменим другими примерно равновеликими, но разными по валентности ионами с сохранением, однако, общего заряда (например, Fe^{2+} и Ti^{4+} или Mg^{2+} и Ti^{4+} и др.), то тип структуры от этого, оказывается, не меняется.

В этом случае мы будем иметь дело с соединением типа $FeTiO_3$, причем ионы Fe и Ti в структуре поочередно занимают места Al (с отношением $Fe : Ti = 1$). Такая замена разнородными ионами ведет к определенным последствиям: прежде всего несколько снижается симметрия кристаллической решетки, затем еще заметнее по сравнению с корундом падают твердость и химическая стойкость.

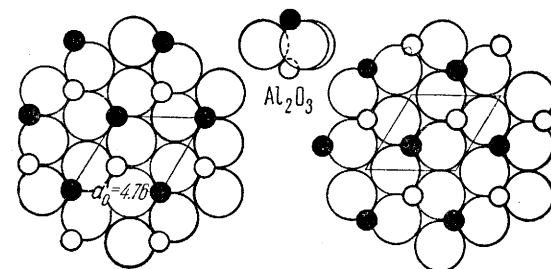
Но если бы мы ионы Al заменили большим ионом Ca^{2+} и Ti^{4+}

(в природе существует минерал перовскит состава $CaTiO_3$), то получили бы совсем другую кристаллическую структуру (кубическую). Поэтому в устойчивых кристаллических решетках типа корунда из двухвалентных металлов могут присутствовать лишь Fe, Mg и Mn (а также Ni и Co).

Необходимо заметить, что до рентгенометрических исследований минералы подгруппы ильменита рассматривались как соли гипотетической титановой кислоты H_2TiO_3 . Как мы знаем, в кристаллических структурах кислородных солей характерно наличие в качестве структурных единиц комплексных анионов, например $[NO_3]^-$,



Фиг. 224. Кристаллическая решетка корунда, изображенная в виде групп Al_2O_3



Фиг. 225. Проекция кристаллической структуры корунда на плоскость (0001)

В гексагональной ячейке ($a_0=4.76$ и $c_0=13.01$) располагается шесть Al-О-слоев один над другим. Вверху показана группа Al_2O_3 . Изображенная здесь структура несколько идеализирована

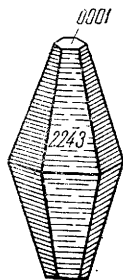
$[CO_3]^{2-}$, $[SO_4]^{2-}$ и др., в которых, как показал В. С. Соболев, отношение величины заряда центрального катиона к числу окружающих анионов кислорода больше 1 (в указанных примерах оно равно 5 : 3, 4 : 3, 6 : 4). В структуре ильменита мы прежде всего не видим групп TiO_3 . Каждый ион Ti^{4+} окружен 8 ионами кислорода, на каждый из которых приходится всего лишь $1/2$ заряда Ti. Следовательно, нет оснований считать, что эти минералы представляют собой соли. Они должны быть отнесены к двойным окислам типа $RO \cdot RO_2$.

КОРУНД — Al_2O_3 . Название минералу дано еще в древней Индии. Для Al_2O_3 известны следующие полиморфные модификации: 1) $\alpha-Al_2O_3$ (корунд) — тригональная, наиболее устойчивая в природных условиях; образуется в широком температурном интервале (500—1500°); 2) $\beta-Al_2O_3$ — гексагональная, устойчивая при очень высоких температурах; превращение $\alpha-Al_2O_3$ в $\beta-Al_2O_3$ происходит при температурах 1500—1800°; эта модификация образуется при очень медленном охлаждении расплава Al_2O_3 ; 3) $\gamma-Al_2O_3$ — кубическая,

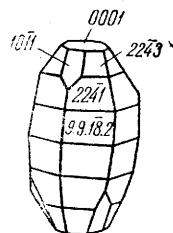
с кристаллической решеткой типа шпинели (так же, как это мы имеем для маггемита); получается искусственно при прокаливании гидрата окиси алюминия (бёмита) при температурах ниже 950°; при более высоких температурах неустойчива — переходит в α - Al_2O_3 .

Химический состав. Al 53.2%, O 46.8%. Кристаллические различия исключительно чисты по составу. Ничтожные примеси Cr обуславливают красную, Fe⁺⁺⁺ — коричневую (в смеси с Mn) и розовую, Ti — синюю, смесь Fe⁺⁺ и Fe⁺⁺⁺ — черную окраску.

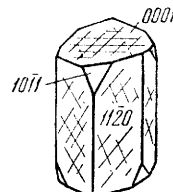
Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3 3L^2 3PC$. **Кристаллическая структура** Al_2O_3 как типовая описана выше (см. фиг. 224 и 225). $a_0 = 4.751$, $c_0 = 12.97$; $z = 2$. **Облик кристаллов.** Обычно наблюдаются довольно хорошо образованные



Фиг. 226. Кристалл корунда с развитием грани дитригональной дипирамиды {2243}



Фиг. 227. Кристалл корунда боченковидной формы



Фиг. 228. Призматический кристалл корунда

боченковидные, столбчатые, пирамидальные и пластинчатые кристаллы, достигающие иногда больших размеров (до дециметров в поперечнике). Наиболее часто встречаются грани дитригональной призмы {1120}, дитригональных дипирамид {2241}, {2243}, ромбоэдра {1011} и пинакоида {0001} (фиг. 226, 227 и 228). Часто грани призм и дипирамид, а также грани пинакоида бывают покрыты кривой штриховкой (фиг. 228). В других случаях наблюдается штриховка в горизонтальном направлении вследствие двойникования по пинакоиду. Корунд обычно бывает вкраплен в породу, но известны месторождения, где он слагает сплошные зернистые массы.

Цвет корунда обычно синевато- или желтовато-серый (для мутных полупрозрачных разновидностей). Встречаются прозрачные кристаллы различной окраски. Разновидности прозрачных драгоценных разновидностей: лейкосапфир — бесцветный, сапфир — синий, рубин — красный, «восточный топаз» — желтый, «восточный аметист» — фиолетовый, «восточный изумруд» — зеленый, «звездчатый корунд» — обладающий астеризмом при рассматривании на свет (в плоскости базопинакоида наблюдается перебегающая при поворотах опалесценция в форме шестилучевой звезды, обусловленная ориентированными микроскопическими включениями механических примесей). **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $N_m = 1.767$, $N_p = 1.759$; $N_m - N_p = 0.008$.

Твердость 9. **Спайность** практически отсутствует. Наблюдается лишь отдельность по пинакоиду, иногда по основному ромбоэдру (вследствие полисинтетического двойникования). **Уд. вес** 3.95—4.10. Температура плавления искусственного корунда 2040°.

Диагностические признаки. Легко узнается по форме кристаллов, штриховке на гранях, часто характерной синевато-серой окраске и

высокой твердости. От похожего на него дистена — Al_2SiO_5 отличается по отсутствию совершенной спайности и по высокой твердости. Рубин от красной шпинели отличим по форме кристаллов, а в неправильных зернах — только под микроскопом.

П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется.

Происхождение. Иногда встречается в богатых глиноземом и бедных кремнеземом глубинных магматических породах — корундовых сиенитах и анортозитах в ассоциации с полевыми шпатами, изредка в других породах (андезитах, базальтах и др.). Известны также корундсодержащие сиенитовые пегматиты, имеющие промышленное значение.

Контактово-пневматолитовые месторождения корунда образуются в кристаллических известняках по соседству с изверженными породами. В них корунд часто бывает представлен драгоценными его разновидностями (рубином, сапфиром и др.). В ряде случаев месторождения корунда возникают в связи с резким воздействием пневматолитических агентов на глиноземистые осадочные и изверженные породы. Корунд в этих случаях ассоциирует с такими минералами, как андалузит, силлиманит, а также рутил, диаспор, гематит и др. Если контактовому метаморфизму подвергаются бокситовые месторождения, образовавшиеся первоначально в результате выветривания или осадочным путем, то в результате изменений образуются так называемые наждаки — обычно мелкозернистые корундовые породы, содержащие, кроме корунда, магнетит, гематит, кварц и другие минералы.

Корундовые породы могут образоваться также в результате регионального метаморфизма вне прямой связи с изверженными породами. Породы при этом превращаются обычно в кристаллические сланцы.

Так как корунд является химически очень устойчивым минералом, то он часто устанавливается в россыпях.

При гидротермальных процессах ранее образовавшийся корунд иногда подвергается гидратации, т. е. превращению в диаспор — HAIO_2 . В поверхностных условиях этого явления не наблюдается, за редкими сомнительными исключениями.

Искусственно корунд получается путем плавления боксита — алюминиевой руды, состоящей главным образом из гидроокислов алюминия. Экспериментально установлено также, что из гидратов Al корунд может быть получен в стальной бомбе под давлением 540 ат при температуре выше 450° в течение 7 часов (В. Нолль).

Практическое значение. Корунд, обладающий высокой твердостью, главное применение находит в качестве абразивного материала. С этой целью из него изготавливаются точильные корундовые круги, диски, наждачные бумаги и порошки («минутники»), используемые в деле шлифования и полировки различных изделий (главным образом в металлообрабатывающей промышленности). Прозрачные окрашенные разновидности употребляются в качестве драгоценных камней в ювелирном деле.

В последнее время в ряде стран, обладающих дешевой электроэнергией, начали готовить искусственный корунд (алунд) путем электроплавки богатых глиноземом пород, в частности бокситов. Искусственный корунд перед естественным обладает преимуществами: чистотой и крупнозернистостью. В специальных печах путем сплавления порошка Al_2O_3 с 2.5% Cr_2O_3 получают рубины, тождественные природным, а с Ti, также с Co — сапфиры.

Месторождения. В СССР наиболее интересное в минералогическом отношении месторождение корунда Семиз-Бугу находится в Баян-Аульском районе Казахстана (в 320 км к юго-западу от г. Павлодара). Гнездообразные тела сложены здесь почти сплошным зернистым корундом темносинего или серого цвета. От вмещающих их кварцитов они отделены зонами андалузитовой породы. С корундом парагенетически связаны мусковит, местами гематит, рутил, диаспор и другие минералы. Ряд месторождений корунда известен на восточном склоне Урала в Кыштымском районе, в верховьях р. Борзовки, в виде корундовых плагиоклазовых жил среди ультраосновных пород, вдоль восточного берега оз. Иртыш, где среди метаморфических пород, в частности мраморов, располагаются линзообразной и неправильной формы тела наждака, содержащего хлоритоиды и сульфиды.

В Ильменских горах (около г. Миасса) корунд встречается в некоторых жилах сиенит-пегматитов, залегающих среди щелочных изверженных пород. Крупные кристаллы корунда здесь ассоциируют с полевыми шпатами и в меньшей степени с биотитом, а также с магнетитом, флюоритом и с другими минералами.

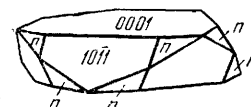
Из иностранных месторождений большой известностью пользуются месторождения драгоценных прозрачных корундов (рубина и сапфира) в Индии в Верхней Бирме (в зоне контакта мраморов с гранитами), в Сиаме (в россыпях, главным образом сапфир) и др. Крупнейшие месторождения наждака находятся на о. Наксос в Греции среди мраморизованных известняков, претерпевших контактовый метаморфизм от гранитной интрузии. В месторождениях Трансваля (Южная Африка) корунд в значительных массах присутствует в полевошпатовых жилах, залегающих среди ультраосновных пород (серпентинитов).

ГЕМАТИТ — γ - Fe_2O_3 . Название происходит от греческого слова гематикос — «красный». В природе известны две полиморфные модификации окиси железа: α - Fe_2O_3 — тригональная, устойчивая и γ - Fe_2O_3 — кубическая, неустойчивая, которую мы рассмотрим отдельно. Синонимы: железный блеск, железная слюдка, красный железняк (плотная скрытокристаллическая разновидность), железная сметана (красная порошковатая разновидность). Мартитом называют псевдоморфозы гематита по магнетиту.

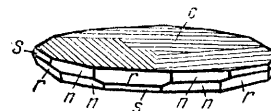
Химический состав. Fe 70.0%, O 30.0%. Иногда в виде изоморфных примесей присутствуют Ti (титангематит) и Mg. В незначительных количествах обнаруживается также вода — гидрогематит, встречающийся обычно в колломорфном виде. В скрытокристаллических плотных массах часто устанавливается присутствие кремнезема и глинозема в виде механических примесей.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3ZL^2PC$. **Кристаллическая структура** α - Fe_2O_3 аналогична структуре корунда (см. фиг. 224). $a_0 = 5.029$, $c_0 = 13.73$; $z = 2$. **Облик кристаллов.** Сравнительно часто встречается в пластинчатых, ромбоэдрических и таблитчатых кристаллах (фиг. 229), образующихся в пустотах. Обычны формы: ромбоэдров $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}4\}$, пинакоида $\{0001\}$, дитригонального скаленоэдра $\{2243\}$ и др. Вследствие образования полисинтетических двойников по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$, плоскости пинакоида, так же как у корунда, бывают покрыты трехугольной штриховкой (фиг. 230), а плоскости ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$ — параллельной диагональной штриховкой. Простые двойники наблюдаются редко, преимущественно по ромбоэдру и также по призме. Известны также оригиналь-

ные скопления слегка искривленных пластинчатых кристаллов, сросшихся по плоскостям, близким к положению пинакоида (так называемые «железные розы», изображенные на фиг. 231). **Агрегаты.** Гематит часто встречается в сплошных плотных скрытокристаллических массах, листоватых или чешуйчатых агрегатах. В зоне выветривания иногда наблюдаются сильно марающие руки тонкие порошковатые массы красного цвета (железная сметана, красная охра). Крупные почкообразные формы с радиально-волоконистым строением носят название «красной стеклянной головы» (см. фиг. 75 на стр. 135). В ряде метаморфизованных осадочных месторождений железа встречаются оолитовые красные железняки. В очень многих случаях тонко-



Фиг. 229. Кристалл гематита $n \{2243\}$



Фиг. 230. Пластинчатый кристалл гематита $c\{0001\}$, $r\{10\bar{1}1\}$, $n\{2243\}$



Фиг. 231. «Железная роза»

распыленная безводная окись железа в отдельных минералах и горных породах окрашивает их в интенсивный красный цвет. Таковы, например, сургучно-красные яшмы (кремнистые породы), розовые и красные мраморы, красные глинистые сланцы, розовый или красный кальцит, кварц и др.

Цвет кристаллических разновидностей гематита железно-черный до стально-серого. В тончайших пластинках он просвечивает густокрасным цветом. Землистые, распыленные разновидности обладают яркочерным цветом. **Черта** вишнево-красная. **Блеск** полуметаллический. Иногда наблюдается синеватая побегалость. Полупрозрачен только в очень тонких пластинках. Оптически отрицательный. $Nm = 3.01$, $Np = 2.78$ (для Li-света). У водосодержащих разновидностей (гидрогематита) коэффициенты преломления снижаются до 2.55—2.45.

Твердость 5.5—6. Хрупок. **Спайность** отсутствует. Характерна грубая отдельность по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. Уд. вес 5.0—5.3.

Диагностические признаки. Гематит довольно легко отличается от похожих на него минералов (ильменита, магнетита, гётита, бурнонита и др.) по вишнево-красной черте, высокой твердости, часто пластинчатым или чешуйчатым агрегатам и по отсутствию магнитности. Магнитные свойства иногда обнаруживаются у мартита и обусловлены уцелевшими от замещения гематитом остатками магнетита или частичным превращением кристаллов гематита в магнетит.

П. п. тр. не плавится. Характерно, что в восстановительном пламени при высокой температуре он становится магнитным (превращается в магнетит). Очень медленно растворим в HCl.

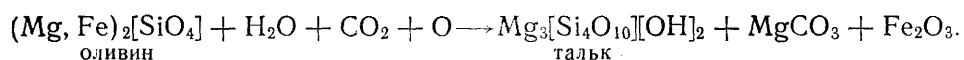
Происхождение. Гематит образуется в окислительных условиях и притом в самых различных генетических типах месторождений и горных пород. Температуры образования могут колебаться в широких пределах, но при высоких температурах он не устойчив.

1. Как составная часть в очень незначительных количествах он присутствует иногда в изверженных породах, преимущественно кислых (в гранитах, сиенитах, андезитах и др.). Сравнительно редко встречается также в пегматитах как минерал, образовавшийся в гидротермальную фазу процесса.

2. В контактово-пневматолитовых образованиях большей частью на границе известняков с кислыми изверженными породами (изредка с диабазами) гематит иногда встречается в значительных скоплениях. Окислительная обстановка, вероятно, создается присутствием CO₂, освобождающейся при реакции летучих соединений железа с карбонатами, слагающими известняки. При позднейшем наложении сернистых эманаций, создающих восстановительные условия, гематит нередко превращается в магнетит. Псевдоморфозы магнетита по пластинчатым кристаллам гематита у нас называют мушкетером. В парагенезисе с гематитом в таких месторождениях наблюдаются: кальцит, кварц, различные силикаты, алюмосиликаты и сульфиды.

3. В некоторых гидротермальных месторождениях гематит встречается в значительных массах в ассоциации с кварцем, баритом, иногда магнетитом, сидеритом, хлоритом и с другими минералами. Явления позднейшего восстановления его до магнетита наблюдаются довольно часто. Однако в других местах устанавливается обратный процесс: превращение магнетита в гематит (процесс мартитизации). Очевидно, эти явления связаны с изменением окислительно-восстановительного потенциала в процессе отложения минералов из гидротермальных растворов.

Гематит в виде вкрапленных кристаллов образуется также при массовом гидротермальном изменении некоторых изверженных горных пород, содержащих железистые силикаты. Таковы, например, случаи превращения ультраосновных магнезиально-железистых горных пород (дунитов, перидотитов и др.) в талько-хлоритовые или талько-карбонатные породы под влиянием гидротерм, содержащих углекислоту. Образование гематита может происходить лишь при условии достаточной концентрации в растворах кислорода или других окислителей по следующей схеме:

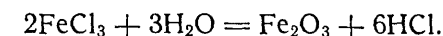


В других случаях наряду с гематитом, или вместо него, образуется магнетит, что, очевидно, свидетельствует о недостатке окисляющих агентов. Сущность реакции сводится к тому, что двухвалентное железо первичных силикатов, окисляясь до трехвалентного, не в состоянии участвовать в кристаллических решетках вновь образующихся гидросиликатов и карбонатов и в силу этого выделяется самостоятельно в виде гематита или магнетита.

4. Как продукт вулканических эксгаляций гематит, обычно в небольших количествах, встречается в виде кристалликов и налетов на стенках кратеров вулканов и в трещинах лав. В 1817 г.

на Везувии в одной из трещин в течение 10 дней таким путем отложилась масса гематита мощностью около 1 м. По всей вероятности, он является результатом разложения летучих хлористых соединений железа.

Еще Гей-Люссак показал, что гематит образуется искусственно при высокой температуре при взаимодействии водяных паров и летучего хлорида железа по реакции:



5. В коре выветривания, в условиях сухого жаркого климата, гематит и гидрогематит возникают в результате дегидратации первоначально образующихся гидроокислов железа. Этот необратимый переход легко доказывается искусственным путем при постепенном обезвоживании гётита. Нередко эти минералы ассоциируют с гидроокислами алюминия — диаспором и бёмитом (в железистых яркокрасных бокситах).

Они широко бывают распространены в продуктах латеритового выветривания железистых горных пород (например на о. Куба), а также в некоторых железных шляпах, образующихся при выветривании пиритовых залежей в условиях жаркого климата. Установлено, что гидрогематит в виде тонкодисперсных масс возникает при разложении ярозита — $\text{KFe} \cdot [\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$, образующегося в зоне окисления за счет пирита. Ближе к поверхности он сменяется более богатым водой «турьитом» (смесью гидрогематита и гидрогётита) и дальше — гидрогётитовыми массами. Возможно, что здесь имеет место процесс гидратации тонкодисперсных образований гидрогематита. Примерно та же картина наблюдается и при окислении залежей сидерита (FeCO₃) в тех же условиях.

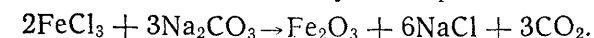
Известны гематито-гидрогематитовые образования натечной формы («красная стеклянная голова»), обладающие концентрически-скорлуповатым строением и занозистым изломом. Отдельные концентрические зоны состоят из радиально-волокнистых масс то гематита, то гидрогематита, иногда гётита. Условия образования их недостаточно изучены. Вероятно они являются продуктом дегидратации аналогичных по форме бурых железняков. В условиях умеренного климата они не образуются.

Наконец, следует указать, что в странах с жарким климатом в верхних зонах магнетитовых месторождений нередко широко проявляется мартитизация, т. е. окисление магнетитовых масс с превращением их в гематитовые массы по реакции $4\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{O}_2 = 6\text{Fe}_2\text{O}_3$.

6. Гидрогематит может образоваться также в морских осадках. Красные илы и глины морского происхождения, по всей вероятности, содержат железо в виде безводной или маловодной окиси железа. Опытами установлено, что в нагретых растворах хлористых солей железо осаждается в виде хлопьевидной Fe₂O₃, а гидрат окиси железа, будучи взмучен в них, подвергается обезвоживанию.

Гематит содержится также в красных прослойках соляных залежей, состоящих из галита (NaCl), сильвина (KCl) и карналлита (KMgCl₃ · 6H₂O). При растворении их в воде остаются нерастворенными мельчайшие пластинчатые кристаллики гематита.

Сенармон экспериментальным путем, продолжительно действуя раствором хлорного железа на углекислый натр в течение 8 дней при нагревании до 160—180°, получал некристаллическую безводную окись железа. Очевидно, имела место следующая реакция:



Тот же эффект получался при действии FeCl_3 на CaCO_3 при высоких температурах.

Любопытно, что бурый гель гидроокиси железа, полученный из раствора FeCl_3 действием аммиака, при старении дает гематитовую кристаллическую фазу, что устанавливается с помощью электрограмм (Вельзер и Миллиган). Если к нагретому золю гидроокиси железа прибавить ничтожное количество фтористого аммония, то получается осадок явно кристаллического гематита (Брунс).

7. При процессах регионального метаморфизма в условиях повышенной температуры и повышенного давления гематит нередко в весьма больших массах возникает за счет осадочных месторождений бурых железняков путем их дегидратации. Таковы, в частности, оолитовые красные железняки, сланцы с железной слюдкой и железистые кварциты, состоящие из прослоек кварцита, перемежающихся с прослойками тонкочешуйчатого плотного гематита. Подобные отложения содержат нередко огромные по размерам гематито-магнетитовые пластовые рудные тела.

Гематит, как высший окисел железа, является химически стойким минералом в зоне окисления. Иногда наблюдаются лишь явления физического выветривания (деагрегации) гематитовых масс с образованием «железной сметаны». Превращение кристаллических разностей его в гидроокислы устанавливается исключительно редко и притом в совершенно особых условиях и в очень незначительном масштабе. В ряде случаев в трещинах среди сплошных гематитовых масс, например в Центральном Казахстане, устанавливается парагенезис новообразований бурых гидроокислов железа с гипсом и баритом поверхностного происхождения, что дает основание предполагать, что разложение гематита в этих случаях происходит путем воздействия на гематит сильных кислот и последующего гидролиза образовавшихся солей трехвалентного железа.

Практическое значение. Гематитовые руды принадлежат к числу важнейших железных руд, из которых выплавляются чугуны и сталь. Значение их в народном хозяйстве и промышленности общеизвестно. Содержание железа в сплошных гематитовых рудах обычно колеблется от 50 до 65%. Чистые разности порошкового гематита употребляются в качестве красок и для изготовления красных карандашей.

Месторождения. В СССР крупнейшие месторождения высококачественных гематито-магнетитовых руд находятся на Украине в Кривом Роге в докембрийских железистых кварцитах, являющихся результатом регионального метаморфизма первоначально осадочных железистых толщ, многократно собранных в крутые складки. К этому же типу относится ряд месторождений в Центральном Казахстане, в Малом Хингане (Дальний Восток) и др. Примером гидротермальных месторождений является Кутимское на Северном Урале, руды которого залегают в палеозойских доломитах и представлены кристаллическими массами крупнопластинчатого гематита, местами превращенного в магнетит. Оолитовые красные железняки в виде пластовых залежей распространены на западном склоне Среднего Урала в Кусь-Александровском и Пашинском районах. Мартиновые руды в существенных количествах встречаются в верхних зонах ряда крупных магнетитовых месторождений Урала: на горах Магнитной, Высокой (у г. Нижнего Тагила), Благодарь (в Кушвинском районе) и др. Крупные кристаллы гематита, имеющие минералогическое значение, встречаются в Шабровском месторожде-

нии талько-магнетитовых пород, образовавшихся в результате метаморфизма ультраосновных пород (серпентинитов) под влиянием гидротерм гранитной магмы. Здесь железо, содержащееся в оливине и серпентине, в окислительных условиях обособилось от силикатов в виде Fe_2O_3 .

Из месторождений вне СССР отметим крупнейшие месторождения в докембрийских метаморфизованных толщах в районе Верхнего озера (США) и Минас Жерайж (Бразилия). Большой интерес в минералогическом отношении представляет контактово-пневматолитовое месторождение на острове Эльба, откуда происходят многие замечательные кристаллы железного блеска, экспонирующиеся во многих минералогических музеях. Железные розы встречаются в ряде мест в Альпах (Сен-Готтард и др.).

МАГГЕМИТ — $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Название является составным от двух слов: магнетит и гематит. Имеются в виду сильные магнитные свойства этого минерала, по составу отвечающего окиси железа. Синоним: оксимагнетит. Рентгенометрически установлено, что этот минерал, являющийся неустойчивой кубической модификацией Fe_2O_3 , кристаллизуется в структуре шпинели. $a_0=8.31$. Переход кубической модификации $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ в более устойчивую ромбоэдрическую $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ легко совершается при температурах 210—500°. Как уже указывалось выше, $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ получается также в процессе дегидратации лепидокрокита $\text{FeO}(\text{OH})$, в то время как гематит аналогичным путем может быть получен из соединения того же состава, но другой модификации — гётита.

По внешним признакам маггемит очень похож на магнетит. Цвет синевато-черный или темнобурый. Черта темнобурая. В тонких шлифах в проходящем свете желтовато-бурый. Оптически положитель. Показатель преломления для Li-света равен 2.52—2.74. Тв. около 5. Сильно магнитен.

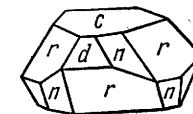
В природных условиях маггемит встречается довольно часто. Образуется за счет магнетита. Установить его присутствие можно только под микроскопом в хорошо отполированных шлифах. От магнетита, обладающего буроватым оттенком полированной поверхности, он отличается по голубовато-серому цвету. Изотропен (отличие от гематита).

В существенных количествах описан в оригинальной железной шляпе Айрон Маунтейн, Калифорния, а также в Аламедо (США). У нас был встречен в магнетитовых рудах горы Магнитной на Южном Урале и в других местах.

ИЛЬМЕНИТ — FeTiO_3 или $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$. Название происходит от Ильменских гор (Южный Урал), где он впервые был установлен. Синонимы: титанистый железняк, кричтонит.

Химический состав. Fe 36.8%, Ti 31.6%. В качестве изоморфных примесей может содержать: Mg нередко в значительных количествах (пикроильменит), иногда Mn (до нескольких процентов). Существует непрерывный изоморфный ряд: FeTiO_3 — MgTiO_3 и вероятно: FeTiO_3 — MnTiO_3 . Нередко устанавливается также Fe_2O_3 , которая, как показывают микроскопические исследования, обычно относится к гематиту, присутствующему в ильмените в виде продуктов распада твердых растворов, которые образуются при высоких температурах (с неограниченной смесимостью).

Сингония тригональная; ромбоэдрический в. с. L_6^3C . **Кристаллическая структура** аналогична структуре корунда с той лишь разницей, что места Al поочередно занимают Fe^{2+} и Ti^{4+} . $a_0 = 5.083$, $c_0 = 14.04$. **Облик кристаллов** толстотаблитчатый (фиг. 232), ромбоэдрический, иногда пластинчатый. Наиболее часто наблюдаются следующие формы: пинакоид $\{0001\}$, ромбоэдры $\{10\bar{1}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{2\bar{2}43\}$ и др. Двойники по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. Обычно встречается в виде вкрапленных зерен неправильной формы, редко в сплошных зернистых массах. Под микроскопом ильменит в виде пластинчатых выделений устанавли-



Фиг. 232. Кристалл ильменита

ливается в некоторых разностях гематита в качестве продукта распада твердых растворов, но гораздо чаще он наблюдается в так называемых титаномагнетитах и изредка в некоторых титанистых разностях авгитов и других минералов, тоже как продукт распада твердых растворов.

Цвет ильменита железно-черный или стально-серый. **Черта** большей частью черная, иногда бурая или буровато-красная (для разностей, содержащих в виде включений гематит). **Блеск** полуметаллический. Непрозрачен.

Твердость 5—6. **Спайность** весьма несовершенная по ромбоэдру {1011}. Уд. вес 4.72. Слабо магнитен.

Диагностические признаки. Похож на гематит. В кристаллах отличим по их формам (присутствуют только ромбоэдры; нет граней скаленоедров и гексагональных дипирамид). В сплошных массах от гематита отличается по черте и слабой магнитности.

П. п. тр. не плавится. В восстановительном пламени становится явно магнитным. В порошке с трудом растворяется в концентрированной HCl с выделением окиси титана. После сплавления с KHSO₄ при кипячении с оловом дает синевато-фиолетовый раствор, при разбавлении водой розовый (реакция на титан).

Происхождение. В виде вкрапленности ильменит встречается в основных изверженных породах (габбро, диабазах, пироксенитах и др.), часто в ассоциации с магнетитом, а также в щелочных породах. В значительных количествах он иногда наблюдается в пегматитах некоторых типов (сиенитовых) в парагенезисе с полевыми шпатами, биотитом, ильменорутилом и др.

В гидротермально измененных изверженных породах ильменит, как правило, наблюдается в разложенном состоянии, будучи превращен в так называемый лейкоксен. Известны также случаи разложения ильменита с образованием механической смеси гематита и рутила с сохранением внешней формы кристаллов ильменита (из кварцевых жил). В данном случае разложение, очевидно, связано с окислением закиси Fe при низких температурах, так как при высоких температурах в окислительных условиях образуется соединение 2Fe₂O₃·3TiO₂ ромбической сингонии, известное под названием псевдобрукита.

Практическое значение. В случае крупных скоплений может являться рудой на титан, используемой в виде TiO₂ в качестве белой краски (титановых белил) с высокой кроющей способностью, а также для сплавов с железом — ферротитана, содержащего 10—15% Ti, для изготовления особых сортов стали, и для других целей.

Месторождения. В СССР вросшие кристаллы ильменита иногда значительных размеров встречаются в пегматитах Ильменских гор (на Ю. Урале, около г. Миасса) среди нефелиновых сиенитов. В Тигеревских белках (Алтай) ильменит установлен в пегматитах. В виде включений в титаномагнетитах он широко распространен во многих месторождениях среди основных пород Урала и других областей Союза.

Из иностранных месторождений отметим норвежские: Экерзунд-Зоггендаль в виде жил в норитах (основная изверженная порода), Крагерё, где встречаются крупные кристаллы до 6—7 кг весом, и ряд других, распространенных по всему побережью от Крагерё до Таммерфорса.

ГЕЙКИЛИТ — MgTiO₃. Тригон. с. Часто содержит Fe, иногда в значительных количествах. Кристаллическая структура сходна со структурой ильменита. $a_0=5.086$, $c_0=14.093$. Цвет синевато- или коричневаточерный. Черта бурая. Полупрозрачен.

Блеск алмазный. Оптически отрицательный. $Nm=2.31$, $Np=1.95$; $Nm-Np=0.36$. Тв. 5—6. Спайность совершенная по (1011). Уд. вес 3.9—4.05. П. п. тр. не плавится. Медленно растворяется в HCl. В виде галек встречается в россыпях на о. Цейлоне. На Южном Урале встречен в виде кристаллов в серпентинитах в Верблюжегорском хромитовом месторождении.

МАНГАНОИЛЬМЕНИТ — (Fe, Mn)TiO₃. Тригон. с. Содержание MnO достигает 15—16%. По кристаллической структуре не отличается от ильменита. Цвет железно-черный. Черта черная. Блеск полуметаллический. Непрозрачен. Тв. 5—6. Спайность отсутствует. Уд. вес 4.68. П. п. тр. не плавится. В HCl растворяется с трудом, окрашивая раствор в желтый цвет. Встречен в значительных количествах в ряде пегматитовых образований среди нефелиновых сиенитов в ассоциации с апатитом, сфеном, полевыми шпатами, эгирином и другими минералами. Установлен также в Вудстоке (Западная Австралия).

ПИРОФАНИТ — MnTiO₃. Тригон. с. Встречается в тонкопластинчатых кристаллах, сходных по форме с ильменитом. $a_0=5.126$, $c_0=14.333$. Цвет темный кроваво-красный. Черта желтая. Блеск алмазный. Полупрозрачен. Оптически отрицательный. $Nm=2.48$, $Np=2.10$; $Nm-Np=0.38$. Тв. 5. Спайность совершенная по (0221) и менее совершенная по (1012). Уд. вес 4.54. П. п. тр. не плавится. Растворяется в HCl. Встречен в месторождениях Пайсберг близ Переберга (Швеция), Квелюз, Минае Жерайж (Бразилия) и в других местах.

СЕНАИТ — (Fe, Mn, Pb)TiO₃. Тригон. с. Кристаллы близки к ильмениту. Цвет черный. Черта коричневаточерная. Блеск полуметаллический. Почти не прозрачен. Оптически отрицателен. $Nm=2.50$. Тв. 6. Уд. вес 5.30. Встречен в алмазоносных песках в Диамантине, Минас Жерайж (Бразилия).

ХЕГБОМИТ — Mg₄Fe₂Al₆TiO₁₈ или MgTiO₃·Fe₂O₃·3MgAl₂O₄? Формула высчитана по анализу за вычетом состава механических примесей. Тригон. с.; ромбоэдрич. в. с. Цвет черный. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Nm=1.85$, $Np=1.80$. Плеохроичен. Тв. 6.5. Уд. вес 3.81. Встречается в железных рудах в ассоциации с магнетитом, ильменитом, корундом, пирротитом и другими минералами в Рутиваре (Швеция), в Редстанде (Норвегия) и в других пунктах.

ПСЕВДОБРУКИТ — Fe₄Ti₃O₁₂ или 2Fe₂O₃·3TiO₂. Ромбич. с. Редкий. Часто встречается в виде тонких прямоугольных пластинок и призматических кристаллов, похожих на брукит. Иногда устанавливаются ориентированные включения рутила или магнетита. Кристаллическая структура имеет некоторые черты, сходные со структурой брукита. $a_0=9.79$, $b_0=9.93$, $c_0=3.725$. Однако по физическим свойствам существенно отличен от брукита.

Цвет темнобурый до черного. Черта охристо-желтая. Блеск алмазный. Оптически положительный. $Ng=2.43$, $Nm=2.39$, $Np=2.38$; $Ng-Np=0.05$ (для Li-света). $2V=+50^\circ$. Тв. 6. Спайность по (100) ясная. Уд. вес 4.4—5.0. П. п. тр. плавится с трудом. В кислоте не растворяется.

В крупных кристаллах встречается около Бамле (Норвегия). Наблюдался в пустотах андезита в Трансильвании (Румыния), в лавах Везувия и в других местах.

АРИЗОНИТ — Fe₂Ti₃O₉ или Fe₂O₃·3TiO₂. Монокл. с? Редкий. До сих пор был встречен в плохо образованных кристаллах. Цвет темный стально-серый. Черта бурая. Тв. 5.5. Излом раковистый. Уд. вес 4.2. Разлагается в горячей концентрированной H₂SO₄. Найден в штате Аризона (США) вместе с гадолинитом — Be₂FeY₂Si₂O₁₀.

5. ГРУППА БРАУНИТА

Сюда относятся окислы Mn, частью с Fe, существенно отличающиеся по кристаллическому строению от минералов группы корунда:

		a_0	c_0
Браунит	MnMnO ₃	Тетраг. с.	13.44 18.93
Биксбит	(Mn ²⁺ , Fe ²⁺)MnO ₃	Кубич. с.	9.365

БРАУНИТ — Mn²⁺Mn³⁺O₃. Часто пишут сокращенную формулу — Mn₂O₃. Минерал диморфен. Более высокотемпературная кубическая модификация β-Mn₂O₃ устойчива при температурах 700—940°; тетрагональная — α-Mn₂O₃ образуется при более низких температурах. Обе модификации получают искусственно и устойчивы при комнатной температуре.

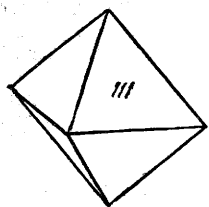
Химический состав. MnO 44.8%, MnO₂ 55.2%. Наличие двух- и четырехвалентного марганца установлено при изучении магнитной

анизотропии ионов Mn, входящих в состав минерала (у иона Mn^{2+} анизотропия незначительная, тогда как у Mn^{3+} очень высокая).

Часто содержит кремнезем до 8% и обнаруживает излишек закиси марганца против формулы. Кремнезем присутствует либо в виде механической тонкораспыленной примеси, либо входит в состав минерала. В последнем случае формула его должна быть: $Mn(Mn, Si)O_3$. При растворении кусочков браунита в кислотах остается тончайший белый скелет кремнезема с сохранением всех первоначальных форм обломков.

Кроме того, в брауните нередко устанавливается железо, иногда до 10% и выше. Для этой разности предложено название: партриджит — $(Mn, Fe)MnO_3$. Спектроскопически часто обнаруживается также присутствие В и Ва. Последний элемент, возможно, связан с баритом, являющимся обычным спутником браунита.

Сингония тетрагональная. Рентгенометрически недостаточно изучен. Кристаллы имеют октаэдрический облик (фиг. 233); тетрагональная дипирамида, приближающаяся по углам к октаэдру, находится иногда в комбинации с гранями призмы и пинакоида. Чаше наблюдается в сплошных зернистых агрегатах.



Фиг. 233. Кристалл браунита

Цвет браунита черный. **Черта** буровато-черная. **Блеск** полуметаллический. Непрозрачен. Отражательная способность невысокая — 18. Слабо анизотропен.

Твердость 6. **Спайность** заметная по $\{111\}$. **Уд. вес** 4.7—5.0. Не магнитен.

Диагностические признаки. Браунит похож на многие марганцевые черные минералы. Для него характерны высокая твердость, буровато-черная черта. С достоверностью может быть установлен в полированных шлифах под микроскопом.

. П. п. тр. не плавится. С бурой дает реакцию на Mn. В HCl с трудом растворяется с выделением из раствора хлора и студенистого кремнезема. В HNO_3 разлагается на MnO и MnO_2 (в осадке).

Происхождение. Возникает в восстановительных условиях, но устойчив в пределах определенных значений восстановительно-окислительного потенциала. В более восстановительной обстановке замещается гаусманитом — Mn_3O_4 . Встречается в некоторых контакто-пневматолитовых месторождениях, а также в гидротермальных жилах в ассоциации с различными минералами марганца и железа, баритом, кварцем и др. В значительных массах распространен в регионально-метаморфизованных осадочных месторождениях марганца.

В зоне окисления браунит не устойчив: постепенно окисляясь до высшей валентности, превращается в псиломелан, а затем в более устойчивый в присутствии кислорода пиролюзит — MnO_2 .

Практическое значение. Браунитовые руды принадлежат к числу важнейших марганцевых руд, используемых в черной металлургии для выплавки ферромарганца, который идет в присадку при выплавке сталей в мартеновских печах. Бедные марганцем руды употребляются для подшихтовки при выплавке обыкновенных чугунов в домнах.

Месторождения. В СССР в больших массах находится в ряде метаморфизованных осадочных месторождений в Центральном Казахстане: Джезды в Карсакапайском районе, где он в виде сплошных зернистых агрегатов наблюдается также в небольших жилах гидро-

термального происхождения, Кара-Джал в Атасуйском районе и др. На Урале известно гидротермальное месторождение Сапальское (у г. Нижний Тагил) в известняках, где браунит ассоциирует с гаусманитом, гематитом, магнетитом, якобитом, сульфидами железа, отчасти свинца, и другими минералами. Кубическая модификация β - Mn_2O_3 встречается в очень незначительных количествах в Чиатурском месторождении в виде новообразований при контактном воздействии базальтовой магмы на марганцевые месторождения осадочного происхождения и, повидимому, в Постмасбурге (Юго-Восточная Африка) как разность биксбиита, содержащая менее 10% Fe_2O_3 (партриджит).

Из иностранных месторождений следует указать крупные метаморфизованные месторождения Индии, Южной Африки (Постмасбург).

БИКСБИИТ — $(Mn, Fe)MnO_3$. Синоним: ситапарит. Кубич. с. Содержит также TiO_2 (до 2%). Рентгенометрические исследования показывают, что кристаллическая решетка этого минерала построена по типу центрированного куба с 16 молекулами в элементарной ячейке. Цвет черный. Тв. 6—6.5. Уд. вес 4.9.

Встречен в ряде пунктов: Вилле де Ляс Плюмас, Патагония (Аргентина), Ситапар (Центральная Индия) в ассоциации с браунитом и голландитом, Постмасбург (Ю. Африка), Рибес Гирона (Испания), Лонгбан (Швеция), Кара-Джал, Атасу (Центральный Казахстан) и в других местах.

6. ГРУППА ШПИНЕЛИ

Минералы группы шпинели типа $RO \cdot R_2O_3$, согласно данным рентгенометрии, должны рассматриваться как двойные окислы, а не как соли кислородных кислот, т. е. не как алюминаты, ферриаты и др. В этой группе широко представлены изоморфные смеси. В качестве трехвалентных металлов, замещающих друг друга, принимают участие: Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} и Mn^{3+} , а в качестве двухвалентных — главным образом Mg^{2+} , Fe^{2+} , иногда Zn^{2+} , Mn^{2+} и изредка обычно в небольших количествах Ni^{2+} и Co^{2+} . Характерно, что двухвалентные ионы с большими ионными радиусами Pb, Sr, Ca, Ba, а также одновалентные Na и K совершенно не участвуют в составе минералов этой группы. В зависимости от сочетаний перечисленных элементов различают большое количество минеральных видов, имеющих много общих свойств в форме кристаллов, физических признаках и условиях образования (возникают преимущественно при высоких температурах).

Подавляющая их масса кристаллизуется в кубической сингонии, образуя кристаллы преимущественно октаэдрического облика. Лишь некоторые принадлежат к тетрагональной сингонии, причем облик кристаллов также октаэдрический.

Особняком стоит лишь соединение аналогичной химической формулы — хризоберилл. Ионный радиус Be^{2+} настолько мал, что это соединение имеет существенно отличную структуру, кристаллизуясь в ромбической сингонии.

Из многочисленных минеральных видов и разновидностей, имеющих самостоятельные названия, приведем лишь важнейшие:

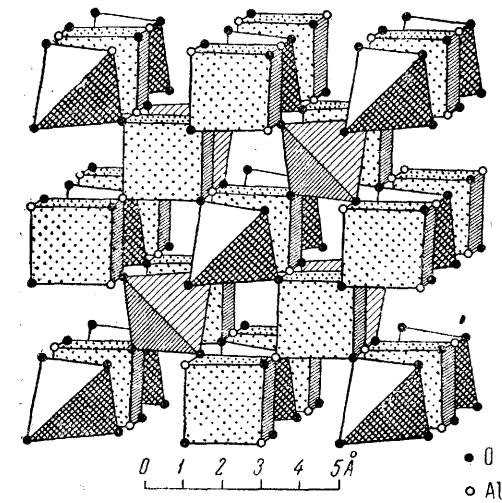
		a_0	Уд. вес	N	
Шпинель	$MgAl_2O_4$	Кубич. с.	8.086	3.55*	1.720
Плеонаст	$(Mg, Fe)Al_2O_4$	" "	"	"	"
Аутомолит	$(Mg, Zn)Al_2O_4$	" "	"	"	"
Ганит	$ZnAl_2O_4$	" "	8.062	4.62**	1.79
Герцинит	$FeAl_2O_4$	" "	8.119	4.39**	1.800

* Для искусственного соединения.

** Вычисленный удельный вес.

		a_0	Уд. вес	N	
	(Mn,Fe)Al ₂ O ₄	Кубич. с.	8.271	4.03**	1.923
Гранат	FeFe ₂ O ₄	" "	8.374	5.175	2.42
Магнетит	(Fe,Mg)Fe ₂ O ₄	" "	8.366	4.56—4.65	2.38
Сит	MnFe ₂ O ₄	" "	8.457	4.76	2.3
Фан克林ит	(Zn,Mn)Fe ₂ O ₄	" "	8.403	5.07—5.22	2.36
Ферроит	NiFe ₂ O ₄	" "	8.41	5.16	2.3
Хромшпинелиды:					
Хромит	FeCr ₂ O ₄	" "	3.344*		
Магнохромит	(Mg,Fe)Cr ₂ O ₄	" "	8.18		
Алюмохромит	(Fe,Mg)(Cr,Al) ₂ O ₄	" "	8.24—8.26		
Хромпикотит	(Mg,Fe)(Cr,Al) ₂ O ₄	" "			
Гарнетовая группа:					
Гаусманит	MnMn ₂ O ₄	Тетраг. с.	a_0 5.75	c_0 9.42	
Гетеролит	ZnMn ₂ O ₄	" "	5.74	9.15	
Хризобериллы:					
Хризоберилл	BeAl ₂ O ₄	Ромбич. с.	a_0 5.47	b_0 9.39	c_0 4.42

Кристаллическая структура минералов группы шпинели имеет довольно сложный вид (фиг. 234). Кислородные ионы плотно упакованы в плоскостях, параллельных граням октаэдра. Двухвалентные катионы (Mg²⁺, Fe²⁺ и др.) окружены 4 ионами кислорода в тетраэдрическом расположении, в то время как трехвалентные катионы (Al³⁺, Fe³⁺, Cr³⁺ и др.) находятся в окружении шести ионов кислорода по вершинам октаэдра. При этом каждый ион кислорода связан с одним двухвалентным и тремя трехвалентными катионами. Таким образом, структура представляет как бы неразрывный каркас, состоящий из изометрических структурных единиц — тетраэдров и октаэдров, причем каждая вершина является общей для одного тетраэдра и трех октаэдров. Однако эти группировки (MgO₄ и AlO₆) не являются комплексными анионами или катионами, так как валентные пары от центрального катиона на каждый окружающий анион кислорода равны соответственно 2:4 и 3:6, т. е. по 1/2, тогда как в действительности ионных комплексах, например [NH₄], [CO₃], [SO₄] и др., валентные пары на каждый окружающий ион выражаются величинами в пределах от 1 до 2 (см. также стр. 361).



Фиг. 234. Кристаллическая структура шпинели
Ионы кислорода располагаются в вершинах всех тетраэдров; ионы Al — в вершинах, общих двум кубам; ионы Mg — в центрах тетраэдров (на рисунке не показаны)

Эти особенности структуры хорошо объясняют такие свойства этих минералов, как оптическая изотропия, отсутствие спайности, химическая и термическая стойкость соединений, высокая твердость. Между прочим, небезынтересно указать, что искусственно для самой шпинели могут быть получены соединения не только с отно-

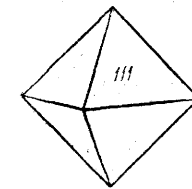
* Для искусственного соединения.
** Вычисленный удельный вес.

шением $RO:R_2O_3$, равным 1, а также и соединения $MgO \cdot 1-4Al_2O_3$, т. е. шпинель может содержать весьма значительный избыток Al_2O_3 , причем кристаллическая структура шпинели сохраняется. Ринне, подробно изучивший эти соединения, пришел к выводу, что они представляют собой изоморфные смеси $MgAl_2O_4$ с $\gamma-Al_2O_3$. Позднее было доказано, что то же самое явление устанавливается для пары $FeFe_2O_4$ и $\gamma-Fe_2O_3$, причем чем больше избыток $\gamma-Fe_2O_3$ в магнетите, тем сильнее магнитные свойства твердого раствора.

ШПИНЕЛЬ — $MgAl_2O_4$. Происхождение названия неизвестно. Прозрачные разновидности, приятно окрашенные в различные цвета (красный, розовый, зеленый, синий, фиолетовый и др.), носят название благородной шпинели.

Химический состав. MgO 28.2%, Al_2O_3 71.8%. Наблюдаются примеси: Fe_2O_3 , обуславливающей бутылочно-зеленую окраску (хлорошпинель); FeO, которая вместе с Fe_2O_3 вызывает коричневую или черную окраску; иногда ZnO, MnO, Cr_2O_3 . С последней примесью вызывают красный цвет шпинели (рубиновая шпинель, пикотит). Примеси других окрасок пока не ясны. С Цейлона и из Маншэ (в Швеции) известны шпинели, содержащие в своем составе щелочи (до 1—2%), CaO и TiO₂. В очень небольших количествах (до сотых и десятых долей процента) иногда присутствует CuO, изредка NiO, CoO, SnO₂ и др.

Сингония кубическая; гексооктаэдрический в. с. $3L^4L_8^36L^29PC$. Кристаллическая решетка является типической и описана выше.



Фиг. 235. Кристалл шпинели
Обычная форма вообще для всех шпинелидов

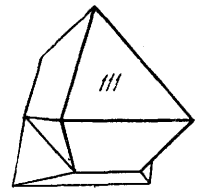
Облик кристаллов. Шпинель встречается преимущественно в виде вросших октаэдрических кристаллов (фиг. 235) обычно небольших размеров, но иногда попадают очень крупные экземпляры (до 25 см). **Двойники** характерны по (111), т. е. по плоскостям плотнейшей упаковки ионов O; отсюда название: двойники «по шпинелевому закону» (фиг. 236).

Цвет. Бесцветные разновидности наблюдаются редко; большей частью шпинель окрашена в различные цвета. **Блеск** стеклянный. Оптически изотропна. $N = 1.718-1.75$.

Твердость 8. Примеси Fe_2O_3 и Cr_2O_3 понижают ее до 7.5—7. **Спайность** по {111} несовершенная. **Уд. вес** 3.5—3.7 (наименьший у минералов из группы шпинели). Температура плавления 2150°.

Диагностические признаки. Характернейшими признаками шпинели являются октаэдрический облик кристаллов и высокая твердость. Исследование порошка минерала в поляризованном свете под микроскопом без труда дает возможность отличить изотропную шпинель от двупреломляющих, аналогичных по окраске и похожих по форме разновидностей корунда. От других минералов группы шпинели она отличается по наименьшему удельному весу. Лишь от плеонаста и герцинита железистые разновидности трудно бывает отличить без данных химического анализа.

П. п. тр. не плавится. Кислоты не действуют. **Происхождение.** Шпинели наиболее часто встречаются в контактово-метасоматических образованиях среди доломитов и магнезиальных известняков в результате воздействия на них пневматолитовых агентов магмы при высоких температурах. В парагене-



Фиг. 236. Двойник по «шпинелевому закону»

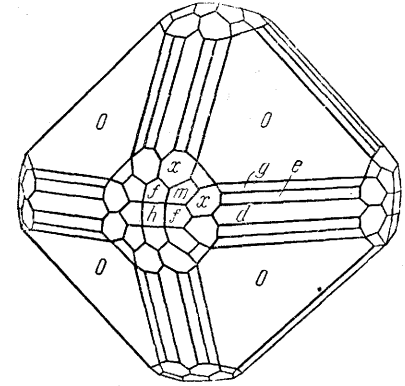
зисе с ними наблюдаются различные минералы того же происхождения: гранаты, пироксены, хлорсодержащие силикаты (скаполит, хондродит) и др.

Шпинель изредка встречается в пегматитах и магматических горных породах. Известны находки ее также в глубинных сильно метаморфизованных породах: гнейсах и кристаллических сланцах.

Искусственно получается при сплавлении Al_2O_3 и MgO с минерализаторами $B(OH)_3$, CaF_2 и др., при действии паров $AlCl_3$ на MgO в присутствии водяного пара при красном калении и другими способами. С красящими примесями (Cr_2O_3 , CoO и др.) искусственно получают красиво окрашенные шпинели, не отличимые от естественных благородных шпинелей.

В поверхностных условиях шпинель совершенно устойчива и потому часто встречается в россыпях.

Практическое значение. В качестве драгоценных камней добываются лишь совершенно прозрачные, лишенные трещиноватости кристаллы. Добыча ее производится обычно попутно с добычей золота или самоцветов (рубина). В рубиновых коях Могон (Северная Бирма) благородная шпинель ежегодно добывалась в количествах до 10 000 карат попутно с рубином (до 50 000 карат). Крупных скоплений шпинели в коренных



Фиг. 237. Кристалл плеонаста из Альбанских гор близ Рима $O\{111\}$, $d\{110\}$, $m\{311\}$, $n\{211\}$, $g\{331\}$, $e\{771\}$, $x\{531\}$, $f\{301\}$, $h\{100\}$

породах, могущих иметь промышленное значение, не известно.

Месторождения. Сколько-нибудь значительные месторождения благородной шпинели у нас в Союзе пока не установлены. Отдельные экземпляры ее изумрудно-зеленой окраски были обнаружены в россыпях по р. Каменке в Кочкарском районе (Южный Урал); очевидно, она вместе с другими самоцветами образуется при разрушении распространенных в районе пегматитов. Затем были найдены шпинели синей и фиолетовой окраски в окрестностях оз. Байкал, а красные разности в Фергане в коях Шунгана (близ границы с Афганистаном).

Крупнейшие месторождения благородной красной шпинели известны на островах Цейлон и Борнео (в золотоносных россыпях), а также в Бирме, Сиаме, Афганистане и в других местах.

ПЛЕОНАСТ — $(Mg, Fe)Al_2O_4$. Синоним: цейлонит. Содержание FeO достигает 23%. Примеси: MnO , ZnO , иногда Cr_2O_3 , Na_2O , K_2O , SiO и др. Название происходит от греческого слова плеонамос — «избыток», «излишество». Первые экземпляры, изученные Гаюн, обладали многими дополнительными гранями по сравнению с простой формой октаэдра (фиг. 237). По многим физическим свойствам и условиям нахождения плеонаст похож на шпинель. Цвет черный, реже темнобурий и темносиний. $N = 1.75-1.78$ (выше, чем у шпинели). Тв. 8. Уд. вес 3.7—3.9 (выше, чем у шпинели). Температура плавления 1275—1360°.

В СССР плеонаст встречается в контактово-пневматолитовых месторождениях в хлорито-тальковых породах в Шимских горах, около г. Злагоуста, в коях: Николае-Максимилиановской, Параскево-Евгеньевской и других. Отдельные экземпляры достигали до 9 кг весом.

В США плеонаст в виде крупных кристаллов распространен в контактово-пневматолитовых месторождениях Варвики Амита, в штате Нью-Джерси. В Альбанских

горах (близ Рима) встречаются обильные гранями кристаллы (фиг. 237) в известняках.

АУТОМОЛИТ — $(Mg, Zn)Al_2O_4$. Синоним: гаюшпинель. Кубич. с. Примеси: FeO , MnO , Fe_2O_3 , иногда CuO , CoO . Разности, содержащие в преобладающем количестве FeO , а также Fe_2O_3 , называются крейтонитом. Разности с содержанием MnO носят название дислюита. Цвет темнозеленый, коричневый, черный. Тв. 7—8. Уд. вес 3.9—4.1 (для крейтонита 4.5—4.9). Аутомолит встречается в тальковых сланцах близ Фалуна (Швеция), в Тириоло, Калабрия (Италия). Крейтонит был установлен в Бодемэс, Бавария (Германия). Дислюит найден в Стерлинг-Хилс, Нью-Джерси, (США).

ГАНИТ — $ZnAl_2O_4$. ZnO 44.3%, Al_2O_3 55.7%. Примеси: MgO , FeO , MnO , Fe_2O_3 . Облик кристаллов такой же, как у шпинели. Встречается также в ромбо-додэкаэдрах и в искаженных кубах. Отдельные кристаллы иногда достигают больших размеров. Двойники образуются по шпинелевому закону (111).

Цвет темнозеленый, серовато-зеленый до черно-зеленого. Черта серая. Полупрозрачен. Блеск стеклянный. $N = 1.78-1.82$. Тв. 7.5—8. Хрупок. Спайность по (111) не ясная. Уд. вес 4.0—4.6. Похож на многие другие минералы группы шпинели. Принадлежность данной шпинели к ганиту можно предположить по повышенному удельному весу, показателю преломления и парагенезису с цинковыми минералами, но без паяльной трубки и химического анализа доказать невозможно. П. п. тр. не плавится. С содой на угле дает налет ZnO . Кислоты и щелочи не действуют.

Встречается сравнительно редко в некоторых пегматитах и контактово-метасоматических месторождениях среди мраморизованных известняков вместе с другими минералами того же происхождения, в том числе с цинксодержащими. Отдельные находки относятся также к сильно измененным породам, например к тальковым сланцам. Искусственно легко получается сплавлением ZnO и Al_2O_3 с минерализаторами.

В СССР ганит встречен в Алтын-Тау (на северо-востоке Кара-Калпакской автономной области), на Украине, в пегматитах Западного Приазовья и в других местах.

В существенных количествах он наблюдался в известном оригинальном по парагенезису марганцевых и цинковых минералов месторождении Франклин, Нью-Джерси (США), в ассоциации с цинкитом, франклинитом и др. Близ месторождения Фалуна (Швеция) он был обнаружен в тальковых сланцах. Встречается также в алмазных россыпях Бразилии.

ГЕРЦИНИТ — $FeAl_2O_4$. Кубич. с. Примеси: MgO , Fe_2O_3 , иногда Cr_2O_3 (хромгерцинит). Встречается в плотных тонкозернистых агрегатах. Цвет черный. $N = 1.80$. Тв. 7.5—8. Уд. вес 3.90—3.95. В ассоциации с корундом, гранатом и роговой обманкой известен в Ронсберг, Богемский лес (Чехословакия), с магнетитом и корундом в Кортленд Вестчестер, Нью-Йорк (США) и в других местах. Встречается также в россыпях.

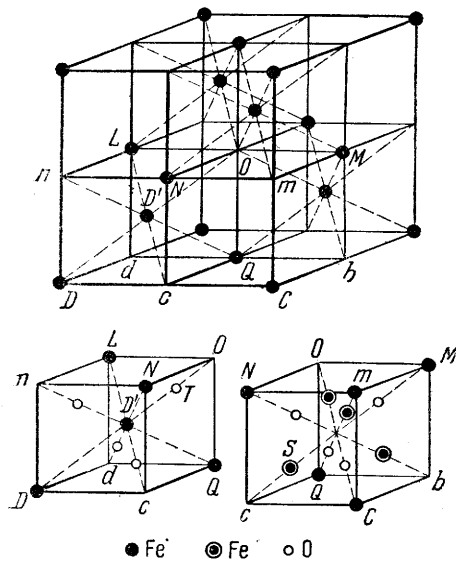
ГАЛАКСИТ — $(Mn, Fe)Al_2O_4$. Кубич. с. Цвет черный. Черта красно-коричневая $N = 1.92$. Тв. 7.5. Уд. вес 4.2. В ассоциации с марганцевыми силикатами (тефроитом, родонитом, спессартином и др.) в жилах близ Аллегани, Сев. Каролина (США).

МАГНЕТИТ — $FeFe_2O_4$. Происхождение названия минерала не ясно. Предполагают, что оно связано или с местностью Магнезия (в Македонии) или с именем пастуха Магнес, впервые нашедшего природный магнитный камень, который притягивал к себе железный наконечник его палки и гвозди его сапогов. Синоним: магнитный железняк.

Химический состав. FeO 31%, Fe_2O_3 69% (Fe 72.4%). Обычно бывает сравнительно чистым по составу. Разновидности. 1) Титаномангнетит — магнетит с содержанием TiO_2 (до нескольких процентов), которая при высоких температурах входит в состав минерала в виде твердого раствора. Однако, как устанавливается в полированных шлифах под микроскопом, в подавляющем большинстве такие разности магнетита внутри своих зерен содержат включения ильменита, являющегося продуктом распада твердого раствора (т. е., по существу, являются смесью двух минералов). Лишь в изливищихся и быстро остывших на поверхности земли базальтах титаномангнетитовые зерна вследствие закалки часто не обнаруживают явлений распада. 2) Хромомангнетит, с содержанием Cr_2O_3 (до нескольких процентов); редко встречается в виде небольших залежей среди

ультраосновных магнезиальных интрузивных пород на Урале. 3) Кулсонит — разновидность магнетита, содержащая ванадий (4.84%) — $\text{Fe}(\text{Fe}, \text{V})_2\text{O}_4$; встречен в титаномагнетитовых рудах в Бихаре (Индия), минералогически не отличим от маггемита. 4) Изредка встречаются разновидности, богатые Al_2O_3 (15%), NiO (1.76%), MnO (до 8%).

Сингония кубическая; гексоктаэдрический в. с. **Кристаллическая структура** аналогична структуре шпинели. В несколько другом изо-



Фиг. 238. Кристаллическая решетка магнетита

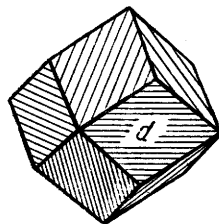
бражении она показана на фиг. 238, где на верхнем рисунке приведено расположение ионов Fe^{2+} (по вершинам и в центрах граней куба, а также в центрах четырех малых кубов). На нижних рисунках показано тетраэдрическое расположение ионов кислорода (слева) и ионов Fe^{2+} (справа — в «пустых» малых кубках). **Облик кристаллов.** Нередко наблюдающиеся кристаллы имеют октаэдрический, реже ромбододекаэдрический облик (фиг. 239). Грани $\{110\}$ часто бывают покрыты штрихами, параллельными длинной диагонали ромбов. В базальтовом стекле под микроскопом устанавливается в виде мельчайших дендритов. Двойники по $\{111\}$. **Агрегаты.** Большей частью встречается в сплошных зернистых массах или в виде вкраплений в извер-

женных, преимущественно основных породах. В пустотах можно встретить друзы кристаллов (фиг. 240).

Цвет магнетита железно-черный, иногда с синеватой побелостью на кристаллах. **Черта** черная. **Блеск** полуметаллический. Непрозрачен, но тончайшие пластинки в биотите (черной слюде) просвечивают бурым цветом. $N = 2.42$.

Твердость 5.5—6. **Хрупкость** отсутствует. Иногда наблюдается отдельность по $\{111\}$. **Уд. вес** 4.9—5.2. **Прочие свойства.** Сильно магнитен, иногда полярно. При красном калении (около 580°) магнетизм внезапно исчезает, но по охлаждении снова обнаруживается. Экспериментами устанавливается, что у магнетитов различных месторождений по мере нагревания до температуры 900° магнетизм меняется, обнаруживая максимумы и минимумы, не одинаковые для разных образцов. Это интересное явление до конца не изучено.

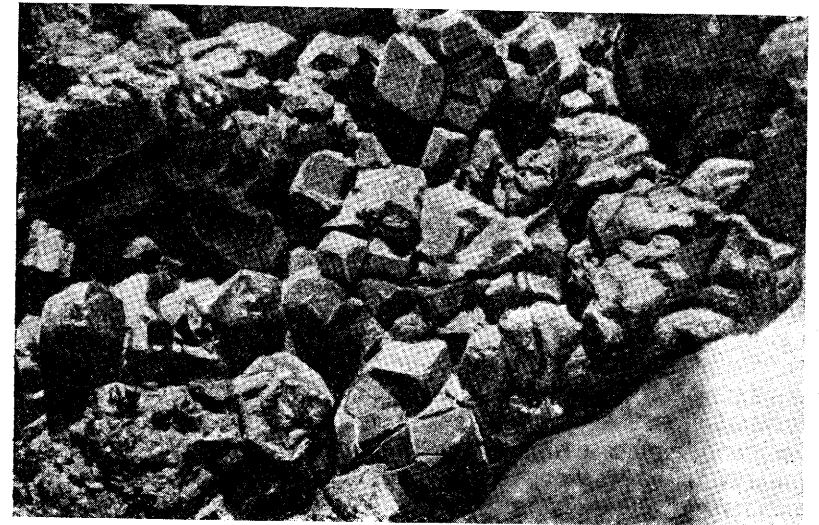
Диагностические признаки. По магнитности и черной черте обычно легко узнается и отличается от сходных с ним по внешнему виду минералов (гематита, гётита, гаусманита, хромита и др.). Но не всегда отличим от реже встречающихся богатых закисью и окисью железа других минеральных видов группы шпинели — феррохромита, яacobсита и др.



Фиг. 239. Форма кристаллов магнетита. $d\{110\}$. Ахматовская копь около Златоуста (Южный Урал)

П. п. тр. не плавится. В окислительном пламени вначале превращается в маггемит, затем в гематит, теряя магнитность. С бурой и фосфорной солью реагирует на железо (бутылочно-зеленое стекло). В HCl в порошкообразном состоянии растворяется.

Происхождение. Магнетит, в отличие от гематита, образуется в восстановительных условиях и встречается в самых различных генетических типах месторождений и горных пород.



Фиг. 240. Друзы мелких кристаллов магнетита ромбододекаэдрического облика. Месторождение Саяк I в Прибалхашье (Казахстан). По Ф. В. Чухрову

1. В магматических горных породах он обычно наблюдается в виде редкой вкрапленности мельчайших зерен. С основными породами (габбро) нередко генетически связаны магматические месторождения титаномагнетита в виде неправильной формы скоплений и жил. Исключительно редко магнетитовые месторождения бывают приурочены к кислым и щелочным изверженным породам (сиенитам) в ассоциации с апатитом (фтор- и хлорсодержащий фосфат кальция).

2. В незначительных количествах магнетит присутствует во многих пегматитах в парагенезисе с биотитом, сфеном, апатитом и с другими минералами.

3. В контактово-метасоматических образованиях магнетит часто играет весьма существенную роль, сопровождаясь гранатами, пироксенами, хлоритами, сульфидами, кальцитом и другими минералами. Известны крупные месторождения, образовавшиеся на контакте известняков с гранитами и сиенитами.

4. Как спутник магнетит встречается в гидротермальных месторождениях, главным образом в ассоциации с сульфидами (пиротином, пиритом, халькопиритом и другими). Сравнительно редко он образует самостоятельные месторождения в ассоциации с сульфидами, апатитом и другими минералами. В этих месторождениях, как и в контактово-метасоматических образованиях, довольно часто наблюдаются случаи псевдоморфоз магнетита по ранее образовав-

шимся пластинчатым кристаллам гематита. Такие псевдоморфозы носят название мушкетерита. Они, как правило, наблюдаются в ассоциации с более поздними сульфидами железа, разъедающими пластинки гематита. Очевидно, превращение гематита в магнетит происходит при восстанавливающем влиянии H_2S .

Известны случаи образования псевдоморфоз магнетита также при эндогенном неполном окислении других минералов, богатых железом. Наблюдалось, например, замещение пирротина магнетитом с одновременным образованием пирита за счет освобождающейся серы. К тому же типу относится редко наблюдающийся процесс образования псевдоморфоз магнетита по сидериту ($FeCO_3$), а также новообразования его за счет силикатов, богатых закисью железа (например, железистых оливинов, шамозита и других минералов).

5. В экзогенных условиях образование магнетита может происходить лишь в исключительных случаях. Полагают, что присутствие магнетитовых зернышек в современном морском иле является результатом не только сноса их с суши в виде обломочного материала, но также в виде новообразований на месте за счет гидроокислов железа под восстанавливающим влиянием разлагающихся органических веществ.

6. При региональном метаморфизме магнетит, так же как и гематит, возникает при дегидратации гидроокислов железа, образовавшихся в осадочных породах при экзогенных процессах, но в восстановительных условиях (при недостатке кислорода). К такого рода образованиям относят многие крупные по размерам пластовые залежи гематито-магнетитовых руд, встречающиеся среди метаморфизованных осадочных толщ.

В зоне окисления магнетит является сравнительно устойчивым минералом. При механическом разрушении горных пород он, освобождаясь от своих спутников, повсеместно переходит в россыпи. В черных шлихах, получающихся при промывке золотоносных песков, он является главной составной частью.

При выветривании магнетит с большим трудом поддается гидратации, т. е. превращению в гидроокислы железа. Этот процесс наблюдается редко и сравнительно в очень небольших размерах. Например, изучение зон окисления контактово-метасоматических месторождений показывает, что даже в том случае, когда все железосодержащие силикаты (гранаты, пироксены, хлориты и др.) полностью разрушаются, давая массы гидроокислов железа и «железистых глин», магнетит сохраняется в них в виде вкрапленности или кусков, образуя так называемые валунчатые руды. В лучшем случае он переходит в мартит.

Явление мартитизации (образование псевдоморфоз гематита по магнетиту), как уже упоминалось, наблюдается в зонах жаркого климата. Локально проявляющаяся мартитизация магнетита устанавливается также в гидротермальных и метаморфизованных месторождениях вне всякой связи с экзогенными процессами. При этом в первой стадии окисления магнетита, особенно при повышенной температуре, возникает маггемит ($\gamma-Fe_2O_3$), позднее превращающийся в более устойчивую модификацию $\alpha-Fe_2O_3$ — гематит.

Искусственно магнетит может быть получен разными путями: 1) при кристаллизации железистых силикатных расплавов, особенно в присутствии минерализаторов; 2) при действии H_2O и NF на Fe и TiO_2 в запаянной трубке при $270-300^\circ$ в течение 24 часов, причем вместе с ильменитом получают октаэдры магнетита (В. Брунс);

3) осаждением из раствора смеси сульфатов закисного и окисного железа едким натром (Сосман и Позняк); 4) при восстановлении органическими веществами гидрата окиси железа, и т. д.

Практическое значение. Магнетитовые руды, содержащие нередко около 60% Fe , представляют собой важнейшее сырье для выплавки чугуна и стали. Вредными примесями в руде считаются фосфор, содержание которого при бессемеровском способе плавки не должно превышать 0.05%, а для качественного металла 0.03%, и сера, предельное максимальное содержание которой должно быть не выше 2%. При плавке руд по томасовскому способу, при котором фосфор переводится в шлак, содержание его должно быть не ниже 0.61 и не выше 1.50%. Получающийся при этом фосфористый шлак носит название томасшлака и используется в качестве удобрения.

Месторождения. Из многочисленных месторождений СССР приведем лишь отдельные примеры.

1. К числу магматических месторождений относится Кусинское месторождение титаномагнетита, содержащего также повышенное количество ванадия (на Урале в 18 км к северу от г. Златоуста). Это месторождение представлено жилами сплошных руд, залегающими среди материнских измененных изверженных пород габбровой формации. Магнетит тесно ассоциирует здесь с ильменитом и сопровождается хлоритом.

2. Примером контактово-метасоматических месторождений является известная гора Магнитная (на Южном Урале). Мощные магнетитовые залежи располагаются среди гранатовых, пироксено-гранатовых и других скарнов, образовавшихся при воздействии эманаций гранитовой магмы на известняки. В некоторых участках рудных залежей магнетит ассоциирует с первичным гематитом. Руды, залегающие ниже зоны окисления, содержат вкрапленные сульфиды (пирит, изредка халькопирит, галенит и др.). В окисленных рудах магнетит в значительной мере замещен гематитом (мартит), а сульфиды железа превращены в гидроокислы. В глинистом элювии у подножья горы распространены так называемые валунчатые руды, образовавшиеся в результате механического разрушения сплошных магнетитовых руд.

К числу таких же месторождений относятся на Урале: гора Выхсокая (у г. Нижнего Тагила), гора Благодать (в Кушвинском районе), Дашкесан (у г. Кировабада, Азербайджанской ССР), Железный кряж (в Нерчинском районе, Забайкалье) и другие.

3. Следует упомянуть о находках магнетита, имеющих минералогическое значение, в осадочном Халиловском месторождении бурых железняков. Там, в частности, установлены случаи образования октаэдрических кристалликов магнетита, содержащих в середине явно окатанные зернышки хромита, который обладает той же кристаллической решеткой, что и магнетит. По всей вероятности, образование этих кристалликов происходило в процессе диагенеза железистых осадков (признаков регионального метаморфизма в руде не устанавливается).

4. Сильно обогащенные магнетитом пески иногда образуются на побережье морей в зонах прибоя волн путем постепенной отсадки. Таковы, например, магнетитовые пески на побережье Черного моря близ г. Батуми.

5. Крупнейшее месторождение Кривой Рог (Украина) относится к числу регионально-метаморфизованных осадочных месторождений. В толще слоистых железистых кварцитов (джес-

пилитов), кроме типичных пластовых залежей, сплошные железные руды представлены также столбообразными залежами с линзовидной формой в поперечном сечении, уходящими на значительную глубину. Имеются основания считать, что эти руды возникли за счет железистых кварцитов, причем кварц под влиянием гидротермальных процессов замещен магнетитом и гематитом.

К числу аналогичных по генезису месторождений относятся: Курская магнитная аномалия, (к юго-востоку от г. Курска), железистые кварциты с прослоями магнетито-гематитовых руд в Карсакпайском районе Центрального Казахстана и др. Все они залегают в древних метаморфизованных толщах.

6. В Шабровском месторождении тальковых пород, образовавшихся за счет ультраосновных пород (перидотитов и серпентинитов) при метаморфизме их под влиянием гидротерм, генетически связанных с позднее внедрившимися гранитными интрузиями, магнетит в виде метакристаллов до 1 см в поперечнике встречается в крупночешуйчатом тальке, иногда в хлоритовых сланцах. Источником его образования является железо, освободившееся при превращении железосодержащих минералов (оливина, пироксенов и серпентина) в тальк, бедный железом. Кристаллы магнетита имеют октаэдрический облик, но чаще форму кубов с углами, притупленными гранями октаэдра.

Из иностранных месторождений отметим крупнейшие месторождения Кирунаваара и Люоссаваара в Швеции, залегающие в виде мощных жиллообразных залежей в метаморфизованных толщах; магнетит ассоциирует здесь с апатитом. Огромные месторождения магнетито-гематитовых руд США располагаются в районе Верхнего озера среди древнейших метаморфизованных сланцев, на Нью-Фаундленде, Лабрадор и др. Крупное месторождение титано-магнетитовых руд Лиганга открыто в Танганьике (Африка).

МАГНОМАГНЕТИТ — $(Fe, Mg)Fe_2O_4$. Кубич. с. Разновидность: магнезиоферрит или магноферрит (с значительным преобладанием MgO над FeO); иногда отвечает формуле: $MgFe_2O_4$. По своим физическим и химическим свойствам магномагнетит почти не отличим от магнетита. Он обладает сильной магнитностью, меньшим удельным весом (4.5—4.65) и необычным содержанием MgO — до 7% и больше. Гораздо более устойчив по отношению к кислотам.

Магномагнетит встречается как один из более поздних минералов в магматических богатых магнезией породах (в верлитах и пироксенитах) с содержанием MgO до 4—5%. Первоначально он был установлен в кратерах вулканов, как продукт деятельности фумарол. Известны жилные гидротермальные месторождения его, генетически связанные с основными породами (например с оливиновыми базальтами). Такие месторождения крупных размеров имеются у нас в Союзе: Ангаро-Илимская группа (Рудная гора, Кежемское и др.) в бассейне Верхней и Нижней Тунгусок в Енисейском крае. В парагенезисе с магномагнетитом в рудах здесь присутствуют: гематит, кальцит, гранат, кварц, аметист, иногда сульфиды и др. Эти руды интересны также в том отношении, что магномагнетит в них иногда наблюдается в крупных оолитоподобных стяжениях, сцементированных кальцитом.

В целом данные условий нахождения этого минерала говорят о том, что он может образоваться как при высоких, так и при относительно низких температурах, но в более окислительной среде, чем та, в которой образуется типичный магнетит.

ЯКОБСИТ — $MnFe_2O_4$. Кубич. с. Содержит также FeO, иногда в существенных количествах, в других случаях MgO, Fe_2O_3 . Цвет черный. Черта красновато- или буровато-черная. Непрозрачен. Тв. 6. Уд. вес 4.75. Магнитен. С фосфорной солью с присадкой селитры в окислительном пламени дает буровато-фиолетовое стекло (реакция на марганец).

Встречается в контактово-метасоматических и гидротермальных месторождениях: Якобсберг, Нордмаркен (в Швеции), Лонгбан (там же) в ассоциации с окислами железа и марганца и марганцевыми силикатами. Установлен также в метаморфизованных осадочных месторождениях железо-марганцевых руд: Кара-Джал, в Атаусуйском районе Центрального Казахстана.

ФРАНКЛИНИТ — $(Zn, Mn)Fe_2O_4$. Кубич. с. Иногда содержит также FeO и Mn_2O_3 . По физическим свойствам во многом похож на магнетит. Непрозрачен. Черта красновато-бурая. Слегка магнитен. Уд. вес 5.07—5.22. $N = 2.36$. Не плавится. С бурой в окислительном пламени дает красновато-фиолетовое стекло (реакция на марганец). На угле с содой образует налет ZnO. Растворим в соляной кислоте, причем в случае содержания Mn_2O_3 выделяется хлор.

В значительных количествах встречается в известном контактово-метасоматическом месторождении Франклин Фернёс и Стерлинг Хилл, Нью-Джерси (США). В ассоциации с ним среди кристаллических известняков присутствуют: цинкит, вилемит (Zn_2SiO_4), кальцит, реже ганит, аксинит, марганцевые силикаты, апатит и другие минералы.

ТРЕВОРИТ — $NiFe_2O_4$. Кубич. с. Очень редкий. Цвет черный. Черта черная. Блеск полуметаллический. Непрозрачный. Тв. 5. Уд. вес 5.165. Наблюдался в метеоритах. Встречен также в виде несовершенных образованных кристаллов и в сплошных массах среди зеленых тальковых пород около Бон Аккорд, Трансвааль (Южная Африка) в ассоциации с миллеритом и никельсодержащим силикатом, близким к тальку.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ с общей формулой $(Mg, Fe)(Cr, Al, Fe)_2O_4$. Все относящиеся сюда минеральные виды в природе встречаются в одинаковых условиях и по внешним признакам настолько похожи друг на друга, что практически без химического анализа невозможно отличить разные по составу виды. В практике разведочного и горного дела все они называются просто «хромитами». По составу различают следующие главные минеральные виды: хромит — $FeCr_2O_4$ (встречается в метеоритах; в земной коре очень редок), магнохромит — $(Mg, Fe)Cr_2O_4$, алюмохромит — $(Fe, Mg)(Cr, Al)_2O_4$ и хромпикотит — $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$. Впервые открыт на Урале в 1799 г.

Химический состав. Содержание Cr_2O_3 в наиболее часто встречающихся хромшпинелидах колеблется в весьма широких пределах: от 18 до 62%, FeO 0—18%, MgO 6—16%, Al_2O_3 0—33%, Fe_2O_3 2—30%. Кроме того, в виде изоморфных примесей иногда присутствуют (в %): TiO_2 до 2, V_2O_5 до 0.2, MnO до 1, ZnO до нескольких единиц, NiO до десятых долей, CoO до сотых долей и CaO до десятых долей.

Сингония кубическая; гексооктаэдрический в. с. $3L^4L_6^36L^29PC$. **Кристаллическая структура** аналогична шпинели. $a_0 = 8.18$ (магнохромит); $a_0 = 8.24—8.26$ (хромпикотит). **Облик кристаллов.** Встречаются в виде октаэдрических мелких кристаллов. Обычно же наблюдаются в округленных или не совсем правильной формы зернах и в сплошных зернистых агрегатах.

Цвет хромшпинелидов черный. В тонких шлифах полупрозрачны или просвечивают густокрасным или коричнево-красным цветом. Лишь богатые FeO и Fe_2O_3 разности совершенно непрозрачны. **Черта** бурая. **Блеск** металловидный. $N = 2.07—2.16$ (единичные определения).

Твердость 5.5—7.5. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 4.0—4.8. **Прочие свойства.** Хромшпинелиды, содержащие FeO и Fe_2O_3 , обнаруживают слабые магнитные свойства. Разности, богатые этими компонентами и бедные Cr_2O_3 , сильно магнитны. Температура плавления: $1450^\circ—1850^\circ$. Точка плавления тем ниже, чем выше содержание FeO и Fe_2O_3 .

Диагностические признаки. Общими отличительными признаками хромшпинелидов являются черный цвет, бурая черта, высокая твердость и реакция на хром. Эти минералы настолько постоянно встречаются в ультраосновных породах (дунитах, перидотитах и серпентинитах), что в полевых условиях по указанным признакам почти безошибочно можно узнавать их.

П. п. тр. не плавятся. Перл буры или фосфорной соли в холодном состоянии изумрудно-зеленый (реакция на хром). В кислотах не растворяются.

Происхождение. Хромшпинелиды встречаются почти исключительно в магматических ультраосновных породах как в виде вкрапленности, так и в виде сплошных скоплений большей частью неправильной гнездообразной, линзообразной и столбообразной формы. В ассоциации с ними постоянно наблюдаются зеленоватого цвета серпентин (гидросиликат Mg и Fe), оливин — $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, хромсодержащие хлориты, иногда хромистые гранаты изумрудно-зеленого цвета и др. В некоторых массивах ультраосновных пород с ними парагенетически связаны минералы группы платины и осмистого иридия.

В зоне выветривания хромшпинелиды химически устойчивы. Лишь в условиях жаркого климата они подвергаются окислению и разрушению. Явления окисления наблюдаются также при гидротермальном изменении ультраосновных пород (превращении их в серпентиниты). Они выражаются в переходе FeO в Fe_2O_3 , в разрушении кристаллической решетки, что устанавливается рентгенометрически, и, в связи с этим, в потере прозрачности (в тонких шлифах).

Практическое значение. Хромитовые руды являются единственным сырьем для выплавки феррохрома, используемого в качестве присадки при выплавке высококачественных специальных сортов хромовых и хромоникелевых сталей. Кроме того, в промышленности имеет большое значение хромирование, т. е. покрытие металлическим хромом различных металлических изделий в целях борьбы с коррозией металла. Некоторая часть хромитовых руд идет в химическую промышленность для изготовления различных стойких красок, в кожевенном деле и в приготовлении химических препаратов (хромпиков и др.). Низкосортные сплошные руды, бедные Cr_2O_3 и богатые FeO и Fe_2O_3 , используются также для изготовления огнеупорных кирпичей.

Месторождения. Подавляющее большинство месторождений этих руд в СССР принадлежит Уралу. К числу их относятся месторождения высококачественных хромитовых руд на восточном склоне самой южной части Урала: Донские или Кемпирсайские (в Актюбинской области). Другое известное месторождение, Сарановское, находится на Северном Урале (в 6 км от ст. Бисер) и представлено крутопадающими жилообразными телами сплошных хромитовых руд относительно низкого качества (с высоким содержанием железа). Небольших размеров месторождения известны в Закавказье: Шорджинское, Гейдаринское и др. (на восточном берегу оз. Севан и юго-восточнее его в Армянской ССР).

Из месторождений вне СССР следует отметить хромитовые месторождения Родезии (Юго-Восточная Африка), Новой Каледонии, Турции и о. Кубы.

ГАУСМАНИТ — $MnMn_2O_4$. Вреденбургит — разность, представляющая смесь гаусманита и якобсита как продуктов распада твердого раствора. Альфа-вреденбургит — однородная разность, содержащая Fe.

Химический состав. MnO 62.0%, MnO_2 38.0% (Mn 72.0%). Содержит также FeO и Fe_2O_3 . Вследствие относительно легкой способности к окислению этого минерала содержание активного кислорода, по которому определяют MnO_2 , часто бывает выше, чем полагается по формуле.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $L4L^2PS$. **Кристаллическая структура** та же, что и у шпинели, несмотря на то, что минерал принадлежит к тетрагональной сингонии.

Обычно распространен в виде зернистых агрегатов. Кристаллы встречаются лишь в пустотах. **Облик кристаллов** октаэдрический (фиг. 241). Угол $(001) : (111) = 58^\circ 57'$ (для правильного октаэдра — $54^\circ 44' 8''$). **Двойники** часты по $\{101\}$. Весьма характерны полисинтетические двойники, наблюдаемые в полированных шлифах при скрещенных николях в отраженном свете.

Цвет гаусманита черный. **Черта** коричневая или красновато-бурая. **Блеск** у не затронутых окислением кристаллов сильный алмазный или полуметаллический. Полупрозрачен, но окисленные и даже слегка окисленные разности совершенно не прозрачны. Хотя каких-либо новообразований при этом установить не удастся, но двойниковое строение становится не ясным или пропадает. Очевидно, что, так же как и в хромшпинелидах, в этих случаях происходит разрушение кристаллической решетки. Оптически отрицателен. $Nm = 2.46$, $Np = 2.15$ (для Li-света).

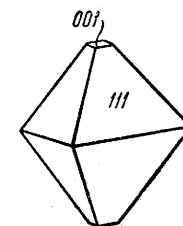
Твердость 5. Хрупок. **Спайность** по $\{001\}$ довольно совершенная. **Уд. вес** 4.7—4.9. Не магнитен.

Диагностические признаки. В зернистых агрегатах без микроскопических исследований бывает трудно отличить от других минералов марганца. От браунита отличается меньшей твердостью и по явно красноватой черте. Пиролозит — MnO_2 имеет черную черту. Минералы группы псиломелана обладают черной или шоколадно-бурой чертой. От гематита отличим по твердости и по структуре агрегатов (для гематита в большинстве случаев характерны агрегаты пластинчатых зерен). Под микроскопом легко узнается по резко выраженной оптической анизотропии минерала, по полисинтетически-двойниковому строению зерен и по пониженной твердости.

П. п. тр. не плавится. Перл буры в окислительном пламени окрашивается в фиолетовый цвет. В HCl растворяется с выделением Cl.

Происхождение. Гаусманит, аналогично магнетиту, возникает в более восстановительной среде, чем браунит. Он, так же как и браунит, с которым нередко ассоциирует, встречается в некоторых контакто-метасоматических и гидротермальных месторождениях марганца. В тесном парагенезисе с ним обычно наблюдаются минералы, богатые закисью марганца (MnO): тефроит — Mn_2SiO_4 , манганозит — MnO, родохрозит — $MnCO_3$, марганцовистые гранаты и др. Из нерудных минералов чаще наблюдается барит, но не кварц, с которым обычно ассоциируют браунит и марганцевые силикаты (родонит, бустамит).

В значительных массах гаусманит, также вместе с браунитом, иногда якобитом, магнетитом и другими безводными окислами Mn и Fe, распространен в метаморфизованных осадочных месторождениях марганца. В условиях слабого регионального метаморфизма гаусманит образуется в процессе дегидратации гидроокислов марганца, а также в процессе восстановления пиролозита и браунита. Установлены псевдоморфозы гаусманита по брауниту. Характерно, что в метаморфизованных месторождениях, в сильно восстановительных условиях, когда окислы марганца превращаются в закись, последняя в присутствии кремнезема легко образует силикаты марганца (тефроит, родонит, бустамит, гранаты). При недостатке кремнезема возникает манганозит, как это наблюдается в контакто-метасоматических месторождениях марганца в доломитах и известняках.



Фиг. 241. Кристалл гаусманита

Практическое значение. Гаусманитовые руды, как и браунитовые, используются в черной металлургии для выплавки ферромарганца или для подшихтовки при выплавке чугунов (в зависимости от богатства руд марганцем).

Месторождения. В марганцевых месторождениях СССР гаусманит как один из главных рудообразующих минералов входит в состав руд Сапальского гидротермального месторождения в мраморизованных известняках (у г. Нижний Тагил). В рудах, кроме того, наблюдаются браунит, магнетит (вероятно, марганцовистый), гематит, родохрозит, сульфиды Fe, отчасти Pb, Cu, железистые хлориты и другие минералы. В Центральном Казахстане гаусманит встречается в железомарганцевых рудах гидротермального месторождения Найзатас (в Карсакапайском районе), а также в рудах метаморфизованного осадочного месторождения Кара-Джал в ассоциации с браунитом. В Чиатурском месторождении находки гаусманита имеют минералогическое значение и представляют тот интерес, что он совместно с тефроитом (Mn_2SiO_4), браунитом, марганцовистыми гранатами и другими минералами образовался в узкой зоне контактового воздействия базальтовой магмы на марганценозные осадки третичного возраста.

В зарубежных странах гаусманит примерно в тех же парагенетических группировках минералов встречается в контактово-пневматолитовых месторождениях Нордмарк и Лонгбан (Швеция), в жильных месторождениях Ильфельд, Гарц (Германия) и Илмен-ау в Тюрингии. Из нерудных минералов в этих жилах иногда в значительных количествах содержатся барит, кварц и кальцит, а из марганцевых — браунит, родохрозит ($MnCO_3$), манганит, пиролюзит, псилломелан и др.

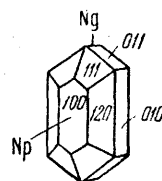
ГЕТЕРОЛИТ — $ZnMn_2O_4$. Тетраг. с. Кристаллы имеют дипирамидальный облик. Цвет черный. Черта коричнево-черная. Блеск алмазный. Полупрозрачен. Оптически отрицательный. $Nm = 2.34$, $Np = 2.14$; $Nm - Np = 0.20$. ϵ в. 6. Спайность совершенная по {001}. Уд. вес 4.85. П. п. тр. не плавится. Растворяется в HCl с выделением хлора. Встречен в месторождении Франклин, Нью-Джерси (США) и Вольфтон близ Ледвилл, Колорадо (США).

ХРИЗОБЕРИЛЛ — $BeAl_2O_4$. Хризос — по-гречески «золото». Разновидность: драгоценный камень александрит изумрудно-зеленой окраски; при рассматривании в свете электрической лампы он приобретает фиолетово-красный цвет.

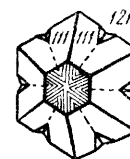
Химический состав. BeO 19.8%, Al_2O_3 80.2%. Всегда присутствуют примеси: Fe_2O_3 (3.5—6%), иногда TiO_2 (до 3%) и Cr_2O_3 (до 0.4%), с чем связана изумрудно-зеленая окраска александрита.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура.** Еще Е. С. Федоров, создавая классификацию кристаллов по внешним формам, установил, что хризоберилл по структуре должен быть тождественным с минералами группы оливина. Рентгенометрические исследования полностью подтвердили его выводы: расположение атомов в элементарной ячейке совершенно аналогично таковому в форстерите — Mg_2SiO_4 . Ионы кислорода расположены фактически по принципу плотнейшей гексагональной упаковки; ионы бериллия, так же как ионы кремния в форстерите, окружены четырьмя ионами кислорода, а ионы алюминия — шестью. **Облик кристаллов** толстотаблитчатый, иногда коротко- или длинно-призматический. Близкая к гексагональной плотнейшая упаковка ведущих ионов кислорода обуславливает псевдогексагональное отношение осей b и c ; отсюда, кристаллы по своим углам и развитию

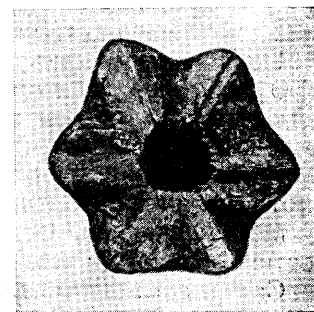
граней носят нередко псевдогексагональный облик (фиг. 242). Особенно это бросается в глаза (фиг. 243 и 244) на характерных для александрита тройниках по {031}. На гранях {100} и {010} часто наблюдается штриховатость параллельно оси c , по которой легко узнать тройниковое срастание индивидов (см. фиг. 243). В сплошных зернистых массах хризоберилл до сих пор не наблюдался.



Фиг. 242. Псевдогексагональный кристалл хризоберилла



Фиг. 243. Хризоберилл. Тройники прорастания по {031} со штриховкой на гранях {100}

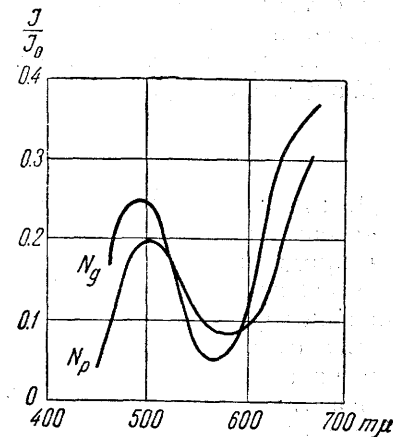


Фиг. 244. Тройник александрита

Цвет хризоберилла обычно желтый или зеленовато-желтый, редко бесцветный. Лишь хромсодержащая разновидность (александрит) обладает изумрудно-зеленой окраской. Встречаются разновидности с волнисто-опалесцирующим отливом на солнечном свете (цимофан с о. Цейлона). Свойство александрита менять свою зеленую окраску на фиолетово-красную при электрическом освещении основано, как показали исследования (фиг. 245), на том, что этот минерал обладает явно выраженной способностью пропускать синие-зеленые лучи (в интервале 460—530 $m\mu$) и красные (в интервале от 620 $m\mu$ до границы видимого спектра лучей). Так как при освещении дневным светом в восприятии цвета главную роль играют синие-зеленые лучи, то этот минерал при дневном свете кажется зеленым, а при искусственном, бедном этими лучами, выступает красный цвет. Блеск стеклянный, в изломе жирный. **Оптические константы.** $N_g = 1.753$ — 1.758 , $Nm = 1.747$ — 1.749 , $Np = 1.744$ — 1.747 ; $Ng - Np = 0.009$. Оптически положительный. $2V = 45$ до 71° . $NgNp = (010)$; $Ng = c$. Плеохроизм: по Np — желтый, по Nm — слегка желтоватый, по Ng — желтый.

Твердость 8.5. Хрупок. **Спайность** по {001}, {010} и {100} несовершенная. Излом раковистый. Уд. вес 3.50—3.84.

Диагностические признаки. Встречается исключительно в кристаллах, весьма характерных по своей форме, существенно отличной от берилла, по высокой твердости и окраске.



Фиг. 245. Кривые пропускания света александритом по N_g и N_p в зависимости от длины волн видимого спектра. По С. В. Грум-Гржимайло

По оси абсцисс отложены длины волн света, по оси ординат — отношение интенсивности прошедшего через минерал света (J) к интенсивности падающего света (J_0)

П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется. Разлагается лишь при сплавлении порошка с КОН или KHSO_4 . Сплав, смоченный азотнокислым кобальтом, при прокаливании дает характерное синее окрашивание.

Происхождение. Этот сравнительно редкий минерал обычно распространен в пегматитах или в контактово-пневматолитовых образованиях на границе сланцев с гранитными интрузивами.

В зоне окисления весьма устойчив. Встречается в россыпях, иногда в виде окатанных галек.

Искусственно хризоберилл получается путем сплавления BeO и Al_2O_3 с минерализаторами (B_2O_3 , AlF_3 и др.). Александрит также легко получается тем же способом при отсутствии соединений хрома в довольно крупных кристаллах.

Практическое значение. Красиво окрашенные прозрачные разности употребляются как драгоценные камни для вставок в украшения.

Месторождения. Отдельные экземпляры кристаллов александрита достигают иногда нескольких сантиметров в поперечнике.

Самая замечательная из когда-либо найденных группа 22 крупных кристаллов и мелких тройниковых сростков александрита хранится в Минералогическом музее Академии наук СССР. Хризоберилл обычно наблюдается в ассоциации с изумрудом, полевыми шпатами, апатитом и другими минералами слюдяных, хлоритовых и тальковых сланцев, обычно в контактовых оторочках гранитных пегматитов.

Из иностранных месторождений укажем на месторождения в провинции Минас-Жерайс (Бразилия), где хризоберилл в ассоциации с топазом, горным хрусталем, шпинелью, гранатом, турмалином и другими минералами встречается в пегматитовых жилах среди гнейсов и слюдяных сланцев, а также в россыпях на островах Цейлон и Мадагаскар.

7. ГРУППА РУТИЛА

В эту группу входят соединения типа AX_2 , кристаллизующиеся в тетрагональной сингонии: двуокиси Ti, Sn, Mn и Pb. Из них TiO_2 в природе известна в трех полиморфных модификациях, носящих особые названия, а MnO_2 — по крайней мере в двух модификациях. По некоторым данным, и соединение SnO_2 является диморфным.

Все относящиеся сюда главные минералы не связаны друг с другом парагенетически и образуются в различных условиях. Двуокись олова отчасти встречается в условиях, аналогичных условиям, при которых образуется TiO_2 , но в основном при геологических процессах ведет себя все же обособленно. Что касается MnO_2 и PbO_2 , то они образуются в совершенно других условиях, почти исключительно при экзогенных процессах минералообразования.

Замечательной особенностью химического состава некоторых разностей рутила является то, что в них в виде изоморфных примесей присутствуют Nb^{5+} и Ta^{5+} , но совместно с Fe^{2+} .

Химическая формула для таких разностей выражается в следующем виде: $\text{Ti}_{3-3x}\text{Nb}_x\text{Fe}_x\text{O}_6$. Из этой формулы видно, что два иона Nb^{5+} и один Fe^{2+} могут заменять три иона Ti^{4+} с сохранением общего заряда заменяемых ионов. Так как размеры ионных радиусов всех этих ионов примерно одного порядка (см. фиг. 219), то кристаллическая структура минерала будет оставаться однотипной. Лишь размеры ее будут несколько возрастать соответственно размерам ионных радиусов Nb^{5+} , Ta^{5+} и Fe^{2+} (или Mn^{2+}). Таким образом, эти разности

рутила представляют изоморфные смеси TiO_2 , вернее Ti_3O_6 , с $\text{Fe}^{2+}\text{Nb}_2\text{O}_6$ или $\text{Fe}^{2+}\text{Ta}_2\text{O}_6$ (т. е. минералами, называемыми мосситом и тапиолитом), кристаллизующимися в той же структуре рутила. Согласно имеющимся анализам, в некоторых разностях половина состава рутила заменена этими соединениями. Таким образом, нет оснований сомневаться в том, что при высоких температурах существует непрерывный изоморфный ряд: Ti_3O_6 — $\text{Fe}(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$.

Следует указать, что соединения FeNb_2O_6 и FeTa_2O_6 являются диморфными и кристаллизуются как в тетрагональной, так и в ромбической сингонии. Кристаллическая структура ромбической модификации (колумбита и танталита) аналогична ромбической модификации TiO_2 (брукита). Здесь также вполне возможны изоморфные смеси, однако в природе эти минералы встречаются в столь различных условиях образования, что этот изоморфизм фактически не осуществляется.

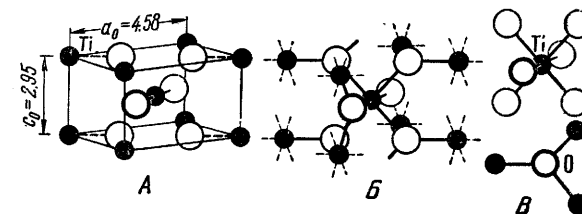
Кроме того, известны разности рутила, довольно богатые трехвалентными металлами Fe^{3+} и Cr^{3+} . Это показывает, что рутил имеет некоторое родственное отношение и к группе гематита. К сожалению, эти интересные в теоретическом отношении разности изучены очень слабо.

Во всех этих минералах в виде изоморфной примеси иногда присутствует также Sn, но в очень незначительных количествах. Точно так же в самом касситерите SnO_2 изоморфные примеси Ti^{4+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} , Fe^{3+} и W^{6+} устанавливаются в ограниченных количествах.

		a_0	b_0	c_0	Уд. вес
Рутил	TiO_2	Тетраг. с.	4.58	2.95	4.23
Анализ	TiO_2	" "	3.73	9.37	3.90
Брукит	TiO_2	Ромбич. с.	9.166	5.436	5.135
Ильменорутил	$(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe}^{2+})\text{O}_2$	Тетраг. с.			4.6—5.1
Стрюверит	$(\text{Ti}, \text{Ta}, \text{Fe}^{2+})\text{O}_2$	" "			4.9—5.3
Моссит	$\text{Fe}^{2+}(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$	" "	4.711	9.12	6.9
Тапиолит	$\text{Fe}^{2+}(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$	" "	4.745	9.21	7.85
Колумбит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{Nb}_2\text{O}_6$	Ромбич. с.	5.082	14.238	5.135
Танталит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{Ta}_2\text{O}_6$	" "			8.2
Касситерит	SnO_2	Тетраг. с.	4.72	3.17	7.00
Пирролюзит	MgO_2	" "	4.38	2.85	5.06
Рамсделлит	MnO_2	Ромбич. с.			4.7
Платтерит	PbO_2	Тетраг. с.	4.931	3.367	9.42

Кристаллическая структура рутила является типической для целого ряда соединений. Несмотря на свою простоту (фиг. 246), она отличается некоторыми особенностями.

Ионы Ti образуют центрированную квадратную призму, т. е. занимают углы и центр ее. Ионы кислорода располагаются попарно параллельно диагоналям оснований призмы. Каждый ион Ti окружается шестью ионами O (фиг. 246 B). Располагающимися по углам почти правильного октаэдра, а каждый ион O окружен тремя ионами Ti (в углах почти равностороннего треугольника). Таким образом, координационные



Фиг. 246. Кристаллическая решетка рутила
А — элементарная ячейка; Б — связи между Ti и O; В — расположение ионов кислорода вокруг иона титана и титана вокруг иона кислорода

числа в решетке типа рутила будут 6:3. Как показал Н. В. Белов, главная (четверная) ось кристалла рутила не перпендикулярна, как обычно, плоскости плотнейшей упаковки, а лежит в этой плоскости, представляя одно из трех возможных направлений в плоскости гексагональной сетки. Этим объясняется не только шестоватый облик кристаллов, но и образование характерных для рутила коленчатых двойников, индивиды которых срastaются под углом 120° .

Кристаллическая решетка моссита и тапиолита получается из решетки рутила путем замены в ней трех ионов Ti двумя ионами Nb или Ta и одним ионом Fe^{2+} , причем оба они находятся в шестерной координации ионов кислорода. Таким образом, с кристаллохимической точки зрения, здесь, так же как и в структурах ильменита и шпинели, мы не имеем в качестве структурной единицы какого-либо анионного комплекса, который мог бы указывать на солеобразную природу этих соединений. Поэтому приходится рассматривать их как двойные окислы типа $RO \cdot R_2O_5$, а не как ниобаты и танталаты Fe и Mn, как это принималось до последнего времени.

Кристаллы минералов, относящихся к тетрагональной сингонии, часто вытянуты вдоль оси *c* или имеют пирамидальный облик. Для типичных минералов группы рутила характерны облик кристаллов, высокая твердость, относительно большие показатели преломления, высокое двупреломление и химическая стойкость.

Такие же соотношения в кристаллических структурах, какие были показаны для рутила и моссита (или тапиолита), существуют и для брукита с колумбитом (или танталитом), кристаллизующихся в ромбической сингонии. Структура брукита описана ниже (см. брукит).

РУТИЛ — TiO_2 . Название происходит от латинского слова *rutillus* — «красноватый». Он является наиболее устойчивой модификацией TiO_2 как при высоких, так и при низких температурах.

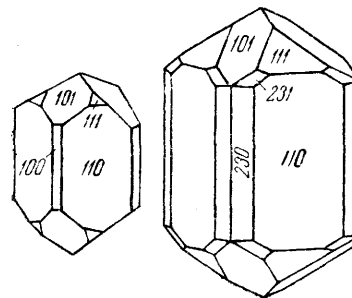
Химический состав. Ti 60%. Химические анализы показывают, что в нем часто присутствуют примеси других элементов: Fe в виде закиси или окиси, иногда Sn^{4+} (до 1.5%), изредка Cr^{3+} , V^{3+} , H_2O и некоторые другие. Богатая $FeTiO_3$ (в виде твердого раствора) разновидность называется нигрином.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. L^4L^25PC . **Кристаллическая структура** рутила, как типическая, была описана выше (фиг. 246). **Облик кристаллов** рутила чрезвычайно характерен: призматический, столбчатый до игольчатого. Обычные формы: $\{100\}$, $\{110\}$, $\{101\}$, $\{111\}$, изредка $\{001\}$. Часто наблюдается штриховатость вдоль главной оси *c*. Типичные формы кристаллов изображены на фиг. 247. Очень часты двойники коленчатой формы (фиг. 248) с плоскостью срastания (011) . Плоские сетчатые сростки двойников игольчатого рутила называют сагенимом (фиг. 249). Известны закономерные срastания кристалликов рутила с кристаллами гематита, причем четверная ось рутила совпадает с одной из горизонтальных двойных осей гематита. Игольчатые волосовидные кристаллы рутила иногда наблюдаются в виде пучков, заключенных в кристаллах кварца.

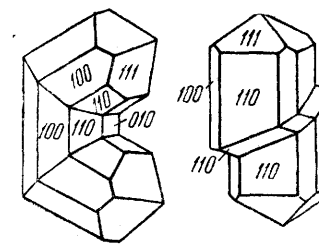
Цвет рутила обычно темножелтый, бурый, красный и черный (нигрин). Бесцветные или бледноокрашенные разновидности исключительно редки. **Черта** желтая, светлорубая. **Блеск** алмазный до металловидного (для непрозрачных черных разновидностей). В тонких шлифах прозрачен или полупрозрачен. **Оптические константы.** Оптически положительный. $N_g = 2.903$, $N_m = 2.616$. Двупреломление необычайно высокое: $N_g - N_p = 0.287$.

Твердость 6. Хрупок. **Спайность** по $\{110\}$ совершенная, по $\{100\}$ средняя. **Уд. вес** 4.2—4.3, для нигрина — до 5.2.

Диагностические признаки. Весьма характерны тетрагональные призматического облика кристаллы и коленчатые двойники. Смешать можно с минералами, похожими по облику кристаллов: с цирконом — $ZrSiO_4$, обладающим более высокой твердостью (7—8), и с касситеритом — SnO_2 , для которого характерен высокий удельный вес. Волосовидные кристаллы рутила можно принять иногда за турмалин, отличающийся по оптическим константам.



Фиг. 247. Кристаллы рутила

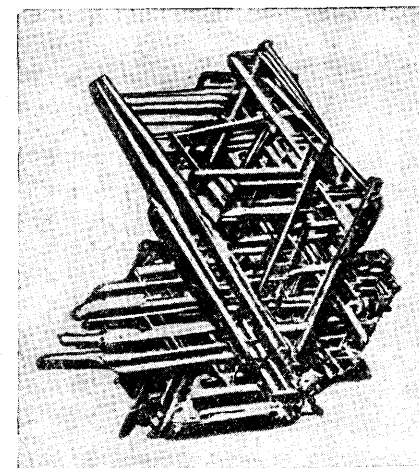


Фиг. 248. Двойники рутила

П. п. тр. не плавится и не изменяется. В кислотах не растворяется. С фосфорной солью реагирует на титан (стекло в восстановительном пламени становится фиолетовым).

Происхождение. Рутил в природе образуется в различных условиях. Изредка он наблюдается как составная часть и з в е р ж е н н ы х пород (в сиенитах, реже в гранитах).

В небольших количествах он встречается в пегматитах и некоторых гидротермальных месторождениях в ассоциации с кварцем, минералами титана и железа (ильменитом, ильменорутилом, гематитом, магнетитом), иногда с корундом, силикатами и с другими минералами. Известны редкие находки его в виде новообразований в экзогенных продуктах разложения титановых минералов, изредка в осадочных породах, а также в месторождениях боксита. Однако гораздо чаще он образуется при метаморфических процессах в результате преобразования титаносодержащих минералов, выделяясь в виде самостоятельных зерен в гнейсах, слюдяных сланцах, амфиболитах и других породах. Весьма эффектны его игольчатые и волосовидные кристаллы в жилах альпийского типа, нередко заключенные в кристаллы горного хрусталя и гематита; часто он наблюдается в сопровождении брукита и анагаса.



Фиг. 249. Закономерные срastания игольчатого рутила (сагеним)

В виде мельчайших новообразований встречается в осадочных породах, богатых гидроокислами железа, алюминия и кремния.

В зоне окисления химически устойчив и нередко встречается в россыпях в виде окатанных зерен и галек.

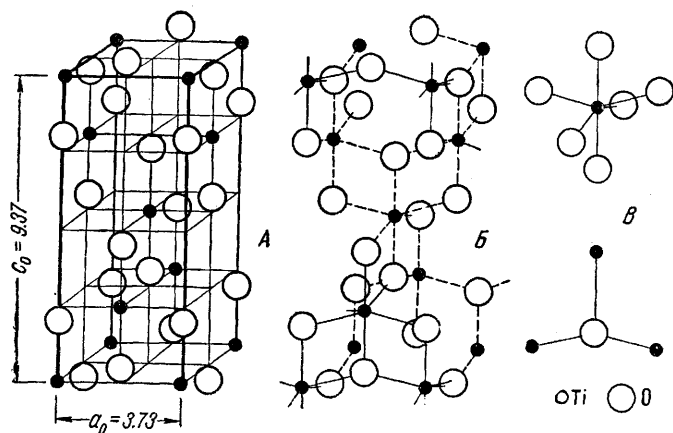
Практическое значение. Употребляется для выплавки ферротитана, применяемого в производстве некоторых стойких при ударе сортов стали, в керамике в качестве бурой краски и в радиотехнике как детектор.

Месторождения. В СССР рутил в виде крупных кристаллов известен в ряде месторождений в слюдяных сланцах, в пегматитовых жилах Ильменских гор, в месторождении Семиз-Бугу (Центральный Казахстан) с корундом, и в других местах. Кроме того, он часто встречается в россыпях, особенно на Среднем Урале.

Из иностранных месторождений отметим месторождения Северной Каролины (США), особенно Стони Пойнт, Александр, где встречаются замечательные кристаллы рутила различного облика, а также довольно крупные месторождения в районах Амхерст и Нельсон, Вирджиния (США). Музейные образцы игольчатого и шестоватого рутила в горном хрустале происходят из многочисленных жил альпийского типа в Альпах (Тавец, Бинненталь, Сен-Готард, Тессин), с о. Мадагаскар (Тогфено), из Бразилии (Минас-Жерайж).

Нигрин — $(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})\text{O}_2$. Содержание FeO достигает 20%¹. Иногда содержит SnO_2 (до 1.4%). Облик кристаллов как у рутила. Цвет черный. Черта темнубурая. Блеск полуметаллический. Тв. 6. Уд. вес 4.4—5.2. Встречен в Бернау, Бавария (Германия), Олапиан, Трансильвания (Румыния) и в других местах.

Хромрутил — $(\text{Ti}, \text{Cr})\text{O}_2$? Содержание Cr_2O_3 по одному анализу 16.6%. Встречен в виде мелких блестящих кристалликов на хромите вместе с кеммереритом (хромовым хлоритом) на Урале в районе Каслей, а также в Ред Ледж, Уошингтон, Калифорния (США) и в Кирхшпиль, Вестманланд (Швеция).



Фиг. 250. Кристаллическая решетка анатаза

А—элементарная ячейка; В—связи между Ti и O; В—расположение ионов кислорода вокруг иона титана и наоборот (ср. с рутилом, фиг. 246)

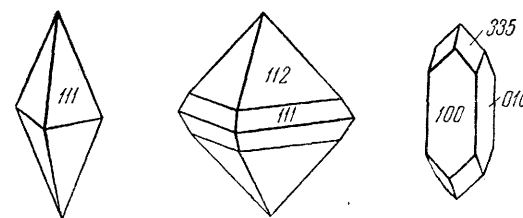
АНАТАЗ — TiO_2 . Наименее устойчивая модификация. Тетраг. с.; дитетрагонально-дипирамидальный в с. L^4L^25PC . Кристаллическая структура, однако, несколько отличается от структуры рутила. Элементарная ячейка имеет форму тетрагональной призмы

¹ Более богатые железом разновидности (изерит) под микроскопом оказываются неоднородными.

(фиг. 250), в которой ионы титана располагаются как в решетке рутила—по ее вершинам и в центре, но, кроме того, по одному на каждой грани призмы (на разных высотах). Координационные числа те же, что в решетке рутила (6:3), но геометрические формы окружения более искаженные (см. фиг. 250 В). Эти отличия в кристаллической структуре обуславливают существенно иные по сравнению с рутилом физические свойства этого минерала (облик кристаллов, спайность и др.).

Кристаллы имеют характерный дипирамидальный облик, причем дипирамида (111) острее дипирамиды, близкой по форме к октаэдру, что отличает его от рутила (фиг. 251). Реже встречаются кристаллы таблитчатой или призматической формы.

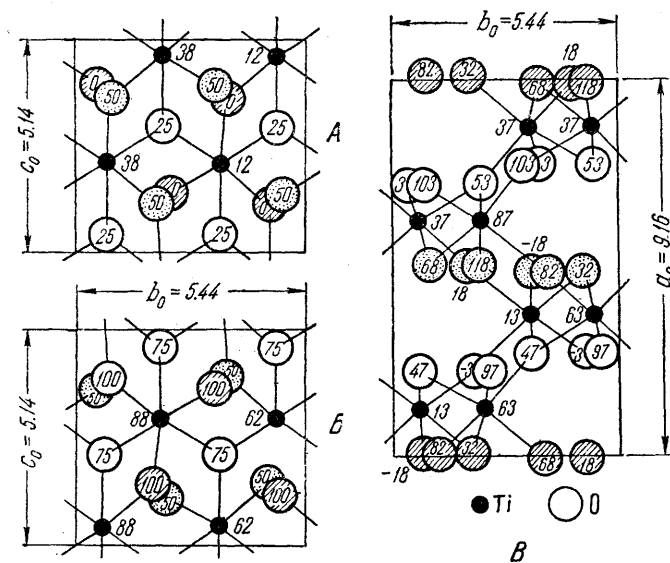
Цвет бурый, коричневый, черный. Черта бесцветная. Блеск алмазный. Оптически отрицательный. $N_m = 2.55$, $N_p = 2.49$; $N_m - N_p = 0.06$. Тв. 5—6. Спайность совершенная по (001) и (111), чем отличается от рутила. Уд. вес 3.9 (меньше, чем у рутила). П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется.



Фиг. 251. Кристаллы анатаза

Чаще встречается в пегматитах и кристаллических сланцах (хлоритовых, слюдяных и других). В хорошо образованных мелких кристаллах на кварце нередко наблюдается в жилах альпийского типа (месторождения Швейцарских Альп, Бразилии, в ряде мест Урала). Как продукт гидротермального изменения титаносодержащих минералов (сфена, ильменита) устанавливается во многих измененных изверженных породах (под микроскопом в виде лейкоксена). Будучи химически устойчивым минералом, он попадает также в россыпях (Атланская россыпь около Миасса). Как показывают исследования бокситов, состоящих в основном из гидрокислов алюминия, содержание в них TiO_2 (до нескольких процентов) обусловлено присутствием в основном тонкодисперсного анатаза, образующегося, очевидно, в процессе обезвоживания первоначально возникающего гидрата двуокиси титана.

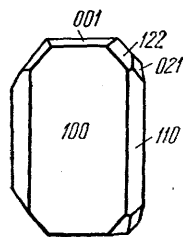
БРУКИТ— TiO_2 . Ромбич. с.; ромбо-дипирамидальный в с. $3L^23PC$. Редкий. Кристаллическая структура характеризуется некоторыми особенностями. На фиг. 252 А представлена в идеализированном виде проекция решетки на плоскость (100). Ионы кислорода располагаются слоями на разных высотах: 0, 25 и 50, в положениях, отвечающих гексагональной плотнейшей упаковке. Два иона Ti лежат между слоями 0 и 25, а два другие — между 25 и 50, причем каждый окружен 6 ионами кислорода. В вышележащих кислородных слоях (фиг. 252 Б) ионы O также отвечают плотнейшей гексагональной упаковке. Однако при наложении их на нижележащие слои (фиг. 252 А) легко убедиться, что в целом мы имеем комбинацию гексагональной и кубической упаковок: кислородные ионы «75» располагаются не над ионами «25», а так, как в кубических упаковках (ср. фиг. 110 на стр. 176). В проекции на плоскость (001) действительная



Фиг. 252. Кристаллическая решетка брукита (в несколько идеализированном виде)

А и Б—два участка решетки в проекции на (100); нижний располагается над верхним (ионы кислорода, помеченные цифрой 50, являются общими); В—решетка в проекции на (001) с действительным положением ионов кислорода и титана

кристаллическая решетка выглядит так, как это изображено на фиг. 252 В. Она имеет вид сложной цепи.



Фиг. 253. Кристалл брукита

Брукит встречается почти исключительно в кристаллах различного облика, но чаще таблитчатого (фиг. 253). Характерна вертикальная штриховка. Цвет желто- или красно-бурый до черного. Черта бесцветная до серовато- или буровато-желтой. Блеск алмазный. Оптически положительный. $N_g = 2.741$, $N_m = 2.586$, $N_p = 2.583$, $N_g - N_p = 0.158$. В некоторых случаях наблюдается очень сильное изменение показателей преломления, а в связи с этим и дисперсия оптических осей для разных длин волн. Тв. 5—6. Спайность по (110) не ясная. Уд. вес 3.9—4.0. При прокаливании удельный вес увеличивается и становится равным удельному весу рутила (очевидно, происходит перестройка кристаллической решетки в более устойчивую).

Превосходные кристаллы брукита у нас встречаются в Атланской золотоносной россыпи близ Миасса. Совместно с рутилом и анатазом он встречается в Швейцарских Альпах и в других местах.

ИЛЬМЕНОРУТИЛ — $(\text{Ti, Nb, Fe})\text{O}_2$, точнее — $\text{Ti}_{1-3x}\text{Nb}_{2x}\text{Fe}_x\text{O}_2$, где x обычно не больше 0.2. Содержание TiO_2 снижается до 53%, FeO доходит до 12.3%, Nb_2O_5 до 32%, Ta_2O_5 до 14.7% и иногда SnO_2 до 1%. Содержание ниобия сильно колеблется даже в одном и том же образце, что отражается на удельном весе и таких физических свойствах, как цвет черты, блеск и др. Под микроскопом иногда устанавливаются включения ильменита в виде пластинок, представляющих, по видимому, продукт распада твердого раствора. Впервые установлен Н. И. Кокшаровым.

Сингония тетрагональная. Кристаллы имеют характерную штриховку на гранях. Ильменорутит обычно встречается в виде скоплений неправильной формы. Цвет черный. Черта от зеленовато-желтой (для разностей с малым содержанием железа и ниобия) до буровато-зеленой (для разностей, богатых Fe, Nb и Ta). $N_g = 2.66$ и $N_m = 2.32$. Блеск сильный алмазный до полуметаллического. Тв. 6. Уд. вес, повышаясь по мере увеличения содержания Nb и Ta, доходит до 5.1.

Ильменорутит образует желвакообразные выделения среди биотито-полевошпатовых и пироксено-полевошпатовых участков пегматитовых жил. С периферии эти скопления обычно замещаются зернистым агрегатом ильменита или сфена. В ассоциации с биотитом и другими минералами встречается в сиенитовых и изредка в гранитовых пегматитах, в их альбитизированных участках. Распространен также в россыпях.

Установлен в пегматитах: Гравеггия, Пьемонт (Италия), Ивеланд (Южная Норвегия) и в других местах.

СТРЮВЕРИТ — $(\text{Ti, Ta, Fe})\text{O}_2$, или $\text{Ti}_{1-3x}\text{Ta}_{2x}\text{Fe}_x\text{O}_2$ (x обычно не выше 0.2). Содержание Ta_2O_5 доходит до 36%, Nb_2O_5 до 6.90%, FeO до 15.8%. Иногда устанавливается SnO_2 (до 2.67%). По многим физическим свойствам сходен с ильменорутилом. Уд. вес выше — достигает 5.3—5.5. Встречен в пегматитах: Фелена и Ампагабе на о. Мадагаскаре, Перак (Малайские Соединенные Штаты); в пегматитовых жилах близ Гравеггии, Пьемонт (Италия); оловосодержащий стрюверит был установлен близ Кйстона, Южная Дакота (США) — также в пегматитовых жилах.

МОССИТ — ТАПИОЛИТ — $\text{Fe}(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_6$ — $\text{Fe}(\text{Ta, Nb})_2\text{O}_6$. Представляют изоморфный ряд. Химический состав не постоянный. Известна также марганцево-танталовая разность — иксиолит — $\text{Mn}(\text{Ta, Nb})_2\text{O}_6$, содержащая 8.92% SnO_2 .

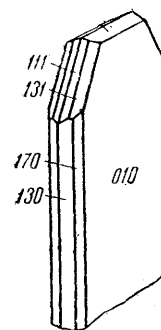
Тетраг. с. Кристаллографически и в структурном отношении сходны с рутилом, с которым образуют твердые растворы (ильменорутил и стрюверит). Цвет черный. В тонких шлифах эти минералы красновато-бурые. Блеск полуметаллический. Оптически положительные. Для тапиолита: $N_g = 2.42$, $N_m = 2.27$ (для Li-света). Плеохроизм очень сильный: по N_g — почти непрозрачный, по N_m — желтый или красно-бурый. Тв. 6. Уд. вес 6.9—7.9 (более высокий для тапиолита). П. п. тр. не плавятся. В кислотах не растворяются. Встречены в пегматитах около Тамеллы (Финляндия), около Мосса (Норвегия).

КОЛУМБИТ — ТАНТАЛИТ — $(\text{Fe, Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ — $(\text{Fe, Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$. Образуют непрерывный ряд изоморфных смесей. Название «колумбит» происходит от американского названия элемента ниобия (колумбий). Синоним колумбита: ниобит.

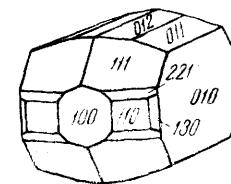
Химический состав очень непостоянный, даже в одном и том же месторождении содержания Fe и Mn, так же как и содержания Nb и Ta, колеблются в широких пределах. Любопытно, что танталиты встречаются либо почти чисто марганцевистые, либо — чисто желе-

зистые (промежуточные разности редки). Иногда в незначительных количествах содержат примеси: SnO_2 (до 1—2%, реже до 2—9% в танталитах), WO_3 , TiO_2 и ZrO_2 , изредка UO_2 и UO_3 (до 10% — то и дит). В более богатых оловом колумбитах и танталитах в полированных шлифах наблюдались включения касситерита.

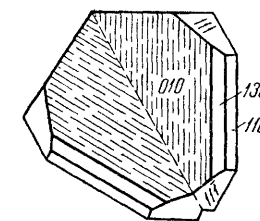
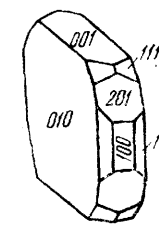
Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Кристаллическая структура аналогична структуре брукита (фиг. 252). Ионы Nb, Ta, Mn, Fe, W, U и вероятно Sn располагаются на местах Ti,



Фиг. 254. Пластиноччатый кристалл колумбита



Фиг. 255. Кристаллы колумбита



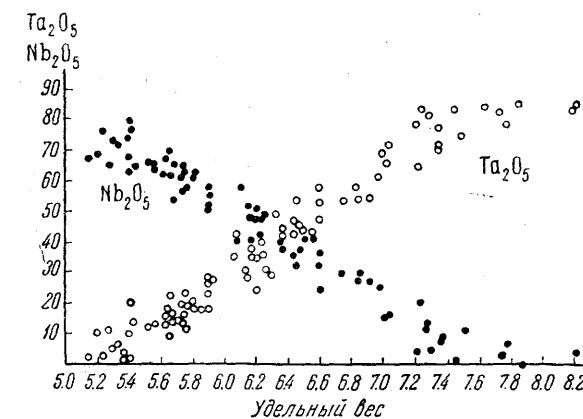
Фиг. 256. Двойник колумбита

т. е. в центрах октаэдрических групп кислорода. Облик кристаллов пластинчатый по {010} (фиг. 254), таблитчатый, иногда короткостолбчатый (фиг. 255). Наиболее обычные формы: пинакоиды {100}, {010}, {001}, призма {110}, дипирамида {111} и другие. Двойники наблюдаются по (201), нередко пластинчато-сердцевидные и характеризующиеся перистой штриховкой (фиг. 256). Описаны закономерные сращения колумбита с самарскитом.

Цвет черный или буровато-черный. Черта красная или красновато-бурая до красновато-черной. Блеск полуметаллический. Непрозрачны. Лишь в тонких шлифах просвечивают красно-бурым или красным цветом. Оптические константы. Для колумбита $N_m = 2.45$ (для Li-света). Для танталита: $N_g = 2.34$, $N_m = 2.25$, $N_p = 2.19$. Двупреломление падает по мере увеличения содержания Ta. Плеохроизм сильный.

Твердость 6. Хрупкие. Спайность по {100} довольно ясная. Уд. вес 5.15—8.20, увеличивается по мере увеличения содержания Ta (фиг. 257). Прочие свойства. Колумбит является проводником электричества.

Диагностические признаки. В неправильных зернах распознать колумбит и танталит бывает очень трудно. Их можно смешать:



Фиг. 257. Зависимость между содержанием Ta_2O_5 и Nb_2O_5 и удельным весом. По А. И. Гинзбургу

1) с ильменитом — отличие по цвету черты, облику кристаллов и отрицательным реакциям на Nb и Ta; 2) с вольфрамитом, обладающим более совершенной спайностью по {010} и меньшей твердостью; 3) с ортитом, имеющим меньший удельный вес (3.2—4.2) и светлую черту; 4) с черным турмалином, для которого характерны высокая твердость и светлая черта; 5) с самарскитом, эшинитом, эвксенитом и с другими ниобатами и танталатами, содержащими редкие земли и радиоактивные элементы, от которых без данных спектрального и радиометрического анализа, а также микрохимических реакций отличить их трудно. У большинства из этих минералов излом раковистый, у колумбита же неровный, шероховатый.

П. п. тр. не плавятся. В кислотах не растворимы. Колумбит после сплавления с КОН и обработки разбавленной HCl и H₂SO₄, при прибавлении металлического Zn, дает прочную синюю окраску. Танталит после сплавления с KHSO₄ и обработки HCl дает желтый раствор и тяжелый белый осадок, приобретающий яркосиний цвет при прибавлении Zn; однако при разбавлении водой синяя окраска исчезает.

Происхождение. Обычно встречаются в пегматитовых жилах в ассоциации с различными минералами, образующимися в более поздние стадии пегматитового процесса: с альбитом, кварцем, мусковитом, турмалином, цирконом, вольфрамитом, касситеритом, иногда самарскитом, монацитом и другими.

Будучи относительно устойчивыми в зоне окисления минералами, они встречаются в россыпях.

Практическое значение. В случае значительных скоплений этих минералов, они могут иметь промышленное значение как источник ниобия и тантала, используемых в производстве особых сортов сталей и для других целей.

Месторождения. Из иностранных месторождений известны: месторождение около Мосса, Крагерё и Финбо (Норвегия), месторождения около Лиможа (Франция) с прекрасно образованными кристаллами, Ивигтут (Гренландия) и др.

КАССИТЕРИТ — SnO₂. Касситерос — по-гречески «олово». Синоним: оловянный камень. Касситерит фактически является единственным промышленно важным минералом олова.

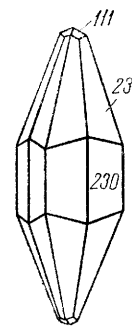
Химический состав. Sn 78.8% (по химической формуле). Почти постоянно присутствуют примеси. Чаще других устанавливается Fe₂O₃ (до 8%). Во многих случаях, особенно в касситеритах из пегматитовых месторождений, обнаруживаются Ta₂O₅ (в айналите до 9%), Nb₂O₅, TiO₂ (до десятых долей процента, редко больше), MnO, FeO, изредка ZrO₂ и WO₃. Все эти разновалентные металлы, подобно тому как это встречается в некоторых разновидностях рутила, по всей вероятности присутствуют в виде изоморфных примесей. Исключение, возможно, составляет богатый Ta айналит (в природе существует самостоятельный минерал состава SnO₂·Ta₂O₅ — горолит). Примеси SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO и другие, повидимому, обусловлены тонкодисперсными включениями посторонних минералов. Спектроскопически устанавливаются также содержания Ga, Ge, In, Sc, Cu, Hf и др.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. L⁴L²5PC. Однако, встречающиеся оптически двуосные разновидности, возможно, обладают кристаллической решеткой, близкой к ромбической. Искусственно ромбические кристаллы SnO₂ (с уд. весом 6.70) были получены Добрэ. **Кристаллическая структура** идентична структуре

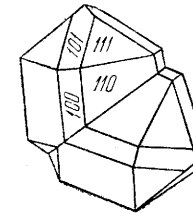
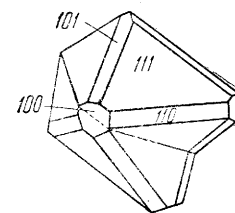
рутила. **Облик кристаллов.** В виде хорошо образованных и сравнительно часто наблюдаемых кристаллов касситерит встречается в пустотах. Кристаллы обычно мелкие, но изредка достигают крупных



Фиг. 258. Дипирамидальный кристалл касситерита



Фиг. 259. Дипирамидально-призматический кристалл касситерита



Фиг. 260. Двойники касситерита по {101}

размеров — до 10 см (в несколько килограммов весом). Чаще всего они имеют дипирамидальный (фиг. 258), пирамидально-призматический (фиг. 259) или столбчатый облик, иногда игольчатый. В пегматитах обычно встречаются кристаллы дипирамидального облика и нередко в виде двойников. Вкрапленные зерна в грейзенах и гранитах часто обладают неправильными, ксеноморфными очертаниями. Неправильные формы свойственны также зернам касситерита, образовавшимся метасоматическим путем при эндогенном окислении станнина и других сернистых соединений олова. **Двойники** кристаллов очень часты и, подобно двойникам рутила, имеют коленчатый вид (фиг. 260). **Агрегаты.** Сплошные зернистые или радиально-лучистые массы встречаются редко (в низкотемпературных месторождениях). Касситерит обычно наблюдается в виде вкраплений кристалликов или неправильной формы зерен. В пустотах гидротермальных жил он иногда обнаруживается в виде друз хорошо образованных кристаллов. Так называемый «деревянистый касситерит» встречается в виде желваков и натечных форм; обладает концентрически-зональным строением, свойственным коллоидным массам.

Цвет. Примесями Fe, Nb, Ta и Mn касситерит обычно окрашен в темнобурые оттенки до смоляно-черного цвета, причем в тонких шлифах часто наблюдается кристаллически-зональное строение отдельных кристаллов и зерен, обусловленное чередованием зон с различной степенью интенсивности окраски. При позднейших эндогенных изменениях, сопровождающихся осветлением или даже обесцвечиванием касситерита, эта зональность исчезает. Реже встречаются кристаллы буровато-желтого или медово-желтого цвета. Совершенно бесцветные разновидности очень редки. **Черта** у темных разновидностей обычно слабо окрашенная в буроватые оттенки. **Блеск** алмазный, в изломе — смоляной, слегка жирный. Грани кристаллов иногда бывают матовые. Непрозрачные черные разновидности обладают даже полуметаллическим блеском. **Оптические константы.** Оптически положительный. $N_g = 2.09$, $N_m = 1.99$; $N_g - N_m = 0.10$. Темные разновидности обычно двуосны ($2V$ достигает 20°). Иногда наблюдается плеохроизм.

Твердость 6—7. Хрупок. **Спайность** несовершенная, иногда ясная по 100. Излом часто раковистый. **Уд. вес** 6.8—7.0. **Прочие свойства.** Не магнитен. Черные разности, обогащенные железом, все же притягиваются электромагнитом.

Диагностические признаки. По форме кристаллов, двойникам и цвету похож на рутил, а светлоокрашенные разности — также на циркон. Существенно отличается от них по удельному весу, по твердости (у циркона 7—8) и по характерному слегка жирному или смолянному блеску в изломе. В тонких шлифах мелкие зерна касситерита можно принять за циркон, двупреломление у которого значительно ниже.

П. п. тр. не плавится, но с тремя объемами соды на угле, при продолжительном дутье, в восстановительном пламени получают мелкие ковкие корольки олова и белый налет SnO_2 . Кислоты не действуют. Если положить на касситерит каплю HCl и прикоснуться к нему кусочком цинка (или лучше специально изготовленной цинковой иглой), то через некоторое время под восстанавливающим влиянием бурно выделяющегося водорода на нем образуется металлический налет олова, блестящий после протирки на сукне (очень характерная, почти всегда удающаяся реакция для касситерита).

Происхождение. Месторождения касситерита генетически связаны главным образом с кислыми изверженными породами, преимущественно с гранитами.

В самих гранитах касситерит устанавливается очень редко и тогда главным образом в грейзенизированных участках, т. е. превращенных под влиянием пневматолитовых агентов (F , Cl , B и др.) в слюдисто-полевошпато-кварцевую породу с топазом, флюоритом, лепидолитом (литиевой слюдой), турмалином и другими минералами. Полагают, что при высоких температурах олово переносится в виде летучих соединений SnF_4 и SnCl_4 , которые впоследствии гидролизуются с выпадением SnO_2 . Установлено также, что щелочные растворы, содержащие сероводород, в восстановительной среде являются весьма активными в отношении переноса олова.

Очень неравномерно распространенные скопления касситерит образует в пегматитовых жилах, связанных с оловоносными интрузиями. В парагенезисе с ним присутствуют: кварц, слюды, альбит, турмалин, иногда колумбит, берилл, сподумен и т. д. Касситерит встречается также в некоторых контакто-метасоматических месторождениях, в тесной ассоциации с различными сульфидами, что указывает на отложение его в гидротермальную стадию процесса.

Жильные гидротермальные месторождения касситерита являются гораздо более важными в промышленном отношении. Из них главное значение имеют типы жил: 1) кварц-касситеритовых и 2) сульфидно-касситеритовых. В первом типе, кроме преобладающего кварца и касситерита, обычно присутствуют: турмалин, белая слюда, полевые шпаты, вольфрамит, в небольших количествах арсеницит, пирит, иногда флюорит, топаз, берилл и другие минералы. Касситерит встречается главным образом вкрапленным в кварцевую массу и в пустотах в виде кристаллов, иногда достигающих крупных размеров. Во втором типе месторождений касситерит ассоциирует преимущественно с сульфидами: в одних случаях главным образом с пирротинном и отчасти с сфалеритом, халькопиритом, станнином; в других — преимущественно с сфалеритом и галенитом и, наконец, в третьих — среди разнообразных сульфидов, где видную роль играет

висмутин (болливийский тип). Из нерудных минералов, кроме кварца, в существенных количествах встречаются черные турмалины, очень часто железистые хлориты и карбонаты. Устанавливаются также отдельные случаи образования касситерита в результате эндогенного окисления сернистых соединений олова (станнин, тиллит). Вообще нужно сказать, что олово, несмотря на то, что в гидротермальных растворах оно переносится вместе с сернистыми соединениями других тяжелых металлов, все же кристаллизуется в основном не в виде сульфидов, а в виде окисла. Объясняется это тем, что олово имеет большое сродство к кислороду. Сернистые его соединения возникают, очевидно, только при условии недостатка свободного кислорода, оставаясь очень чувствительными к изменению кислородного режима в остаточных растворах.

В зонах окисления оловорудных месторождений касситерит исключительно устойчив. Этим объясняется его нахождение в россыпях. Что касается станнина и других оловосодержащих сульфидов, то они, быстро разрушаясь, дают, очевидно, легко гидролизующиеся соли с образованием гидратов олова, превращающихся в конечном итоге в безводный окисел олова — касситерит эндогенного происхождения в виде пористых и землистых масс. К этому же типу образований отчасти, вероятно, принадлежит и так называемый «деревянистый касситерит» в виде стяжений натечных форм с концентрически-зональным строением. Встречается он в зонах окисления и россыпях, хотя такие же образования почковидных форм с концентрически-зональным строением наблюдаются и среди низкотемпературных эндогенных руд (Боливия, Мексика и в других местах).

По данным последних исследований некоторых оловорудных месторождений, бурый железняк из зон окисления содержит олово до нескольких процентов. Характерно, что три четверти этого металла извлекается в солянокислой вытяжке, что указывает на то, что олово в скоплениях гидроокислов железа отчасти присутствует не в виде SnO_2 , а вероятно, в виде гидратов.

Искусственно кристаллы касситерита получают при действии паров воды на хлориды и фториды олова при высоких температурах (Добрэ, Сен-Клер-Девиль). В шлаках, получаемых в металлургических печах при плавке оловянных руд, нередко находят игольчатые бесцветные или окрашенные кристаллы SnO_2 , иногда длиной до 1 см (в пустотах).

Практическое значение. Касситеритовые руды представляют собой единственный вид сырья, из которого в промышленных масштабах добывается олово. Последнее имеет следующие применения: 1) для производства белой жести, 2) для легкоплавких, трудноокисляемых сплавов с медью (бронзы), цинком, медью и свинцом (латуни), припоя (со свинцом) и др., 3) для лужения медной посуды, 4) для изготовления оловянной фольги (станиоль), 5) в керамике (для красок, эмали) и для других целей.

Месторождения. На территории СССР месторождения касситерита распространены главным образом в Восточной Сибири. Укажем лишь на некоторые из них, наиболее типические в минералогическом отношении.

1) Представителем оловоносных пегматитов является Завитинское месторождение (к юго-востоку от оз. Байкал, в районе слияния рр. Ингоды и Онона), где они залегают в краевых частях гранитного массива. Пегматитовые жилы здесь местами сильно изменены пневматолитовыми процессами, обусловившими оруденение.

Измененные (грейзенизированные) участки их содержат розовый турмалин, лепидолит, гранат, касситерит, а по соседству с ними — сподумен, зеленый турмалин и другие. 2) К числу контактово-метасоматических месторождений относится Такофонское (в Зеравшанском хребте, Средняя Азия), в котором среди скарновых образований с пирротином, арсенопиритом и халькопиритом встречаются касситерит, станнин и висмутин. 3) Примером кварцево-касситеритовой формации является Ононское месторождение (ст. Онон, Забайкалье), где имеется ряд ветвящихся кварцевых жил, пересекающих осадочные породы. Руды представлены здесь кварцевыми массами, в которых касситерит ассоциирует с белой слюдой, топазом, флюоритом, арсенопиритом, пиритом и другими минералами. 4) К касситерито-сульфидным месторождениям относятся Хапчерагинское (Восточное Забайкалье), и другие. Касситерит ассоциирует в них с различными сульфидами: арсенопиритом, пирротином, сфалеритом, вюртцитом, галенитом, халькопиритом, а также железистыми хлоритами, железо-марганцевыми карбонатами и кварцем.

Из месторождений зарубежных стран большой известностью пользуется Малайская оловоносная провинция (Бирма, Западный Сиам, весь Малайский полуостров и южные острова — Бангга, Билитон и другие), где широко распространены крупные касситерит-содержащие россыпи, образующиеся при разрушении коренных (главным образом пегматитовых и кварцево-касситеритовых) жил. Здесь из россыпей добывается три четверти мировой продукции олова с помощью драг — пловучих землечерпалок с обогатительными устройствами. Нижним пределом промышленного содержания олова в россыпи считается содержание его в 0.1%. Следующие по важности месторождения расположены в Боливии. Часть их приурочена к гранитам и представлена кварцевыми жилами с касситеритом, вольфрамовыми минералами, различными сульфидами, флюоритом и турмалином. Другая часть представлена сульфидно-касситеритовыми жилами и связана с эффузивными породами. Состав руд чрезвычайно пестрый. Кроме касситерита, значительная часть которого встречается в виде натечных агрегатов, указывающих на образование его из растворов в виде геля, распространены различные сульфиды висмута, серебра, меди и сурьмы. Крупные месторождения касситерита известны также в Австралии (Квинсленд, Тасмания), в Африке (Нигерия, Потгитерсрест).

ПИРОЛЮЗИТ — MnO_2 . Пирос — по-гречески «огонь»; люзиос — «уничтожающий» (употребляется в стеклоделии для уничтожения зеленого оттенка стекла). Синоним: полианит (так называли явно кристаллические разновидности). Рамсделлит является полиморфной модификацией (ромбической), установленной в самое последнее время.

Химический состав. Mn 63.2%. В тонкозернистых и скрытокристаллических массах обычно в виде механических примесей присутствуют: Fe_2O_3 , SiO_2 , H_2O и т. д.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. L^4AL^2PC . **Кристаллическая структура** аналогична структуре рутила. В кристаллах встречается редко (только в пустотах). Они имеют игольчатый или шестоватый облик. Пиролюзит обычно наблюдается в сплошных кристаллических или скрытокристаллических, часто порошковых, сажистых массах, частью в псевдоморфозах по почковидным агрегатам псиломелана и в виде конкреций (фиг. 261).

Цвет пиролюзита черный. Иногда синеватая металлическая побелость. **Черта** черная. **Блеск** полуметаллический. Непрозрачен. Отра-

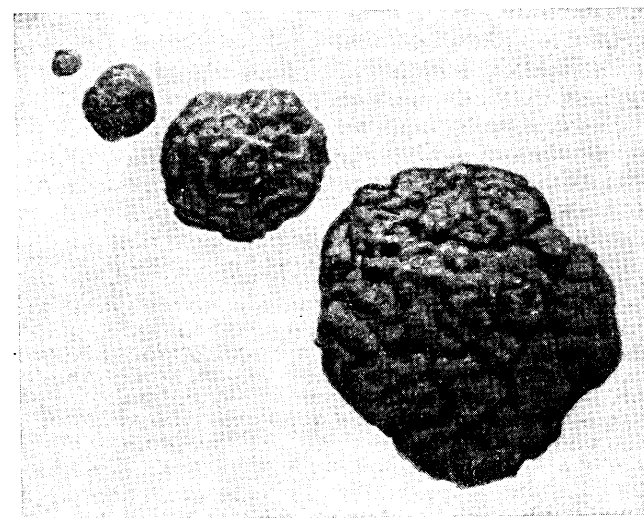
жательная способность по сравнению с другими окислами высокая — 33.

Твердость у кристаллических индивидов 5—6; в агрегатах снижается до 2 (в зависимости от пористости и рыхлости их). Очень хрупок. **Спайность** совершенная по {110}, весьма характерна для пиролюзита. **Уд. вес** 4.7—5.0.

Диагностические признаки. От других черных марганцевых минералов, обладающих черной чертой, отличается по характерной для него спайности, хрупкости и сравнительно низкой твердости.

П. п. тр. не плавится. Выделяя часть кислорода (до 12% весовых), переходит в низшие окислы и бурет. При нагревании до 500° не изменяется; в интервале $550—650^\circ$, как установлено рентгенометрическими исследованиями, происходит диссоциация с образованием α -браунита, затем β -браунита (кубической модификации); при дальнейшем нагревании при температурах $940—1100^\circ$ β -браунит переходит в наиболее устойчивый при высоких температурах гаусманит.

В соляной кислоте растворяется с выделением хлора. Это явление широко используется в химической промышленности. С бурой и фосфорной солью в окислительном пламени дает фиолетовое стекло; при восстановлении оно становится бесцветным.



Фиг. 261. Конкреции пиролюзита

Происхождение. Сравнительно редко образуется в гидротермальных месторождениях марганца и лишь при условии явно окислительной среды. Зато широко распространен на земной поверхности как высший природный окисел марганца, наиболее устойчивый в зоне окисления. В этих условиях в него в конце концов переходят все марганцевые минералы, содержащие марганец в низших степенях окисления. Поэтому нередко псевдоморфозы пиролюзита по манганиту, вернадиту, псиломелану, гаусманиту и др. Вследствие своей хрупкости, в россыпях встречается крайне редко.

Практическое значение. Чисто пиролюзитовые руды используются для самых различных целей: 1) в производстве сухих электрических батарей, 2) в изготовлении для той же цели искусственно активированных продуктов, 3) в стекольном деле для обесцвечивания зеленого

стекла, 4) при изготовлении химических препаратов, употребляемых в медицине и для других целей, 5) в производстве специальных противогазов для защиты от окиси углерода, катализаторов типа гопкалита для очистки от вредных примесей в выхлопных газах автомобильных двигателей и пр., 6) в технике при производстве олифы, масел, воска, в кожевенном деле при выделке хромовой кожи, в фотографии, в производстве красок и т. д. Для целей производства сухих батарей содержание двуокиси марганца в руде должно быть не ниже 80%.

Месторождения. Постоянно встречается во всех так называемых марганцевых шляхах, т. е. в зонах окисления марганцевых месторождений, а также в ряде осадочных месторождений. Из числа крупнейших в мире месторождений на нашей территории необходимо отметить Чиагурское (в Грузии), в котором пиролюзит совместно с псиломеланом слагает оолитовые стяжения и, кроме того, в виде скрытокристаллических мягких агрегатов образует псевдоморфозы по оолитам манганита (на выходах пластов на поверхность), Никопольское (на Украине), где он в той же ассоциации минералов слагает более крупные шаровидные конкреции (фиг. 261) с концентрически-зональным строением. Явно кристаллический пиролюзит в существенных массах встречается в Аккермановском марганцевом месторождении (в Орском районе на Южном Урале).

Из иностранных месторождений, в которых пиролюзит вместе с другими минералами распространен в зонах окисления, следует отметить крупные метаморфизованные месторождения Индии, Золотого Берега (в Западной Африке), Постмасбургское (в юго-восточной Африке), Бразилии — Оуро-Прето и другие. Хорошо образованные кристаллы были установлены в месторождении Платтен в Богемии (Чехословакия).

РАМСДЕЛЛИТ — MnO_2 . Ромбич. с. Встречается в толстых таблитчатых кристаллах и в виде сплошных масс. Цвет и черта черные. Тв. 3. Уд. вес 4.7. Спайность в двух направлениях под прямым углом. Наблюдается обычно в смеси с пиролюзитом, от которого с достоверностью можно отличить лишь по рентгенометрическим данным. При нагревании около 300° ромбическая решетка рамсделлита переходит в тетрагональную решетку пиролюзита. Полагают, что особая активность некоторых марганцевых руд, богатых двуокисью марганца, используемых для изготовления сухих электрических элементов, связана с присутствием рамсделлита.

Установлен в образцах марганцевых руд в месторождении Мустафа Паша, Румелия (Турция), Лэйк Валли, Нью Мексико и Ист Ривер (США).

ПЛАТТЕРИТ — PbO_2 . Тетраг. с. Редкий. Кристаллическая структура, как у рутила. Обычно встречается в плотных массах. Цвет черный. Черта коричнево-бурая. Блеск алмазный, полуметаллический. Тв. 5—5.5. Уд. вес 8.5—9.4. Легко плавится. На угле дает королек свинца. Встречался в Ледгиле (Шотландия), Мёллен, Шошон (США, Айдао) и в других местах.

8. ГРУППА ПЕРОВСКИТА

Сам перовскит — $CaTiO_3$ по химической формуле является вполне тождественным минералом ранее рассмотренной подгруппы ильменита, кристаллизующимся в решетке корунда. Однако он существенно отличается от них по сингонии. Это обусловлено тем, что ион Ca^{2+} обладает значительно большим радиусом, чем ионы Mg^{2+} , Fe^{2+} и Mn^{2+} , и потому возникает совсем другая кристаллическая структура, хотя тип химического соединения тот же самый — ABO_3 , но только А здесь представлено Ca^{2+} .

Это обстоятельство отражается и на ассоциации элементов, входящих в минералы группы перовскита.

Прежде всего, в виде изоморфных примесей к Са в некоторых минералах встречаются редкие земли: Се, La, а также Y, что вполне естественно (при условии замены Ti^{4+} на трехвалентные равновеликие ионы).

Затем, точно так же как и в группе рутила, Ti^{4+} частично или в значительной мере может заменяться Nb^{5+} или Ta^{5+} , но при условии, если общий заряд всех катионов не будет нарушен, т. е. вместо Ca^{2+} мы тогда должны иметь одновалентные катионы. Действительно, в этих случаях в виде изоморфной примеси к Ca^{2+} появляется равновеликий ион Na^{+} . При этом кристаллическая структура соединения сохраняется. Любопытно, что искусственно полученное соединение $NaNbO_3$ обладает той же кристаллической решеткой, что и перовскит ($a_0 = 7.78$); места Ca^{2+} занимают Na^{+} , а на местах Ti^{4+} располагаются ионы Nb^{5+} .

Кроме того, обычно в незначительных количествах присутствуют: Zr^{4+} , Hf^{4+} , Sn^{4+} , U^{4+} , Th^{4+} , W^{6+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , а также Mn^{2+} , K^{+} , Mg^{2+} и т. д. Для некоторых элементов кристаллохимическая роль пока остается не расшифрованной с достаточной ясностью.

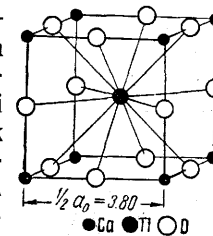
		a_0	Уд. вес
Перовскит	$CaTiO_3$	Кубич. с. 7.59—7.64	4.01
Кнопит	$(Ca,Ce)(Ti,Fe)O_3$	" " 7.59	4.21
Дизаналит	$(Ca,Ce,Na)(Ti,Fe,Nb)O_2$	" " 7.6	4.21
Лопарит	$(Na,Ce,Ca)(Nb,Ti)O_3$	" " 7.08	4.75
Улигит	$Ca_3(Ti, Al, Zr)_9O_{20}?$	" " 7.639	4.15

ПЕРОВСКИТ — $CaTiO_3$. Назван так в честь Л. А. Перовского.

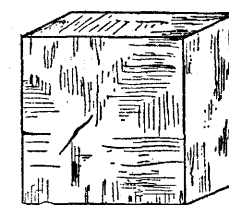
Химический состав. CaO 41.1%, TiO_2 58.9%. В незначительных количествах в виде примеси присутствуют Fe (до 2%), иногда Sr, Al и TR.

Сингония по внешним формам кубическая. Однако оптически обычно анизотропен и характеризуется двойниковым строением, что свидетельствует о полиморфном его превращении в более низкотемпературную ромбическую модификацию.

Кристаллическая структура изображена на фиг. 262. В центре куба располагается Са, по вершинам Ti и в серединах ребер O. Облик кристаллов. Редко встречающиеся кристаллы, иногда довольно крупные, имеют кубический облик. На гранях куба наблюдаются штриховки параллельно ребрам куба (фиг. 263), являющиеся, по-



Фиг. 262. Кристаллическая решетка перовскита



Фиг. 263. Кристалл перовскита

видимому, результатом двойникования при превращении в ромбическую модификацию. Встречается также в почковидных образованиях, в которых различимы мелкие кубики.

Цвет перовскита серовато-черный, красновато-бурый, оранжево-желтый и светложелтый. **Черта** белая или серовато-желтая. **Блеск** алмазный. $N = 2.34$. Двупреломление очень низкое.

Твердость 5.5—6. **Спайность** по кубу ясная. **Уд. вес** 3.97—4.04.

Диагностические признаки. Для перовскита очень характерен кубический облик кристаллов, грани которых покрыты перпендикулярно ориентированными короткими штрихами (параллельно ребрам). От

других похожих на него по цвету и твердости минералов отличается по очень слабо окрашенной или белой черте.

П. п. тр. не плавится. Разлагается только кипящей H_2SO_4 или после сплавления с $KHSO_4$.

Происхождение и месторождения. Крупных скоплений этот минерал обычно не образует. В виде вкраплений он встречается в некоторых щелочных базальтах (мелилитовых, лейцитовых и других), иногда в титаномагнетитовых и хромитовых месторождениях. Хром-содержащий перовскит встречен в Сарановском хромитовом месторождении на Урале. Лучшие находки кристаллов перовскита были сделаны в оригинальных по происхождению контактово-метасоматических месторождениях Назямских и Шишимских гор в Златоустовском районе на Урале — в известных Ахматовской, Николае-Максимиллиановской, Мельниковской и других коях, весьма интересных по парагенетическим группировкам минералов. Особенно крупные кристаллы перовскита встречались в Мельниковской копи в виде метакристаллов в хлоритовых сланцах и известняках. Они образовались также в полых трещинах в ассоциации с кристаллами хлорита, магнетита, сфена, гранатов и других минералов.

Перовскит распространен и в ряде иностранных месторождений, из которых упомянем месторождения долины Церматт (Швейцария) и Вильдкрейцоих в Тироле.

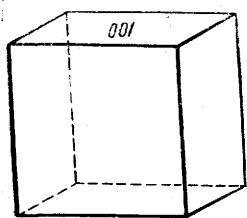
Практического значения не имеет.

КНОПИТ — $(Ca, Ce)(Ti, Fe)O_3$. Кубич. с. Содержит до 7% Ce_2O_3 , а также Y и Fe. Сходен с перовскитом и по существу является его разновидностью. Встречается в черных кубических кристаллах с буроватой чертой и алмазным или полуметаллическим блеском. Полупрозрачен. $N=2.30$. Иногда наблюдается слабое двупреломление. Тв. 5. Спайность по кубу. Уд. вес 4.21. Встречен в окрестностях Альнэ (Швейцария) и в других местах.

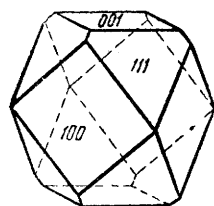
ДИЗНАЛИТ — $(Ca, Ce, Na)(Ti, Fe, Nb)O_3$. Псевдокубический. Встречается в кубических кристаллах черного цвета. Черта желтая. Блеск алмазный. $N=2.33$. Двупреломление низкое. Тв. 5—6. Спайность по (100). Уд. вес 4.13—4.21. Описан в Кайзерштуле, Баден (Германия) в мраморизованных известняках, в Монте Сомма.

ЛОПАРИТ — $(Na, Ce, Ca)(Nb, Ti)O_3$. Установлен А. Е. Ферсманом.

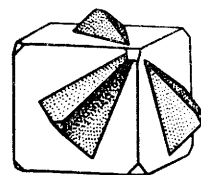
Химический состав. Согласно имеющимся анализам, он содержит (в %): TiO_2 39.2, Nb_2O_5 11, Ce_2O_3 16—19, CaO 4.2—5.2, Na_2O 7.8—9.0, K_2O 0.2—0.7, ThO_2 0.5—0.6, U 0.03—0.05, SiO_2 0.2—0.7, а в измененных разностях H_2O до 3.5%.



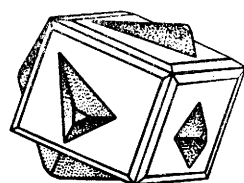
Фиг. 264. Кубический кристалл лопарита



Фиг. 265. Лопарит. Комбинация куба и октаэдра



Фиг. 266. Двойники лопарита



Сингония кубическая; гексооктаэдрический в. с. $3L^4L_6^36L^29PC$. **Кристаллическая структура** подобна структуре перовскита (фиг. 262). **Облик кристаллов.** Лопарит встречается преимущественно в виде кубических кристаллов (фиг. 264), притупленных гранями {111} (фиг. 265), обычно очень мелких (1—2 мм, изредка до 1,5 см в попереч-

нике). Эти кристаллы почти всегда сдвойникованы по флюоритовому закону (фиг. 266).

Цвет лопарита черный или серовато-черный. **Черта** коричнево-бурая. **Блеск** полуметаллический. В тонких шлифах просвечивает буровато-красным цветом. $N=2.3—2.4$. Наблюдаются оптические аномалии.

Твердость 5.5—6. **Спайность** отсутствует. Излом неровный. **Уд. вес** 4.75—4.89.

Диагностические признаки. Кроме цвета, черты и твердости, весьма характерны двойники прорастания по флюоритовому закону.

П. п. тр. не плавится. Порошок лопарита с содой на угле с трудом сплавляется. Раствор сплава в HCl при кипячении с оловом окрашивается в фиолетовый цвет (реакция восстановления титана); затем появляется голубая окраска (реакция на ниобий). В присутствии олова перл фосфорной соли в восстановительном пламени имеет желтый цвет; по охлаждению окрашивается в фиолетовый цвет (реакция на титан). В кислотах не растворяется. Разлагается вполне HF. Легко сплавляется с $KHSO_4$.

Практическое значение. Лопарит представляет интерес как источник ниобия, редких земель, титана и других элементов. Ниобий в виде феррониобия в последнее время приобрел большое значение в металлургии качественных сталей. Добавка феррониобия к сталям придает им ряд замечательных свойств: 1) предохраняет их от воздушной закалки, 2) повышает упругость и гибкость, 3) значительно улучшает сварочные свойства, придает свойства жароупорности, кислотоупорности и пр. Из ниобиевых (так же как и из танталовых) сплавов важное значение получили сверхтвердые сплавы высокого качества для изготовления буров, сверл, пилок, применяемых при резке твердых сталей, а также в производстве часовых пружин. Кроме того, ниобий и тантал употребляются для изготовления нитей в специальных электрических лампах.

Происхождение. Лопарит известен как породообразующий магматический минерал. В виде более или менее равномерно рассеянных кристалликов он распространен в темных обогащенных эгирином ($NaFeSi_2O_6$) нефелиновых сиенитах, залегающих в виде пластообразных тел на большой площади.

Лопарит встречается также во многих пегматитовых жилах в виде сконцентрированных вкраплений или включений мелких кристалликов в полевых шпатах и эвдиалите (цирконосиликаты сложного состава). В парагенезисе с ним обычно встречаются полевые шпаты (микроклин, альбит), нефелин, эгирин, эвдиалит, сфен и некоторые другие минералы. Кристаллы лопарита, особенно крупные, часто содержат включения окружающих минералов и являются метакристаллами.

УЛИГИТ — $Ca_3(Ti, Al, Zr)_9O_{20}$? Кубич. с. Очень редкий. По кристаллической структуре похож на перовскит. Отношение $Ti:Al:Zr=61:21:18$. В октаэдрических кристаллах черного цвета. Черта серая или буровато-серая. Блеск полуметаллический. В тонких осколках просвечивает желто-бурным цветом. Оптически двуосный. Тв. 5.5. Излом раковистый. Уд. вес 4.15. Встречен в нефелиновых сиенитах на берегу оз. Магади, Танганьика (Восточная Африка).

9. ГРУППА ПИРОХЛОРА

Здесь относятся минералы, очень близкие по химическому составу к группе перовскита, кристаллизующиеся также в кубической сингонии, но несколько отличающиеся по химической конституции: они

содержат дополнительный анион в виде F^{-} или $(OH)^{-}$. Появление дополнительного аниона, очевидно, связано с необходимостью компенсации избыточного положительного заряда катионов.

Химическая формула относящихся сюда минералов имеет вид не ABX_3 или $A_2B_2X_6$ (как для группы перовскита), а $A_2B_2X_6(F, OH, O)$. Размеры элементарной ячейки больше, чем для группы перовскита (при том же количестве молекул в элементарной ячейке, равно 8). Очевидно, что и кристаллическая структура этих минералов отличается.

		a_0	Уд. вес
Пирохлор . . .	$(Na, Ca^{++})_2(Nb, Ti^{+++})_2O_6(F, OH)$	Кубич. с.	10.34
Микролит . . .	$(Na, Ca^{++})_2(Ta, Ti^{+++})_2O_6(F, OH)$	"	10.58

К группе пирохлора по кристаллическим структурам относятся также следующие минералы, считающиеся обычно солями (антимонатами):

		a_0
Шнеебергит . . .	$(CaNa, Fe)_2Sb_2O_6(F, OH, O)$	Кубич. с.
Ромеит	$(Ca, Na, Mn)_2Sb_2O_6(F, OH, O)$	" "
Льюизит	$(Ca, Na, Fe)_2(Sb, Ti)_2O_6(F, OH, O)$	" "
Мауцелит	$(Ca, Pb)_2(Sb, Ti, Fe)_2O_6O$	" "
Монимолит	$(Pb, Ca, Na)_2Sb_2O_6(O, OH, F)$	" "
Гидроромеит	$Ca_2Sb_2O_6 \cdot 3-4H_2O ?$	" "
Биндгеймит	$(Pb, Ca)_2Sb_2O_6 \cdot 8H_2O$	" "

Здесь же опишем другие сложные окислы, в состав которых входит Sb_2O_3 или Sb_2O_5 :

Трипугит	$Fe \cdot Sb_2O_7$?
Флайолит	$4Fe \cdot Sb_2O_7 \cdot 3H_2O$?
Шафарикит	$5FeO \cdot 2Sb_2O_3$	Тетраг. с.
Манганостибнит	$10MnO \cdot Sb_2O_5 ?$	Монокл. с.
Дербилит	$6FeO \cdot 5TiO_2 \cdot Sb_2O_3 ?$	Ромбич. с.
Надорит	$PbSb_2O_7Cl$	" "
Сведенборгит	$NaBe_4SbO_7$	Гексаг. с.

ПИРОХЛОР — $(Na, Ca^{++})_2(Nb, Ti^{+++})_2O_6(F, OH)$. Пирос — по-гречески «огонь»; хлорос — «зеленый» (некоторые разновидности перед паяльной трубкой становятся желтовато-зелеными). Синоним: пиррит.

Разности, обогащенные ураном и торием и находящиеся в метамиктном состоянии, содержат значительные количества H_2O (7—14%), лишены щелочей и обеднены окисью кальция (группа бетафита). Сохранились лишь внешние кубические или октаэдрические формы кристаллов, иногда с кривополюсными гранями.

Пирохлор и микролит являются по существу конечными членами изоморфного ряда: $NaCaNb_2O_6F$ — $NaCaTa_2O_6F$. Значительное усложнение в химические формулы вносят различные изоморфные примеси, присутствующие в широком варьирующем количестве. Многие из относящихся сюда разновидностей находятся в состоянии метамиктного распада.

Химический состав очень непостоянный. Содержания отдельных компонентов вообще для изоморфного ряда пирохлор — микролит колеблются (в %) в следующих пределах:

Nb_2O_5	63—0	Na_2O	1—6	$(Ce, La)_2O_3$	2—13.3
Ta_2O_5	0—77	K_2O	0—1.4	$(Y, Er)_2O_3$	0—5.1
TiO_2	2—13.5	CaO	4—18.1	SnO_2	0—4.0
TnO_2	0—5	MnO	0—7.7	ZrO_2	0—5.7
UO_2	0—11.4	FeO	0—10	WO_3	0—0.3
UO_3	0—15.5	Fe_2O_3	0—9.7	H_2O	0—6.0

Кроме того, в небольших количествах иногда присутствуют: Sb_2O_5 , MgO , PbO (очевидно, как продукт радиоактивного распада), NiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 , SrO , BeO , CuO , Bi_2O_3 , GeO_2 и др.

Как видим, главные изменения в химическом составе этих минералов выражаются в колебании содержаний Nb_2O_5 и Ta_2O_5 .

Существует очень много названий условно относимых сюда недостаточно изученных отдельных минералов, отличающихся теми или иными особенностями химического состава и физических свойств. Перечислим лишь главнейшие.

1) Гатчетолит — бедный натрием пирохлор с содержанием (в %): UO_2 11.40, UO_3 4.41, TiO_2 11.37, ZrO_2 4.12, SnO_2 1.44, Nb_2O_5 31.33, Ta_2O_5 5.86, CaO 13.25. Уд. вес 4.509—4.8. Цвет черный или желто-бурый. $N = 1.98$.

2) Менделеевит — очень близкий к предыдущему, но более богатый ураном, с содержанием (в %): U_3O_8 26.88, TiO_2 13.55, Nb_2O_5 36.70, CaO 13.41. Уд. вес 3.811—4.762. Цвет черный.

3) Коппит — разновидность, обогащенная цериевой группой редких земель с содержанием (в %): Ce_2O_3 8.15, CaO 15.88, Na_2O 2.89, Nb_2O_5 56.43, Fe_2O_3 9.73. Цвет красный или красно-бурый. $N = 2.15$. $a_0 = 10.37$.

4) Эшвегит — иттровая разность с содержанием (в %): $(Y, Er)_2O_3$ 27.28, UO_2 1.92, ThO_2 0.57, Fe_2O_3 2.05, TiO_2 18.75, Nb_2O_5 25.17, Ta_2O_5 21.58, H_2O 3.09. Цвет красновато-черный. Уд. вес 5.87. $N = 2.15—2.20$.

5) Неотанталлит — измененный микролит с содержанием (в %): Ta_2O_5 57.70, Nb_2O_5 22, FeO 4.57(?), MnO 2.85, H_2O 6.30. Цвет желтый. $N = 1.96$. Содержит чешуйки гематита.

6) Бетафит, самирезит, элсвортит — метамиктные разности пирохлора, богатые водой и ураном, с содержанием (в %): UO_3 18—26, Nb_2O_5 23.3—45.8, Ta_2O_5 0—28.5, TiO_2 6.7—18.3, CaO 3.1—4.0 (в элсвортите 13.62), H_2O 7.6—12.5. Щелочи отсутствуют. Цвет желтый, зеленовато-бурый, черный. Уд. вес 3.7—5.0. $N = 1.91—1.96$.

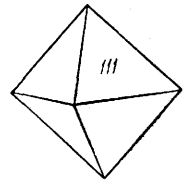
7) Титанбетафит, разность с высоким содержанием Ti (в %): TiO_2 32.2—35.0, Nb_2O_5 8.5—11.9, Ta_2O_5 7.6—12.85, UO_3 10—20.2, H_2O 7.6—12.8.

Сингония кубическая; гексооктаэдрический в. с. $3L^4L_6^36L^29PC$.

Кристаллическая структура. Образцы, не подвергшиеся метамиктному распаду (бедные радиоактивными элементами), обладают кубической кристаллической решеткой. Структура не расфигурована.

Характерно, что метамиктные разности после прокаливания при температуре 600° в течение двух часов показывают кристаллическое строение, характерное для мелкокристаллических веществ. **Облик кристаллов** октаэдрический (фиг. 267). Кристаллы иногда достигают 2 см в поперечнике. Нередко октаэдрические кристаллы приплюснуты гранями куба. Встречается также в сплошных массах и иногда в колломорфных выделениях. Наблюдается закономерные сростки с цирконом по плоскостям $\{111\}$, причем грань октаэдра пирохлора совпадает с гранью тетрагональной дипирамиды $\{111\}$ циркона.

Цвет темнобурый, красновато-бурый, желтовато-зеленый, изредка буровато-черный. С поверхности вследствие каких-то изменений иногда образуются светложелтые каемки (превращение в оптически анизотропный минерал, ближе не изученный). **Черта** желтовато-белая до светлорубой или красновато-желтой. **Блеск** алмазный, жирный, стек-



Фиг. 267.
Кристалл пирохлора

лянный или смолистый (у метамиктных разностей). Полупрозрачен или просвечивает. $N=2.13-2.27$ (у метамиктных разностей снижается до 1.96).

Твердость 5—5.5. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 4.03—4.36. Танталовые разности обладают большим удельным весом (до 4.9). **Прочие свойства.** Иногда обладает сильной радиоактивностью. Измененные разности при нагревании дают вспышку (при температуре около 500°).

Диагностические признаки. Характерен октаэдрический облик кристаллов, цвет, жирный алмазный блеск. Характерна также связь с щелочными изверженными породами (нефелиновыми сиенитами и сиенитовыми пегматитами). Очень похож на циркон, с которым иногда находится в сростании. Похож также на шеелит, от которого отличается по твердости и отсутствию спайности.

П. п. тр. с большим трудом сплавляется в черновато-бурый шарик. Некоторые разности при нагревании становятся желтовато-зелеными. С бурой дает стекло красновато-желтое в окислительном пламени и темно-красное в восстановительном. В крепкой H_2SO_4 и HF разлагается.

Происхождение. Встречается в пегматитах нефелиновых сиенитов в ассоциации с полевыми шпатами, главным образом с альбитом, иногда с цирконом, биотитом, апатитом, ильменитом, сфеном, кальцитом и другими минералами, образующимися в более позднюю пневматолито-гидротермальную стадию пегматитообразования. Нередко наблюдается характерное окрашивание тесно сроставшегося с ним альбита в коричневатый-желтый цвет.

Установлены позднейшие превращения пирохлора во вторичный продукт в виде псевдоморфоз по октаэдрическим кристаллам пирохлора — **мариньякит**, называвшийся также блонстрандитом. Характерно, что эти псевдоморфозы иногда имеют трещины вспучивания и сами кристаллы при этом обладают несколько искаженным октаэдрическим обликом (фиг. 268). Этот вновь образующийся минерал оптически изотропен и является водным «ниоботанталатом» Se, Fe, Ca, U и Th , содержащим также SiO_2 . Цвет светложелтый. N около 2.1.

Как новообразование пирохлор иногда наблюдается в агрегате ильменита, возникающего при эндогенном разложении ильменорутила.

Практическое значение. В случае значительных по размерам и запасам месторождений представляет промышленный интерес как сырье ниобия и тантала. О применении ниобия см. лопарит.

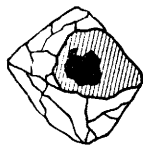
Месторождения. Найден в различных пунктах, главным образом в связи с пегматитами нефелиновых сиенитов.

МИКРОЛИТ — $(Na, Ca^{++})_2(Ta, Ti^{++})_2O_6(F, OH)$. Кубич. с. Очень редкий. Является богатым танталом конечным членом ряда пирохлор — микролит. Встречается часто в мелких октаэдрических кристалликах желтого, коричневого, красного цвета с алмазным жирным блеском. $N=1.93$. Тв. 5.5. Уд. вес 5.5 (выше, чем у пирохлора). Позднейшие изменения такие же, как у пирохлора.

Впервые был найден в Честерфильде, Массачузетс (США). Установлен также в Гренландии в районе Нарсарсук, на о. Утё, близ Стокгольма (Швеция) и в других местах.

В Онса, близ Пикии (Бразилия) был встречен почти чистый танталат кальция — $CaTa_2O_6F$.

ШНЕЕБЕРГИТ — $(Ca, Na, Fe)_2Sb_2O_6(F, OH, O)$. Кубич. с. Редкий. В октаэдрических кристаллах медово-желтого цвета. Блеск алмазный $Nm=2.09$. Тв. 6.5. Спайность по (111). Уд. вес 5.41. В ассоциации с халькопиритом, кальцитом, магнетитом



Фиг. 268.

Октаэдрический кристалл пирохлора, перешедший в мариньякит. Показаны трещины вспучивания. По Г. П. Барсанову в центре кристалла — остаток первичного пирохлора

и другими минералами встречен в месторождении Шнееберг (Саксония) и в Триентской области Италии.

РОМЕИТ — $(Ca, Na, Mn)_2Sb_2O_6(F, OH, O)$. Синонимы: атопит, веслинит. Псевдокубический. В кубических кристаллах и тетрагональных пирамидах медово-желтого или красного цвета. Блеск стеклянный, сильный. $N=1.83-1.87$. Тв. 5—6. Уд. вес 4.7—5.1. Встречен в месторождении Марчель, Пьемонт (Италия) и Мигуэл, Бурнье, Минас Жерайж (Бразилия).

ЛЮИЗИТ — $(Ca, Na, Fe)_2(Sb, Ti)_2O_6(F, OH, O)$. Кубич. с. Очень редкий. В мелких кристаллах желтого и бурого цвета. Блеск алмазный. $N=2.2$. Тв. 5.5. Спайность по (111). Уд. вес 4.9. Легко плавится. Встречен в Трипуги, близ Ауру Прето, Минас Жерайж (Бразилия).

МАУЦЕЛИТ — $(Ca, Pb)_2(Sb, Ti, Fe)_2O_6O$. Кубич. с. Очень редкий. В октаэдрических кристаллах бурого цвета. Физические свойства не изучены. Встречен в Якобсберге, Нордмарк (Швеция).

МОНИМОЛИТ — $(Pb, Ca, Na)_2Sb_2O_6(O, OH, F)$. Кубич. с. В октаэдрических кристаллах и в виде корок желтоватого или буровато-зеленого, иногда черного цвета. Тв. 5—6. Спайность по (111) ясная. Уд. вес 6.58—7.29. Легко плавится в черный шлак. В кислотах не растворяется. Встречен в месторождении Пайсберг, Вермланд (Швеция).

ГИДРОРОМЕИТ — $Ca_2Sb_2O_6O \cdot 3-4H_2O$? Кубич. с. Цвет желтый, светлорусый. Тв. 3.5—5. Уд. вес 3.50—3.66. В псевдоморфозах по антимониту встречен в Виллафранка (Испания).

БИНДГЕЙМИТ — $(Pb, Ca)_2Sb_2O_6 \cdot 8H_2O$. Кубич. с. В почковидных и земляных массах серого, бурого и желтого цвета. $N=1.84-1.87$. Как вторичный минерал встречался в зонах окисления сурьмосодержащих сульфидных руд в Джебель Надор, Константин (Алжир), близ Эндидиона, Корнуолл (Англия), в месторождениях Нерчинского района, в Забайкалье, в Тетюхэ (Дальний Восток) и в других местах.

ТРИПУГИИТ — $Fe_2Sb_2O_7$. Сингония не известна. Очень редкий. В тонкокристаллических агрегатах зеленовато-желтого цвета. $Ng=2.33$, $Nm=2.20$ и $Np=2.19$; $Ng-Np=0.14$. Оптически положительный. $2V$ мал. Дисперсия сильная; $r < v$. Тв. не известна. Уд. вес 5.82. Плавится. Встречен в Трипуги, близ Ауру Прето, Минас Жерайж (Бразилия).

ФЛАЙЛОТИТ — $4Fe \cdot SbO_4 \cdot 3H_2O$. Сингония не известна. В плотных или земляных массах лимонно-желтого цвета. Физические свойства не изучены. Встречен в виде желваков в Джебель, Константин (Алжир).

ШАФАРИЦКИТ — $5FeO \cdot 2Sb_2O_3$. Тетраг. с. В призматических кристаллах красного или красновато-бурого цвета. Оптически положительный. $N > 1.74$. Тв. 3.5. Спайность по (110) и (100). Уд. вес 4.3. Встречен в Пернек близ Бэзинга (Чехословакия).

МАНГАНОСТИБНИТ — $10MnO \cdot Sb_2O_5$? Монокл. с. Железосодержащая разновидность названа гематостибнитом. В волокновидных кристалликах и сплошных массах черного цвета. $Ng=1.96$, $Nm=1.95$, $Np=1.92$; $Ng-Np=0.04$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. $NgNp$ перпендикулярна к (010); удлинение по Ng . Сильно плеохроичен: по Np — красновато-бурый, по $Nm=Ng$ — почти непрозрачный. Тв. и уд. вес не известны. Встречен в Нордмарке, Вермланд (Швеция).

ДЕРБИЛИТ — $6FeO \cdot 5TiO_2 \cdot Sb_2O_3$? Ромбич. с. В призматических кристаллах черного цвета. Оптически одноосный или двуосный, положительный. $Ng=2.51$, $Nm=2.45$, $Np=2.45$ (в Li-свете); $Ng-Np=0.06$, $2V$ очень мал. Тв. 5. Уд. вес 4.53. П. п. тр. не плавится. Встречен в Оруро Прето, Минас Жерайж (Бразилия).

НАДОРИТ — $PbSbO_2Cl$. Ромбич. с. $a_0=5.59$, $b_0=5.43$, $c_0=12.20$. В кристаллах буровато-желтого цвета. Блеск алмазный. $Ng=2.40$, $Nm=2.35$, $Np=2.30$; $Ng-Np=0.10$. Оптически положительный. $2V$ очень большой. Дисперсия сильная; $r > v$. $NgNp=(010)$; $Np=a$. Тв. 4. Спайность по (100) весьма совершенная. Уд. вес 7.02. Легко плавится. Растворяется в HCl . Встречен в Джебель, Константин (Алжир).

СВЕДЕНБОРГИТ — $NaBe_4SbO_7$. Гексаг. с. $a_0=5.42$, $c_0=8.80$. Редкий. Бесцветный или окрашен в винно-желтый цвет. Оптически отрицательный. $Nm=1.772$, $Np=1.770$; $Nm-Np=0.002$. Тв. 8. Спайность по (0001). Уд. вес 4.285. В ассоциации с рихтеритом, манганофилитом и другими минералами встречен среди кальцитовых или гематитовых масс в Лонгбане (Швеция).

10. ГРУППА ФЕРГЮСОНИТА — ЭВКСЕНИТА — САМАРСКИТА

Объединяемые здесь, слабо изученные минералы по ассоциациям химических элементов, участвующих в их составе, близко примыкают к предыдущей группе. Это такие же так называемые титано-ниоботанталаты, но с иными количественными соотношениями элементов. Они обладают таким же сложным составом, как и минералы группы

пирохлора, многими общими физическими и химическими свойствами. Здесь так же широко наблюдаются метамиктные состояния.

По химической конституции среди минералов этой группы мы имеем два главных типа соединения: ABO_4 (группа фергюсонита), где $A = Y, Er, Sb, Bi$, а $B = Nb, Ta, \dots$, и AB_2O_6 (группа эвксенита), где A , кроме того $= Ca$, а также Ce, La, Th и др., а $B = Ti, Nb, Ta, Fe, Zr, Sn$.

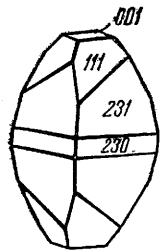
Фергюсонит	$(Y, Er, Ce, U)(Nb, Ta, Ti)O_4$	Тетраг. с.
Форманит	$(Y, Er, Ca)(Ta, Nb)O_4$	" "
Стибиоколумбит	$SbNbO_4$	Ромбич. с.
Стибиотанталит	$SbTaO_4$	" "
Бисмутотанталит	$Bi(Ta, Nb)O_4$	" "
Симпсонит	$AlTaO_4 ?$	Гексаг. с.
Ферсмит	$(Ca, Ce)(Nb, Ti, Fe, Al)_2(O, OH, F)_6$	Ромбич. с.
Эвксенит	$(Y, Ce, Ca \dots)(Nb, Ta, Ti)_2O_6$	" "
Поликраз	$(Y, Ce, Ca \dots)(Ti, Nb, Ta)_2O_6$	" "
Эшинит	$(Ce, Ca, Th)(Ti, Nb)_2O_6$	" "
Приорит	$(Y, Er, Ca, Th)(Ti, Nb)_2O_6$	" "
Хлопинит	$(Y, U, Th)(Nb, Ti, Fe)_2O_6 ?$	" ?
Делоренцит	$(Y, U, Fe \dots)Ti_2O_6 ?$	" ?
Браннерит	$(U, Ca, Fe \dots)Ti_2O_6$	Ромбич. с.
Полимигнит	$(Ca, Y \dots)(Ti, Zr, Nb \dots)_2O_6 ?$	" ?
Самарскит	$(Y, Er \dots)_4[(Nb, Ta)_2O_7]_3$	" "
Иттротанталит	$(Fe, Y, U \dots)_4[(Ta, Nb)_2O_7]_3$	" "
Шетелегит	$(Ca, Y \dots)_2(Ti, Nb, Ta \dots)_2(O, OH)_7$	Ромбич. с. ?
Ампагангит	$(Y, Er, U \dots)_2(Nb, Ta \dots)_7O_{18} ?$	Ромбич. с. ?
Ишикаваит	$(U, Fe, Y \dots)(Nb, Ta \dots)_2O_7 ?$	Ромбич. с.
Лоранскит	$(Y, Ce, Ca \dots)(Ta, Zr \dots)_2O_7$	" "
Торолит	$SnTa_2O_7$	Монокл. с. ?
Дьялмаит	$(U, Ca, Pb \dots)(Ta, Nb, Ti, Zr)_3O_9 \cdot nH_2O$	Кубич. с.
Циркелит	$(Ca, Fe, Th, U)_2(Ti, Zr)_2O_5 ?$	" "

ФЕРГЮСОНИТ — $(Y, Er, Ce, U)(Nb, Ta, Ti)O_4$. Редкий. Синонимы: ризорит (титановый фергюсонит), сипилит и др. С форманитом — разностью, богатой танталом, образует изоморфные смеси. Содержание (в %) достигает: Y_2O_3 40, Er_2O_3 14, $(Ce, La, Pr)_2O_3$ 3, UO_2 8, ThO_4 4.9, CaO 2.7, Nb_2O_5 47, Ta_2O_5 17, TiO_2 6, ZrO_2 2, SnO_2 1, WO_3 0.8. В некоторых образцах было установлено неожиданно высокое содержание HfO_2 (до 5—6%).

Тетраг. с.; дигипирамидальный в с. $a_0 = 7.74$, $c_0 = 11.31$. Встречается в призматических и боченковидных (фиг. 269), усеченных различными пирамидами кристаллах и в виде вкрапленных зерен неправильной формы. Около таких включений иногда наблюдаются красновато-бурые ореолы, свидетельствующие о радиоактивном распаде. Цвет темножелтый, бурый, черный. Черта светлоружая до буровато-коричневой. Блеск алмазный, жирный. Просвечивает или непрозрачный. $N = 2.19—1.95$. Тв. 5.5—6.5. Излом раковистый. Уд. вес 5.5—5.8 (у метамиктных, гидратированных разностей снижается до 4.1). П. п. тр. некоторые разности внезапно раскаляются (экзотермическая реакция) и выделяют He. В концентрированных H_2SO_4 , HCl и HNO_3 разлагается, выделяя белый осадок. С прибавлением к раствору HCl и Sn при кипячении получается голубое окрашивание (реакция на ниобий).

Встречается в пегматитовых жилах в массивах щелочных изверженных пород. В ассоциации с ним наблюдаются, кроме полевых шпатов, биотита и роговой обманки, также циркон, апатит, сфен, Nb — Ta-минералы. Впервые был установлен в Гренландии, в районе Юльянегоб. Обнаружен также в Швеции в Иттерби (близ Стокгольма), в Норвегии близ Арендаля в больших массах, на Мадагаскаре около Амбатотсикели и в других местах.

Окись иттрия вместе с окисями тория и циркония применяется для изготовления сеток в лампах Нернста, а также для окраски пламени дуговых ламп в зеленый цвет, вместе с другими солями иттриевой и цериевой групп редких земель, для балламирования и для других целей.



Фиг. 269. Кристалл фергюсонита. Гренландия

ФОРМАНИТ — $(Y, Er, Ca)(Ta, Nb)O_4$. Очень редкий. Синоним: «желтый иттротанталит». Содержание (в %): Y_2O_3 23—24.5, Er_2O_3 8.4, CaO 2—4, UO_2 2, ThO_2 до 1.2, TiO_2 до 2, Ta_2O_5 27—55, Nb_2O_5 2—28, H_2O до 5. Тетраг. с. Цвет желтый, бурый, черный. Тв. 5.5—6.5. Уд. вес 4.77—6.23. Остальные свойства как у фергюсонита. Встречен в значительных массах в Гуглегонге (Западная Австралия) в россыпях вместе с касситеритом, монацитом, эвксенитом и гадолинитом, а также в Иттерби (Швеция) в пегматитах с ксенотимом, биотитом и другими минералами.

СТИБИОКОЛУМБИТ — $SbNbO_4$. Ромбич. с. $a_0 = 4.916$, $b_0 = 5.542$, $c_0 = 11.78$. Очень редкий. С стибитанталитом образует непрерывный ряд изоморфных смесей. Содержит также Bi_2O_3 до 0.5%. Наблюдался в призматических кристаллах темно-бурого или буровато-желтого цвета. Блеск алмазный. $Ng = 2.459$, $Nm = 2.419$, $Np = 2.397$; $Ng - Np = 0.062$ (для Na-света). Эти данные относятся к разности с содержанием Nb_2O_5 30%. Оптически положительный. $2V$ большой. Дисперсия сильная; $r < v$. С возрастанием содержания Nb_2O_5 показатели преломления и дисперсия увеличиваются. $Ng = c$. Тв. 5.5. Спайность по (010) ясная. Уд. вес 5.98 (для разности с отношением $Nb : Ta = 4.8 : 1$); с увеличением содержания Ta возрастает. Легко растворим в HF.

В виде мелких кристалликов встречается в Меза Гранде, Сан Диего (Калифорния) в пегматите с розовым бериллом, лепидолитом, розовым турмалином и изредка с касситеритом.

СТИБИОТАНТАЛИТ — $SbTaO_4$. Ромбич. с. Редкий. В переменных количествах содержит Nb_2O_5 . По свойствам во многом похож на стибикоколумбит. Цвет желтый, бурый, красновато-бурый. Черта от светложелтой до желтовато-бурой. Блеск алмазный, жирный. Для минерала с 39% Ta_2O_5 и 17.5% Nb_2O_5 : $Ng = 2.457$, $Nm = 2.404$, $Np = 2.374$; $Ng - Np = 0.083$ (для Na-света). Оптически положительный. $2V$ большой. Дисперсия сильная; $r < v$. $Ng = c$. Тв. 5.5. Спайность по (010) ясная. Уд. вес 7.34 (для $Ta : Nb = 19 : 1$). В виде галек в изобилии встречается в касситеритоносных россыпях в Гринбуше, близ Бриджтауна (Западная Австралия). В мельчайших кристалликах наблюдался в Топшеме, Мэйн в пегматитах в ассоциации с альбитом на микролите, а также в пегматитах Варутреска (Швеция), с микролитом и самородной сурьмой как продукт изменения так называемого стибииомикролита.

БИСМУТОТАНТАЛИТ — $Bi(Ta, Nb)O_4$. Содержание (в %): Bi_2O_3 50—52, Ta_2O_5 31—41, Nb_2O_5 6—15. Ромбич. с. Очень редкий. Встречается в виде неправильных зерен или в короткопризматических кристаллах смоляно-черного цвета. Черта черная. Блеск полуметаллический. Тв. 5—5.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 8.15—8.26. В кислотах нерастворим. Встречен в пегматитах с черным турмалином, касситеритом, мусковитом в Гамба Хилл, Уганда (Африка).

СИМПСОНИТ — $AlTaO_4 ?$ Содержит также (в %): CaO до 3.4, SnO_2 до 2, SiO_2 до 2.3, F до 0.9, H_2O до 1.4. Гексаг. с. $a_0 = 6.2$, $c_0 = 4.5$. Очень редкий. В табличчатых или короткопризматических бесцветных кристаллах. С поверхности матовый, кремовый. Блеск алмазный. Оптически положительный. $N = 2.06$. Двупреломление около 0.1. Уд. вес 5.92—6.27. В HCl и H_2SO_4 не растворим. Найден в кварцево-биотитовом пегматите Табба-Табба (Западная Австралия).

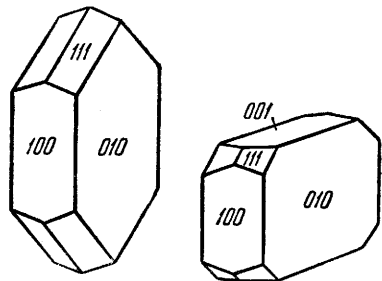
ФЕРСМИТ — $(Ca, Ce)(Nb, Ti, Fe, Al)_2(O, OH, F)_6$. Назван в честь акад. А. Е. Ферсмана (ферсманит — другой минерал). Ромбич. с. Очень редкий. В несовершенных кристаллах черного цвета. Черта серовато-бурая. Блеск смолистый. В полированных шлифах сильно анизотропный. Тв. 4.5. Спайность отсутствует. Излом неровный. Уд. вес 4.69. Слабо радиоактивный. П. п. тр. растрескивается. При прокаливании становится коричневым, просвечивающим и приобретает стеклянный блеск. Разлагается с трудом только в H_2SO_4 . Встречен в сиенитовом пегматите в сростании с олигоклазом, ортитом и рудными минералами.

ЭВКСЕНИТ — $(Y, Ce, Ca \dots)(Nb, Ta, Ti)_2O_6$. Синоним: линдоцит. Эвксенос — по-гречески «гостеприимный» (для редких элементов). По химическим анализам устанавливаются также переходные разности по составу к поликразу. Характерными особенностями составов этого изоморфного ряда являются следующие: значительное содержание TiO_2 при колеблющихся в широких пределах содержаниях Nb_2O_5 и Ta_2O_5 , большие количества редких земель и урана, отсутствие щелочей и низкие содержания окиси кальция. Пределы колебаний содержания главных компонентов сводятся к следующему (в %):

$(Y, Er)_2O_3$	16.3—27.8	Nb_2O_5	3.8—41.4
$(Ce, La)_2O_3$	0.4—9.5	Ta_2O_5	1.0—47.3
CaO	1—4.9	TiO_2	14.1—25.7
UO_2	0.6—8.7	SnO_2	0—0.5
ThO_2	0—5.0	H_2O	0—2.5

Таким образом, среди эвксенитов следует различать ниобиевые и танталовые разности.

Ромбич. с. Обычно наблюдается в плотных массах. По кристаллическим формам близок к колумбиту (фиг. 270). Цвет буровато-черный. Черта желтовато- или красновато-бурая. Блеск полуметаллический, часто жирный. $N=2.06-2.26$. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Тв. 6.5. Уд. вес 5.0—5.9; колеблется в зависимости от содержания Ta_2O_5 ; у метамиктных разновидностей ниже. Радиоактивный. Нередко в метамиктном состоянии. П. п. тр. не плавится. В кислотах растворяется лишь при кипячении или после сплавления с $KHSO_4$.



Фиг. 270. Кристаллы эвксенита Мадагаскар

В значительных массах встречается в пегматитах на о. Мадагаскаре, а также в Бразилии, в Минас Жерайж, на восточном побережье Гренландии, в Северной Каролине (США), в районах Арендала (Норвегия), в Линдоке, Онтарио (Канада) и во многих других местах.

ПОЛИКРАЗ — $(Y, Ce, Ca^{...})(Ti, Nb, Ta)_2O_6$. Поли — по-гречески «много»; кразис — «смесь». По имеющимся данным химических анализов, устанавливаются как ниобиевые, так и танталовые различия. Содержания главных компонентов колеблются в следующих пределах (в %):

$(Y, Er)_2O_3$	25—27	Nb_2O_5	7.5—20.3
$(Ce, La)_2O_3$	0—3.5	Ta_2O_5	0—23.1
CaO	0—3.0	TiO_2	25.6—34.4
UO_2	0—10.0	SnO_2	0—0.13
ThO_2	0—5.2	H_2O	0—5.2

Ромбич. с. Встречается в призматических, уплощенных по (010) кристаллах и в виде неправильных зерен черного цвета. Черта желтовато- или красновато-бурая. Блеск полуметаллический. Часто в метамиктном состоянии. Тв. 5.5—6.5. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Уд. вес 4.7—5.4. Радиоактивный. В кислотах растворяется лишь при кипячении или после сплавления с $KHSO_4$.

Как и эвксенит, встречается во многих гранитовых и сиенитовых пегматитах в ассоциации с монацитом, ксенотимом, цирконом, слюдами и другими минералами. Часто он наблюдается на островах Крагерё и Хвалер (Норвегия) и в ряде мест между Твердstrand и Арендал; на острове Мадагаскаре, близ Мариетты, Гренвилля, Южная Каролина (США), в россыпях в Пионервилл, Айдао (США) и в других местах.

ЭШИННИТ — $(Ce, Ca, Th^{...})(Ti, Nb)_2O_6$. Синоним: эхинит. Эшине — по-гречески «стыд»; в свое время химики не находили способов для установления содержащихся в этом минерале компонентов. По составу является титано-ниобатом редких земель. С приоритом (см. ниже) образует ряд изоморфных смесей (по редким землям и иттрию). Колебания содержаний главных компонентов (в %):

Ce_2O_3	15.5—19.5	TiO_2	21.2—23.9	SnO_2	0—0.2
$(Y, Er)_2O_3$	0.9—4.5	Nb_2O_5	23.8—32.5	MnO	до—0.03
CaO	2.3—2.7	Ta_2O_5	0—6.9	MgO	до—0.01
FeO	2.2—4.3	ThO_2	11.2—17.5		

Ромбич. с. Кристаллы призматические, иногда в длину достигают 12 см. Цвет черный, коричнево-бурый. Черта темнобурая, почти черная. Блеск алмазный, жирный. Разности, подвергшиеся метамиктному распаду, изотропны. $N=2.26$. После прокалывания показатель преломления повышается (2.28) и обнаруживается оптическая анизотропия. Тв. 5—6. Излом раковистый. Уд. вес 5.16—5.23. П. п. тр. не плавится, но вспучивается. В кислотах, кроме HF , не растворяется.

Встречается в пегматитах нефелиновых сиенитов в ассоциации с нефелином, полевыми шпатами, биотитом, мусковитом, магнетитом, цирконом и другими минералами. Установлен в Гиттерё (Норвегия) и Дебшутц в Силезии.

ПРИОРИТ — $(Y, Er, Ca, Th)(Ti, Nb)_2O_6$. Синоним: блонстрандин. Колебания содержания главных компонентов (в %):

$(Y, Er)_2O_3$	21.1—28.7	TiO_2	21.8—34.0	ThO_2	0.6—7.9
Ce_2O_3	3.7—4.3	Nb_2O_5	15.0—36.7	UO_2	0—5.3
CaO	1.0—4.1	Ta_2O_5	0—1.3	PbO	0—0.8
FeO	1.4—5.6	SnO_2	0—0.3	MnO	0—2.0

Ромбич. с. Встречается в короткопризматических, иногда табличчатых кристаллах красновато-бурого или черного цвета. Черта красновато-желтая. Блеск алмазный.

полуметаллический. $N=2.142$ (после прокалывания 2.24). Тв. 5—6. Излом раковистый. Уд. вес 4.8—4.99. Не плавится. Более или менее разлагается горячей HSO_4 или H_2SO_4 .

Встречается на острове Гиттерё (юго-западная Норвегия) и в ряде других мест в пегматитах среди нефелиновых сиенитов. Описан также в касситеритовых россыпях в Эмбабаане, Свазиленд (Африка) и на Мадагаскаре.

ХЛОПНИТ — $(Y, U, Th)Nb, Ti, Fe)_2O_6$? Формула точно не установлена. Назван в честь акад. В. Г. Хлопина. Содержание (в %): Nb_2O_5 39.92, Ta_2O_5 7.37, TiO_2 10.01, Y_2O_3 17.65, UO_2 8.12, ThO_2 2.26, FeO 9.17, H_2O 2.94. Сингония не известна. Цвет черный. Оптически изотропный. В проходящем свете в тонких шлифах бурый. $N=2.15-2.20$. Уд. вес 5.24. Разлагается в HF . Сильно радиоактивный.

ДЕЛОРЕНЦИТ — $(Y, U, Fe^{...})_2O_6$? Формула точно не установлена. Содержание (в %): TiO_2 66.03, SnO_2 4.33, UO_2 9.87, Y_2O_3 14.63, FeO 4.25. Ромбич. с. В удлиненных табличчатых кристаллах черного цвета. Блеск смолистый. Излом раковистый. Тв. 5.5—6. Уд. вес 4.7. Сильно радиоактивный. Встречен вместе с стрюверитом, колумбитом, ильменитом, турмалином, бериллом в пегматите Кравеггии, Пьемонт (Италия).

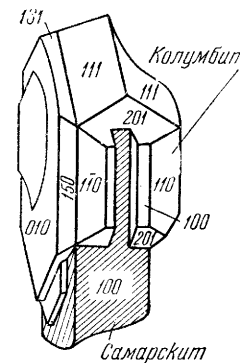
БРАННЕРИТ — $(U, Ca, Fe^{...})Ti_2O_6$? Формула точно не установлена. Содержание (в %): UO_2 10.3, UO_3 33.5, ThO_2 4.1, CaO 2.9, FeO 2.9, $(Y, Er)_2O_3$ 3.9. Сингония не известна. В округлых зернах и призматических кристаллах черного цвета. Черта зеленовато-бурая. $N=2.30$. Тв. 4.5. Излом раковистый. Уд. вес 4.5—5.43. Встречен в золотоносных россыпях Келли Галч, Айдао (США).

ПОЛИМИГНИТ — $(Ca, Y^{...})(Ti, Zr, Nb^{...})_2O_6$? Формула точно не установлена. Состав очень непостоянный. Содержание (в %): CaO 5.3—6.98, $(Y, Er)_2O_3$ 2.2—21.56, Ce_2O_3 5.1—5.9, $(La, Pr)_2O_3$ до 5.13, TiO_2 1.2—18.9, ZrO_2 14.5—29.71, HfO_2 до 0.9, Nb_2O_5 6.37—11.99, Ta_2O_5 1.35—42.17, ThO_2 до 3.92, SnO_2 до 0.15, FeO 1.77—2.08, MnO 0.73—1.32, Fe_2O_3 до 7.66.

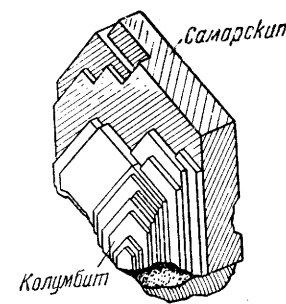
Наблюдается в дипирамидальных или призматических кристаллах черного цвета. Черта темнобурая. Просвечивает в тонких осколках. Блеск полуметаллический. $N=2.22$. Тв. 6.5. Спайность по (100). Излом раковистый. Уд. вес 4.77—4.85. Не плавится. В порошке более или менее растворяется в H_2SO_4 .

Встречен в Фредриксверне (Норвегия) в пегматитах в ассоциации с натровым ортоклазом, баркевикитом, магнетитом, нефелином, цирконом и пирохлором, а также в Гренландии в гранитных пегматитах.

САМАРСКИТ — $(Y, Er^{...})_4[(Nb, Ta)_2O_7]_3$. Ромбич. с. Назван Г. Розе в честь начальника штаба корпуса горных инженеров Самарского (в 1842 г.). Химический



Фиг. 271. Срастание самарскита с колумбитом. Увеличено. По Д. П. Григорьеву



Фиг. 272. Срастание колумбита с самарскитом. Увел. в 5 раз. По Д. П. Григорьеву

состав весьма сложен. Содержания главных компонентов колеблются в следующих пределах (в %):

Y_2O_3	6.41—14.49	Nb_2O_5	27.77—46.44	ThO_2	0—4.23
Er_2O_3	2.72—13.37	Ta_2O_5	1.81—27.03	UO_2	4.02—16.0
Ce_2O_3	0.25—3.82	TiO_2	0—1.42	PbO	до 0.98
La_2O_3	0.37—1.07	ZrO_2	0—2.29	CaO	0.2—3.79
$(Pr, Nd)_2O_3$	0.74—4.17	SnO_2	0—0.95	FeO	0—11.15

Богатые CaO разности носят название кальциосамарскита. В обычных самарскитах окиси кальция мало.

Встречается в призматических, иногда пластинчатых кристаллах с тусклыми гранями. Из граней наиболее часты пинаконды (100), (010) и призмы (101). Наблюдаются и неправильной формы зерна, иногда сплошные массы. Интересны закономерные сростания с колумбитом (фиг. 271 и 272). Известны случаи обрастания кристаллов колумбита самарскитом со всех сторон тонким слоем, т. е. получают кристаллы с кажущимся внешним обликом колумбита. Такие различия, пока не были расшифрованы их истинная природа, назывались «оннеродитом».

Цвет бархатно-черный, буровато-черный. Черта темная красновато-бурая до черной. Характерен сильный смоляновидный блеск. Почти непрозрачен. В тонких шлифах просвечивает коричневым цветом. $N = 2.21-2.25$ (для различий в метамиктном состоянии). Иногда наблюдается сильное двупреломление. Тв. 5—6. Излом раковистый. Уд. вес 5.6—5.8. Сильно радиоактивен.

Из диагностических признаков для самарскита характерны бархатно-черный цвет матовых граней кристаллов, раковистый излом с сильным смоляновидным блеском.

П. п. тр. слегка оплавляется по краям в черное стекло. В закрытой трубке расплывается и самораскаляется. С фосфорной солью дает изумрудно-зеленое стекло урана как в окислительном, так и в восстановительном пламени. Сплавляется с $KHSO_4$. Солянокислый же раствор при кипячении с оловом или цинком окрашивается в голубой цвет (реакция на ниобий).

Встречается в пегматитовых жилах в ассоциации с полевыми шпатами, окрашенными около него в красновато-бурый цвет (результат радиоактивного распада элементов самарскита), а также с колумбитом, эшнитом, монацитом, гранатом, турмалином и с другими минералами. Из иностранных месторождений следует упомянуть о месторождениях Северной Каролины (с колумбитом) и Мэриленд (США), на о. Мадагаскар (Антанамалаза), около Мосса (в Норвегии). Кальциосамарскит встречается в месторождении Хибла (Онтарио).

ИТТРОАНТАЛИТ — $(Fe, Y, U^{IV})_4[(Ta, Nb)_2O_7]_3$. Очень редкий. Ромбич. с. Химический состав (по двум анализам) сложный. Содержание (в %): Y_2O_3 3.54—3.58, Se_2O_3 6.51—0.42, La_2O_3 0.41—1.71, FeO 7.61—7.48, MnO 1.01—1.81, CaO 2.42—1.28, UO_2 4.48—3.85, PbO до 0.3, ThO_2 6.81—0.61, Nb_2O_5 17.75—20.38, Ta_2O_5 37.26—39.53, TiO_2 2.63—1.67, ZrO_2 0.46—0.57, WO_3 2.02—0.66, H_2O 1.16—0.51.

Встречающиеся кристаллы имеют призматический облик. Цвет черный, бурый, желтый и даже соломенно-желтый. Желтые различия из Иттерби, по данным последних исследований, относятся к форманиту — группа фергусонита (тетраг. с.). Черта серая до бесцветной. Блеск полуметаллический, жирный. Непрозрачен или просвечивает. $N = 2.15$. Тв. 5. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Уд. вес 5.5—5.9. Встречается в пегматитах Хаттевик (Норвегия), Иттерби (около Стокгольма) в красном полевым шпате с фергусонитом, а также в Финдбо и Бродбо, около Фалун (Швеция).

ШЕТЕЛЕГИТ — $(Ca, Y, Sb, Mn)_2(Ti, Nb, Ta \dots)(O, OH)_7$. Ромбич. с. В неясно образованных кристаллах черного цвета. Черта серая или светложелтая. Блеск алмазный. Тв. 5.5. Излом раковистый. Уд. вес 4.74. В кислотах нерастворим. Встречен в пегматитах в Торвелона (Норвегия) в ассоциации с турмалином, самородным висмутом, монацитом, тортейитом, альвитом, бериллом и другими минералами.

АМПАНГАБИТ — $(Y, Er, U, Ca, Th)_2(Nb, Ta, Fe, Ti)_7O_{18}$? Ромбич. с. Химический состав (в %): UO_2 6.72—19.40, $(Y, Er)_2O_3$ 1.35—4.00, CaO 0.3—1.5, ThO_2 1.5—2.0, TiO_2 2.10—5.22, Nb_2O_5 31.53—50.78, Ta_2O_5 1.76—12.61, Fe_2O_3 6.43—10.03, п. п. п. 11—12.

Встречались крупные, несовершенно образованные кристаллы желтовато-бурого или темнобурого цвета. Блеск жирный, восковой (очевидно, для метамиктных различий). Оптически изотропный. $N = 2.13$. Тв. 4. Излом раковистый. Уд. вес 3.36—3.49. Плавится в черный шлак. В кислотах разлагается.

Описан в богатых калием пегматитах в районе Ампангабе (Мадагаскар), в ассоциации с колумбитом, бериллом, эвксенитом, стрюверитом, монацитом, гранатом и другими минералами. Наблюдались ориентированные сростания с колумбитом.

ИШИКАВАИТ — $(U, Fe, Y \dots)(Nb, Ta \dots)_2O_7$? Ромбич. с. В таблитчатых кристаллах черного цвета. Черта темнобурая. Блеск смолистый. Тв. 5—6. Уд. вес 6.2—6.4. Найден с самарскитом в пегматитах в районе Ишикава (Япония).

ЛОРАНКСИТ — $(Y, Ce, Ca \dots)(Ta, Zr \dots)_2O_7$. Ромбич. с. Кристаллы по своему облику напоминают самарскит. Цвет черный. Черта зеленовато-серая. Блеск полуметаллический. Тв. 5. Излом раковистый. Уд. вес 4.6. Встречен в пегматитах.

ТОРОЛИТ — $SnTa_2O_7$. Монокл. с. SnO_2 21.88%, Ta_2O_5 72.83%. Очень редкий. В плохо образованных призматических кристаллах бурого цвета. Черта желтая с зеленоватым оттенком. Блеск алмазный. $Nm = 2.38$. Оптически двуосный, положительный. $2V = +25^\circ$. $Nm = b$, $cNg = 27^\circ$. Тв. 6. Спайность по (110) совершенная. Уд. вес 7.6—7.9. Вместе с касситеритом встречен в пегматите Мононо, Катанга.

ДЬЯЛМАИТ — $(U, Ca, Pb, Bi, Fe)(Ta, Nb, Ti, Zr)_3O_9 \cdot nH_2O$. Кубич. с. Цвет желтовато-бурый, зеленовато-бурый, буровато-черный. В тонких осколках просвечивает желтовато-бурый цвет. $N = 1.97$. Тв. 5.5. Излом раковистый. Уд. вес 5.75—5.88.

Встречен в гранитовых пегматитах в Поссе, Минас Жерайж (Бразилия) в ассоциации с колумбитом, магнетитом, самарскитом, гранатом, бериллом, турмалином, минералами висмута.

ЦИРКЕЛИТ — $(Ca, Fe, Th, U)_2(Ti, Zr)_2O_5$? Кубич. с. Назван в честь Ф. Циркеля, немецкого петрографа. Цвет черный. В очень тонких осколках просвечивает красновато-бурый цвет. Блеск смолистый. $N = 2.19$. Тв. 5.5. Излом раковистый. Уд. вес 4.741. Растворяется в HF. Встречен в Якупиранге (Бразилия) с перовскитом и бадделейтом в магнетито-пироксеновых породах.

11. ГРУППА УРАНИНИТА

В этой группе, кроме уранинита и торианита, кристаллизующихся в кубической сингонии в решетке типа CaF_2 , опишем также бадделейт — ZrO_2 . Последний хотя и относится к моноклинной сингонии, но кристаллическая структура его является лишь несколько искаженной структурой флюорита.

Здесь же опишем различные гидроокислы урана, своим происхождением обязанные главным образом ураниниту и нередко тесно ассоциирующие с ним в зонах окисления урановых месторождений. Несмотря на различие состава, они обладают многими общими физическими свойствами. Характернейшей их особенностью является часто яркая, бросающаяся в глаза окраска в желтые, оранжево-желтые, красные и бурые тона. Почти все они обладают совершенной спайностью. Содержание в них свинца, по всей вероятности, является результатом радиоактивного распада, но роль его в составе этих минералов не ясна.

	a_0	b_0	c_0	β	Уд. вес
Бадделейт ZrO_2	Монокл. с.	55.21	.26	5.37 99°28'	5.5—6
Уранинит UO_2	Кубич. "	5.47			10.9
Бреггерит $(U, Th)_2O_7$	" "	5.61			9.7
Торианит ThO_2	" "	5.61			9.7
Янтинит $2UO_2 \cdot 7H_2O?$	Ромбич. с.				
Кларкеит $UO_3 \cdot nH_2O?$?				
Беккерелит $2UO_3 \cdot 3H_2O?$	Ромбич. с.	13.93	12.34	14.84	5.2
Шёпит $4UO_3 \cdot 9H_2O$	" "	14.40	16.89	14.75	4.8
Фурмарьерит $PbO \cdot 4UO_3 \cdot 5H_2O?$	" "	14.07	16.72	14.40	6.0
Кюриит $2PbO \cdot 5UO_3 \cdot 4H_2O?$	" "	12.52	12.98	8.35	7.26
Ураносферит $Vi_2O_3 \cdot 2UO_3 \cdot 3H_2O$	" "				
Ванденбрандеит $CuO \cdot UO_3 \cdot 2H_2O?$	Триклин. с. ?				

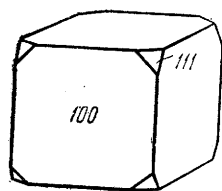
БАДДЕЛЕИТ — ZrO_2 . Монокл. с. Редкий. Zr 73.9% (по формуле). Содержит гафний, иногда до нескольких процентов, изредка уран (до 1%) и торий (до 0.2%). Механические примеси: SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 и др. Редко наблюдается в хорошо образованных таблитчатых кристаллах. Нечистая коллоидная разновидность, носящая название «циркон-фавас», встречается в плотных массах в виде бобовин и желваков с волокнистым строением.

Цвет бадделейта желтый, бурый, черный; изредка он бесцветный. Черта белая. Блеск алмазный, жирный. Тв. 6—7. Уд. вес 5.5—6; для циркон-фаваса 4.8—5.5. Оптически отрицательный. $Ng = 2.20$, $Nm = 2.19$, $Np = 2.13$; $Ng - Np = 0.07$. $2V = 30^\circ$. $NgNp = (010)$; $cNg = 12^\circ$. Плавится при температуре около 3000° .

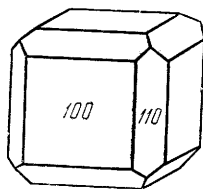
Бадделейт образуется в бедных кремнеземом, главным образом щелочных изверженных породах. В Якупиранге (Бразилия) как аксессуарный минерал он наблюдается в магнетито-пироксеновых породах, а также в контактовой зоне этих пород с мрамором в ассоциации с ильменитом, циркелитом, апатитом, магнетитом, перовскитом. В значительных массах он встречается в Сиерра де Кальдас, Минас Жерайж (Бразилия) среди нефелиновых сениотов и в алмазных россыпях. Найден также в россыпях на о. Цейлоне вместе с драгоценными камнями, цирконом, турмалином, корундом, а также на горе Сомма (Везувий) в пустотах в ассоциации с флюоритом, нефелином, пироксеном и в других местах. Применяется для изготовления непрозрачных эмалей и огнеупорных тиглей.

УРАНИНИТ — UO_2 ¹. Название дано по составу. Синоним: ульрихит. Является важнейшим источником урана и радия.

Химический состав встречающихся кристаллов никогда не отвечает написанной формуле. Он является промежуточным между UO_2 и UO_3 . Наличие в составе уранинита высшего окисла урана, вероятно, связано процессом окисления или самоокислению, происходящему при радиоактивном распаде. Содержит Ra, Ac, Po и другие продукты радиоактивных превращений. Как конечный продукт радиоактивного распада U и Th в уранинитах всегда присутствует «радиогенический» Pb (изотопы Pb^{206} , Pb^{207} и Pb^{208}). Содержание его нередко достигает 10—20%. Однако в урановых рудах часто устанавливается и обычный свинец (за счет включений галенита), содержащий, кроме указанных изотопов, также изотоп Pb^{204} в постоянном количестве (около 10%) по отношению к другим изотопам. Некоторые разновидности уранинита, носящие специальные названия клеветита или нивенита, содержат редкие земли (Ce, La, Er...), а также Y. Их количество достигает нескольких процентов (до 12%). Для крупнокристаллических разновидностей, встречающихся в пегматитах, характерно содержание Th. Изредка в значительных количествах (до 7,5%) присутствует Zr. Устанавливаются также газы: He, Ar, N, CO_2 и другие. Гелий во всех случаях является результатом радиоактивного распада, а аргон и азот могут быть, по крайней мере отчасти, получены из атмосферы. Почти постоянно присутствует H_2O , входящая в состав при изменении вещества. Такие примеси, как SiO_2 , CaO, MgO, MnO, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , а также S, As, Cu, Ni, Co и другие, устанавливаемые обычно в очень



Фиг. 273. Кристалл уранинита



Фиг. 274. Кристалл уранинита

незначительных количествах, как правило, обусловлены адсорбированными механическими примесями, часто в виде тонкодисперсных включений посторонних минералов. Особенно это относится к мельчайшим выделениям сульфидов (халькопирита, пирита, галенита, иногда сфалерита, арсенидов никеля и кобальта и других) в гидротермальных месторождениях.

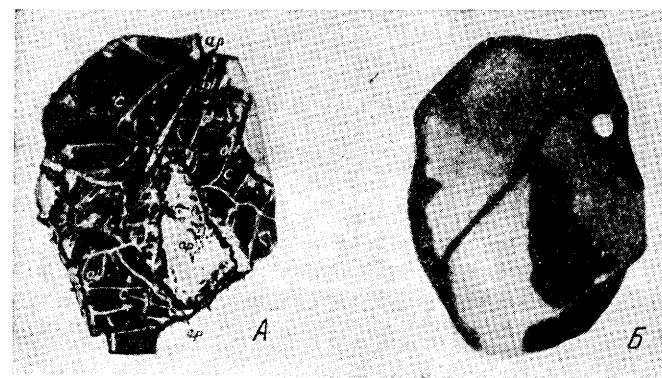
Сингония кубическая; гексооктаэдрический в. с. **Кристаллическая структура** типа флюорита (см. фиг. 208 на стр. 319). **Облик кристаллов** кубический с подчиненным развитием граней октаэдра и ромбического додекаэдра (фиг. 273 и 274). Встречаются октаэдрические, изредка ромбододекаэдрические кристаллы. Размеры их обычно небольшие (иногда до 1 см). Наблюдаются вросшими в породу. **Двойники** прорастания по флюоритовому закону редки. **Агрегаты.** Чаще наблюдается в виде колломорфных почковидных, натечных форм. Такие разновидности называют «урановой смоляной рудой», «урановой смолкой», «настураном» (от греческого настос — «плотный»). Для некоторых месторождений характерны карбонатные жилки с симметрично расположенными корками колломорфных выделений урановой смолки на зальбандах. Встречались также дендритоподобные образования, состоящие из мелких псевдокристаллов, а также в виде мельчайших

¹ Напомним из химии, что уран с кислородом дает следующие соединения: UO_2 — закись урана, называемую также двуокисью, черного цвета и UO_3 — аморфную трехокись урана — желтого цвета.

шариков. Наконец, наблюдаются матовые сажистые налеты или порошковатые массы, называемые «урановой чернью».

Цвет уранинита черный, бархатно-черный или буровато-черный, иногда с слабым фиолетовым оттенком. В тонких шлифах в проходящем свете непрозрачен или просвечивает темнобурый, а сильно измененные участки — зеленоватым оттенком. **Черта** буровато-черная, слегка блестящая. **Блеск** полуметаллический, чаще типичный смоляной, а у сильно измененных разновидностей восковой или матовой. Оптически изотропный. Отражательная способность в полированных шлифах невысокая — 13.

Твердость 5—6; у сильно измененных разновидностей падает до 3. Хрупок. Излом неровный, приближающийся к раковистому. **Уд. вес** 10.3—10.6; у сильно измененных разновидностей ниже. Обычно колеблется от 8 до 10, иногда падает до 6.5 и даже до 4.5. **Прочие свойства.** Сильно радиоактивен (фиг. 275).



Фиг. 275. А — приполированный образец церитовой породы (черное) с обломками апатита (светлые участки) и прожилками кварца и ортита. Стрелками показаны зерна уранинита. Б — радиография того же образца. Отчетливо видны зерна уранинита (белые пятнышки); черные участки — нерадиоактивные минералы. Церит менее радиоактивен, чем уранинит (серые и светлосерые участки)

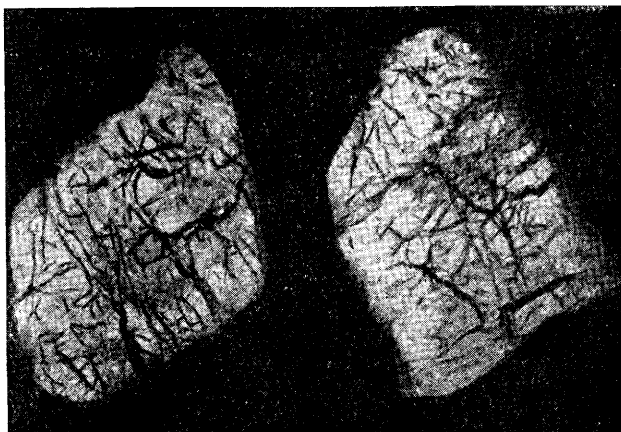
Диагностические признаки. Для уранинита характерны черный цвет, сильный смолистый блеск в изломе, высокий удельный вес и сильная радиоактивность. В окисленных образцах весьма характерна также ассоциация с ярко окрашенными в оранжевые и желтые цвета продуктами разрушения уранинита или урановой смолки.

П. п. тр. не плавится. Значительно окисленные разновидности уранинита довольно легко растворяются в HNO_3 , H_2SO_4 и HF. Соляная кислота растворяет его очень медленно. Наибольшей растворимостью обладают разновидности, содержащие редкие земли. Перл буры в восстановительном пламени зеленый, в окислительном желтый. При нейтрализации раствора аммиаком выпадает яркожелтый осадок $(NH_4)_2UO_4$ — уранат аммония.

Происхождение. Среди месторождений уранинита различаются следующие главные генетические типы.

1. Скопления минералов урана в гранитовых и сиенитовых пегматитах, где уранинит встречается сравнительно редко и обычно

распределен очень неравномерно в парагенезисе с минералами редких земель, ниобия, тантала (колумбитом, стрюверитом, фергюсонитом, монацитом и другими), а также с турмалином, цирконом, полевыми шпатами, слюдами, иногда в ассоциации с ураноносными органическими соединениями (фиг. 276) — тухолитом (асфальтоподобным веществом), карбураном и другими минералами. Уранинит, как правило, содержит торий и редкие земли. Минералы, непосредственно окру-



Фиг. 276. Радиография двух приполированных образцов уранинита с прожилками тухолита (черное)

жающие зерна уранинита, бывают обесцвечены и имеют радиально расположенные от него трещины (очевидно, под влиянием увеличения объема при последующих изменениях). Таковы, например, пегматиты Улюгуру, Морогоро (Восточная Африка), Дон Керхук (Юго-Западная Африка), Варутреск (Швеция) и другие.

2. В значительно больших количествах окислы урана распространены в гидротермальных месторождениях так называемой $Co - Ni - Bi - Ag - U$ -формации. Уранинит в месторождениях этого типа ассоциирует с арсенидами никеля и кобальта (никелином, смальтином, раммельсбергитом, хлоантитом), самородным висмутом, иногда висмутином, самородным мышьяком, самородным серебром, аргентитом, в других случаях — с гематитом, но чаще карбонатами кальция и железа, черным разложившимся флюоритом и с другими минералами. Однако большей частью он образует самостоятельные выделения. Весьма характерно, что вокруг выделений урановой смолки карбонаты, содержавшие закисное железо, часто окрашены в буровато-красный цвет. Это явление обусловлено окислением закисного железа до Fe_2O_3 , которая в тонкодисперсном виде обособилась в массе карбоната. Вообще следует заметить, что парагенезис уранинита с окислами железа наблюдается часто. Уранинит гидротермальных месторождений обычно не содержит тория и редких земель.

Указанная выше ассоциация пяти главных металлов далеко не является обязательной для всех месторождений этого типа. В ураново-медных месторождениях провинции Катанга (Бельгийское Конго) минералы никеля отсутствуют, а в месторождениях района Джилпин, Колорадо (США) полностью отсутствуют кобальто-никелевые минералы и уранинит встречается в кварцево-сидеритовых жилах в виде колломорфных выделений в ассоциации с пиритом, халькопиритом, сфалеритом,

галенитом, редким самородным висмутом и с другими минералами. В золоторудном месторождении Гвадалупе, Чихуахуа (Мексика) уранинит наблюдался в кальцитовых жилах с золотом и пиритом.

3. Не исключена также возможность образования уранинита в метаморфических толщах под влиянием восстановительной обстановки за счет урансодержащих минералов, встречающихся в некоторых осадочных горных породах.

4. Окислы урана в виде урановой черни образуются также при экзогенных процессах выветривания урановых месторождений в низах зоны окисления или в так называемой зоне цементации (ниже уровня грунтовых вод) в трещинах среди рудного тела или во вмещающих породах и даже в трещинках отдельных минералов. Образование урановой черни объясняют восстановлением в условиях недостатка кислорода растворимых в воде соединений шестивалентного урана, которые с просачивающимися водами достигают зоны цементации. Низшие окислы урана обладают чрезвычайно низкой растворимостью, чем и обуславливается их выпадение из растворов. Урановая чернь наблюдается в виде тончайших пленок, жилок и сажистых скоплений темносерого или бархатно-черного цвета, иногда с чуть буроватым оттенком. В таких же условиях, но в более широких трещинах могут послойно отлагаться более плотные разности окислов урана с колломорфным строением образующихся черных матовых корок.

5. Наконец, отнюдь не исключена возможность образования уранинита в осадочных месторождениях в тех зонах прибрежных осадков, где в условиях недостатка кислорода и обилия органических веществ протекают восстановительные процессы, приводящие к образованию карбонатов, низших окислов, сульфидов (пирита, марказита) и др.

Уранинит очень легко подвергается позднейшим изменениям и, повидимому, вскоре после своего образования, независимо от генетического типа и возраста месторождения. Постоянное наличие в его составе высших окислов урана говорит о способности относительно легко окисляться. Любопытно, что специальное исследование отношения $UO_2 : UO_3$ в разных зонах одного и того же кристалла уранинита из Аузельмирен (Норвегия) показало, что это отношение от периферии к центру выражается следующими цифрами: 1,35, 1,41 и 1,48, т. е. периферические части кристаллов содержат больше UO_3 . Что касается соотношений других главных компонентов в разных участках одного и того же кристалла, то исследования показывают неравномерность происходящих в уранините изменений: в одних случаях периферические части кристаллов со всех сторон содержат меньше U, Th и Pb по сравнению с внутренними частями, а иногда наоборот; в других случаях вообще не удается установить существенной разницы. Лишь соотношение $Pb : U$ выдерживается более или менее постоянно.

В зонах окисления уранинит довольно легко разлагается и является источником для большого числа различных экзогенных минералов урана (в зависимости от условий выветривания, состава первичных руд и поверхностных вод): гидроокислов, сульфатов, карбонатов, уранованадатов, уранофосфатов и ураносиликатов¹. Все они обла-

¹ Аморфные продукты изменений уранинита в виде налетов или корок яркого красного, оранжевого и желтого цвета называли гуммитом (а также элиазитом, питтинитом, корацитом и т. д.). Исследования Шёпа показали, что это вещество представляет собой смесь оранжево-красного кюрита (гидрата урана и свинца) и желтого соддиита (силиката урана).

дают яркими желтыми, зелеными или оранжевыми окрасками. Условия их нахождения говорят о том, что соединения урана в зоне окисления подвергаются некоторой миграции. При этом одни участки ее обедняются, другие — обогащаются ураном, но в общем значительная часть его все же рассеивается.

Искусственно уранинит в кристаллах получается путем выпаривания раствора UO_2Cl с $NaCl$ и NH_4Cl досуха и последующего плавления остатка, или же путем нагревания UO_3 до красного каления в струе водорода. Гелевидный гидрат UO_2 может быть получен путем осаждения щелочами из растворов урановых солей.

Практическое значение. Интересно отметить, что уранинитовые руды, получавшиеся попутно с добычей серебра, до момента открытия супругами Кюри радия, длительное время использовались лишь для изготовления желтой, оранжевой и черной красок. Начиная с девятидесятых годов, для той же цели шли урановые отбросы после переработки этих руд на препараты радия. И только в самое последнее время, в связи с разрешением проблемы освобождения и использования колоссальной внутренней энергии, выявилась исключительная ценность этих руд.

Радий в уранинитовых рудах содержится в количестве нескольких сотых долей процента по отношению к массе урана. Получаемые при обработке урановых руд препараты радия имеют разнообразное применение: в медицине при лечении злокачественных опухолей (радоном, как продуктом распада радия), для чего применяются специальные приборы, называемые «радиопушками»; затем гамма-излучение радия используется для просвечивания с целью контроля дефектов в металлических отливках, железобетонных сооружениях и т. п. Мировой фонд радия к 1940 г. составлял всего лишь около 1000 г.

Месторождения уранинита, по сравнению с месторождениями других металлических полезных ископаемых, очень немногочисленны.

Наиболее крупное из них располагается у Большого Медвежьего озера в Канаде за Полярным кругом. Месторождение было обнаружено по ярко окрашенным в желто-оранжевые цвета вторичным урановым минералам, располагавшимся на самой поверхности (возвышенные участки района сглажены ледниками и совершенно не имеют диллювиальных наносов). Многочисленные рудоносные кварцевые жилы, линзы и прожилки, прослеживающиеся на большом протяжении, содержат карбонаты, гематит, урановую смолку¹, сульфиды и арсениды кобальта и никеля, самородный висмут и более поздние: самородное серебро, аргентит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и др. Широко развиты метаколлоидные агрегаты рудных минералов. Месторождение расположено в докембрийских породах. Возраст, определенный разными методами, около 1300 млн. лет (самое древнее из урановых месторождений).

Довольно крупное урановое месторождение было открыто в провинции Катанга (Бельгийское Конго). Оно известно под названием Казоло, Шинколобве и Калонгве. Оруденение установлено в виде линз и жил в доломитовых породах и сланцах (по соседству с гранитным массивом). В составе минералов принимают участие турмалин, монацит, апатит, урановая смолка (иногда в очень значительных скоплениях), затем сульфиды: пирит, линнеит, халькопирит и др. В зоне окисления здесь наблюдались в значительных количествах самые

¹ Интересно отметить, что на глубине нескольких сот метров урановая смолка проявляет признаки явно заметного кристаллического строения.

разнообразные вторичные минералы урана: янтинит, беккерелит, шёпит, складовскит, казолит, соддиит, ураносферит, кюрит и др. Возраст месторождения около 610 млн. лет.

БРЕГГЕРИТ — $(U, Th)O_2$. Кубич. с. Редкий. Назван в честь норвежского минералога В. Бреггера (1851—1940). Содержание ThO_2 в анализированных образцах 10—14%. По существу эти разности представляют собой разновидность уранинита. Цвет железно-черный. Черта темносерая или черная. Тв. 5—6. Уд. вес 6.9—8.9. Остальные свойства как у уранинита. В дистиллированной воде при нагревании в закрытых бомбах окись тория вместе с окисью железа выщелачивается почти полностью; в остатке — окислы урана и радиосвинца. В виде вросших октаэдров в полевоом шпате наблюдался в пегматитах около Мосс (Норвегия) и в других местах.

ТОРИАНИТ — ThO_2 . Кубич. с. Очень редкий. Содержание U_3O_8 достигает 12%. Присутствуют также редкие земли (до 8%) и PbO до 3, в редких случаях до 12%. Иногда содержит H_2O . Встречался в виде кубических кристаллов, достигающих 3 см в поперечнике. Цвет темносерый, буровато-черный или черный. Черта серая или зеленовато-серая. Блеск алмазный.

Оптически изотропный. Показатели преломления колеблются; в среднем $N = 2.20$. Тв. 6.5. Спайность практически отсутствует. Излом неровный, почти раковистый. Уд. вес 8.9—9.7. Не плавится. Разлагается в концентрированной HNO_3 и H_2SO_4 . Сильно радиоактивен (в четыре раза больше, чем UO_2). Искусственно получается непрерывный изоморфный ряд $UO_2 - ThO_2$.

Встречен в пегматитах и россыпях на о. Цейлоне в виде кристаллов вместе с цирконом, ильменитом, торитом и с другими минералами, а также в россыпях на о. Мадагаскаре и в метаморфизованных известняках в Анлолобе (там же) в парагенезисе с флогопитом, диопсидом и шпинелью.

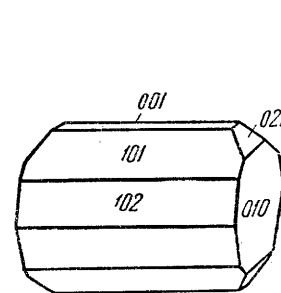
ЯНТИНИТ — $2UO_2 \cdot 7H_2O$. Ромбич. с. В игольчатых кристаллах фиолетово-черного цвета (по краям желтого). Черта буровато-фиолетовая. Оптически отрицательный. $Ng = 1.92$, $Nm = 1.90$, $Np = 1.674$; $Ng - Np = 0.246$. $2V$ мал. $NgNp = (001)$; $Np = a$. Сильный плеохроизм: по Ng — темнофиолетовый, по Nm — фиолетовый, по Np — бесцветный. Тв. 2—3. Спайность совершенная по (100). Как вторичный минерал с уранинитом и другими минералами урана встречен в Казоло, Катанга (Бельгийское Конго), а также в Вельзендорфе, Бавария (Германия) с казолитом, парсонситом, шёпитом и т. д.

Эп янтинит представляет собой продукт окисления янтинита (наблюдается в псевдоморфозах по нему). Состав не определен, но вероятно является гидратом шестивалентного урана. Цвет черный с коричнево-фиолетовым оттенком. $Ng = 1.793$, $Nm = 1.79$, $Np = 1.70$. $Ng = a$, $Np = c$. Оптически отрицательный. $2V$ очень мал. Плеохроизм от желтого до темножелтого. Тв. 2—3. Уд. вес 3.3.

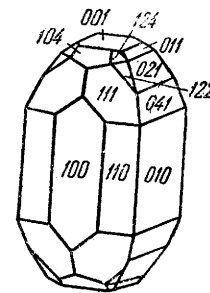
КЛАРКЕИТ — $UO_3 \cdot nH_2O$. Содержание (в %): UO_3 81—82, PbO 3.7, Na_2O 2.6—3.4, K_2O 0.5—1.4, CaO 1.1—2.3, H_2O 3—5. Наблюдается в плотных массах коричневого или темнубурого цвета. Блеск восковой. В тонких шлифах в проходящем свете оранжевый. Оптически двусный. $Ng = 2.108$, $Nm = 2.098$, $Np = 1.997$; $Ng - Np = 0.111$. Отрицательный. $2V$ от -30 до -50° . Тв. 4—4.5. Излом раковистый. Уд. вес 6.39. Легко растворим в кислотах. Встречен в пегматитах Северной Каролины вместе с другими продуктами окисления и гидратации уранинита.

БЕККЕРЕЛИТ — $2UO_3 \cdot 3H_2O$

Ромбич. с. Назван в честь французского физика Беккереля, открывшего радиоактивность. Встречается в очень мелких вытянутых таблитчатых кристаллах (фиг. 277) буровато-желтого цвета. Блеск сильный стеклянный. $Ng = 1.88$, $Nm = 1.87$, $Np = 1.75$; $Ng - Np = 0.13$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. $NgNp = (100)$; $Np = c$. Тв. 2—3. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 5.2. Вода полностью удаляется при 500° . Вместе с другими вторичными минералами урана встречен в Казоло, Катанга (Бельгийское Конго), а также в Вельзендорфе, Бавария (Германия) в пустотках среди флюорита.



Фиг. 277. Кристалл беккерелита. Катанга (Бельгийское Конго)



Фиг. 278. Кристалл шёпита. Катанга (Бельгийское Конго)

ШЁПИТ (скупит) — $4UO_3 \cdot 9H_2O$. Назван в честь профессора минералогии А. Шёп в Генте (Бельгия). Ромбич. с. Обычно в таблитчатых кристаллах. Кристал-

лы изометрические, бипирамидальные или призматические (фиг. 278). Цвет серно-желтый. Блеск стеклянный. $Ng=1.735$, $Nm=1.714$, $Np=1.690$; $Ng-Np=0.045$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. $NgNp=(100)$; $Np=c$. Тв. 2—3. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 5.69. Встречен в Шинколобве, Катанга (Бельгийское Конго) как продукт изменения уранинита в зоне окисления.

Парашэпит, установленный в последнее время, по многим свойствам очень близок к шэпиту. Отличается по оптическим данным и положению плоскости оптических осей. $Ng=1.770$, $Nm=1.760$, $Np=1.705$; $Ng-Np=0.065$. Оптически отрицательный. $2V=46^\circ$. $NgNp=(010)$; $Np=c$. Штриховка на грани c параллельна оси b . Встречен в виде кристаллов в том же месторождении Шинколобве.

ФУРМАРЬЕРИТ — $PbO \cdot 4UO_3 \cdot 5H_2O$? Назван в честь проф. геологии Р. Фурмарье в Льеже. Ромбич. с. Содержание (в %): UO_3 77—78, PbO 12—16, H_2O 6—10. В плоских вытянутых кристалликах золотисто-красного, красного или бурого цвета. Просвечивает. $Ng=1.94$, $Nm=1.92$, $Np=1.85$; $Ng-Np=0.09$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. Дисперсия сильная; $r > v$. $NgNp=001$; $Np=c$. Плеохроизм: по Ng — желтый, по Nm — бледножелтый и по Np — бесцветный. Тв. 3—4. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 6.046. Сильно радиоактивный. Не флюоресцирует. П. п. тр. не плавится, но чернеет. Вода выделяется при нагревании свыше 100° . В кислотах легко растворяется.

Первоначально был встречен в виде мелких красных кристаллов на торберните в месторождении Шинколобве, Катанга (Бельгийское Конго), как вторичный минерал, продукт разрушения уранинита. Описан также в Вэльзендорфе, Бавария (Германия) с янгинитом, англезитом, девиндитом и др.

КЮРИТ — $2PbO \cdot 5UO_3 \cdot 4H_2O$? Ромбич. с. Назван в честь Пьера Кюри (1859—1906), известного французского физика, который вместе с Марией Склодовской довел до конца изучение радиоактивности веществ. Содержание (в %): UO_3 74.2, PbO 21.1 и H_2O 3.5. Встречается в призматических кристаллах, исштрихованных вдоль оси c , но чаще плотных зернистых или землистых массах оранжево-красного цвета. Черта оранжевая. Блеск алмазный. $Ng=2.15$, $Nm=2.11$, $Np=2.06$; $Ng-Np=0.09$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. Дисперсия сильная; $r > v$. Тв. 4—5. Спайность по (100). Уд. вес 7.26. П. п. тр. чернеет. В кислотах легко растворяется.

Найден в Казоло, Катанга (Бельгийское Конго) как продукт окисления уранинита в ассоциации с торбернитом, соддитом, склодовскитом, фурмарьеритом и др.

УРАНОСФЕРИТ — $Vi_2O_3 \cdot 2UO_3 \cdot 3H_2O$? Ромбич. с. Наблюдается в полусферических формах оранжево-желтого или кирпично-красного цвета. $Ng=2.05$, $Nm=1.985$, $Np=1.955$; $Ng-Np=0.050$. Оптически положительный. $2V$, очень большой. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Тв. 2—3. Уд. вес 6.36. Как продукт окисления урановой смолки найден в Нейштедтеле, к югу от Шнееберга (Саксония) в ассоциации с арсенатами урана и с другими минералами.

ВАНДЕНБРАНДЕИТ — $CuO \cdot UO_3 \cdot 2H_2O$. Синоним: уранолепидит. Триклин. с? Цвет темнозеленый, черный. Черта зеленая. Блеск стеклянный. $Ng=1.80$, $Nm=1.78$, $Np=1.77$; $Ng-Np=0.03$. Оптически положительный. $2V$ большой. Дисперсия сильная. Ng с удлинением составляет угол 40° ; оптическая ось почти перпендикулярна к (001). Тв. 4. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 4.9—5.0. В кислотах растворяется при нагревании. Встречен с вторичными урановыми минералами и окисленными сульфидами меди в Калонгве, Катанга (Бельгийское Конго).

12. ПРОЧИЕ СЛОЖНЫЕ ОКИСЛЫ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ

Здесь собраны сложные соединения окислов двухвалентных Pb , Ba , Cu и Zn с окислами марганца и железа:

	a_0	c_0
Коронадит $PbMn \cdot Mn_6 \cdot \dots O_{14}$	Тетраг. с.	6.95 5.72
Голландит $BaMnMn_6 \cdot \dots O_{14}$	" "	6.94 5.71
Плюмбоферрит . $PbFe_4 O_7$	Тригон. с.	11.86 47.14
Магнетоплюмбит . $PbFe_{12} O_{19} ?$	Гексаг. с.	6.66 23.69
Гематофанит . . . $4PbO \cdot Pb(Cl, OH)_2 \cdot 2Fe_2 O_3$	Тетраг. с.	7.801 15.23
Креднерит $Cu \cdot Mn_2 \cdot \dots O_4$	Монокл. с?	
Делафоссит $Cu \cdot Fe \cdot \dots O_2$	Тригон. с.	3.02 17.10
Нигерит $(Zn, Mg, Fe) (Sn, Zn)_2 (Al, Fe)_{12} O_{22} [OH]_2$	" "	5.71 13.83

КОРОНАДИТ — $PbMn \cdot Mn_6 \cdot \dots O_{14}$. Тетраг. с. Изоструктурный с голландитом (см. ниже). Содержание (в %): PbO 28.6, MnO 7—8 и MnO_2 60—61. Встречается в почковидных или сплошных массах черного или темносерого цвета. Черта буровато-черная. Блеск полуметаллический. Сильно анизотропный. Тв. 4.5—5. Уд. вес 5.44. Найден в зоне окисления месторождения Коронадо, Аризона (США), а также в Бу Газулт (Марокко).

ГОЛЛАНДИТ — $BaMn \cdot Mn_6 \cdot \dots O_{14}$. Тетраг. с. Содержание (в %): BaO 17.6, MnO 5.1, MnO_2 65.6, $Fe_2 O_3$ 10.6. В сплошных массах и короткопризматических кристаллах черного или серовато-черного цвета. Черта черная. Блеск полуметаллический. Сильно анизотропен. Тв. 6. Спайность призматическая, ясная. Уд. вес 4.95. Первоначально был встречен в Кайлидонгри, Ябуа (Центральная Индия) в плохих образцованных кристаллах в кварцевых жилах.

ПЛЮМБОФЕРРИТ — $PbFe_4 O_7$. Тригон. с. В толстотаблитчатых кристаллах почти черного цвета. Черта красная. Тв. 5. Спайность по (0001). Уд. вес 6.07. Встречен в марганцевых месторождениях Якобсберг и Нордмарк, Верmland (Швеция) в ассоциации с якобитом, андрадитом и с другими минералами в зернистых известняках.

МАГНЕТОПЛЮМБИТ — $PbFe_{12} O_{19} ?$ Содержит также MnO и MnO_2 в существенных количествах. Гексаг. с. В дипирамидальных кристаллах серовато-черного цвета. Черта темнубуря. Блеск полуметаллический. Тв. 6. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 5.517. Сильно магнитен. Встречен в марганцевом месторождении Лонгбан, Верmland (Швеция) вместе с манганофиллитом, кентролитом и другими минералами.

ГЕМАТОФАНИТ — $4PbO \cdot Pb(Cl, OH)_2 \cdot 2Fe_2 O_3$. Тетраг. с. В тонких таблитчатых кристаллах и листоватых агрегатах красно-бурого цвета. Черта желтовато-красная. Блеск полуметаллический. В тонких осколках просвечивает. Тв. 2—3. Спайность по (001) средняя. Уд. вес 7.70. Вместе с плюмбоферритом, якобитом, андрадитом, самородной медью, купритом и церусситом найден в месторождении Якобсберг, Верmland (Швеция).

КРЕДНЕРИТ — $Cu \cdot Mn_2 \cdot \dots O_4$. Монокл. с? В сферолитовых образованиях и тонких шестигранных пластинках железно-черного цвета. Черта сажисто-черная с буроватым оттенком. Блеск полуметаллический. В полированных шлифах анизотропен. Тв. 4. Спайность по плоскости пластинок. Уд. вес 5.01. Растворим в HCl . Как вторичный минерал найден в месторождении Фридрихрода, Тюрингия (Германия) с псиломеланом, гаусманитом, малахитом, фольбортитом, баритом, кальцитом и с другими минералами, а также в Мендип-Хиллс, Сомерсет (Англия) с церусситом и малахитом.

ДЕЛАФОССИТ — $Cu \cdot Fe \cdot \dots O_2$. Тригон. с. $a_{rh} = 5.96$; $\alpha = 29^\circ 26'$. В виде желваков, натечных форм и таблитчатых кристаллов черного цвета. Черта черная. Блеск полуметаллический. Сильно анизотропен. Тв. 5.5. Хрупкий. Спайность по (1010) несовершенная. Уд. вес 5.41. Легко плавится. Растворим в HCl и H_2SO_4 . При нагревании становится магнитным. Первоначально был установлен на Урале, повидимому в Меднорудянском месторождении (у г. Нижнего Тагила), в виде желваков и почковидных образований в глинистых продуктах выветривания. Как вторичный минерал описан в Копризе, Сонора (Мексика), в больших количествах в Бисби, Аризона (США), как в кристаллах, так и в почковидных формах с гематитом, купритом, самородной медью и теноритом, а также в других местах.

НИГЕРИТ — $(Zn, Mg, Fe) (Sn, Zn)_2 (Al, Fe)_{12} O_{22} [OH]_2$. Тригон. с. Встречен в гексагональных пластинках темнубурого цвета. Оптически положительный. $Ng=1.81$, $Nm=1.80$. Тв. 8—9. Уд. вес 4.51. Слабо магнитный. Наблюдался среди пегматитов в кварц-силлиманитовых породах в ассоциации с кварцем, силлиманитом, андалузитом, мусковитом, ганитом, гранатом, касситеритом, колумбитом-танталитом, хризобериллом и апатитом в нескольких пунктах района Эгбе, в Центральной Нигерии (Африка).

13. ГРУППА КВАРЦА

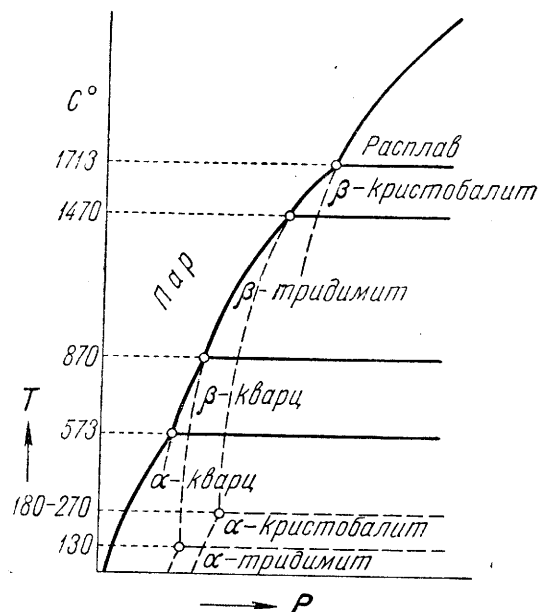
Минералы, входящие в эту группу, имеют один и тот же очень простой состав — SiO_2 , представляя собой ряд полиморфных модификаций.

Эти минералы по кристаллическому строению занимают совершенно особое положение среди окислов. Как мы потом увидим, кристаллические решетки их имеют прямое отношение к силикатам. На этом основании некоторые авторы эту группу минералов рассматривают в виде введения к силикатам. Но так как кварц по своей химической природе является типичным окислом, то мы, согласно принятой нами установке, должны его рассматривать в этом разделе.

Из относящихся сюда полиморфных модификаций SiO_2 три главных формы имеют самостоятельные названия: к в а р ц, т р и д и м и т и к р и с т о б а л и т. Их модификации принято обозначать с приставками греческих букв α и β .

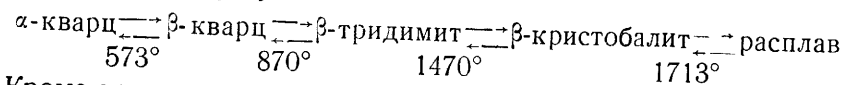
			a_0	b_0	c_0	Уд. вес
α -кварц ¹	SiO_2	Тригон. с.	4.903		5.393	2.655
β -кварц	SiO_2	Гексаг. с.	4.989		5.446	2.51
α -тридимит	SiO_2	Ромбич. с.	9.88	17.1	16.3	2.30
β -тридимит	SiO_2	Гексаг. с.	5.03		8.22	2.26
α -кристобалит	SiO_2	Тетраг. с.	4.96		6.92	2.27
β -кристобалит	SiO_2	Кубич. с.	7.12			2.21
Лешательерит	SiO_2	Аморфный				2.204

Кроме того, в природе существует гидратированный кремнезем — опал — $\text{SiO}_2 \cdot aq$, который мы рассмотрим особо.

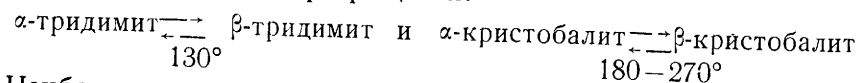


Фиг. 279. Однокомпонентная система — SiO_2 . Кривые упругости паров различных модификаций SiO_2 показаны схематически. Для каждой данной температуры более устойчива та модификация, для которой упругость пара меньше (т. е. кривая ближе к оси ординат).

Общая картина полиморфных превращений SiO_2 изображена на фиг. 279 в виде диаграммы состояния TP . Установлен следующий ряд энантиотропных превращений:



Кроме того, для тридимита и кристобалита в области низких температур в сильно переохлажденном состоянии (см. фиг. 279) известны также энантиотропные превращения:



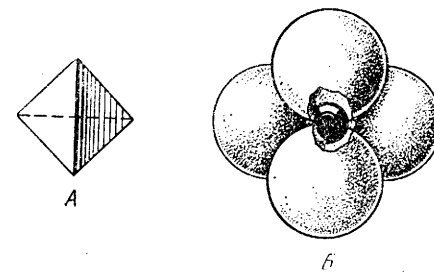
Наиболее легко энантиотропные превращения осуществляются для пар: α -кварц — β -кварц и α -тридимит — β -тридимит. Гораздо труд-

¹ Некоторые авторы, в частности П. Ниггли, Ф. Ринне, А. Е. Ферсман и другие, придерживаются обратного обозначения: более низкотемпературную модификацию α -кварц они обозначают как β -кварц, вместо α -кристобалит — β -кристобалит и т. д.

нее они совершаются для пар: β -кварц — β -тридимит и β -тридимит — β -кристобалит. Это объясняется тем, что в первых парах модификации более близки по кристаллической структуре друг к другу, чем в следующих, и превращение поэтому совершается с меньшим объемным эффектом.

Характерно, что более высокотемпературные модификации кварца, кристобалита и тридимита обладают более высокой симметрией, чем низкотемпературные. Например, β -кварц является гексагональным, а α -кварц — тригональным, высокотемпературный β -тридимит обладает гексагональной сингонией, а α -тридимит — ромбической (псевдогексагональной), высокотемпературный β -кристобалит — кубической, в то время как α -кристобалит — тетрагональной (псевдокубической) симметрией.

Кристаллическая структура кварца, как и других полиморфных модификаций, характеризуется той особенностью, что ион Si^{4+} всегда находится в четверном окружении ионов O^{2-} (фиг. 280), расположенных по вершинам тетраэдра. Каждая вершина такого тетраэдра одновременно служит вершиной для другого смежного тетраэдра (фиг. 281). Таким образом, кристаллические решетки этих минералов состоят как бы из каркасов сцепленных друг с другом тетраэдров. Способ сцепления во всех модификациях один и тот же (через вершины тетраэдров), но ориентировка и общая симметрия в расположении их различны. В целом упаковка ионов кислорода не плотная: в каркасах имеются «пустотки» между тетраэдрами. В низкотемпературных модификациях они обладают малыми размерами, а в высокотемпературных, более «рыхло» построенных модификациях они крупнее. В прямой зависимости от этого находятся и удельные веса (ср. вышеприведенные данные), а также показатели преломления.



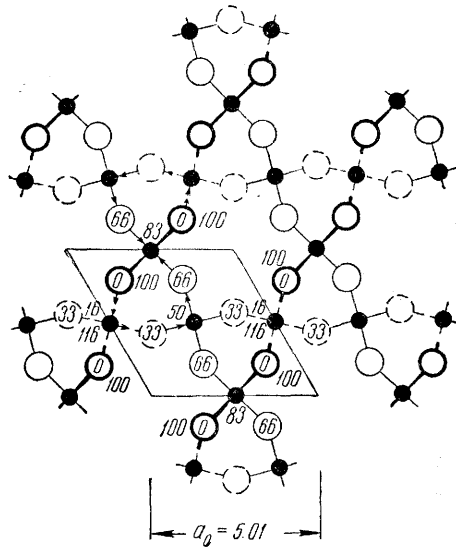
Фиг. 280. А — тетраэдр, поставленный на ребро; вершины его являются центрами ионов кислорода в тетраэдрической группе SiO_4 (Б), внутри которой располагается ион Si^{4+} . Масштаб для А и Б один и тот же

Так как каждый ион кислорода является общим для двух смежных тетраэдров SiO_4 , он всюду располагается между двумя ионами кремния, тогда как каждый ион Si^{4+} находится в четверной координации ионов кислорода. Отсюда и координационные числа 2 и 4. При рассмотрении тетраэдров SiO_4 легко видеть, что каждый положительный ион Si^{4+} погашает лишь половину отрицательной валентности каждого окружающего его иона O^{2-} , но, так как каждый ион кислорода одновременно принадлежит другому тетраэдру, одновременно погашается и вторая половина его заряда. Таким образом легко убедиться, что в целом формула соединения будет SiO_2 .

Кристаллические структуры модификаций, несмотря на сложность постройки, довольно просты в структурной схеме. Начнем рассмотрение со структуры более высокотемпературной модификации β -кварца, кристаллизующейся в гексагональной сингонии.

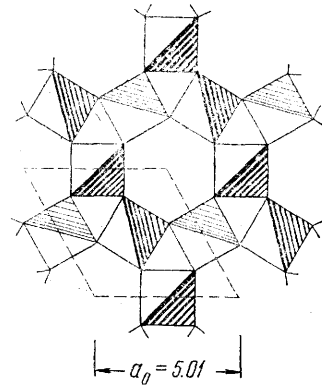
На фиг. 281 и 282 в одинаковом масштабе изображена кристаллическая структура β -кварца в проекции вдоль оси c на плоскость (0001). В каждом тетраэдре SiO_4 два кислородных иона располагаются

несколько выше, а другие два несколько ниже, чем ион кремния. Группы тетраэдров лежат в трех слоях на различных высотах; их относительное положение над плоскостью чертежа показано линиями разной жирности и цифрами при кружках (фиг. 281). Как можно заметить (фиг. 282), тетраэдры образуют спирали, каждая из кото-



Фиг. 281. Кристаллическая решетка более высокотемпературной модификации β -кварца в проекции на плоскость (0001)

Цифры означают относительные высоты ионов над плоскостью чертежа



Фиг. 282. Та же кристаллическая решетка, что и на фиг. 281, но изображенная в виде тетраэдров SiO_4

Линиями различной степени жирности (на затененной стороне тетраэдров) показано относительное расположение этих тетраэдров над плоскостью чертежа. Легко видеть, что тетраэдры, примыкающие к внутреннему шестиугольнику, расположены по винтовой оси шестого порядка (по двухходовому винту)

рых закручивается в одну и ту же сторону. Ниже мы узнаем, что существуют так называемые правые и левые кварцы. Их структурные особенности тем и характеризуются, что заворот этих спиралей происходит то в правую, то в левую сторону.

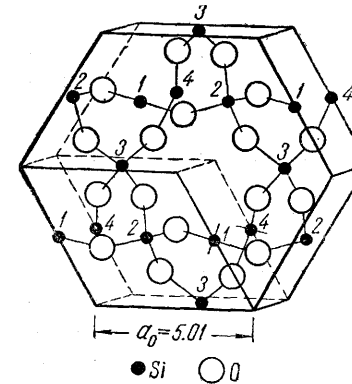
Шестерная ось на обеих фигурах располагается в центре рисунка. Поворот вокруг нее на 60° и перенос на одну треть высоты элементарной ячейки вдоль оси c приводит к совпадению с прежней позицией тетраэдров (см. фиг. 282).

Для большей ясности приведен еще один рисунок (фиг. 283), изображающий структуру в аксонометрической проекции на ту же плоскость (0001). Ионы Si^{4+} показаны черными кружками под номерами. При переходе от одной грани призмы к другой мы наблюдаем постепенное снижение положения центров тетраэдров. Так например, ион № 1 занимает середину ребра в верхнем гексагоне призмы, № 2 от верхнего ребра отстоит на высоте уже $1/3 c$, № 3 — $2/3 c$, № 4 располагается уже на нижнем ребре, но одновременно на верхнем ребре появляется ион № 1 второго винтового хода.

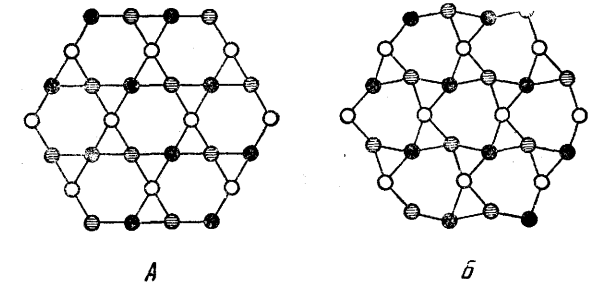
Низкотемпературная модификация α -кварц по своей кристаллической структуре лишь несколько отличается от β -кварца. На фиг. 284 изображены их соотношения в проекции на плоскость (0001), причем показаны лишь ионы кремния. Как видим, при полиморфном превращении происходят небольшие смещения центров кремнекислородных тетраэдров, в результате чего имеет место уплот-

нение решетки и понижение ее симметрии: шестерные оси превращаются в тройные. При этом тип связи между тетраэдрическими группами не меняется. В процессе превращения не происходит изменений и в направлениях заворота спиралей (в правую или левую сторону).

Кристаллическая структура α -тридимита является также несколько искаженной по сравнению с более простой структурой гексагональ-



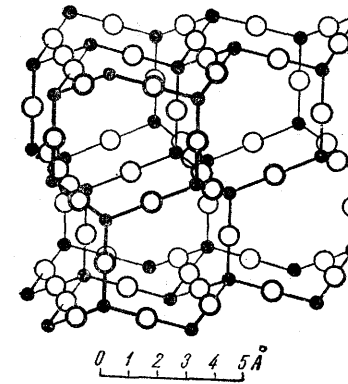
Фиг. 283. Кристаллическая решетка β -кварца в аксонометрической проекции на плоскость (0001)



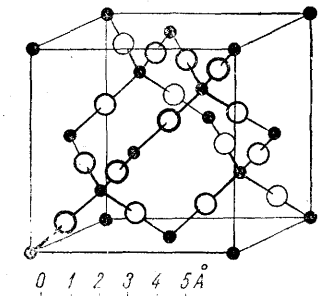
Фиг. 284. Соотношения в кристаллических решетках β -кварца (А) и α -кварца (Б)

Показаны только ионы кремния, высотное положение которых отмечено различной степенью затененности кружков

ного β -тридимита. Его ромбическая ячейка является псевдогексагональной (почти такой же, как у β -тридимита). Структура β -тридимита изображена на фиг. 285 (по Джиббсу). Точные положения ионов с полной определенностью пока не установлены, но в общих



Фиг. 285. Кристаллическая решетка β -тридимита
Черные кружочки — ионы кремния



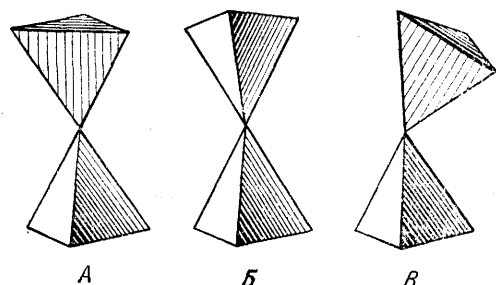
Фиг. 286. Кристаллическая решетка β -кристобалита

Черными кружочками показано положение ионов кремния

чертах структура правильна. Это простая гексагональная структура, в которой, как и в кварце, кремнекислородные тетраэдры связаны друг с другом вершинами.

Высокотемпературный β -кристобалит имеет кубическую кристаллическую структуру (она была изучена при температуре 290°). Схема ее изображена на фиг. 286 (по Викофу). Точное положение струк-

турных единиц, так же как и в β -тридимите, не установлено. При переходе в низкотемпературную модификацию — α -кristобалит — перестройка кристаллической структуры происходит подобно преды-



Фиг. 287. Ориентировка двух смежных тетраэдров в β -кristобалите (А), β -тридимите (В) и β -кварце (В)

дущим случаем с изменением лишь направления связей Si—O—Si, т. е. с ориентировкой кремнекислородных тетраэдров друг относительно друга (фиг. 287). В β -кristобалите оба тетраэдра располагаются на одной высоте — центросимметрично, в β -тридимите также на общей высоте, но между двумя тетраэдрами мы имеем уже не центр симметрии, а плоскость симметрии и, наконец, в β -кварце тетраэдры наклонены друг к другу под углом 150° .

α -КВАРЦ — SiO_2 . Эту наиболее устойчивую при низких температурах тригональную модификацию обычно называют просто кварцем. Происхождение этого названия остается неизвестным.

Кварц является одним из наиболее широко распространенных в земной коре и наилучше изученных минералов. Поэтому мы дадим более детальное описание этого минерала.

Кроме явно кристаллических модификаций α - и β -кварца известны скрытокристаллические разновидности, обладающие волокнистым строением: халцедон и кварцин, отличимые друг от друга только по оптическим свойствам (в частности, по оптическому знаку).

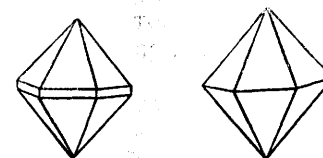
Химический состав. Теоретическому составу, очевидно, отвечают бесцветные прозрачные разновидности. Разности, окрашенные в молочно-белый цвет, в виде механических примесей в разных количествах могут содержать самые различные газообразные, жидкие и твердые вещества: CO_2 , H_2O , углеводороды, NaCl , CaCO_3 и т. д. В ряде случаев даже на-глаз заметны включения мельчайших кристалликов рутила, актинолита и других минералов, захваченных при кристаллизации. Некоторые серые разности кварца из гидротермальных месторождений при разломе выделяют газ, издающий сильный неприятный запах. Количество этого газа иногда достигает 1 см^3 на 10 г кварцевой массы. Химические анализы газа в одном случае показали, что он состоит главным образом из азота (до 80%) и горючих газов (до 6%). Вероятно, могут присутствовать газы и других составов.

Сингония. Более высокотемпературная модификация β -кварц кристаллизуется в гексагональной сингонии, гексагонально-трапецеэдрическом в. с. L^6L^2 . Более устойчивая при температурах ниже 573°C (при атмосферном давлении)¹ модификация α -кварц кристаллизуется в тригональной сингонии, тригонально-трапецеэдрическом в. с. L^3L^2 . **Кристаллические структуры** обеих модификаций описаны выше. Здесь лишь укажем, что, согласно опытам, в процессе $\beta \rightarrow \alpha$ превращений обычно происходит образование двойникового строения, а в первоначально сдвойникованных кристаллах — усложнение рисунка двойникового. Но если низкотемпературную модифика-

¹ При давлении 3000 ат это превращение происходит при температуре 644° , а при 9000 ат (согласно вычислениям) — 832° .

цию со сложным двойниковым строением при температуре 600° вновь перевести в β -кварц и подвергнуть очень медленному охлаждению, особенно в интервале $580\text{—}550^\circ$, то внутри кристалла удастся получить большое монокристалльное поле (двойникование происходит лишь по периферии). Это обстоятельство может иметь важное значение при использовании таких разностей кварца в радиотехнике. Любопытно, что присутствие тонкодисперсных посторонних примесей в кварце, хотя бы и в ничтожно малых количествах, но влияющих на дефектность кристаллической решетки, препятствует закономерному двойникованию при $\beta \rightarrow \alpha$ превращениях. Это явление, очевидно, связано с уменьшением пластичности и увеличением упругости и прочности кристаллов. Такие разности кварца при облучении рентгеновскими лучами окрашиваются в интенсивный темный цвет (морион). С помощью этого метода в кристаллах кварца, обладающих кристаллически-зональным строением, удалось установить неравномерное окрашивание отдельных зон, различающихся по прочности кристаллических решеток.

Облик кристаллов. Кристаллы β -кварца, вернее, параморфозы α -кварца по нему, встречающиеся в богатых кремнеземом эффузивных породах (липаритах, кварцевых порфирах и др.) как ранние выделения из жидкой магмы, имеют облик гексагональной дипирамиды, причем грани призмы сильно укорочены или отсутствуют вовсе (фиг. 288). Они обычно очень мелки, но в некоторых породах достигают $1\text{—}2 \text{ см}$ в поперечнике. Что же касается полностью раскристаллизовавшихся кислых изверженных пород (гранитов, кварцевых диоритов и др.), то в них кварц наблюдается в виде зерен неправильной формы с ксеноморфными очертаниями, так как он в них кристаллизуется одним из последних. Низкотемпературный α -кварц в хорошо образованных кристаллах встречается только в пустотах или рыхлых средах. Известны отдельные кристаллы очень крупных размеров, до одной и даже до 40 тонн весом. Формы кристаллов хотя и весьма разнообразны, но чрезвычайно характерны по присутствию граней призмы $\{10\bar{1}0\}$ часто с горизонтальной штриховкой (фиг. 289), обусловленной узкими полосками многочисленных острейших ромбоэдров, затем по присутствию граней ромбоэдров $\{10\bar{1}1\}$, и $\{01\bar{1}1\}$ тригональной дипирамиды $\{11\bar{2}1\}$, тригонального трапецеэдра $\{5161\}$ и др. (фиг. 290). Встречаются индивиды, в которых грани главных ромбоэдров одинаково развиты, и кристаллы в таких случаях принимают облик «гексагональной дипирамиды». Однако ромбоэдры всегда отличаются друг от друга по физическим признакам: грани одного блестящи, другого матовы, фигу-

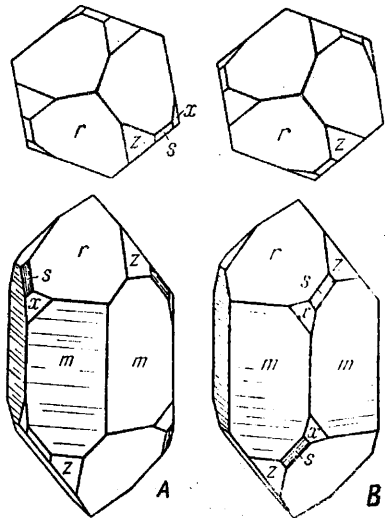


Фиг. 288. Кристаллы β -кварца. Гексагональная дипирамида (справа) в комбинации с гексагональной призмой (слева)

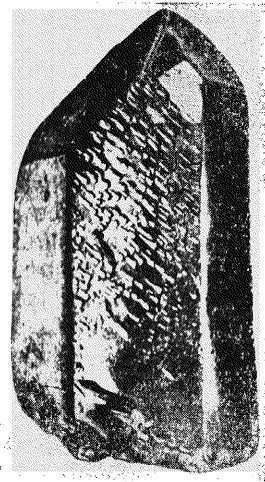


Фиг. 289. Удлиненный кристалл прозрачного кварца со штриховкой на гранях призмы

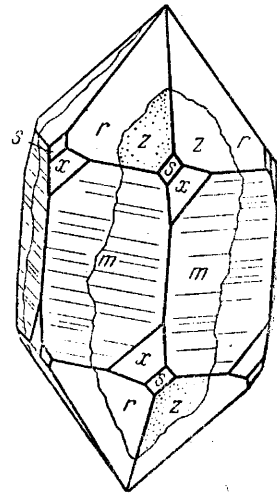
ры травления также не одинаковы. По положению граней тригонального трапецоэдра $\{5\bar{1}6\}$ и дипирамиды $\{11\bar{2}\}$ различают правый и левый кварц (фиг. 290). Эти грани приурочены к ребрам призмы (через 120°), располагаясь вверху и внизу, но по разные стороны ребра. В тех случаях, когда на гранях кристаллов наблюдаются фигуры травления (фиг. 291), принадлежность кристаллов к правому или левому кварцу легко доказывается также



Фиг. 290. Левый (А) и правый (Б) кварц $m \{10\bar{1}0\}$, $r \{10\bar{1}1\}$, $z \{11\bar{2}\}$, $x \{5\bar{1}6\}$



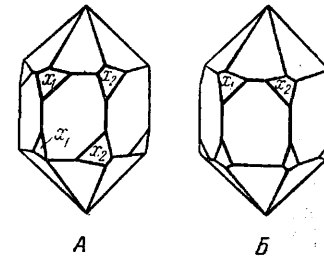
Фиг. 291. Кристалл кварца с фигурами разъедания на гранях



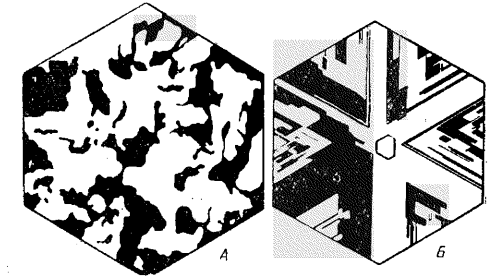
Фиг. 292. Дофинеийский двойник (схема). Границы между двумя индивидами заметны по сатурной линии

по ориентировке этих фигур. Искусственно совершенно аналогичные фигуры получаются путем воздействия на кварц горячих растворов углекислого натрия или калия. Характерно, что при последующей регенерации образовавшихся в результате разъедания на гранях углублений или пустот появляется множество мельчайших граней, причем в первую очередь, как это установлено для крупных углублений, возникают грани, наименее отклоненные от поверхностей растворения. В литературе описаны также интересные случаи кристаллов кварца с характерными «надпилами», образовавшимися в результате выщелачивания тонких пластинок кальцита, иногда закономерно сраставшимися с кристаллами кварца. В некоторых случаях в горных хрусталях удается наблюдать остатки таких кальцитовых пластинок и, кроме того, на стенках «надпилов» сохраняются следы отпечатавшейся спайности кальцита. Нередко можно бывает установить явления «залечивания» их, выражающиеся в появлении многочисленных мельчайших граней, среди которых в первую очередь возникают опять-таки грани, наименее отклоненные от плоскости «надпилов». Двойники наблюдаются весьма часто и по разным законам. 1) Дофинеийские двойники (фиг. 292) столь совершенно прорастают друг друга, что похожи на простые кристаллы, от которых они отличаются тем, что грани трапецоэдра x наблюдаются в удвоен-

ном количестве и выводятся друг из друга поворотом вокруг вертикальной оси не на 120 , а на 60° . Грани призмы обоих индивидов сливаются, а грани ромбоэдра r совпадают с гранями ромбоэдра z и обратно. Оптические оси обоих индивидов параллельны и потому двойниковое строение в поляризованном свете обнаружить не удает-



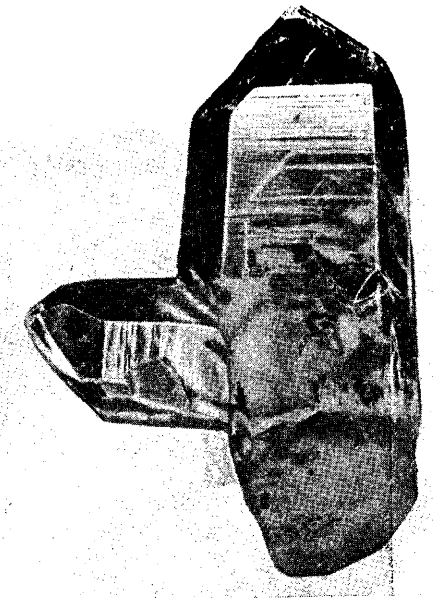
Фиг. 293. Дофинеийский (А) и бразильский (Б) двойники (схема)



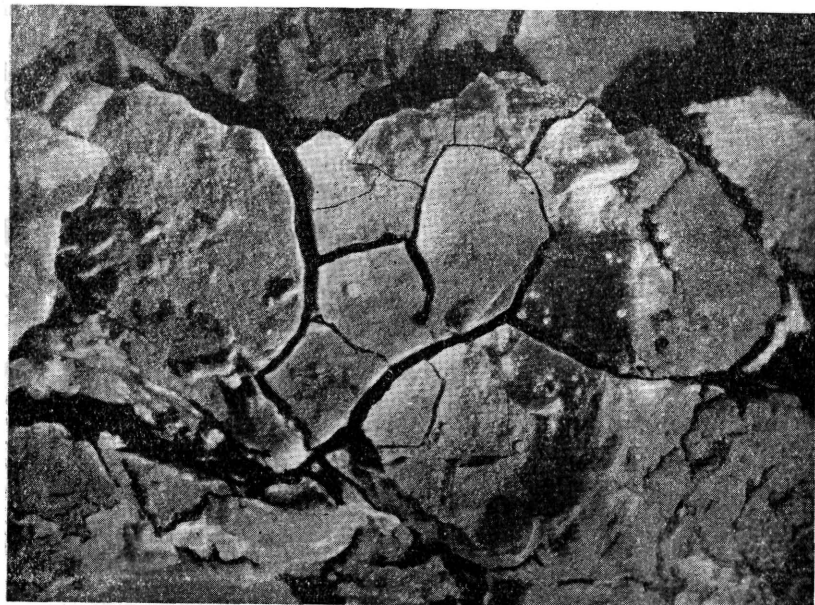
Фиг. 294. Протравленные сечения кристаллов кварца (перпендикулярно оптической оси)

А—дофинеийский двойник; границы индивидов очень неправильные; Б—бразильский двойник с прямыми границами двойниковых индивидов

ся, а его можно установить только путем травления (фиг. 294 А). Двойниковые швы извилистые. Иногда один индивид бывает включен в другой в виде многочисленных и очень неправильных пятен, что, как полагают, обусловлено внезапными изменениями температуры и давления вслед за моментом образования кристаллов. 2) Бразильские двойники (фиг. 293) отличаются от дофинеийских тем, что в них сливаются не только грани призм, но и грани одинаковых ромбоэдров. Грани трапецоэдров наблюдаются также в двойном количестве, но выводятся иначе: отражением в вертикальной плоскости. Двойниковое строение легко обнаруживается в поляризованном свете и путем травления (см. фиг. 294 Б). В отличие от строения дофинеийских двойников здесь мы наблюдаем правильное миметически-двойниковое строение со строго пластинчатой формой отдельных индивидов. 3) Японские двойники по тригональной дипирамиде $\{11\bar{2}\}$ оси s в них наклонены друг к другу под углом $84^\circ 34'$ (фиг. 295). Кроме того, наблюдаются иногда винтообразно скрученные кристаллы или сростки их с постепенным изменением положения главных осей.

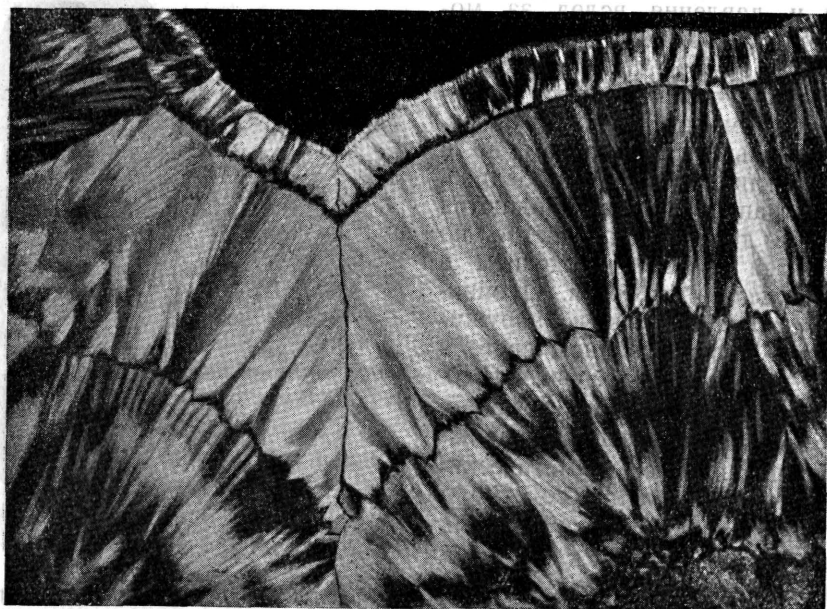


Фиг. 295. Японский двойник кварца



Фиг. 296. Халцедоновидный агрегат экзогенного кварца (кварцина) с трещинами усыхания. Месторождение Кызыл-Эспе (Казахстан). Нат. вел. По Ф. В. Чухрову

Агрегаты. В пустотах широко распространены друзы кристаллов кварца (фиг. 70 на стр. 132), иногда в сростании с кристаллами других



Фиг. 297. Два слоя кварцина над слоем халцедона. Тонкий шлиф. Снято при скрещенных николях. Увел. в 85 раз. По Ф. В. Чухрову

минералов. Сплошные же массы кварца представляют зернистые агрегаты. Строение плотных агрегатов легко устанавливается в тонких

шлифах под микроскопом при скрещенных николях. Халцедон и кварцин обладают скрытоволокнуистым строением. Часто они наблюдаются в виде корок (фиг. 296), натечных почковидных форм или сферолитов, но чаще в виде желваков, носящих название кремней. Под микроскопом от кварцевых агрегатов отличаются по строению, характеризующемуся радиальным расположением слагающих волокон (фиг. 297). Агаты (кремнистые жеоды) имеют концентрически-зональное строение, обусловленное перемежаемостью различно окрашенных слоев халцедона, иногда кварца. Центральные части жеод часто бывают сложены кристаллически-зернистым кварцем (фиг. 71 на стр. 133), иногда в виде щеток кристаллов. Псевдоморфозы халцедона по древесине нередко прекрасно сохраняют все особенности ее строения. Изредка встречается тонкопорошковая разновидность кварца (в коре выветривания) — маршалит (белая кварцевая мука).

Цвет кварца может быть самый различный, но обычно распространены бесцветные, молочно-белые и серые окраски. Прозрачные или полупрозрачные красиво окрашенные разновидности носят особые названия:

1) Горный хрусталь — бесцветные воднопрозрачные кристаллы. При облучении рентгеновскими лучами или под действием радиоактивных веществ часто принимает бурую или фиолетовую окраску, исчезающую при нагревании.

2) Аметист — фиолетовые разновидности. При нагревании обесцвечиваются или желтеют. Уральские старатели путем запекания плохо окрашенных аметистов в хлеб нередко получали более ценные разновидности, красиво окрашенные в желтый цвет. Обесцвеченные аметисты под влиянием рентгеновских лучей восстанавливают свою окраску.

3) Раухтопаз — дымчатые прозрачные разновидности, окрашенные в сероватые или буроватые тона.

4) Моршон — кристаллы кварца, окрашенные в черный цвет. Причина окраски с полной достоверностью не установлена. Данные химических анализов не дают определенных указаний.

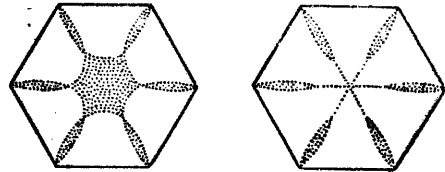
5) Цитрин — золотисто-желтые или лимонно-желтые кристаллы. Кроме перечисленных, так называемых благородных и полублагородных прозрачных разновидностей кварца, наблюдаются явно аллохроматические окраски кристаллов кварца, связанные с включениями посторонних окрашенных минералов, также имеющие свои названия: празем — зеленоватый кварц с включениями иголок зеленого актинолита; авантюрин — желтоватый или буровато-красный кварц с мерцающим отливом, обусловленным мельчайшими включениями слюды, железной слюдки (Fe_2O_3) и др.; кошачий, тигровый и соколиный глаз разных светлых и темных оттенков с шелковистым отливом, похожим на отливы в глазах животных и обусловленным замещением кварцем асбестовидных волокнуистых минералов (асбеста, крокидолита и др.).

Сравнительно редко встречаются кристаллы кварца, окрашенные примесью тонкодисперсной окиси железа в красный цвет. В одном из обнажений по р. Мая (правый приток р. Алдана) в линзовидных кремнистых породах среди доломитов встречены сургучно-красные мелкие кристаллики кварца с более или менее закономерным распределением в них красящего пигмента (фиг. 298). Как известно, при опытах искусственного получения кристаллов включения маточного раствора, захваченные растущими кристаллами, располагаются по пути движения ребер или вершин кристалла во время его роста. Весьма вероятно, что и в этом случае могло иметь место то же самое

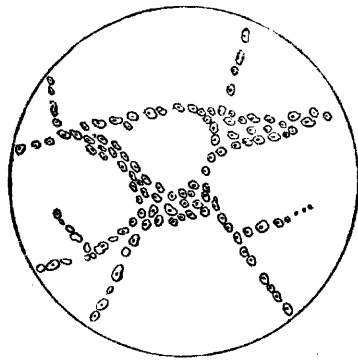
явление. Кроме того, наблюдались секториальные окраски кристаллов, причина которых не ясна.

Изредка встречаются разности кварца в виде сплошных полупрозрачных масс, окрашенные в бледный розовый цвет. Окраска, повидимому, также обусловлена окисью железа.

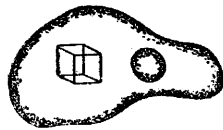
Широко распространенный в гидротермальных месторождениях молочно-белый цвет кварцевых масс, как уже было указано, обязан содержанию в них большого количества микроскопических включений жидкостей и газов. Почти всегда в жидких включениях наблюдается подвижной пузырек газа, по которому легко узнается жидкость, а иногда даже кристаллики NaCl (фиг. 299 и 300). При нагревании при определенной температуре эти кристаллики растворяются, затем пузырьки газа исчезают и образуется однородная жидкая фаза. При охлаждении она вновь становится неоднородной. Таким путем можно примерно установить, при какой температуре мог произойти захват этих жидких фаз в процессе кристаллизации кварца.



Фиг. 298. Схема распределения красящего пигмента в кристаллических индивидах красного кварца. По С. П. Соловьеву



Фиг. 299. Микроскопические включения в кварце капелек жидкости с пузырьками газа



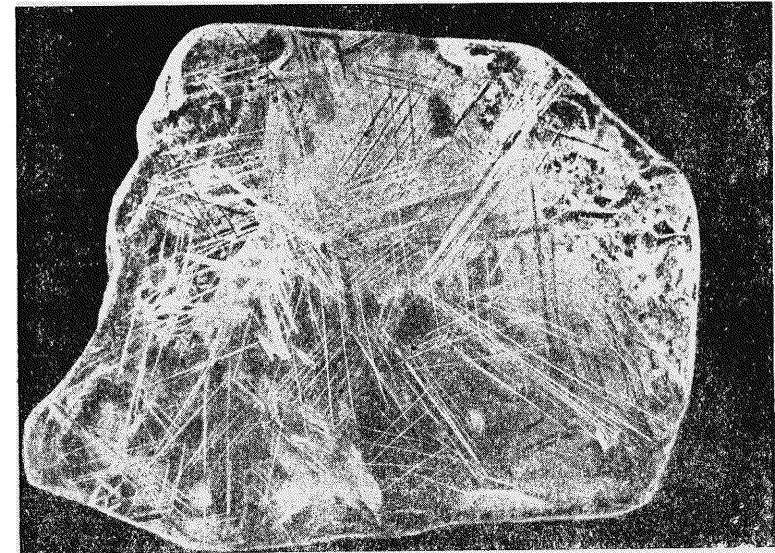
Фиг. 300. Газовый пузырек и кристаллик галита в капельке жидкости, включенной в кварц

Молочно-белый цвет кристаллов кварца нередко обусловлен также сильной трещиноватостью, возникшей при динамических воздействиях (подобно тому, как совершенно прозрачный лед при ударе молотком в поврежденном месте становится молочно-белым). В таких случаях в полупрозрачных участках кристаллов кварца часто можно видеть направления трещиноватости.

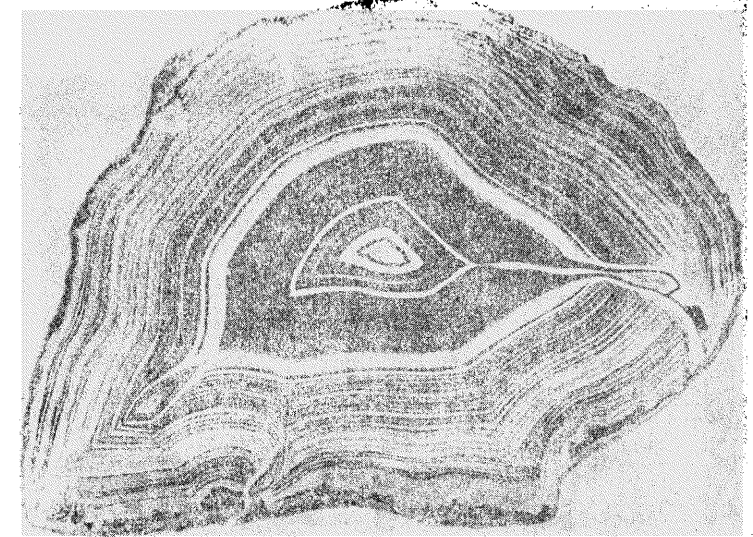
В ряде случаев в кристаллах кварца наблюдается опалесценция; по существу эти кристаллы представляют собой кристаллозоли, очень богатые полупрозрачной или прозрачной дисперсной фазой какого-либо постороннего вещества, обладающего иным коэффициентом преломления, нежели кварц.

Следует упомянуть о прозрачных кристаллах кварца, содержащих в себе иногда целые пучки тончайших длинных игольчатых кристаллов турмалина (фиг. 301), рутила, актинолита и других минералов, захваченных во время роста кристаллов кварца. Такие сростания носят название «волосатиков». В зависимости от окраски этих включений кристаллы кварца кажутся окрашенными в зеленый, черный, желтый и другие цвета.

Известны и такие случаи, когда на кристаллы бесцветного кварца нарастают в виде шапок в той же ориентировке кристаллы молочно-белого кварца или аметиста. Эти позднее наросшие части иногда легко отделяются от основного кристалла. Их образование, очевидно, связано с наложением новой стадии минерализации.



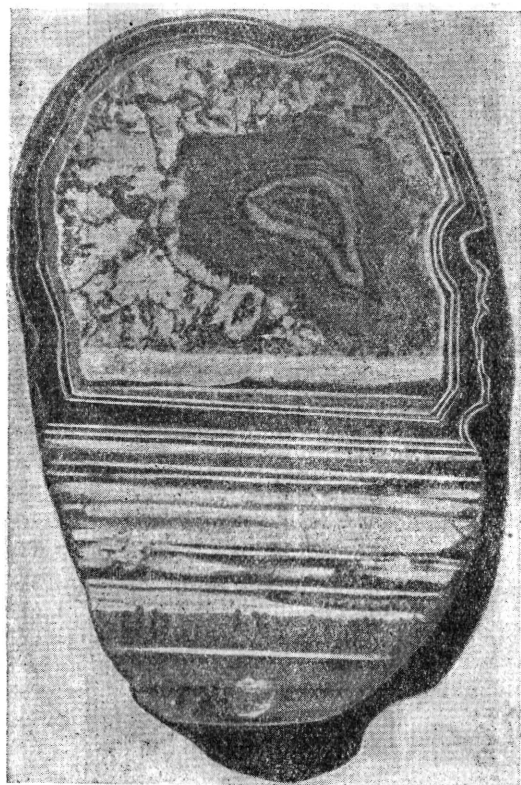
Фиг. 301. Пришлифованная галька раухтопаза с включениями игольчатых кристаллов тремолита и турмалина. Невьянская россыпь (Урал)



Фиг. 302. Агат концентрически-слоистого строения

Халцедон чаще, чем кристаллический кварц, бывает окрашен в самые различные цвета и оттенки: молочно-серый, синевато-черный (сапфирин), желтый, красный, оранжевый (сердолик), коричневый, бурый (сардер), зеленый (плазма), яблочно-зеленый от соединений

никеля (хризопраз), зеленый с красными пятнышками (гелиотроп) и др. Агаты или ониксы сложены часто тончайшими различно окрашенными концентрически-зональными (фиг. 302) или плоскопараллельными слоями халцедона (фиг. 303), могут иметь самые различные сочетания оттенков: черного с белым (арабский оникс), бурого с белым (сардоникс), красного с белым (карнеолоникс) и др.



Фиг. 303. Агат частью с горизонтальными, частью с концентрическими различно окрашенными слоями

Кроме того, встречаются агаты с причудливыми узорами: моховой, облачный, звездчатый, ландшафтный и прочие агаты, идущие на поделки. В качестве поделочного камня употребляются также цветные яшмы, представляющие собой по существу осадочные плотные кремнистые породы, состоящие из кварца и халцедона с примесью красной окиси железа (сургучные яшмы) и др.

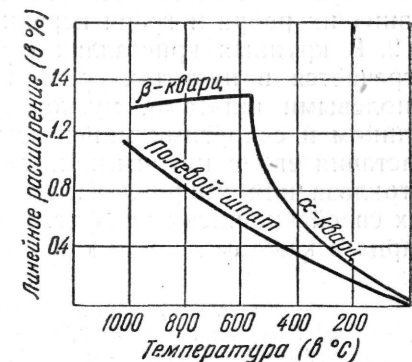
Блеск кварца стеклянный, халцедона — восковой до матового. **Оптические константы.** Кварц оптически одноосный, положительный. $N_g = 1.553$, $N_m = 1.544$; $N_g - N_m = 0.009$. Он обладает способностью вращать плоскость поляризации в ту или другую сторону в зависимости от того, имеем ли мы дело с правым или с левым кварцем. Величина угла вращения зависит от толщины пластины, а при данной толщине — от длины волны света. Для халцедона показатели преломления несколько ниже: $N_g = 1.539$, $N_p = 1.531$. Оптический знак

удлинения отрицательный, тогда как у похожего на него кварца — положительный. Обе разности оптически двуосны. Угол оптических осей положительный (редко отрицательный). Чем обусловлена двуосность этих минеральных разностей, с достоверностью не установлено. Ни тот, ни другой в виде кристаллов не встречаются. Описана также разность халцедона — лютецит, для которого угасание волокон относительно удлинения составляет угол до 20° .

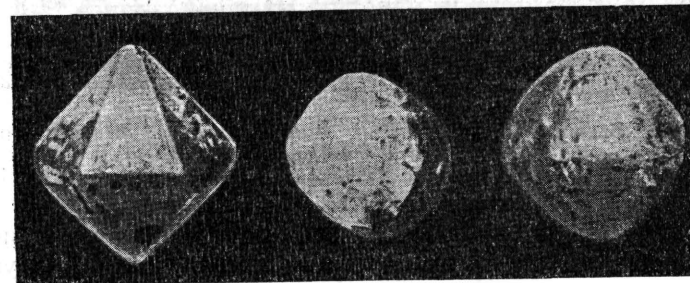
Твердость 7. **Спайность** весьма несовершенная по ромбоэдру. Излом раковистый. **Уд. вес** 2.5—2.8; для чистых разностей 2.65; β -кварц, обладающий менее плотной решеткой, имеет несколько меньший удельный вес. **Прочие свойства.** Обладает свойством пьезоэлектризации: под влиянием механических напряжений возникают электрические заряды. Электрическими осями являются двойные оси кристаллов кварца, причем тот конец каждой двойной оси, который упи-

рается в ребро, срезанное гранями дипирамиды и трапецоэдра, электризуется отрицательно, а противоположный конец — положительно. Температура плавления кварца 1713° . При застывании расплава легко образуется кварцевое стекло (аморфный кварц), обладающее рядом особых свойств. Интересны и важны данные изменения линейного сжатия массы при переходе β -кварца в α -кварц при понижении температуры (фиг. 304). В то время как сокращение объема полевого шпата, часто встречающегося совместно с кварцем, при охлаждении происходит по плавной кривой, β -кварц обнаруживает некоторое расширение, но после превращения его в α -кварц наступает сразу сильное сокращение объема, особенно в интервале $600-400^\circ$, что нередко нарушает однородность в минерале, обуславливая появление трещинок и разломов, преимущественно по ромбоэдру. Общее уменьшение объема кварца в интервале $600-300^\circ$ составляет 4.5—5%.

Диагностические признаки. Кристаллы кварца легко узнаются по характерным для них формам. Кварц в плотных агрегатах устанавливается по высокой твердости, раковистому излому и отсутствию спайности. По внешним признакам плотные агрегаты легко смешать с кордиеритом ($Mg_2Al_4Si_5O_{18}$), обладающим сероватым синим цветом, и с нефелином ($NaAlSi_3O_8$), обладающим несколько меньшей твердостью и жирным блеском. Оптические свойства этих минералов отличны от свойств кварца.



Фиг. 304. Зависимость линейного расширения кварца и полевого шпата от температуры



Фиг. 305. Крупные порфиновые выделения кристаллов кварца в кварцевых порфирах района с. Белый Ключ (к юго-западу от г. Тбилиси). По Г. Г. Леммлейну
Слева идеально образованный кристалл; в середине — оплавленный (разъединенный) кристалл; справа — оплавленный кристалл с признаками регенерации

Халцедон от похожих на него минералов (опала, смитсонита — $ZnCO_3$, скрытокристаллического флюорита и других) отличается главным образом по твердости. Легко отличим также по оптическим свойствам.

П. п. тр. не плавится. С кислотами не реагирует, за исключением HF , с которой легко образует газ SiF_4 . Поддается влиянию щелочей. На халцедон сильно действует KOH .

Происхождение. Кварц, будучи чрезвычайно широко распространен в природе, входит в состав самых различных по генезису горных пород и рудных месторождений.

1. Во многих интрузивных и эффузивных кислых и изверженных породах он, так же как полевые шпаты и слюды, является существенной составной частью (в гранитах, гнейсах, кварцевых порфирах и др.). Порфиновые кристаллы кварца в кислых эффузивных породах обладают кристаллически-зональным строением, часто содержат включения вулканического стекла. Вследствие частичного разветвления (коррозии) их ребра и грани нередко округлены (фиг. 305).

2. В крупных кристаллах (раухтопаз, морион, аметист и др.) он встречается в пустотах среди пегматитов также в ассоциации с полевыми шпатами, мусковитом, иногда топазом, бериллом, турмалином и с другими минералами. Часто наблюдаются закономерные сростания его с крупными индивидами калиевых полевых шпатов — ортоклаза или микроклина, напоминающие в приполюрованных шпатах еврейские письмена (фиг. 306). Характерно, что все эти включения кварца в каждом данном кристалле полевого шпата оптически ориен-



Фиг. 306. Закономерные сростания кварца (темное) и полевого шпата (светлое)

тированы одинаково и образуются в результате одновременной кристаллизации обоих минералов. Эти сростания, характеризующиеся определенными количественными соотношениями минералов, часто называются «пегматитом». Этот термин, относящийся к графической структуре минеральных сростаний, нельзя смешивать с обычным понятием о пегматите (см. стр. 142).

Интересны описанные А. Е. Ферсманом в некоторых индивидах кварца трещинки и разломы, наблюдающиеся вдоль плоскостей, отвечающих направлениям граней ромбоэдра, иногда призмы, и свидетельствующие о превращении β -кварца в α -кварц. При атмосферном давлении это превращение, как указано, происходит при температуре 573° , однако с увеличением давления эта точка соответственно поднимается. Так, при давлениях 1500—2500 ат, отвечающих глубинам 5—8 км, на которых, как допускают, образуются обычные гранитные пегматиты, температура этих превращений достигает 606 — 630° . Образующиеся в результате сжатия тонкие полости на границах

между индивидами кварца и других минералов нередко выполняются позднее кристаллизующимися минералами (микроклином, альбитом и др.).

3. Как постоянный жильный минерал, и притом в значительных массах, кварц распространен в чрезвычайно многочисленных на земном шаре гидротермальных месторождениях в ассоциации с самыми различными минералами: касситеритом, вольфрамитом, золотом, молибденитом, пиритом, халькопиритом, турмалином, кальцитом, хлоритами и др. Почти всегда кварц содержит микроскопические включения газов, жидкостей и твердых минеральных веществ. Большею частью он имеет серый и молочно-белый цвет.

Агаты и ониксы в виде миндалин (секреций) самых различных форм и размеров широко распространены во многих эффузивных горных породах — мелафирах, базальтах, андезитах и др. (измененных пузыристых лавах). Образование их связано с циркуляцией концентрированных коллоидных растворов кремнезема в последний, заключительный этап магматической деятельности. Как в миндалинах, так и в трещинах среди пород кремнезем в виде геля либо нацело выполнял пустоты, в результате чего возникли однородные массы халцедона, либо при периодическом поступлении растворов откладывался на стенках полостей послойно от периферии к центру (фиг. 302) или в виде горизонтальных слоев (фиг. 303). Как концентрически-зональные, так и плоско ориентированные слои иногда бывают чрезвычайно тонкими: в некоторых случаях в одном миллиметре толщины они насчитываются десятками. Адсорбированными веществами разные слои часто густо окрашены в различные цвета, либо строго чередуясь по окраске, либо изменяясь по времени отложения без какой-либо явно выраженной закономерности. По этим признакам и по составу пигмента можно, очевидно, догадываться о некоторых изменениях в химической природе притекавших растворов. В ряде случаев центральные части жеод бывают выполнены целиком или частично явно кристаллическим кварцем или аметистом, нередко со щетками кристаллов, направленных во внутрь пустоты. Как мы знаем, явно кристаллические агрегаты образуются из слабо пересыщенных растворов. Концентрация растворенного вещества могла, действительно, снизиться, если часть его предварительно выпала из пересыщенного раствора в виде геля.

4. При экзогенных процессах кварц и халцедон в виде тонкозернистых агрегатов образуются при дегидратации и раскристаллизации гелей кремнезема. При этом известны случаи образования в пустотах кристаллов кварца, например в трещинах среди окремненных при поверхностных процессах тех или иных пород (известняков, серпентинитов и др.). Хорошо образованные призматические кристаллики с включениями явно экзогенных минералов встречаются иногда в рыхлых или порошковатых бурых железняках и в других остаточных продуктах выветривания, а также в гипсах, известняках и других осадочных породах. Находили двусторонне образованные прозрачные кристаллики кварца на поверхности почкообразных выделений плотного бурого железняка. Однако в количественном отношении экзогенный кварц значительно уступает кварцу эндогенных месторождений.

Зато гораздо шире в этих условиях образуется халцедон не только при процессе дегидратации гелей кремнезема, но и самостоятельным путем. Наблюдались случаи его отложения после опала в пустотах между колломорфными выделениями последнего. Наиболее широко

халцедон распространен в виде кремней в известняках, а также желваков в коре выветривания, напоминающих по внешнему виду миндалины и жеоды однородного халцедона гидротермального происхождения в изверженных эффузивных породах.

5. При метаморфических процессах кварц в значительных массах образуется при обезвоживании опалсодержащих осадочных пород с образованием так называемых яшм и слоистых роговиков (чрезвычайно тонкозернистых кварцевых и кварцево-халцедоновых пород).

Однако наибольший интерес как с минералогической, так и с практической точек зрения представляют жилы «альпийского типа», образующиеся в линзовидных трещинах, возникающих при метаморфизме и расщеплении горных пород (см. стр. 152). В больших пустотах и трещинах («хрустальных погребах»), лишь частично выполненными минеральным веществом, стенки полости усеяны выросшими прекрасно образованными, нередко крупными кристаллами кварца в сопровождении хлоритов, полевого шпата, рутила, брукита и др. Эти жилы и сами кристаллы обладают многими характерными особенностями. Кристаллы горного хрусталя имеют самую различную ориентировку по отношению к стенкам пустот. Установлено, что эта ориентировка находится в зависимости от ориентировки породообразующих зерен кварца, обнаженных в стенках боковой породы и явившихся затравками для крупных кристаллов, выросших в пустоте. Отдельные кристаллы иногда достигают весьма крупных размеров — до нескольких тонн весом (Бразилия). Недеформированные кристаллы горного хрусталя обладают пьезоэлектрическими свойствами.

Часто можно наблюдать замечательные особенности в строении самих кристаллов и в последовательности отложения минералов. Грани кристаллов, обращенные кверху, нередко усеяны выросшими чешуйками зеленого хлорита и обломками игольчатых кристаллов рутила и других минералов. Такое «припудривание» граней тонкообломочным материалом наблюдается иногда и внутри прозрачных кристаллов, причем хорошо можно видеть форму и размеры кристаллов в тот момент, когда происходило осыпание обломочной пыли (очевидно под влиянием происходивших временами динамических напряжений еще в процессе формирования жил). Любопытно, что на крупных обломках кварца, падавших на дно пустот, удается установить явления «залечивания» трещин и регенерации кристаллов, т. е. дальнейшего их роста с образованием граней на обломанных поверхностях¹.

Изучение последовательности образования различных минералов показывает, что кварц начинал кристаллизоваться позже таких минералов, как игольчатый актинолит, рутил, отчасти одновременно с такими минералами, как хлорит, гематит; заканчивалась же его кристаллизация до образования кристалликов брукита, кальцита и ряда других выросших на его гранях минералов.

При процессах выветривания кварц является химически стойким минералом и потому накапливается в виде обломочных зерен в россыпях и осадочных породах (песчаниках, кварцитах). Наблюдаются, однако, явления разъедания его гидроокислами марганца, железа и отчасти алюминия. По всей вероятности, эти явления объясняются тем, что коллоидные соединения этих металлов адсорбируют обычно

¹ Все эти явления иногда устанавливаются также в друзовых пустотах среди типичных гидротермальных месторождений, генетически связанных с кислыми интрузивными изверженными породами.

катионы щелочей, способных, вообще говоря, при соприкосновении с кварцем переводить кремнезем в растворимое состояние.

Псевдоморфозы кварца были установлены по самым различным минералам: кальциту, бариту, гипсу, полевым шпатам, оливины и т. д., а также животным и растительным остаткам.

Искусственно кварц получается различными способами: 1) при кристаллизации пересыщенных кремнеземом силикатных расплавов в присутствии минерализаторов; 2) при охлаждении раствора Na_2SiO_3 , насыщенного при высоких температурах SiO_2 ; этим путем получались прекрасно образованные типичные кристаллы кварца до 1 см в длину (Г. Специя); 3) при продолжительном нагревании в течение нескольких дней студенистого кремнезема в запаянной трубке до температуры 350° , особенно при наличии в растворе HCl или CO_2 (Сенармонт). Кристаллизацию кварца из растворов при обыкновенной температуре до сих пор не удавалось произвести, однако нет никакого сомнения в том, что в течение длительного времени кристаллы кварца могут быть получены при этих условиях (в природе при экзогенных процессах наблюдениями установлены бесспорные факты новообразования кварца в коре выветривания).

Практическое значение. Применение кварца и халцедона разнообразно.

1. Прозрачные и красиво окрашенные разновидности этих минералов издавна применяются главным образом в качестве поделочных камней для украшений.

2. Бесцветные горные хрустали употребляются также для изготовления оптических приборов.

3. В точной механике некоторые разновидности этих минералов (особенно технический агат) широко используются для изготовления подпятников в механизмах, опорных призм, часовых камней, валиков и т. д.

4. В радиотехнике для изготовления пьезокварцевых пластинок как стабилизаторов радиоволн, резонаторов и т. д. употребляются совершенно однородные, не двойникованные кристаллы, обладающие пьезоэлектрическими свойствами (горный хрусталь, дымчатый кварц, морион); для этих целей пригодны кристаллы размерами не менее 3,5 см между противоположными гранями призмы.

5. Из плавленого кварца изготавливается химическая посуда, отличающаяся огнеупорностью и кислотоупорностью, а также кварцевые лампы, применяющиеся в медицине для лечения ультрафиолетовым светом, для которого кварц (один из немногих минералов) является прозрачным.

6. В стекольно-керамической промышленности для варки стекла и выделки фарфора и фаянса применяются чистые маложелезистые (до 0,02%) кварцевые пески.

7. Для производства карбида кремния — карборунда (SiC), обладающего высокой твердостью (выше, чем у корунда) и применяемого в качестве первоклассного абразивного материала.

8. Тонкие кварцевые пески применяются в пескоструйных аппаратах для полировки поверхностей металлических и каменных изделий, а также для распиловки горных пород и для ряда других целей.

9. Песчаники, состоящие из сцементированных окатанных зерен кварца, и их метаморфизованные разновидности — кварциты (горные породы) служат строительным материалом.

Месторождения. Из чрезвычайно многочисленных месторождений укажем лишь в качестве примеров на некоторые.

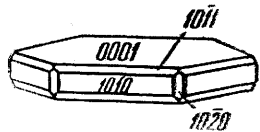
Из месторождений горного хрусталя в СССР заслуживают внимания известные Мурзинские, Липовские, Шайтанские, Адуйские и другие пегматитовые копи (к северо-востоку от г. Свердловска), содержащие друзы великолепных кристаллов горного хрусталя, дымчатого кварца и аметиста в ассоциации с полевыми шпатами, турмалином, лепидолитом и другими минералами. Пегматитовые жилы с горным хрусталем, морионом, аметистом и другими минералами распространены в хребте Адун-Чилон (Забайкалье), на Волыни (Украина) и в других местах. Ряд месторождений горного хрусталя известен также на Алдане и Памире. Месторождения авантюрина как поделочного камня находятся на горе Таганай (близ г. Златоуста на Южном Урале); аванюрин здесь залегает мощными пластами среди метаморфических пород (сланцевых кварцитов и слюдяных сланцев).

Месторождения сургучно-красных слоистых яшм встречены во многих пунктах в Примитогорском районе на Урале. Широкой известностью пользуются равномерно окрашенная в зеленовато-серый цвет калганская яшма и разнообразные по рисункам яшмы с широкими, ритмически перемежающимися полосами, на подобие колец Лизеганга, в Орском районе Южного Урала.

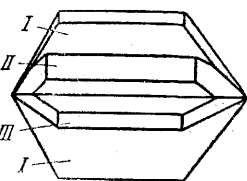
Месторождений хороших агатов в нашем Союзе пока не известно. В Восточной Сибири в области развития основных эффузивных пород («сибирских траппов») халцедоны попадают во многих реках в виде галек (сапфирин, сердолик, сардер). В Закавказье в Ахалцхском и других районах известны месторождения так называемого технического агата, генетически связанные с покровами эффузивных пород — андезитов, порфиритов и базальтов, широко распространенных на территории Грузии, Армении и Азербайджана.

Из иностранных месторождений благородных разновидностей кварца следует упомянуть о месторождениях Бразилии — Минас Жерайс, Уругвая (главным образом аметист), Мадагаскара (горный хрусталь), где встречаются исключительно крупные кристаллы кварца до 2,5 м в поперечнике, Швейцарских Альп — Сен-Готард, Изер, Дофинэ (Франция), Цейлона, Бирмы и т. д. Все эти месторождения большей частью представлены пегматитовыми или кварцевыми жилами (альпийского типа). Лучшие агаты известны в месторождениях Индии, Бразилии, Уругвая, Германии (Оберштейн, Рейнланд и др.).

ТРИДИМИТ — SiO_2 . Тридимос — по-гречески «тройной» (назван вследствие часто наблюдаемых тройников). Полиморфные модификации: более высокотемпературная — β -тридимит гексагональной сингонии в области неустойчивых состояний



Фиг. 307. Кристалл тридимита



Фиг. 308. Тройник тридимита

легко переходит в более низкотемпературную, близкую к ней по кристаллической структуре модификацию α -тридимит ромбической сингонии. При атмосферном давлении α -тридимит с течением времени способен переходить в устойчивую форму α -кварца. Превращение β -тридимита в β -кварц, т. е. модификацию хотя и гексаго-

нальной сингонии, но весьма существенно отличающуюся по кристаллической структуре, происходит гораздо медленнее и сопровождается значительным изменением объема и удельного веса (уд. вес β -кварца 2,51, β -тридимита 2,26).

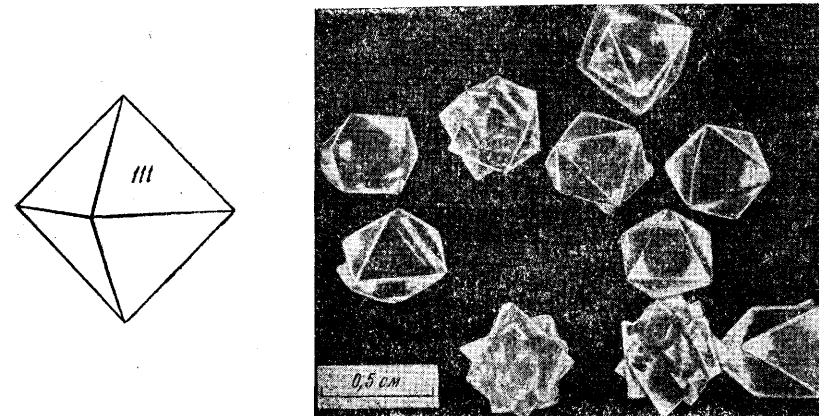
Кристаллы α -тридимита, более устойчивого при низких температурах, наблюдаются в виде псевдогексагональных пластинок (фиг. 307) или чаще тройников (фиг. 308) с углом между пластинками $35^\circ 18'$. Встречаются также розетковидные или черепитчатые агрегаты. Цвет тридимита белый, серовато-белый; иногда он бесцветный. Блеск стеклянный. Оптически двуосный, положительный. $N_g = 1,473$, $N_m = 1,470$, $N_p = 1,469$. $2V$ около 50° . Тв. 6—7. Спайность несовершенная по базису. Уд. вес 2,30.

Встречается преимущественно в пустотах кислых эффузивных пород: в трахитах в Зигенгебурге, Рейнланд (Германия), в андезитах в Сан-Кристобале (Мексика), в продуктах извержений Везувия и т. д.

Искусственно образуется из кварца при высоких температурах. Так как при этом превращении происходит существенное уменьшение удельного веса (вместо 2,65—2,26), а следовательно, и увеличение объема массы, то это обстоятельство вредно сказывается на качестве динасовых огнеупорных кирпичей, употребляемых в заводских печах.

КРИСТОБАЛИТ — SiO_2 . Название дано по местности Сан-Кристобал (в Мексике). Полиморфные модификации: более высокотемпературная — β -кристобалит кубической сингонии и низкотемпературная — α -кристобалит. Этот последний относится к тетрагональной сингонии, являясь в то же время псевдокубическим.

Кристаллическая структура β -кристобалита была изображена на фиг. 286.



Фиг. 309. Октаэдрические кристаллики кристобалита

Слева — идеальная форма; справа — природные кристаллы

Кристаллы кристобалита имеют октаэдрический облик (фиг. 309), реже они имеют кубическую или скелетную форму. Встречаются двойники по (111). Цвет молочно-белый. Блеск стеклянный. $N_m = 1,49$. Тв. 7. Уд. вес 2,27.

Легко получается при образовании кварцевого стекла, а также кристаллизуется при обжиге динасовых кирпичей. Встречается в быстро остывших эффузивных породах, часто совместно с тридимитом: в андезитах Сан-Кристобала (Мексика), Техамы (Калифорния), в лавах Майна, Рейнланд (Германия), в Йеллустонском Парке (США) — в виде шариков (сферолитов) до 1 мм в обсидиане (вулканическом стекле), а также в пустотах, иногда с нарощенными пластинками тридимита на кристалликах кристобалита.

Известны и другие способы образования кристобалита, а именно при воздействии базальтовой магмы на кварцсодержащие осадочные породы (песчаники). Кристобалит в этих случаях образуется за счет кварца при высокой температуре. Подобные образования описаны, например, в глинистых песчаниках верхнетретичного возраста в Западной Грузии.

Весьма оригинальные образования октаэдрических кристаллов кристобалита описаны в пустотах базальта из Элоре, в штате Хидерабад (Индия) в ассоциации с морденитом (цеолитом) и параморфозами кварца. Кристаллики кристобалита были как бы насажены на тонкие иглы морденита. Подобные условия нахождения свидетельствуют об относительно низких температурах образования кристобалита (едва ли выше $300\text{--}400^\circ$).

ЛЕШАТЕЛЬЕРИТ — SiO_2 . Назван в честь Ле-Шателье. Представляет собой природное кварцевое стекло (аморфное). Цвет светлосерый. Блеск стеклянный. Оптически изотропен. $N = 1.460$. Тв. 5.5—7. Уд. вес 2.21. Искусственно получается сплавлением кварца. Расплав обладает высокой способностью к переохлаждению. В природе образуется путем сплавления кварцевого песка при ударах молнии (фульгуриты). Наблюдается также в метеоритном «кратере» в Уинслоу, Аризона (США), где он образовался, повидимому, тем же путем, т. е. сплавлением песка при высокой температуре.

Обобщение. Таким образом, все природные модификации SiO_2 , за исключением лешательерита, характеризуются кристаллическими решетками, представляющими собой каркасы кремнекислородных тетраэдров, соединенных друг с другом вершинами, т. е. каждый ион кремния окружен четырьмя ионами кислорода, а каждый ион кислорода связывает два иона кремния. Отличие в структурах заключается в пространственной ориентировке этих тетраэдров (фиг. 287). Особенности кристаллических структур обуславливают и физические свойства самих минералов. Сведем их в виде приводимой ниже табл. 11.

Таблица 11

Важнейшие свойства различных модификаций SiO_2

Модификации	Сингония	Уд. вес	Коэффициент преломления			Двупреломление
			N_g	N_m	N_p	
Стекло (кварцевое)	—	2.204		1.460		
β -кристобалит	Кубич.	2.21				
α -кристобалит	Тетраг.	2.27		1.487	1.484	0.003
β -тридимит	Гексаг.	2.26				
α -тридимит	Ромбич.	2.30	1.473	1.470	1.469	0.004
β -кварц	Гексаг.	2.51				0.008
α -кварц	Тригон.	2.655	1.553	1.544		0.009

14. ГРУППА ОПАЛА

К группе опала относятся гидраты кремния с переменным содержанием воды. Нормальный гидрат $\text{Si}(\text{OH})_4$ не устойчив, способен легко терять значительную часть воды. Возникая главным образом в процессе гидролиза силикатов при их выветривании, гидраты кремния образуют коллоидные растворы (золи), из которых с течением времени при соответствующих условиях они выпадают в виде гидрогелей. Эти гидрогели, содержащие непостоянное, но обычно небольшое количество воды, и называются опалами.

Другие элементы четвертой группы — Ti , Zr , Ge , Sn и Th — в лабораторных условиях при гидролизе солей также легко дают гидраты. Несомненно, они существуют и в природе. Следует сказать, что коллоидные образования, вообще трудно поддающиеся исследованию, до последнего времени изучены гораздо хуже, чем явно кристаллические образования.

Двуокись титана, как это начало выясняться в последнее время, является одним из обычных окислов многих коллоидальных образований на дневной поверхности. Например, в бокситах ее содержание нередко достигает нескольких процентов (в 5—10 раз больше кларка в земной коре). Тщательно проведенные исследования показали, что TiO_2 вместе с гидроокислами алюминия, трехвалентного железа и кремния устанавливается в скрытокристаллическом виде, главным образом в виде анатаза и отчасти рутила (согласно данным дебаеграмм). Очень небольшая часть ее присутствует в виде гидрата, пере-

ходящего в раствор в кислотные вытяжки. Нужно иметь в виду, что гидраты титана вообще способны быстро обезвоживаться.

Двуокись циркония в виде скрытокристаллических и натечных масс («циркон-фавас») в тесной смеси с SiO_2 (до 15%), TiO_2 (до 1%), Fe_2O_3 (до 9%), Al_2O_3 (до 4%) и с другими окислами встречается в россыпях в Бразилии и в продуктах разрушения щелочных изверженных пород. Очевидно, что эти образования прошли стадию образования гидратов и коллоидов. К этой же категории образований относится и описываемый ниже цирфесит.

Двуокись германия, как показали исследования В. М. Гольдшмидта, при экзогенных процессах концентрируется больше в железистых осадках и особенно в каменных углях, в золе которых содержание GeO_2 иногда доходит до 1.6%, т. е. оно почти в 4000 раз выше, чем в силикатовых породах. Накопление германия в углях, вероятно, обусловлено избирательной адсорбцией его из циркулирующих растворов.

Двуокись олова в виде гидрата установлена по солянокислым вытяжкам из бурых железняков, образовавшихся в зоне окисления оловорудных месторождений, содержащих в первичных рудах сульфиды олова. Как уже указывалось, при растворении в соляной кислоте из бурых железняков извлекается иногда до трех четвертей всего содержащегося в них олова (безводная SnO_2 нерастворима в кислотах). Очевидно, гидрогели олова могут осаждаться одновременно с гидрогелями железа и кремния; значения рН выпадения их при гидролизе сравнительно близки между собой (см. табл. 9 на стр. 345).

Двуокись тория искусственно также легко дает гидраты, легко растворимые в кислотах. Фактические данные о нахождении их в природе пока отсутствуют.

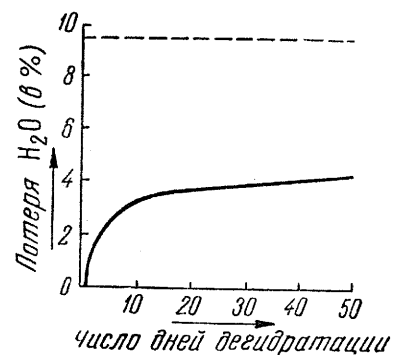
ОПАЛ — $\text{SiO}_2 \cdot aq$. Типичный твердый гидрогель. Происхождение названия неизвестно. Разновидности по физическим признакам: 1) благородный опал — прозрачные разности со свойствами мутных сред, т. е. обладающие опалесценцией, создающей иногда очень красивую игру цветов; 2) гидрофан — легкая разновидность, сильно пористая и мутная в сухом состоянии; в воде, по заполнении пор, становится совершенно прозрачной; 3) галит — сталактитовые образования или шарики с радиально-лучистым сферолитовым строением, подобным строению халцедона (Япония).

Химический состав очень не постоянный. Содержание H_2O колеблется от 1 до 5, крайне редко достигая 34%. Часть воды все опалы способны терять при обыкновенной температуре при высушивании в эксикаторе. Особенно быстро потеря ее происходит в первые дни (фиг. 310). При нагревании одни опалы отдают главную часть воды до 100° (фиг. 311), другие — выше этой температуры (100 — 250°). Остальная вода выделяется при температурах свыше 250° . Причины этой различной прочности связи воды полностью не выяснены. Легко улетучивающаяся вода несомненно является гигроскопической и адсорбированной водой. Вопрос о конституционной воде не может считаться разрешенным. Проведенные до сих пор рентгенометрические исследования показывают, что дисперсная фаза некоторых, очевидно высокотемпературных опалов принадлежит к кристобалиту (как β -, так и α -модификации). Нет никакого сомнения в том, что в низкотемпературных опалах дисперсная фаза представлена α -кварцем.

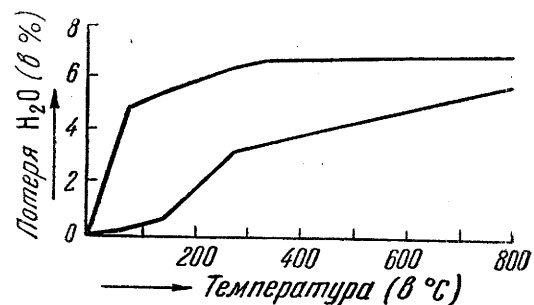
Посторонними примесями в опалах являются гидроокислы железа (нередко в весьма значительных количествах), алюминия, марганца, органические вещества, иногда CaO , MgO , изредка щелочи, правда

в виде NaF (до 7%). Общее количество адсорбированных примесей часто может достигать 10%.

Морфологические особенности. Обычно наблюдается в плотных стеклоподобных массах с натечной внешней формой. Внутри содержит иногда дендритовидные включения черных или темнорубых гидро-



Фиг. 310. Кривая обезвоживания спала над H_2SO_4



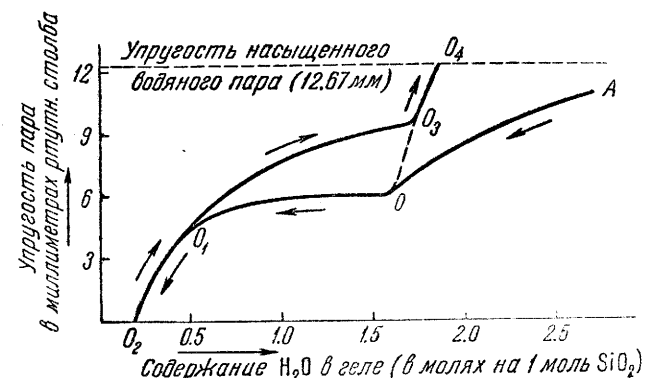
Фиг. 311. Кривые обезвоживания опалов при нагревании

окислов марганца. Является главной составной частью некоторых организмов, слагая панцыри диатомей, спикулей губок, скелеты радиолярий, отчасти некоторых фораминифер и мшанок, для которых коллоидные растворы (золи) кремнезема служат пищей. Благодаря наличию кремнезема скелеты этих организмов в большинстве случаев прекрасно сохраняются в ископаемом состоянии даже в древнейших отложениях. Гидроокислы кремнезема входят также в состав соломы злаков, твердых узловостей в хвощах и особенно узлов бамбука и других растений, поглощающих золи кремнезема из почвы своими корнями. Золи кремнезема способны пропитывать отмершие стволы деревьев, отлагая опал, и полностью их замещать с сохранением всех деталей строения («деревянистый опал»). В осадочных горных породах опал в виде химических осадков иногда слагает целые пласты плотных стекловидных масс или легких пористых белых, часто слегка окрашенных масс, так называемых опок, трепелов, диатомитов (с остатками кремнистых скелетов организмов) и пр.

Цвет. Сам по себе опал бесцветен. Благодаря различным примесям, особенно содержащим железо и другие хромофоры, он нередко окрашен в различные оттенки желтого, бурого, красного, зеленого и черного цвета. **Блеск** стеклянный (у пористых масс восковой или матовый). Для полупрозрачных разновидностей характерна опалесценция (происхождение названия этого явления связано именно с этим минералом). Оптически изотропен. $N = 1.40-1.46$. Иногда вследствие внутренних натяжений обнаруживается дупреломление.

Твердость 5—5.5 (у разновидностей, очень бедных водой, поднимается до 6). Хрупок. **Уд. вес** 1.9—2.5 (зависит от содержания воды и от количества адсорбированных тяжелых веществ). **Прочие свойства.** Как показывают опыты Ван-Беммелена, обезвоживание в эксикаторе свежесажженного, очень богатого водой студия кремнезема при постоянной температуре (15°) сопровождается вначале постепенным сокращением объема соответственно уменьшению диаметра капилляров и потере капиллярной воды. При этом упругость водяного пара, находящегося в равновесии с гелем, уменьшается по кривой AO

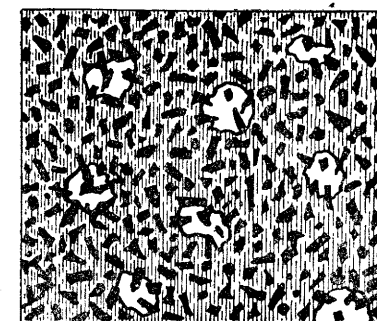
(фиг. 312). Прозрачность вещества сохраняется, пока упругость пара не достигнет точки O . С этого момента гель становится постепенно все более и более мутным, молочно-белым, непрозрачным. Характерно, что кривая упругости пара (OO_1) при продолжающемся обезвоживании от поворотной точки O идет почти горизонтально, т. е.



Фиг. 312. Изотерма геля кремнезема при обезвоживании. По Ван-Беммелену

упругость пара практически сохраняется постоянной, причем объем геля на этой стадии обезвоживания также почти не изменяется. Как установлено, внутри геля в этот период происходит образование воздушных пустот (фиг. 313), все более увеличивающихся в своих размерах, чем и обуславливается исчезновение прозрачности (вследствие различия в показателях преломления воздуха и воды). По мере продолжающейся потери воды гель начинает снова просветлевать и в точке O_1 становится прозрачным. Объясняется это просто: по удалении всей капиллярной воды гель, содержащий лишь адсорбированную воду, вновь представляет собой внешне однородную по строению массу (диаметры воздушных пор между стенками дисперсных фаз во много раз меньше половины длины световой волны). С этого момента при дальнейшем обезвоживании, производящемся уже при нагревании, упругость водяного пара резко падает (кривая O_1O_2). При прокаливании полностью удаляется вода, адсорбированная на стенках дисперсной фазы, и гель превращается в белую порошковатую массу SiO_2 , неспособную поглощать воду, т. е. адсорбционная способность его исчезает. Но если процесс оводнения начать до достижения этого полного обезвоживания, то поглощение

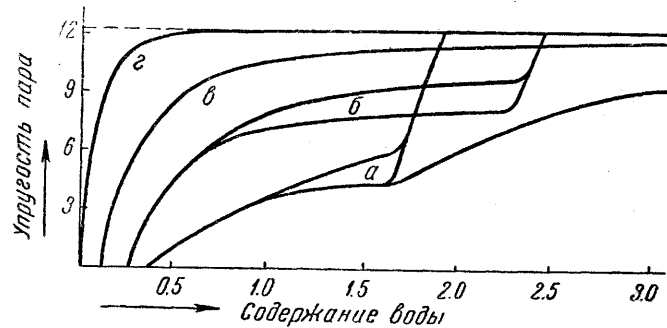
будет иметь место, причем в начале упругость пара будет возрастать по той же кривой O_2O_1 , а дальше по кривой O_1O_3 , т. е. оводнение протекает при более высокой упругости пара, нежели при обезвоживании. Дело в том, что поднятие жидкости в капиллярах с сухими стенками протекает с образованием менисков большого радиуса, чем в капиллярах того же диаметра, но предварительно смоченных жидкостью (а увеличение радиуса менисков влечет за собой повышение упругости пара). В точке O_3 капиллярные промежутки заполняются до конца. Дальнейшее прибавление воды ведет уже к образованию слоя



Фиг. 313. Схема строения частично обезвоженного геля
1—дисперсные частички; 2—пустотки, заполненные водяным паром; 3—жидкость

на геле (пептизация не имеет места), и упругость пара быстро становится равной упругости пара плоской поверхности воды (O_4). Итак, давление водяного пара над гелями при одинаковом содержании в них воды может быть различным в зависимости от истории самого геля.

Весьма характерны также изменения в гелях SiO_2 , происходящие в связи с их старением. На приводимой диаграмме (фиг. 314) показаны кривые упругости водяного пара для свежеосажденного геля SiO_2 (а), для геля в возрасте 2.5 года (б), для конечного случая старения (в) и для природного гидрофана (г). Явно выраженное по-



Фиг. 314. Изотермы гелей кремнезема различного возраста
а — кривые упругости водяного пара для свежеосажденного геля кремнезема; б — для геля, имеющего возраст 2.5 года; в — для предельно состарившегося в лабораторных условиях геля; г — кривая упругости природного гидрофана

мере старения возрастающее значение упругостей водяного пара указывает на постепенное уменьшение объема капилляров (подъемы кривых приближаются к оси ординат) в связи с огрубением структуры геля. Кривая для гидрофана почти совпадает с изобарой плоской водной поверхности (т. е. с давлением насыщенного водяного пара).

Диагностические признаки. Для плотных опалов характерны стеклообразный вид и натечные формы масс. По внешним признакам опал имеет много общего с халцедоном. Он отличается меньшей твердостью и содержанием воды. Наиболее надежно отличается по оптическим свойствам: изотропности и низкому коэффициенту преломления (ниже показателя преломления канадского бальзама).

П. п. тр. не плавится, но часто сильно растрескивается. В закрытой трубке выделяет воду. В кислотах не разлагается. Довольно легко растворяется в КОН и HF. Обезвоженный опал растворяется также в соде с шипением (вследствие выделения CO_2).

Происхождение. Опал нередко отлагается из гидротермальных источников и гейзеров в вулканических областях в виде накипи (кремнистый туф, гейзерит), иногда в виде белых просвечивающих натечков с перламутровым отливом (фиорит, кахолонг). Бывает распространен также в пустотах и трещинах среди эффузивных горных пород, иногда в виде жеод и миндалин.

Однако в главной своей массе он образуется в экзогенных условиях при разложении силикатов в процессе выветривания самых различных по составу горных пород, но чаще ультраосновных. Кремнезем, освобождающийся при распаде кристаллических решеток силикатов, переходит первоначально в золь, при коагуляции которого

выпадает в зоне элювия в виде желваков натечной формы или отлагается метасоматическим путем, часто совместно с гидроокислами железа, алюминия и других элементов на различных коренных горных породах. Наиболее часто окремнение наблюдается среди серпентинитов и карбонатных осадочных пород, особенно при энергичном выветривании в условиях теплого климата.

Огромные массы опала образуются осадочным путем в виде пластов в процессе коагуляции приносимых речными водами золь кремнезема в прибрежных зонах морских бассейнов. К ним принадлежат так называемые опоки, трепелы, диатомиты, кизельгур (кремневая мука) и т. д., представляющие собой рыхлые или тонкопористые, более или менее крепкие породы, на поверхности часто превращенные в мелоподобные массы вследствие механического действия замерзающей воды, пропитывающей их. Диатомиты образуются также в пресных озерах и состоят из панцирей отмерших диатомей.

Следует упомянуть, наконец, об окаменяющей роли коллоидов кремнезема при метасоматозе растительных остатков и, в частности, стволов деревьев. Каким бы путем ни образовался опал, он в конце концов постепенно переходит в халцедон или кварц.

Практическое значение. Благородные опалы употребляются как поделочные камни. Трепел применяется для полировки металлов, камней и для других целей. Кизельгур идет для изготовления фильтров, для керамических целей, для выделки легких кирпичей и для других целей.

Месторождения. Большой известностью пользуются месторождения гейзерита в Йелустонском национальном парке (Уайоминг, США) и на о. Исландия. У нас он встречается на Камчатке. Осадочные опаловые породы (опоки, трепелы и диатомиты) особенно широким распространением пользуются в третичных мелководных отложениях в Ульяновской (Беклемишево), Саратовской и других областях Европейской части СССР, а также вдоль восточного склона Уральского хребта, в Закаспии, Закавказье и в других местах. Из иностранных месторождений следует упомянуть о месторождениях Богемии, Италии, Триполи (откуда происходит название трепел) и др. Месторождения благородных опалов известны на южном склоне Карпат, близ Кошице (в пустотах изверженной породы — андезита), в Австралии — Новый Южный Уэльс и Квинсленд (в песчаниках, занимающих огромную площадь) и в других местах.

ЦИРФЕСИТ — $mSiO_2 \cdot nZrO_2 \cdot pFe_2O_3 \cdot qH_2O$. Название минерала происходит из начальных слогов составляющих его элементов: Zr, Fe, Si. Содержание (в %): SiO_2 21.27, ZrO_2 до 47, Fe_2O_3 14.27, H_2O 9.66. Кроме того, присутствуют: TR 2.12, (Nb, Ta) 2.40, Al_2O_3 1.63, MgO 0.57, MnO 0.24, CaO 0.14 и K_2O 0.21. Цирфесит представляет собой продукт изменения эвдиалита в зоне выветривания. Он наблюдался в виде мелких чешуйчатых или порошковатых агрегатов. Цвет его светло-желтый. Чешуйки и пластинки обладают перламутровым блеском. Оптически изотропный. $N = 1.620$. При 700° сплавляется в массу кирпично-красного цвета, нерастворимую в HCl ($N = 1.720$).

Весьма возможно, что так называемый «циркон-фавас» Бразилии, о котором было упомянуто во введении к группе опала, довольно близкий по составу к описанному минералу, является также продуктом выветривания богатых цирконием силикатов.

15. ГРУППА АРСЕНОЛИТА

В этой группе объединены безводные окислы трехвалентных полуметаллов: As, Sb и Bi. Все они диморфны (искусственно, в частности для Bi_2O_3 , получают три модификации). По своим свойствам и структуре эти окислы резко отличаются от окислов типичных

металлов, так как они обладают молекулярными кристаллическими решетками, т. е. структурными единицами их являются слабо связанные между собой электрически нейтральные молекулы. Этим и объясняется ряд особых свойств этих соединений: необычайная легкоплавкость, летучесть, отсутствие электропроводности, теплопроводности и пр. (ср. с самородной серой).

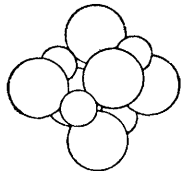
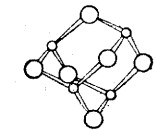
	a_0	b_0	c_0	β
Арсенолит . . . As_2O_3	Кубич. с.	11.045		
Клаудетит . . . As_2O_3	Монокл. с.	5.25	12.87	4.54 93°49'
Сенармонтит . . . Sb_2O_3	Кубич. с.	11.14		
Валентинит . . . Sb_2O_3	Ромбич. с.	4.92	12.46	5.42
Силленит . . . Bi_2O_3	Кубич. с.	10.08		
Бисмит Bi_2O_3	Монокл. с.	5.83	8.14	7.48 67°4'
Русселит $(Bi_2, W)O_3$	Тетраг. с.	5.42	11.3	

Здесь же условно рассмотрим и сложные окислы сурьмы, представляющие собой очевидно ионные соединения:

Сервантит . . . Sb_2O_4 Ромбич. с. ?

Стибиконит . . . $Sb_3O_6[OH]$ Кубич. с.

АРСЕНОЛИТ — As_2O_3 . Кубич. с. Наблюдается в виде октаэдрических кристалликов, корочек и землистых масс. Кристаллизуется в молекулярной решетке, вообще редкой для неорганических соединений. Согласно рентгенометрическим данным, в строении решетки принимают участие группы As_4O_6 (фиг. 315), представляющие собой определенные молекулы с тетраэдрической симметрией. Эти слабо связанные между собой группы в решетке упакованы точно так же, как атомы углерода в решетке алмаза (см. фиг. 129 на стр. 199). Каждая молекула окружена 4 другими. Расстояние $As-O$ (в группах) равно 2.01 \AA , а расстояние между двумя соседними молекулами около 2.88 \AA . Отсюда понятны такие свойства, как легкая растворимость, низкая температура плавления, летучесть и пр.



Фиг. 315. Комплексная молекула Sb_4O_6 , как структурная единица, участвующая в кристаллической структуре сенармонтита

Цвет арсенолита белый или бесцветный. Блеск стеклянный. $N=1.75$ (в Na-свете). Тв. 1.5. Спайность по октаэдру. Уд. вес 3.7. Ядовит. В воде трудно растворим. П. п. тр. на угле улетучивается в виде белого дыма, оставляя белый налет. В закрытой трубке дает возгон из октаэдров.

Наблюдается иногда в зонах окисления мышьяковых месторождений или как продукт возгона при рудничных пожарах. В больших массах был встречен в руднике Амаргоза в Калифорнии (США) и в других местах.

КЛАУДЕТИТ — As_2O_3 . Монокл. с. Встречается в виде тонких бесцветных пластинок, похожих на гипс. Блеск стеклянный. Тв. 2.5. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 3.8—4.1. $Ng=2.01$, $Nm=1.92$, $Np=1.87$; $Ng-Np=0.14$. Оптически положительный. $2V=58^\circ$. Медленно растворяется в горячей воде. Летуч.

Встречен как продукт окисления реалгара, арсенопирита и других мышьяковых минералов, а также как продукт субlimации при рудничных пожарах. Описан в месторождении Ссомольник или Шмольник (Чехословакия) и в других местах. Наблюдались также превращения его в арсенолит.

СЕНАРМОНТИТ — Sb_2O_3 . Кубич. с. Кристаллическая структура такая же, как у арсенолита (фиг. 315). Наблюдается в бесцветных или сероватых блестящих кристалликах октаэдрического облика, а также в виде корок и землистых масс. Тв. 2. Уд. вес 5.3. $N=2.087$. П. п. тр. легко плавится, улетучивается полностью. На угле оставляет белый налет. Как продукт окисления антимонита и других сурьмяных минералов встречается в зонах окисления сурьмяных месторождений в ассоциации с валентинитом, кермезитом и с другими минералами. Как продукт окисления антимонита в значительном количестве был встречен в месторождении Хамимат, Константин (Алжир), где в пустотах наблюдались кристаллы до 3 см в длину.

ВАЛЕНТИНИТ — Sb_2O_3 . Ромбич. с. Наблюдавшиеся кристаллы имеют призматический или таблитчатый облик. Бесцветный или снежно-белого цвета. Блеск алмаз-

ный. $Ng=2.35$, $Nm=2.35$, $Np=2.18$; $Ng-Np=0.017$. Оптически отрицательный. $2V$ очень мал. $NgNp=(001)$; $Ng=c$. Тв. 2.5—3. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 5.76. Как вторичный минерал зоны окисления месторождений, содержащих сернистые соединения сурьмы, вместе с другими окислами описан во многих пунктах. В значительных количествах встречен в Санца, Константин и в других местах Алжира. У нас наблюдался в зонах окисления сурьмяных месторождений Средней Азии: Кадамджай, Хайдаркан, Чаувай и в других пунктах. Необходимо упомянуть, что описаны параморфозы валентинита по сенармонтиту.

СИЛЛЕНИТ — Bi_2O_3 . Кубич. с. В тонкозернистых массах темного оливково-зеленого, серовато- или желтовато-зеленого цвета. В тонких шлифах в проходящем свете золотисто-желтый. Оптически изотропен. $N > 2.42$. Очень мягкий. Уд. вес 8.80 (вычисленный). Как вторичный продукт встречен в ассоциации с висмутином в Дуранго (Мексика).

БИСМИТ — Bi_2O_3 . Монокл. с. Кристаллическая структура не изучена. Встречается в порошковых, чешуйчатых и землистых массах. Часто содержит воду. Цвет серовато-зеленый, соломенно-желтый, белый. Оптически отрицателен. $Nm=2.42$. Мягкий. Уд. вес 8.64—9.22. Образуется при окислении висмутовых сернистых соединений и самородного висмута, наряду с другими кислородными минералами висмута. Встречался в Березовском золоторудном месторождении на Урале (близ г. Свердловска), в месторождении Шерловая гора (в Забайкалье), в висмутовых месторождениях Боливии, Саксонии и в других местах.

РУССЕЛИТ — $(Bi_2, W)O_3$. Тетраг. с.; скаленоэдрич. в. с. Очень редкий. Bi_2O_3 62—68%, WO_3 32—25%. По рентгенометрическим данным, представляет изоморфную смесь $\beta-Bi_2O_3$ (тетраг. с.) и WO_3 . Получается искусственно. В тонкозернистых сплошных массах светложелтого цвета, иногда с зеленоватым оттенком. Тв. 3.5. Уд. вес 7.35. Найден как продукт изменения повидимому самородного висмута, в ассоциации с вольфрамитом, топазом, литиевой слюдой, турмалином, касситеритом и с другими минералами в Кэстл-ан-Дайнас, Корнуолл (Англия).

СЕРВАНТИТ — Sb_2O_4 или Sb_2O_5 . Ромбич. с.? Наблюдается в виде игольчатых кристаллов в порошковых или плотных массах. Цвет желтый до белого, иногда бесцветный. Оптически изотропен. Показатель преломления сильно колеблется в пределах от 1.60 до 1.99. Тв. 4—5. Уд. вес около 5. П. п. тр. не плавится. В HCl не растворяется. Представляет собой продукт окисления антимонита и других сернистых соединений сурьмы. Иногда наблюдается в виде псевдоморфоз по антимониту. Установлен впервые в месторождении Сервантес близ Луго (Испания). Указывается в месторождениях сурьмы Мексики, Перу, Боливии, Австралии, Борнео и др.

СТИБИКОНИТ — $Sb_3O_6(OH)$. Синоним: стиблит. В плотных или порошковых массах светложелтого или желтовато-белого цвета. Наблюдается также в почковидных формах. В тонких шлифах в проходящем свете бесцветный. Оптически изотропный (очевидно колломорфная разность). $N=1.605-1.97$. Тв. 4—5.5. Уд. вес 5.58. В закрытой трубке выделяет воду, но не плавится. П. п. тр. на угле растрескивается, плавится с трюдом в серый шлак, образуя белый налет. Как вторичный минерал встречается в зонах окисления сурьмяных месторождений в ассоциации с сервантитом и валентинитом близ Алтара, Сонора (Мексика), в ряде пунктов в Перу, Западной Австралии и в других местах.

16. ГРУППА УГЛЕКИСЛОТЫ И ДВУОКИСИ СЕРЫ

Здесь мы рассмотрим два, хотя и сходных по физическим и химическим свойствам, но совершенно разных по своей геохимической роли в земной коре газа:

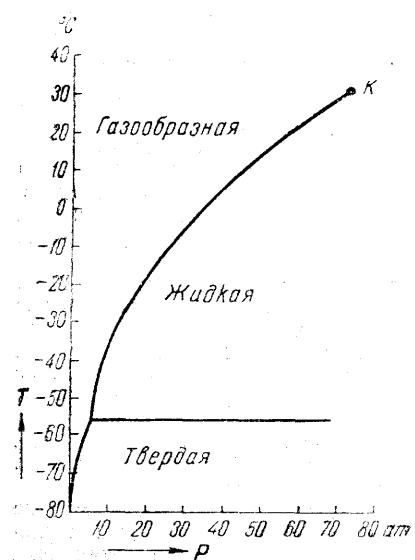
Углекислый газ . . . CO_2
Сернистый газ . . . SO_2

Здесь же опишем аналоги SO_2 , встречающиеся в твердом состоянии:

Селенолит SeO_2 Тетраг. с.
Теллуриит TeO_2 Ромбич. с. ?

Углекислый газ — CO_2 . Синоним: углекислота. В природных условиях, в так называемом круговороте углерода, играет очень важную роль. Весьма значительные количества свободной углекислоты заключаются в атмосфере, хотя содержание ее в нижних слоях атмо-

сферы сравнительно небольшое (около 0.04% весовых). В соответствии с парциальным давлением в атмосфере значительные количества углекислоты растворены в гидросфере. Как известно, с помощью солнечной энергии большие количества CO_2 поглощаются растительным миром (фотосинтез), усваивающим углерод и выделяющим кислород. При дыхании животных, а также растений при



Фиг. 316. Однокомпонентная система — CO_2

отсутствии света, наоборот, в огромных размерах воспроизводится углекислота. Она выделяется и в процессах горения, гниения и брожения различных органических веществ. Помимо биохимических реакций, и в неорганическом мире широко идут химические реакции с поглощением CO_2 в виде ионов $[\text{CO}_3]^{2-}$ и $[\text{HCO}_3]^{-}$ и образованием самых различных углекислых солей (карбонатов). При этих процессах на земной поверхности, особенно в гидросфере, во все геологические периоды происходило накопление огромных масс карбонатных пород, в частности известняков и доломитов. При процессах метаморфизма в глубинных условиях за счет карбонатных пород при реакциях, ведущих в основном к образованию силикатов, происходит, наоборот, выделение углекислоты, и т. д.

Физические свойства. Бесцветный газ, в 1.5 раза тяжелее воздуха.

Обладает слабым запахом и слегка кислым вкусом. Теплота образования $\text{C} + \text{O}_2 = 97$ тыс. кал. При обыкновенной температуре и при давлении около 57 ат превращается в жидкость с уд. весом около 0.9. Критическая температура очень низкая — равна 31.4° . Критическое давление 73 ат. Кристаллизация жидкой углекислоты происходит при температуре около -57° при давлении не меньше 5.1 ат. При атмосферном давлении углекислый газ непосредственно в твердое состояние переходит при температуре -78.5° (фиг. 316).

Как показали рентгенометрические исследования, углекислота кристаллизуется в молекулярной решетке (фиг. 317). Молекулы CO_2 расположены по вершинам куба и в центрах его граней, т. е. так, как в гранецентрированной кубической решетке. Углекислота представляет собой бесцветное кристаллическое вещество с уд. весом, равным 1.4. При атмосферном давлении возгоняется и охлаждается до температуры -78.5° .

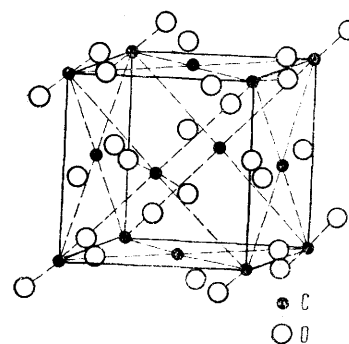
Углекислый газ способен в довольно значительных количествах растворяться в воде. Кривая растворимости CO_2 в воде в зависимости от давления изображена на фиг. 63 (стр. 124). Вода, насыщенная углекислотой при некотором давлении, при уменьшении последнего вновь выделяет соответствующую часть ее, как это наблюдается во многих пенящихся минеральных источниках, выбивающихся на поверхность Земли.

При постоянном давлении растворимость CO_2 в воде обратно пропорциональна изменениям температуры, т. е. с повышением температуры ее падает, и наоборот (фиг. 318). Поэтому вполне естественно,

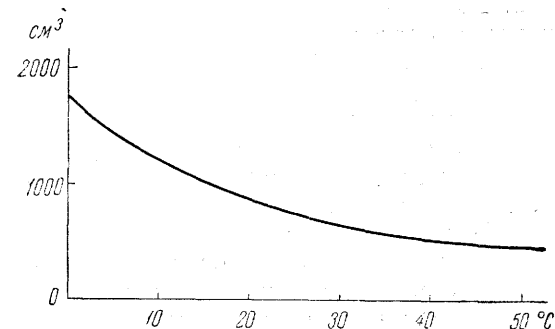
что холодные воды содержат CO_2 в больших количествах, чем теплые.

Содержание углекислоты в различных типах вод неодинаково. Установлено, что в то время как в дождевой воде содержание CO_2 составляет 0.00026% (весовых), в речной воде оно гораздо выше — 0.0044% и весьма высоко в подземных водах среди карбонатных пород — 0.011%.

Кислота H_2CO_3 , как известно, очень неустойчива. При изменении физико-химических факторов равновесия (уменьшении давления, повышении температуры) она распадается на молекулы H_2O и CO_2 или



Фиг. 317. Кристаллическая решетка твердой углекислоты — CO_2



Фиг. 318. Растворимость CO_2 в чистой воде в зависимости от температуры при атмосферном давлении (в см^3 на 1 л воды)

вступает в реакции с растворенными соединениями, образуя ионы $[\text{CO}_3]^{2-}$ и $[\text{HCO}_3]^{-}$, участвующие в солеобразовании. Это обстоятельство имеет очень важное значение в природе: углекислые воды способны разрушать и растворять таким образом многие труднорастворимые в чистой воде минеральные вещества. При этом ряд элементов, особенно щелочи и щелочные земли, углекислыми водами переводятся в легко растворимые карбонаты или бикарбонаты.

В восстановительных условиях CO_2 способна превращаться в газообразную окись углерода CO с поглощением тепла: $\text{CO}_2 - \text{O} = \text{CO} - 68$ тыс. кал. С другой стороны, CO может образоваться при неполном окислении углеродистых веществ в условиях недостатка кислорода. Окись углерода является сильным восстанавливающим веществом для соединений, легко отдающих кислород. В свою очередь, при более восстановительных условиях CO сравнительно легко превращается в углерод (теплота образования $\text{C} + \text{O} = \text{CO}$ 29 тыс. кал). С этим процессом связывают образование некоторых графитсодержащих сланцев и известняков в условиях сильного регионального метаморфизма.

Происхождение. Как было указано вначале, на земной поверхности мы имеем два главных источника углекислого газа: 1) органического происхождения в виде непосредственного продукта жизнедеятельности органического мира и 2) неорганического происхождения как продукта химических реакций, протекающих без участия живого вещества.

К последнему источнику CO_2 относятся следующие генетические типы образований.

1. Зоны выветривания выступающих на поверхности земли толщ известняков, доломитов и других карбонатных пород, при разложении которых в общей сложности освобождаются огромные массы улетучивающейся в атмосферу углекислоты. Под газонепроницаемыми наносами углекислый газ образует скопления в порах и трещинах пород, как это нередко устанавливается при проходке шурфов в наносах в областях распространения карбонатных пород. То же самое наблюдается во многих пещерах и гротах среди известняков и доломитов.

2. Многочисленные минеральные источники содержат углекислый газ, который при выходе их на поверхность бурно выделяется вследствие уменьшения внешнего давления.

3. Во многих выбивающихся на поверхность холодных газовых струях в составе газов принимает участие CO_2 , иногда в значительных количествах. Происхождение этих струй связано с накоплением вместе с другими газами углекислоты, освобождающейся под влиянием химических реакций, происходящих на глубине. Углекислота входит в состав также многих подземных месторождений газов, скопившихся под газонепроницаемыми, сложенными в складки пластами осадочных пород.

4. В водоемах, особенно в морских и океанических бассейнах, где на протяжении истории развития земной коры отлагались огромные толщи карбонатных пород, источником питания углекислотой являются не только речные воды, но также и соприкасающаяся с водной поверхностью атмосфера. Во всяком случае, содержание свободной углекислоты в верхней зоне морских бассейнов подчиняется закону парциального давления, т. е. она растворяется соответственно объемному содержанию ее в атмосфере. Как известно, в нижних слоях атмосферы, состоящей на 78% (по объему) из азота и на 21% из кислорода, содержание CO_2 составляет всего лишь 0.03%. Следовательно, растворение CO_2 будет происходить под очень низким парциальным давлением в 0.0003 ат (при общем нормальном атмосферном давлении всех газов). Но так как растворимость CO_2 в воде в десятки раз больше растворимости азота и кислорода, то в воде CO_2 будет растворяться в гораздо большей пропорции. По мере того как количество CO_2 расходуется на реакции с растворенными в морских водах солями и поглощается растительным миром моря, убыль свободной углекислоты пополняется углекислотой из атмосферы.

Следует также иметь в виду, что весьма существенным источником CO_2 являются и разлагающиеся на дне водоемов органические остатки, накапливающиеся по отмирании живых существ, а также растительные остатки.

5. В районах действующих вулканов углекислый газ, иногда вместе с окисью углерода, в больших массах выделяется вместе с другими газообразными продуктами. Обычно его выделения следуют, вернее увеличиваются, в конце деятельности сольфатар, когда количество содержащих серу газов уменьшается и сольфатары постепенно переходят в мофетты, выделяющие преимущественно CO_2 . Содержание углекислого газа в них иногда достигает 90%.

Углекислота несомненно выделяется также и при высокотемпературных контактово-метасоматических процессах в результате воздействия магмы на карбонатные породы с возникновением скарнов. В более низкотемпературных гидротермальных образованиях (как в рудных месторождениях, так и в гидротермально измененных гор-

ных породах) мы, наоборот, наблюдаем широкое развитие карбонатов. Однако и свободная CO_2 в минералах гидротермального происхождения иногда наблюдается в виде включений мельчайших жидких капелек, как это установлено под микроскопом и проверено химическим путем. В существенных количествах эти включения встречаются в некоторых разностях мутных и молочно-белых кристаллов кварца, кальцита и других минералов. Включения углекислоты установлены также в кварце гранитов и гнейсов, что указывает на то, что магмы действительно содержат CO_2 .

Практическое значение. Углекислый газ, имеющий широкое применение, добывается главным образом из известняков, содержащих около 40% (весовых) CO_2 . Известняки с этой целью подвергаются действию кислот или просто обжигаются при высоких температурах в особых печах, а улетучивающийся при этом углекислый газ улавливается специальными приспособлениями.

В последнее время большое применение в технике и человеческом быту начинают получать так называемый «сухой лед» — твердая углекислота, как сильно охлаждающее средство при хранении и перевозке скоропортящихся продуктов, для изготовления особых огнетушителей и для других целей. Сильно охлаждающаяся при испарении жидкая углекислота применяется в холодильных машинах для сжижения других газов и т. д. Значительные количества углекислого газа используются при изготовлении шипучих напитков, при изготовлении соды, в ряде химических производств и научно-исследовательских лабораториях.

СЕРНИСТЫЙ ГАЗ — SO_2 . Бесцветный газ с очень характерным резким запахом, хорошо знакомым по сжиганию серы или зажиганию спичек. В два раза тяжелее воздуха. Гораздо легче сжижается, чем углекислый газ (в условиях атмосферного давления при -10°). Уд. вес жидкого SO_2 равен 1.43. Критическая температура $+156^\circ$. Критическое давление 80 ат. Растворимость в воде гораздо выше, чем для CO_2 : при температуре 0° в 1 литре воды растворяется 6880 cm^3 SO_2 . Теплота образования $\text{S} + \text{O}_2 = \text{SO}_2 + 71$ тыс. кал.

Обладает кислотным характером. С водой образует непрочную сернистую кислоту — H_2SO_3 . В восстановительных условиях дает серу, в окислительных превращается в серный ангидрид — SO_3 .

Выделяется в числе газообразных продуктов вулканических извержений (в сольфатарах). Сернистая кислота, вместе с серной кислотой, образующейся из нее или из сероводорода, с соляной и с другими кислотами оказывает энергичное воздействие на горные породы, разлагая их. При этом происходит выщелачивание Na, K, Mg, Fe и т. д.; породы обогащаются кремнеземом и глиноземом, обесцвечиваются и становятся землястыми. С сероводородом по реакции обменного разложения образуется сера: $\text{SO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} = 3\text{S} + 2\text{H}_2\text{O}$.

При плавке сульфидных руд, особенно богатых пиритом, в воздух уходят значительные массы SO_2 , губительно действующего на растительность вокруг заводов. В последнее время этот отходящий газ используют в химической промышленности, в частности для получения серной кислоты.

СЕЛЕНОЛИТ — SeO_2 . Описан в виде игольчатых кристаллов с церусситом и молибдоменимом (селенитом свинца — PbSeO_3) в Качеута (Аргентина). Детально не изучен. Искусственный SeO_2 кристаллизуется в тетрагональной сингонии. $a_0 = 8.353$, $c_0 = 5.051$.

ТЕЛЛУРИТ — TeO_2 . Редкий. Ромбич. с. $a_0 = 5.50$, $b_0 = 11.75$ и $c_0 = 5.59$. Повидному, обладает молекулярной решеткой. Встречается в виде призматических или игольчатых гибких кристалликов белого или желтого цвета. Блеск алмазный. $Ng = 2.35$, $Nm = 2.18$, $Np = 2.00$; $Ng - Np = 0.35$. Тв. 2. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 5.90. Легко плавится и улетучивается. Является продуктом окисления самородного теллура или его соединений. Встречен в месторождении Нагиаг (Румыния), в Колорадо (США), у нас на Алтае в Николаевском месторождении.

II класс. Гидроокислы или окислы, содержащие гидроксил

Наибольшее значение среди относящихся сюда минералов имеют так называемые гидраты или гидроокислы, т. е. соединения металлов с гидроксильной группой OH, полностью или частично заменяющей ионы кислорода в окислах. Например, окислу магния — MgO отвечает $Mg(OH)_2$, окислу алюминия — Al_2O_3 соответствует $2Al(OH)_3$ и т. д.

Большинство подобных соединений кристаллизуется в слоистых решетках, характеризующихся гексагональной или близкой к ней плотнейшей упаковкой ионов $[OH]$. Этим объясняются многие общие физические свойства этих минералов.

Гидроксил в качестве самостоятельной структурной единицы структур этого типа может существовать лишь при условии, если поляризующее влияние катиона не велико (в противном случае происходит сильное притяжение анионов OH и слоистость решетки должна нарушиться). Оптимальными катионами для соединений со слоистой структурой являются следующие: Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} и Cr^{3+} .

Для сравнения между собой химические формулы гидратов двух- и трехвалентных металлов, например Mg и Al, можно написать в следующем виде: $Mg_3[OH]_6$ и $Al_2[OH]_6$. Легко видеть, что в случае замены ионов Mg^{2+} ионами Al^{3+} при сохранении кристаллической решетки одно место из трех остается не занятым. Это положение остается верным и для других типов соединений. Как увидим, особенно широко оно проявлено в силикатах со слоистыми решетками.

Для соединений типа $A_2[OH]_6$ существует диморфизм, причем вторые модификации их уже не обладают слоистой решеткой. Подробнее на этом остановимся при описании самих минералов.

Водные окислы в собственном смысле слова, т. е. соединения окислов непосредственно с молекулами H_2O , с достоверностью не установлены, за исключением группы гидроталькита.

Следующие группы минералов принадлежат к этому классу:

1. Группа брусита.
2. Группа гидраргиллита.
3. Группа гидроталькита.
4. Группа лепидокрокита — гётита.
5. Группа псиломелана.

Кроме того, ранее мы попутно рассмотрели гидроокислы урана, истинная химическая природа которых не ясна, и группу опала — коллоидальных образований окислов четырехвалентных металлов, т. е. не представляющих самостоятельных кристаллических веществ.

1. ГРУППА БРУСИТА

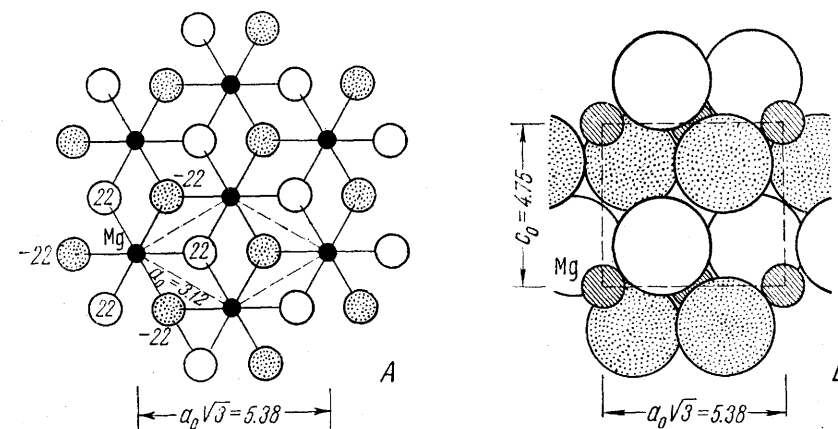
Данная группа представлена гидратами двухвалентных металлов Mg, Fe, Mn, Ca и Cu, кристаллизующимися в тригональной или гексагональной сингонии:

		a_0	c_0	Уд. вес
Брусит . . . $Mg(OH)_2$	Тригон. с.	3.125	4.75	2.39
Ферробрусит (Mg, Fe) $[OH]_2$	" "	" "	" "	" "
Пирохроит . $Mn(OH)_2$	" "	3.34	4.68	3.25
Портландит . $Ca(OH)_2$	Гексаг. с.	3.585	4.895	2.23
Коннелит . . . $2Cu(OH)_2 \cdot CuCl_2 \cdot CuSO_4$	" "	" "	" "	3.4

БРУСИТ — $Mg(OH)_2$. Назван по имени американского минералога А. Брюса (1777—1818), описавшего этот минеральный вид.

Химический состав. MgO 69%, H_2O 31%. В виде изоморфных примесей иногда присутствуют Fe и Mn (манганобрусит).

Сингония тригональная; дитригонально-скеленоэдрический в. с. $L_6^3L^23PC$. **Кристаллическая структура** типичная слоистая. В ней в качестве аниона участвует дипольная гидроксильная группа $(OH)^{1-}$ с радиусом иона 1.33 Å. В кристаллической структуре эти группы уложены по принципу плотнейшей гексагональной упаковки (фиг. 319). Каждый слой состоит из двух плоских листов, сложенных ионами гидроксила OH параллельно плоскости (0001). Между этими листами лежит лист из малых катионов Mg^{2+} . Последние занимают все октаэдрические пустоты между двумя листами OH, т. е. каждый ион Mg располагается между 6 гидроксильными анио-



Фиг. 319. Кристаллическая структура брусита

А — проекция решетки на плоскость (0001); полые кружки (OH) располагаются выше, а покрытые точками — ниже листа катионов Mg^{2+} . Б — вид двух насыщенных валентностями слоев, каждый из которых состоит из двух листов гидроксильных ионов и заключенного между ними листа ионов магния

нами, будучи связан с тремя ионами $[OH]^{1-}$ одного листа и тремя ионами $[OH]^{1-}$ (повернутыми на 180°) другого листа. Совершенная спайность проходит между такими тройными слоями, сцепленными друг с другом слабыми остаточными силами связи. **Облик кристаллов.** Наблюдающиеся кристаллы обладают толстотаблитчатым обликом. Обычны листоватые талькоподобные агрегаты. Встречаются также метаколлоидные образования натечной формы. Иногда в трещинах среди магнезиальных пород наблюдается красивая тонковолокнистая разновидность с параллельным расположением волокон, как у асбеста. Она носит особое название **немалита**.

Цвет брусита белый, изредка зеленоватый или бесцветный. **Блеск** его в изломе стеклянный, на плоскостях спайности — перламутровый. **Оптические константы.** Оптически положительный. $N_g = 1.580$, $N_m = 1.559$; $N_g - N_m = 0.021$.

Твердость 2.5. **Спайность** весьма совершенная по {0001}. Тонкие отщепляемые листочки гибки. **Уд. вес** 2.3—2.4.

Диагностические признаки. Похож на тальк — $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$, пирофиллит — $Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2$ и гидраргиллит — $Al(OH)_3$. Легче всего отличается от них по легкой растворимости в HCl.

П. п. тр. не плавится. Накаленный светится ярким светом. В кислотах легко растворяется без вскипания. В запаянной трубке выделяет воду.

Происхождение. Образуется при гидролизе растворенных соединений магния в сильно щелочной среде. Часто встречается в виде тонких жилок и примазок по трещинам в серпентинитах — продуктах гидротермального изменения богатых магнием ультраосновных изверженных пород (дунитов, перидотитов). Ассоциирует с серпентином, гидрокарбонатами магния, арагонитом и др. Наблюдается иногда в доломитизированных известняках с кальцитом, гидромагнезитом и периклазом, иногда в псевдоморфозах по нему, имеющих, вероятно, гидротермальное происхождение. Имеются указания также на находки его в сильно щелочных почвах.

В поверхностных условиях в более кислых средах частично карбонатируется, что легко узнается по выделению пузырьков CO_2 при действии HCl .

Искусственно легко получается при охлаждении нагретого до 200° раствора MgCl_2 с избытком KOH , а также при реакции щелочных растворов с MgO при повышенных температурах. В кристаллах, подобных природным, образуется в паровых котлах при употреблении воды, содержащей MgCl_2 .

Практическое значение. В случае наличия больших масс может представлять интерес как сырье для получения магния.

Месторождения. Встречается во всех массивах невыветрелых серпентинитов Урала, Кавказа и Сибири. Волокнистая разновидность — немалит — известна в Баженовском месторождении асбеста (г. Асбест, к востоку от г. Свердловска), на горе Беден (Северный Кавказ, в верховьях р. Б. Лабы) и в других местах.

В значительных массах отмечается на руднике Ууд, Тексас (США), а также среди серпентинитов Свинанесе, Энст (Шотландские острова) и др.

Марганецсодержащий брусит (манганобрусит) в ассоциации с гаусманитом и другими минералами встречался в марганцевых месторождениях Якобсберг, Нордмарк, Вермланд (Швеция). На воздухе быстро окисляется, бурет и чернеет.

ФЕРРОБРУСИТ — $(\text{Mg, Fe})[\text{OH}]_2$. Содержание FeO достигает 36%. По внешним признакам в свежем состоянии совершенно аналогичен бруситу. Лишь удельный вес и показатели преломления соответственно выше. На воздухе в течение нескольких дней окисляется, желтеет, бурет до темнокоричневого цвета. Кристаллическая решетка при этом разрушается; минерал расщепляется по спайности и тускнеет. Наблюдалась бочковидные мелкие кристаллики, показывающие после окисления кристаллически-зональное строение, хорошо видимое благодаря интенсивному побурению зон, богатых FeO . В зоне выветривания за счет CO_2 , растворенного в поверхностных водах, частично карбонатируется, приобретает вид чешуек золотисто-бурого цвета и переходит в пироаурит.

Наиболее богатые железом разности были встречены в платиноносных месторождениях хромита в Нижне-Тагильском дунитовом массиве. В ассоциации с бруситом, иногда срастающимся с ним зонально, и с гидрокарбонатами магния наблюдался в полых трещинах среди сильно серпентинизированного дунита, иногда в хромитовых залежах. Условия нахождения его указывают на то, что он образовался в числе последних минералов гидротермального происхождения (встречался в кернах буровых скважин со значительных глубин).

В действительности ферробрусит является вероятно гораздо более широко распространенным минералом в серпентинитах. Вблизи поверхности он очень неустойчив, легко подвергаясь окислению.

ПИРОХРОИТ — $\text{Mn}[\text{OH}]_2$. Тригон. с. Некоторые разности содержат FeO — ферропирохроит. По кристаллической структуре сходен с бруситом. Цвет белый, быстро темнеющий на воздухе (результат энергичного окисления). Оптически отрицательный. $Nm = 1.723$, $Np = 1.681$; $Nm - Np = 0.042$. Тв. 2.5. Спайность весьма совершенная по (0001). Уд. вес 3.26. П. п. тр. не плавится, чернеет. В кислотах растворяется

Как низкотемпературный гидротермальный минерал обнаружен в марганцевых контактово-метасоматических месторождениях Нордмарк, Лонгбан (Швеция), Франклин, Нью-Джерси (США) и др. Указания на находки его в СССР не достоверны. В поверхностных условиях может образоваться лишь в резко восстановительной обстановке.

ПОРТЛАНДИТ — $\text{Ca}[\text{OH}]_2$. Очень редкий. Гексаг. с. Кристаллическая структура слоистая. Бесцветный. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Оптически отрицательный. $Nm = 1.574$, $Np = 1.547$; $Nm - Np = 0.027$. Тв. 2. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 2.23. Встречен в контактово-метасоматическом месторождении Скоут-Хилл, Энтрим (Ирландия) в ассоциации с необычными минералами силикатами: афвиллитом — $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, ларнитом — $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$, сперритом $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{CO}_2$ и другими, образовавшимися в условиях малых глубин.

КОННЕЛИТ — $20\text{Cu}[\text{OH}]_2 \cdot \text{CuCl}_2 \cdot \text{CuSO}_4$. Синонимы: футент, церулеофобрит. Гексаг. с. Редкий. В виде тонких гексагональных призм голубого цвета. $Ng = 1.746$, $Nm = 1.724$; $Ng - Nm = 0.022$. Тв. 3. Уд. вес 3.4. Легко плавится. Вместе с вторичными минералами меди (купритом, малахитом и др.) встречается в зонах окисления рудных месторождений в Корнуолл (Англия), Намакваленд, Кэплэнд (Южная Африка), Эврика, Тинтик, Юта (США) и в других местах.

2. ГРУППА ГИДРАРГИЛЛИТА

Сюда относятся так называемые тригидраты некоторых трехвалентных металлов. Описанный в литературе шанявскит с формулой $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, как аморфное вещество, найденное в доломите близ Москвы, очевидно представляет собой тот же гидраргиллит с адсорбированной водой.

Наиболее распространенным в природе является $\text{Al}[\text{OH}]_3$. Гидрат окисного железа $\text{Fe}[\text{OH}]_3$, образующийся в первые моменты при гидролизе солей этого металла в виде зелей или студенистого геля, неустойчив и быстро подвергается обезвоживанию. Ион Fe^{3+} в небольших количествах иногда входит лишь изоморфно в состав $\text{Al}[\text{OH}]_3$. В гидратах алюминия также в виде изоморфной примеси присутствует Ga^{3+} в значительно повышенных против кларка количествах. Характерно, что в экзогенных продуктах минералообразования галлий теснее связан с Al^{3+} , чем с Fe^{3+} . Соотношения $\text{Ga} : \text{Al}$ в богатых глиноземом рудах в 3—5 раз выше, чем в осадочных железных рудах.

Гидрат бора — $\text{B}[\text{OH}]_3$, несмотря на низкий кларк этого элемента в земной коре, встречается в виде самостоятельного минерала. Если мы учтем, что бор обладает особым строением электронной оболочки, образуя очень маленький ион типа гелия, то станет понятной его особая роль в геохимических процессах в земной коре и неспособность рассеиваться в виде изоморфной примеси к другим элементам. Этим же объясняется его отличная от гидраргиллита кристаллическая структура.

		a_0	b_0	c_0	β	
Гидраргиллит	$\text{Al}[\text{OH}]_3$	Монокл. с.	8.624	5.060	9.700	$85^\circ 26'$
Сассолин	$\text{B}[\text{OH}]_3$	Триклин. с.	7.04	7.04	6.56*	

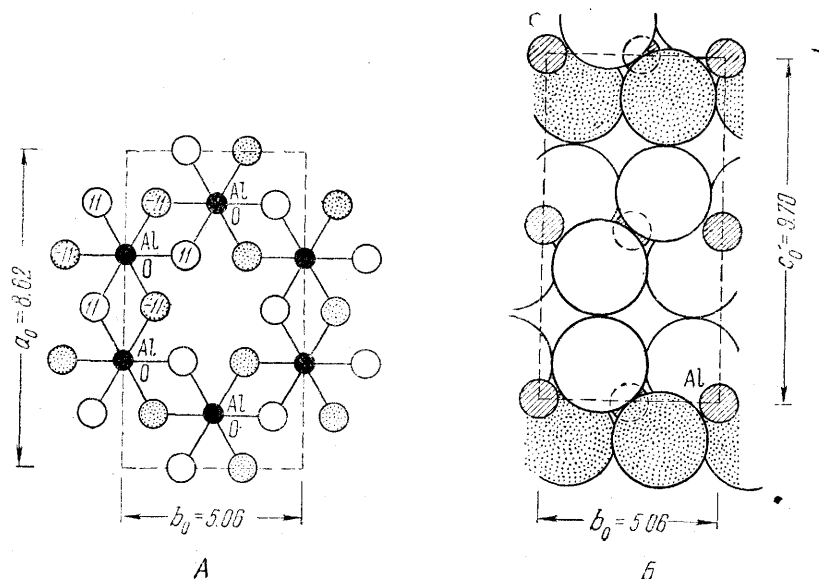
ГИДРАРГИЛЛИТ — $\text{Al}[\text{OH}]_3$. Название происходит от греческих слов: гидор — «вода» и аргиллос — «белая глина». Впервые был установлен еще в прошлом столетии. Синоним: гиббсит (джиббсит).

Химический состав. Al_2O_3 65.4%, H_2O 34.6%. В виде изоморфной примеси устанавливается Fe_2O_3 (до 2%), а также Ga_2O_3 (до 0.006%). Химические анализы часто обнаруживают почти полное совпадение состава с теоретической формулой.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC . **Кристаллическая структура** слоистая, близкая к слегка искаженной структуре бру-

* $\alpha = 92^\circ 30'$, $\beta = 101^\circ 10'$ и $\gamma = 120^\circ$.

сита. Некоторые особенности ее обусловлены тем, что ион алюминия по сравнению с ионом магния обладает большим зарядом и меньшей величиной ионного радиуса. В гидраргиллите, так же как и в брусите, каждый слой состоит из двух листов плотно упакованных гидроксильных ионов, между которыми располагается лист катионов Al^{3+} (фиг. 320). Так как заряд иона алюминия больше, чем заряд иона магния, то для нейтрализации отрицательного заряда гидроксильных ионов требуется меньшее число катионов Al^{3+} . Поэтому катионы Al^{3+} занимают не все октаэдрические пустоты между листами OH , как это имеет место в брусите, а только две трети их. В связи с этим ионы Al^{3+} располагаются не в виде центрированных гексагонов, как в ре-



Фиг. 320. Кристаллическая структура гидраргиллита

А — проекция решетки на плоскость (0001). Справа (Б) показан поперечный вид трех слоев, связанных друг с другом вандерваальсовскими силами

шетке брусита, а в виде простых шестиугольников (ср. расположение черных точек на фиг. 319 и 320). Если оконтурить такой шестиугольник, то легко видеть, что на него в слое решетки брусита приходится 6 гидроксильных ионов и 3 полных иона Mg^{2+} (один центральный ион плюс 6 периферических, каждый по $2/6$ валентности), т. е. формула гексагона будет $3Mg(OH)_2$. Для решетки же гидраргиллита, при том же числе гидроксильных ионов в формуле гексагона будет только два иона Al^{3+} , т. е. она будет иметь вид $2Al(OH)_3$. Различие заключается также в способе сочленения тройных слоев друг с другом: в то время как в структуре брусита каждый ион $(OH)^{1-}$ приурочивается к центру между тремя ионами $(OH)^{1-}$ следующего слоя, в структуре гидраргиллита каждый ион $(OH)^{1-}$ одного слоя противостоит каждому иону $(OH)^{1-}$ следующего слоя (см. правые части фиг. 319 и 320).

Облик кристаллов шестиугольно-таблитчатый (фиг. 321). Распространены сложные двойниковые сростки по нескольким законам, обычно по (100) и (110). Чаше наблюдается в лучисто-листоватых агрегатах, иногда в натечных формах или в виде бобовидных или шаровидных конкреций. В главной же своей массе гидраргиллит на

земной поверхности распространен в тонкочешуйчатых или скрытокристаллических массах.

Цвет гидраргиллита белый, или он слабо окрашен в сероватый, зеленоватый и красноватый оттенки. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Оптически положительный. $Ng = 1.587$, $Nm = 1.566$, $Np = 1.566$; $Ng - Np = 0.021$. $2V$ мал. Дисперсия сильная; $r > v$. $NgNp = \perp (010)$; $cNg = 21^\circ$.

Твердость 2.5—3.5. **Спайность** весьма совершенная по базопинакоиду {001}. **Уд. вес** 2.35. **Прочие свойства.** При нагревании первоначально превращается в бёмит — $AlO(OH)$, а затем в $\gamma-Al_2O_3$ (кубической структуры типа шпинели).

Диагностические признаки. Для гидраргиллита характерными признаками являются следующие: весьма совершенная спайность, стеклянный блеск и малый удельный вес. От похожего на него диаспора отличается по твердости (у диаспора 6—7). От слюды отличается по удельному весу и по оптическим свойствам (слюды оптически отрицательны).

П. п. тр. не плавится; выделяя OH , белеет и становится непрозрачным. Гидроксил при этом теряется в два этапа: 1) при температуре 202—196° (превращение в диаспор) и 2) при температуре 510° (дальнейшая дегидратация). Прокаленный, будучи смочен раствором Co , окрашивается в яркосиний цвет. Как и гидраты других металлов, переходит в раствор в солянокислой вытяжке.

Происхождение. Образуется при разложении и гидролизе алюминийсодержащих силикатов отчасти при гидротермальных процессах (при сравнительно низких температурах), но главным образом при экзогенных процессах выветривания, и притом преимущественно в условиях теплого климата в тропических и субтропических странах.

Гидраргиллит гидротермального происхождения встречается сравнительно редко и в очень небольших количествах. Он наблюдался в некоторых эндогенных месторождениях как один из последних минералов, образовавшихся из низкотемпературных гидротермальных растворов.

При процессах выветривания в жарких странах, протекающих в щелочной среде, гидраты глинозема, в том числе и гидраргиллит, образуются обычно совместно с гидратами железа. Гидраргиллит в значительно больших количествах присутствует в так называемых латеритах¹, т. е. продуктах выветривания, широко распространенных в пределах современных тропических стран в виде покрова на коренных горных породах и состоящих в основном из гидроокислов, содержащих Fe_2O_3 и в меньшей степени Al_2O_3 и SiO_2 . Он наблюдается и в бокситах, состоящих преимущественно из гидратов Al и образующихся также в коре выветривания горных пород, но по сравнению с латеритами в несколько особых условиях, полностью пока еще не выясненных². В бокситах гидраргиллит иногда присутствует в весьма значительных количествах.

¹ Латер — «кирпич»; продукты выветривания по своему цвету напоминают хорошо обожженный кирпич.

² В областях, прилегающих к Средиземному морю, распространена «terra rossa» («красная земля»), аналогичная латеритам и бокситам, но существенно обогащенная кремнеземом. Она также развита в виде плаща рыхлых, иногда слоистых отложений, частью заполняющих трещины и карстовые углубления в известняках.



Фиг. 321. Кристалл гидраргиллита

Следует заметить, что выветривание глиноземсодержащих горных пород в зонах с умеренным климатом приводит обычно к образованию труднорастворимых гидросиликатов алюминия (каолина, аллофана и др.). Однако при воздействии сильных кислот, например серной, легко образующейся при разложении широко распространенного в горных породах пирита, может происходить частичное разложение каолина с образованием в растворе сульфата алюминия, который при встрече со щелочными водами, особенно у поверхности известняков, в результате гидролиза может дать свободный гидрат глинозема. Однако большие скопления его таким путем образуются, повидимому, редко. Образование бокситов для ряда месторождений, в частности французских, приписывают также процессам разложения известняков и доломитов в экзогенных условиях, допуская, что глинистые остатки от выщелачивания («terra rossa») могли в щелочной среде подвергаться дальнейшему разложению с выносом освободившегося кремнезема.

При процессах регионального метаморфизма гидраргиллит, обезвоживаясь, переходит в диаспор, а в более глубоких условиях — в корунд (наждак) или в присутствии SiO_2 — в силикаты алюминия или алюмосиликаты.

Практическое значение. Гидраргиллит, так же как и диаспор и бёмит, входящие в состав бокситов, является источником глинозема, из которого, как известно, выплавляется один из наиболее легких металлов — алюминий. Для этих целей используются бокситы с содержанием кремнезема не выше 10—15%.

В химической промышленности применяются маложелезистые (светлой окраски) бокситы с целью получения солей алюминия, главным образом сульфатов. Более низкие сорта бокситов используются для производства абразивов (алунда и алоксита). Из них изготовляются также огнеупоры для высокотемпературных печей (температура плавления выше 2000°). Возрастает применение специальных сортов бокситов в качестве адсорбента при очистке нефтяных и растительных масел, для изготовления красок, в качестве катализаторов и пр.

Месторождения. Как спутник диаспора и бёмита, гидраргиллит встречается в месторождениях бокситов и в латеритах. У нас он установлен в месторождениях боксита в Тихвинском районе Ленинградской области и в других местах. Кристаллы гидраргиллита до 5 см в поперечнике, имеющие минералогическое значение, были встречены среди гидротермальных образований в Шимских и Назямских горах в Златоустовском районе (Южный Урал) среди метаморфических сланцев, а также в виде продуктов изменения нефелина в пегматитах Вишневых гор (Средний Урал).

САССОЛИН — $\text{V}(\text{OH})_3$. Триклин. с.; пинакоидальный в. с. Наблюдается в тонко-чешуйчатых, шестигранно-таблитчатых бесцветных или слабо окрашенных кристалликах. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Оптически отрицательный. $Ng = 1.459$, $Nm = 1.456$, $Np = 1.340$; $Ng - Np = 0.119$. $2V = -70^\circ$. $NgNp$ почти параллельна a ; Np почти перпендикулярна к (001). Тв. 1. Спайность весьма совершенная по (001). Уд. вес 1.48. Легко плавится. Пламя окрашивает в зеленый цвет. В холодной воде растворяется слабо.

Выделяется в виде белых выцветов фумаролами в вулканических районах, например в больших количествах на о. Вулкано, Липарские острова, у северо-восточного конца о. Сицилия, в трещинах вулкана Авача на Камчатке и в других местах. Впервые был найден в Сассо, Тоскана (Италия). В растворенном состоянии гидрат бора часто устанавливается в нефтяных водах и в выбросах грязевых вулканов (на Керченском полуострове и на Кавказском побережье Каспийского моря).

3. ГРУППА ГИДРОТАЛЬКИТА

К этой диморфной группе принадлежат минералы, чрезвычайно похожие по многим признакам на предыдущие, но отличающиеся более сложным составом: кроме двухвалентных элементов, в них участвуют также трехвалентные металлы. Помимо этого, в их состав входят комплексный анион $[\text{CO}_3]^{2-}$ и молекулы H_2O .

		a_0	c_0
Гидроталькит	$\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Тригон. с.	6.13 46.15
Пироаурит	$\text{Mg}_6\text{Fe}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	" "	6.19 46.54
Стихтит	$\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	" "	6.18 46.38
Манассеит	$\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Гексаг. с.	6.12 15.34
Шегренит ¹	$\text{Mg}_6\text{Fe}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	" "	6.20 15.57
Барбертонит	$\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	" "	6.17 15.52

Здесь же рассмотрим следующие минералы:

Бруньятеллит	$\text{Mg}_6\text{Fe}(\text{OH})_{13}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Гексаг. с.	5.47 15.97
Заратит	$\text{Ni}_3(\text{OH})_4\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$?	?
Гидрокалюмит	$\text{Ca}_4\text{Al}_2(\text{OH})_{14} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.	

ГИДРОТАЛЬКИТ — $\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Тригон. с. Fe_2O_3 до 2.5%. Наблюдается в пластинчатых, талькоподобных листоватых, иногда волокнистых агрегатах. Цвет белый. Блеск стеклянный, перламутровый. Оптически отрицательный. $Nm = 1.511$, $Np = 1.495$; $Nm - Np = 0.016$. Тв. 2. На ощупь жирный. Спайность весьма совершенная по (0001). Чешуйки гибки, но не эластичны. Уд. вес 2.06. Легко растворяется в кислотах. В капле HCl выделяются пузырьки CO_2 .

Встречается среди гидротермально измененных магнезиальных ультраосновных пород (серпентинитов), например в асбестовых копях в Баженовском районе на Урале, или в породах, превращенных в тальковые сланцы, в Шимских горах близ Златоуста и в других местах.

ПИРОАУРИТ — $\text{Mg}_6\text{Fe}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Тригон. с. Содержание Fe_2O_3 17.2—23.3%, Al_2O_3 0—7%. Встречается обычно в тонких пластинчатых или таблитчатых кристаллах желтого, желто-бурого или золотистого, иногда зеленого цвета с перламутровым блеском. Оптически отрицательный. $Nm = 1.564$, $Np = 1.543$; $Nm - Np = 0.021$. Плеохроичен. Тв. 2. Спайность весьма совершенная по (0001). Уд. вес 2.12. Легко растворяется в кислотах.

Встречен в асбестовых копях в Баженовском районе на Урале, а также в доломитизированных известняках контактово-метасоматических месторождений в Лонгбан, Нордмарк (Швеция) и др.

СТИХТИТ — $\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Тригон. с. Редкий. Содержание (в %): Cr_2O_3 9—20, Fe_2O_3 0—10, Al_2O_3 до 2.2. Характерны слоистые и чешуйчатые массы фиолетового цвета с перламутровым блеском. Оптически отрицательный. $Nm = 1.545$, $Np = 1.518$; $Nm - Np = 0.027$. Тв. 2. Уд. вес 2.16.

Встречен в ассоциации с хромшпинелидами в гидротермально измененных ультраосновных породах в Дандас на о. Тасмания и Мегантик, Квебек (Канада).

МАНАССЕИТ — $\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Гексаг. с. В сплошных пластинчатых или листоватых талькоподобных агрегатах белого цвета, иногда с синеватым или буроватым оттенком. Блеск стеклянный, перламутровый. Оптически отрицательный. $Nm = 1.524$, $Np = 1.510$; $Nm - Np = 0.014$. Тв. 2. На ощупь жирный. Спайность весьма совершенная по (0001). Чешуйки гибки, но не эластичны. Уд. вес 2.05.

Встречен в тесной ассоциации с гидроталькитом в серпентините в Снаруме и Нордмарке (Норвегия), с гидроталькитом, доломитом и серпентином в Амити, Нью-Йорк (США).

ШЕГРЕНИТ — $\text{Mg}_6\text{Fe}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Гексаг. с. В тонких пластинках гексагонального облика. Цвет желтый или бурый. Блеск стеклянный с перламутровым отливом на плоскостях спайности. Оптически отрицательный. $Nm = 1.573$, $Np = 1.550$; $Nm - Np = 0.023$. Плеохроичен. Тв. 2.5. Спайность весьма совершенная по (0001). Уд. вес 2.11.

Встречен в Лонгбан (Швеция) в ассоциации с кальцитом, пироауритом как низкотемпературный гидротермальный минерал.

БАРБЕРТОНИТ — $\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Гексаг. с. В сплошных пластинчатых или волокнистых массах интенсивно лилового или розового цвета. Черта светло-фиолетовая. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом.

¹ Под этим же названием описан водный фосфат трехвалентного железа $\text{Fe}^{+3}[\text{PO}_4]_3(\text{OH})_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Оптически отрицательный. $Nm = 1.557$, $Np = 1.529$; $Nm - Np = 0.028$. Слабо плеохроичен. Тв. 1.5—2. Спайность по (0001) весьма совершенная. Уд. вес 2.10.

Встречен в тесной ассоциации со стихтитом, хромшпинелидами в прожилках среди серпентиновых пород в Дандас (Тасмания), Барбертон, Трансвааль (Ю. Африка).

БРУНЬЯТЕЛЛИТ — $Mg_6Fe[OH]_{13}CO_3 \cdot 4H_2O$. Гексаг. с. В сплошных и пластинчатых агрегатах красновато-розового, желтого и бурого цвета. Черта белая. Блеск стеклянный, перламутровый. Оптически отрицательный. $Nm = 1.540$, $Np = 1.510$; $Nm - Np = 0.030$. Плеохроичен: по Nm — желтовато-красный, по Np — бесцветный. Тв. около 2. Спайность весьма совершенная по (0001). Уд. вес 2.21.

Встречается в виде тонких прожилков и корочек на стенках трещин в серпентините в ассоциации с артинитом, гидромагнезитом, пироауритом, бруситом и арагонитом. Описан первоначально в Торре Санта Мария, в долине Маленко, Ломбардия (Италия).

ЗАРАТИТ — $Ni_3[OH]_4CO_3 \cdot 4H_2O$? Формула точно не установлена, и сингония неизвестна. Редкий. Наблюдался в почковидных формах и в виде корочек изумрудно-зеленого цвета. $N = 1.56$ —1.61. Тв. 3. Уд. вес 2.6. Условия нахождения аналогичны предыдущим минералам: встречен среди измененных ультраосновных пород (серпентинитов) на о. Тасмания, в Новой Зеландии, Новом Южном Уэльсе (Австралия).

ГИДРОКАЛОМИТ — $Ca_4Al_2[OH]_{14} \cdot 6H_2O$. Очень редкий. Монокл. с. (псевдогексагональный); $a_0 = 9.6$, $b_0 = 11.4$, $c_0 = 16.84$; $\beta = 69^\circ$. Бесцветный до светлозеленого. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Ng = 1.557$, $Nm = 1.553$, $Np = 1.535$; $Ng - Np = 0.022$. $2V = 24^\circ$. $Nm = b$; $cNp = 3^\circ$. Тв. 3. Спайность по (001) совершенная, а другая спайность под углом 60° к (100) несовершенная. Уд. вес 2.15. Встречен в контактово-метасоматическом месторождении Энтрим, Скоут-Хилл (Ирландия) в ассоциации с портландитом, ларнитом, афвиллитом и др.

4. ГРУППА ЛЕПИДОКРОКИТА — ГЁТИТА

Сюда относятся так называемые моногидраты трехвалентных металлов: Al, Fe, Mn и, может быть, Co. Эти соединения диморфны; кристаллизуются в ромбической сингонии.

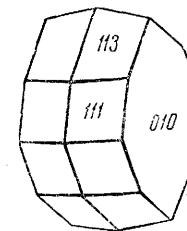
Минералы подгруппы лепидокрокита по структурным особенностям существенно отличаются от минералов подгруппы гётита и, несмотря на совершенно одинаковый химический состав этих модификаций, приходится писать разные химические формулы. Отличие заключается в том, что в структуре лепидокрокита принимают участие два рода ионов кислорода, один из которых связан с ионом H^{1+} , тогда как в подгруппе гётита устанавливается типичная водородная связь: O—H—O. Как известно, ион водорода H^{1+} (протон), в отличие от других катионов, не имеет собственной электронной оболочки и вследствие этого способен проникать в электронную сферу ионов кислорода. Этим и объясняется устанавливаемое рентгенометрически сильное сокращение расстояния между центрами ионов кислорода, связанных водородным катионом.

		a_0	b_0	c_0	Уд. вес	
Бёмит	$AlOОН$	Ромбич. с.	3.78	11.8	2.85	3.01
Лепидокрокит .	$FeOОН$	" "	3.87	12.51	3.06	4.09
Диаспор	$HAIO_2$	" "	4.40	9.39	2.84	3.44
Гётит	$HFeO_2$	" "	4.64	10.00	3.03	4.28
Гроутит	$HMnO_2$	" "	4.56	10.70	2.85	4.14
Стениерит	$HCoO_2$	" ?				4.13—4.47
Манганит	$MnMnO_2[OH]_2$	Монокл. с.	8.86	5.24	5.70	4.33

БЕМИТ — $AlOОН$. Назван по имени Бёма, установившего путем рентгенометрических исследований в боксите присутствие этого минерала, сходного по кристаллической структуре с лепидокрокитом — $FeOОН$.

Химический состав такой же, как у диаспора. Al_2O_3 84.97% (по формуле). Содержит также SiO_2 , Fe_2O_3 , повидимому, в виде механической примеси опала и гидроокислов железа, а также Ga_2O_3 .

Сингония ромбическая. **Кристаллическая структура** аналогична структуре лепидокрокита и описана ниже. **Облик кристаллов.** В трещинах и порах среди боксита, а также продуктов разложения нефелина устанавливается в виде очень мелких пластинчатых или чечевицеобразных кристалликов (фиг. 322), представленных обычно комбинациями {010}, {111}, {113}, {110} и др. Характерно, что грани {010} являются блестящими, а грани остальных форм матовыми. Обычно же распространен в виде скрытокристаллической массы (в бокситах).



Фиг. 322. Кристалл бёмита. По Э. М. Бонштейн-Куплетской

Цвет. Бесцветный или белый с желтоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $Ng = 1.654$ —1.661, $Np = 1.640$ —1.646; $Ng - Np = 0.013$ —0.015. Средний показатель преломления для скрытокристаллических разностей равен 1.640—1.645. Оптически положительный. $2V$ около 80° . $NgNp = (010)$; $Ng = c$.

Твердость 3.5. **Спайность** совершенная по {010}. Уд. вес 3.01—3.019—3.06. При прокаливании превращается в $\gamma-Al_2O_3$ (кубическую модификацию, кристаллизующуюся в структуре шпинели).

Диагностические признаки. Ввиду ничтожности размеров кристалликов наиболее надежно устанавливается по дебаграммам. От диаспора отличается меньшим показателем преломления и более низкой твердостью.

П. п. тр. не плавится, белеет и расщепляется по спайности. В стеклянной трубке выделяет воду. В кислотах нерастворим.

Происхождение и месторождения. До последнего времени бёмит был известен лишь в экзогенных месторождениях боксита (см. гидраргиллит). Недавно он был установлен как низкотемпературный гидротермальный минерал в виде мелких кристаллов (фиг. 322) в пустотах среди пегматитов щелочных пород в Вишневых горах (Средний Урал) в ассоциации с водянопрозрачным гидраргиллитом на игольчатых кристаллах цеолита (натролита). Он образовался, повидимому, в результате гидротермального изменения нефелина.

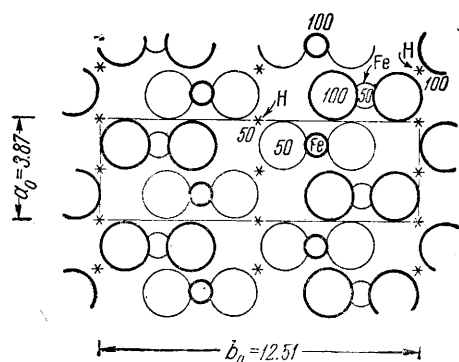
Бёмит искусственно получается из гелей гидратов окиси алюминия при старении последних в автоклаве при температуре 200° в течение 6 часов. При температурах выше 280° образуется диаспор (при высоком давлении водяного пара).

ЛЕПИДОКРОКИТ — $FeOОН$. Лепидос — по-гречески «пластинка»; крокос — «шафран». Синоним: рубиновая слюдка.

Химический состав тождествен с составом гётита. Согласно имеющимся анализам, примесей гораздо меньше, чем в гётите. Так же, как и для гётита, существуют разности, содержащие адсорбированную воду (в тонкокристаллических или в коллоидных массах), носящие название гидролепидокрокита — $FeOОН \cdot aq$.

Сингония ромбическая. **Кристаллическая структура.** Как можно видеть на фиг. 323, катионы Fe находятся в шестерном окружении ионов кислорода (не показаны лишь передний и задний анионы). Последние располагаются по вершинам искаженных октаэдров, связанных между собой в цепи, вытянутые параллельно оси a . Эти цепи боковыми связями (через ребра октаэдров) друг с другом соединены в непрерывные двойные листы параллельно (010), т. е. перпендикулярно плоскости чертежа (в вертикальном направлении). Как изобра-

жено на фиг. 323, такие двойные листы, по предположению Эвинга, изучавшего структуру лепидокрокита, соединены друг с другом слабыми водородными связями в виде непрерывных зигзагообразных шнурков: — О — Н — О — Н — О —. Каждый примыкающий к Н-ионам анион O^{2-} , с одной стороны, связан с двумя катионами Fe^{3+} , получая от них по полвалентности, с другой — с двумя Н-катионами, в результате чего имеет место полное насыщение его валентности. Что касается



Фиг. 323. Кристаллическая структура лепидокрокита — $FeOOH$

Крупные кружки — атомы кислорода, малые кружки — ионы Fe^{3+} . Звездочками показаны вероятные положения протонов Н

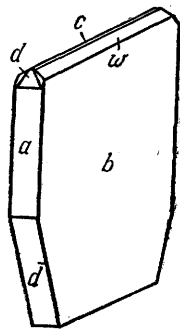
анионов O^{2-} , расположенных внутри двойных листов (см. фиг. 323), то их валентность также полностью удовлетворяется долями валентностей, отдаваемых катионами Fe (каждый анион О окружен четырьмя катионами Fe). Таким образом, в строении решетки лепидокрокита принимают участие два типа ионов кислорода, и формулу этого минерала, поэтому, приходится писать в виде $FeOOH$, несмотря на то, что гидроксильные ионы, как таковые, отсутствуют в структуре. В структуре же гётита — $HFeO_2$ все кислородные ионы химически эквивалентны. Упаковка ионов в решетке лепидокрокита менее плотная, что

сказывается в меньшем его удельном весе. **Облик кристаллов.** Лепидокрокит встречается в виде пластинчатых по (010) кристалликов в пустотах (фиг. 324), но чаще в виде тонкочешуйчатых или волокнистых агрегатов, иногда переслаивающихся с полосами гётита и лимонита (в концентрически-зональных образованиях бурых железняков). В отличие от гётита, кристаллические индивиды лепидокрокита вытянуты не по оси c а по оси a . Наблюдались и почковидные агрегаты на стенках жеод.

Цвет лепидокрокита темнокрасный до красновато-черного; иногда с золотистым оттенком (в чешуйчатых массах). **Черта** оранжевая или кирпично-красная. **Блеск** алмазный. В тонких шлифах прозрачен. **Оптические константы.** $Ng = 2.51$, $Nm = 2.20$, $Np = 1.94$; $Ng - Np = 0.57$ (показатели преломления, повидимому, не постоянны). Оптически положительный, иногда отрицательный. $2V = 90^\circ$ (-83°). Дисперсия слабая. Плеохроизм сильный (отличие от гётита): по Np — желтый, по Nm — красно-оранжевый и по Ng — красный.

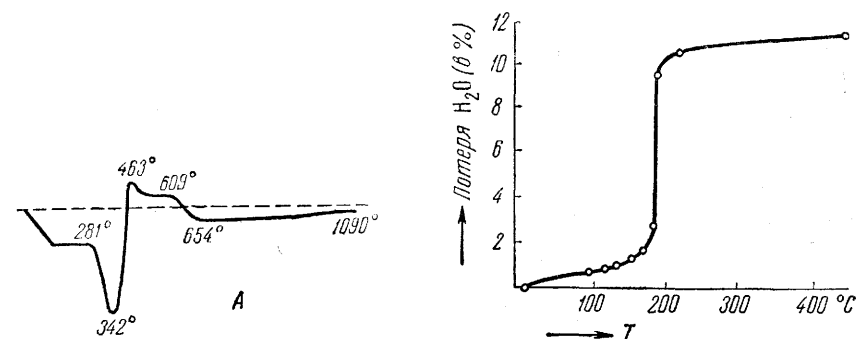
Твердость 4. Спайность весьма совершенная по {010} и совершенная по {001}. **Уд. вес** 4.09—4.10.

Диагностические признаки. Часто ошибочно принимают за гематит, особенно в плотных агрегатах. Отдельные пластинки лепидокрокита легко узнаются по форме кристалликов, по просвечиваемости их красным цветом, по оранжево-красной или красной черте и по малому удельному весу (отличие от гематита). Плотные и колломорфные массы с уверенностью могут быть установлены лишь рентгенометрически.



Фиг. 324. Кристалл лепидокрокита $a\{100\}, b\{010\}, c\{001\}, d\{201\}, w\{031\}, t\{131\}$

П. п. тр. не плавится; при высоких температурах становится черным, магнитным. В стеклянной трубке выделяет воду. В HCl растворяется. При нагревании, как показывают термограммы (фиг. 325), вода начинает выделяться при температуре $275-285^\circ$, а по более точным данным кривых обезвоживания (фиг. 325) — при $160-180^\circ$, причем образуется безводная кубическая модификация $\gamma-Fe_2O_3$ (маггемит). Как показывают кривые обезвоживания, лепидокрокит в общем случае менее устойчив в этом отношении, чем гётит. При температурах $460-600^\circ$ происходит превращение $\gamma-Fe_2O_3$ в $\alpha-Fe_2O_3$ — тригональную модификацию — с выделением тепла (см. экзотермический



Фиг. 325. Кривые нагревания (А) и обезвоживания (Б) лепидокрокита

эффект, изображенный на фиг. 325). В связи с этим и магнитность образовавшегося маггемита сильно падает. Следует отметить, однако, что образование $\gamma-Fe_2O_3$ происходит не строго закономерно: в ряде случаев, по рентгенометрическим данным, при нагревании вначале начинает возникать $\alpha-Fe_2O_3$ с одновременным образованием также гётита, а из остаточной части лепидокрокита образуется $\gamma-Fe_2O_3$. Условия, при которых происходит отклонение этих превращений, пока не изучены.

Происхождение и месторождения. Лепидокрокит в виде пластинчатых кристалликов (рубиновой слюдки) иногда наблюдается как один из наиболее поздних минералов гидротермальных месторождений, например в Зигене, Вестфалия (в Германии), в жильных железорудных месторождениях Ангаро-Илимского района, в пустотах тонких кварцевых прожилков и в других случаях. Гораздо чаще он наблюдается в виде концентрических слоев чешуйчатых агрегатов в натечных бурых железняках или на стенках жеод поверхности его происхождения. Характерно, что в этих образованиях слой лепидокрокита (мощностью до 2—3 мм) резко отделены от перемежающихся с ними слоев гётита волокнистого строения. Иногда он наблюдается вдоль трещин среди гётита, изредка в виде длинных пластинок в плотной массе лимонита (в полированных шлифах). Таковы, например, выделения лепидокрокита в бурых железняках Полетаевских месторождений (в 40 км к юго-западу от г. Челябинска). Описан также в железорудном месторождении у г. Данкова (Рязанской обл.), в окрестностях г. Липецка, Тросны (Курская обл.).

Лепидокрокит в различных формах его проявления в природе, повидимому, распространен гораздо шире, чем это принято думать. Точная диагностика как его, так и, особенно, его колломорфных

разностей стала возможной лишь с введением в практику минералогических исследований рентгенометрического анализа.

Как по данным микроскопических исследований, так и по данным рентгенометрического изучения продуктов, образующихся при систематическом нагревании, лепидокрокит способен переходить в гётит. Условия, при которых происходят эти превращения, а также условия образования в природе различных модификаций моногидрата окиси железа еще не изучены. Вероятно, здесь играет роль степень кислотности среды (рН), при которой происходит образование гидратов окиси железа.

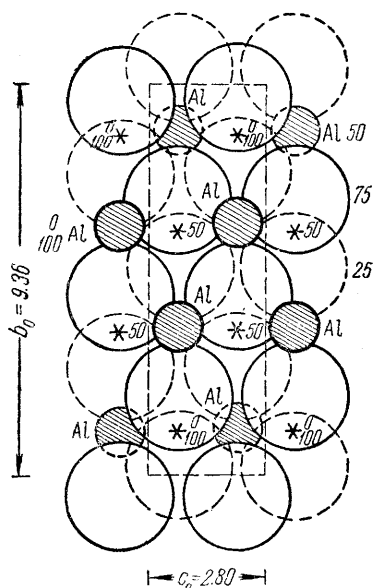
Диаспор образуется при нагревании, растрескиваясь, распадается на мелкие частички. Впервые установлен на Урале.

ДИАСПОР — HAlO_2 . Диаспора — по-гречески «рассеяние» (некоторые образцы при нагревании, растрескиваясь, распадается на мелкие частички). Впервые установлен на Урале.

Химический состав. Al_2O_3 85%, H_2O 15%. Известны разности, содержащие в виде изоморфной примеси Fe_2O_3 (до 7%), Mn_2O_3 (мангандиапор), Cr_2O_3 (до 5%) и SiO_2 (до 4%). Устанавливается также повышенное содержание Ga_2O_3 (до нескольких сотых процента).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** изображена на фиг. 326. Она характеризуется плотной гексагональной упаковкой ионов O^{2-} , причем ионы Al^{3+} размещаются в октаэдрических пустотах, т. е. между шестью ионами O . Каждый ион кислорода связан с тремя ионами Al^{3+} . Согласно вычислениям павев валентности по правилу Паулинга, каждый ион Al каждому окружающему иону O уделает по половине валентности, тогда как каждый анион кислорода от трех окружающих его катионов Al собирает по три половины валентности. Стало быть, половина валентности остается ненасыщенной. Исходя из состава минерала можно было бы допустить наличие в нем групп $(\text{OH})^{1-}$, но и без этого аниона у нас не хватает валентных связей от катионов. Кроме того, в решетке минерала нет места этим гидроксильным группам, обладающим относительно большим ионным радиусом. Приходится допускать наличие катионов H^+ , которые, в силу ничтожного размера ионного радиуса, могут симметрично разместиться между парами ионов O (на фиг. 326 их положение обозначено звездочками). Иными словами, очевидно, имеют место ионные группы $(\text{OH})^{3-}$ или $\text{O}^{2-} - \text{H}^+ - \text{O}^{2-}$. При этом условии каждый анион кислорода получает по половине валентности от H^+ и по три половины от трех катионов Al^{3+} , т. е. в отличие от структуры бёмита все ионы O играют одинаковую роль. Согласно этому для диаспора и должна быть принята следующая формула: HAlO_2 , вместо прежних: $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ или $\text{AlO}(\text{OH})$.

Облик кристаллов. Встречающиеся кристаллы имеют тонкопластинчатые, иногда таблитчатые по (010) формы (фиг. 327 и 328), изредка столб-



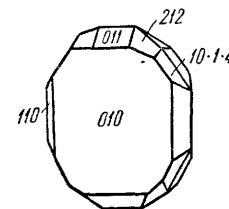
Фиг. 326. Кристаллическая структура диаспора

Звездочками показаны вероятные места положения протонов H^+

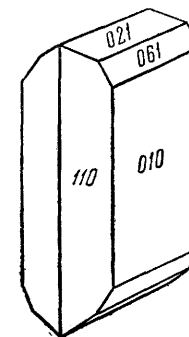
чатые по оси c . Наблюдается вертикальная штриховатость граней. Обычно распространен в листоватых или тонкочешуйчатых агрегатах.

Цвет диаспора желтовато-бурый, белый, светлофиолетовый, зеленовато-серый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. **Черта** белая. **Оптические константы.** $N_g = 1.750$, $N_m = 1.722$, $N_p = 1.702$; $N_g - N_p = 0.048$. Оптически положительный. $2V = 84^\circ$. $N_g N_p = (010)$; $N_g = a$.

Твердость 6—7. Очень хрупкий. **Спайность** по {010} средняя. **Уд. вес** 3.3—3.5. При прокаливании постепенно переходит в $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ (корунд).



Фиг. 327. Кристалл диаспора



Фиг. 328. Кристалл диаспора

Диагностические признаки. Для диаспора характерны листоватые агрегаты, высокая твердость (отличие от гидраргиллита, слюд и др.). Смешать можно только с некоторыми, почти не различимыми по внешним признакам разностями хлоритоида (алюмосиликата Fe и Al), встречающегося иногда совместно с ним и корундом в метаморфических породах. В отличие от него диапор не разлагается в H_2SO_4 и, кроме того, отличается по некоторым оптическим свойствам и поведению перед паяльной трубкой.

П. п. тр. не плавится. В кислотах и KOH не растворяется. В H_2SO_4 разлагается с трудом, лишь после сильного прокалывания. Характерной особенностью диаспора является то, что в пробирке при накаливании он распадается на множество мельчайших белых чешуек.

Происхождение. Изредка встречается в некоторых контактовых метасоматических и гидротермальных месторождениях среди мраморизованных известняков в ассоциации с корундом, мусковитом, гематитом, рутилом, хлоритом, кальцитом, иногда турмалином, сульфидами и другими минералами.

В больших массах в виде тонкочешуйчатых агрегатов распространен в экзогенных месторождениях бокситов, в парагенезисе с гидраргиллитом, бёмитом, гидроокислами железа, окислами кремния и другими минералами.

Часто встречается в метаморфических породах совместно с корундом, хлоритоидом и другими минералами (в месторождениях наждака, вероятно, как продукт метаморфизма бокситов), иногда в кристаллических сланцах, как породообразующий минерал в сопровождении дистена.

Искусственно получается при старении гелей гидрата окиси алюминия в автоклаве при температурах 280—450° при высоком давлении пара.

Месторождения. О практическом значении бокситов, в состав которых нередко в значительных количествах входит диапор, см. выше

(гидраргиллит). В ассоциации с корундом и алюмосиликатами встречается в месторождениях наждака на Урале: Косой Брод (в Свердловском районе) в мраморизованных известняках, по р. Борзовке (в Кыштымском районе), в месторождении Акташ (Узбекская ССР) в ассоциации с дюмортьеритом, пирофиллитом, алунином и корундом, а также в других местах.

В крупных пластинках и кристаллах распространен в наждачных коях Честер, Массачузетс (США), на о. Наксос (Греция) и в других пунктах.

ГЕТИТ — HFeO_2 и **ЛИМОНИТ** — $\text{HFeO}_2 \cdot aq$. Гётит назван в честь поэта В. Гёте (1749—1832). Первоначально этот минерал был назван онегитом (по месту нахождения на острове в Онежском озере), но так как его свойства не были описаны, это название не привилось в минералогической литературе. Синоним: «игольчатая железная руда» (в немецкой литературе).

Название лимонит происходит от греческого слова лимон — «луг» (первоначально имелись в виду луговые и болотные руды гидроокислов железа).

Химический состав. Fe_2O_3 89.9%, H_2O 10.1%. Содержание воды часто бывает выше, чем полагается по формуле гётита: до 12—14%, а иногда даже до 18—25%. В связи с этим раньше выделяли несколько минеральных видов, отличающихся друг от друга по некоторым физическим свойствам. Рентгенометрически установлено, что в действительности существует одно соединение с отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{H}_2\text{O} = 1 : 1$, обладающее определенной кристаллической решеткой. Все более богатые водой разновидности гидроокислов железа по существу являются гидрогелями, а не соединениями определенного состава. Они, как правило, содержат адсорбированную воду в разных количествах (в зависимости от степени дегидратации и кристаллизации).

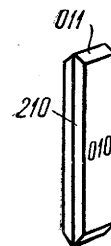
Хотя для этих, содержащих H_2O гидроокислов железа и были предложены разные названия в зависимости от содержания воды (лимонит, ксантосидерит, эренвертит и др.), однако как в нашей, так и в иностранной минералогической практике за ними укоренилось только одно название: лимонит — $\text{HFeO}_2 \cdot aq$. По данным микроскопических и рентгенометрических исследований разновидности лимонита, более бедные адсорбированной водой, по существу являются гётитом, а более богатые в значительной мере или полностью состоят из типичного геля гидроокислов железа, который по дебаграммам не обнаруживает каких-либо признаков кристаллического строения.

Так называемый турьит по рентгенометрическим и термическим исследованиям оказался смесью гётита и лимонита с гидрогематитом и, следовательно, не принадлежит к числу самостоятельных минералов.

Скопления природных гидроокислов железа в своей массе, как правило, представляют собой смеси гётита с лимонитом, а также с гидроокислами кремнезема, глинистым веществом и др. Такие смеси обычно называются бурыми железняками.

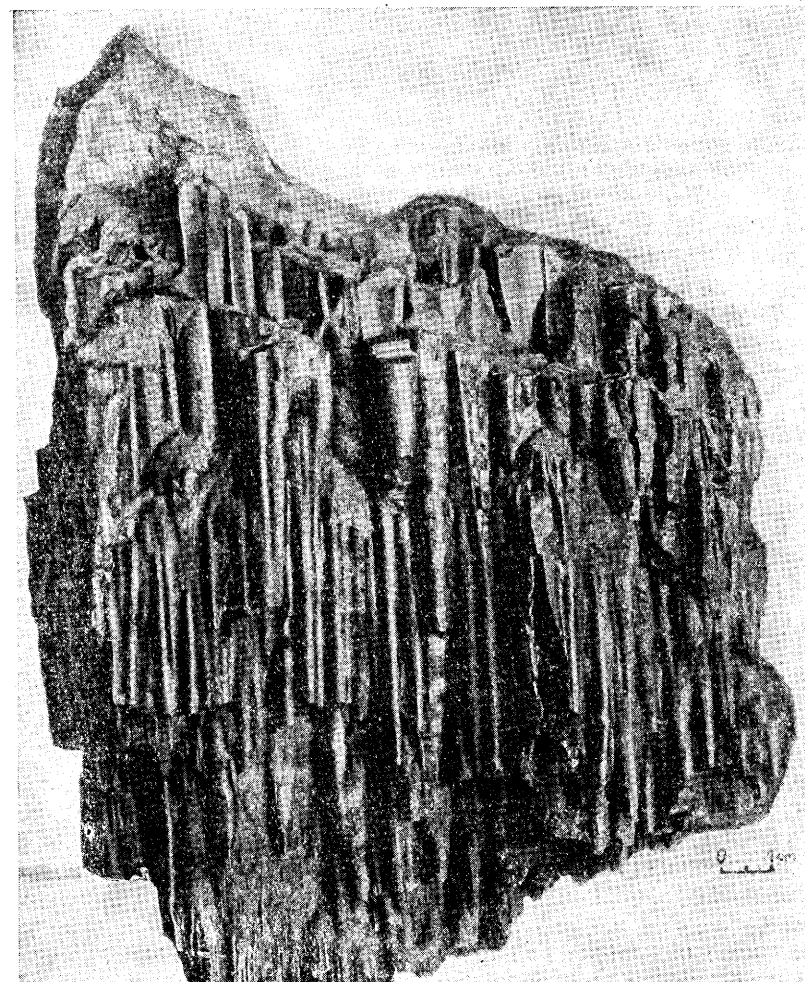
В некоторых случаях они содержат Cu (при окислении сульфидов Fe и Cu), Pb , Mn , Ca , иногда Ni , Co , а также Au (в виде механической примеси). Изредка встречаются разновидности лимонита, богатые P_2O_5 (до нескольких процентов), называемые стильносидеритами. Наконец, известна разновидность, адсорбировавшая свободную H_2SO_4 — г л о к е р и т.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура** аналогична структуре диаспора. **Облик кристаллов и агрегаты.** Редко встречающиеся кристаллы имеют игольчатый или столбчатый облик (фиг. 329). Обычно наблюдается в натечных, почковидных или сталактитовых формах (фиг. 330) с тонким радиально- и параллельно-волокнистым строением в изломе («игольчатая железная руда») или в сплошных плотных, пористых ноздреватых, шлаковидных, порошковатых массах. Распространены псевдоморфозы по кристаллам пирита (фиг. 331) и другим сульфидам железа. Встречается также в виде оолитов, бобовин, конкреций и жеод.



Фиг. 329. Кристалл гётита

Цвет лимонита и гётита темнобурый до черного. Порошковатый лимонит, нередко образующийся при физическом выветривании за счет плотного черного лимонита и силикатов железа, обладает довольно светлым желто-бурым цветом. Как показали сравнительные химические, рентгенометрические и термические исследо-



Фиг. 330. Сталактитовые образования лимонита и гётита

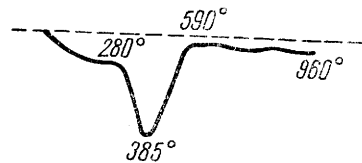
вания, эта охристая разность не отличается от плотного лимонита. Черта гётита бурая, часто с красноватым оттенком. Лимонит большей частью имеет светлобурую или желто-бурую черту. Блеск гётита алмазный до полуметаллического. Для радиально-волокнистых



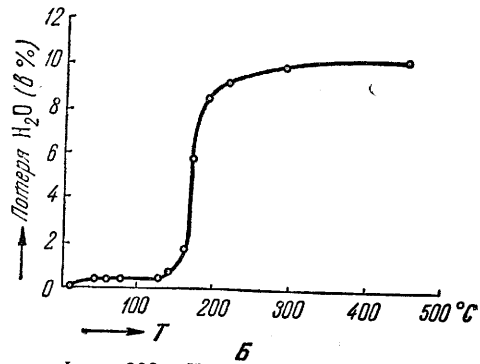
Фиг. 331. Псевдоморфозы гётита по пириту. Березовское месторождение (Урал). Крестиком показано скопление самородного золота

разностей в изломе характерен шелковистый отлив. На поверхности почковидных или сталактитовых масс лимонита гётит часто обнаруживается в виде блестящих смоляно-черных тонких корочек (очевидно, результат дегидратации лимонита с поверхности). Иногда наблюдается пестрая радужная или золотистая побегалость. Разности лимонита, богатые водой, обладают смолистым блеском (луговые, болотные руды); разности, бедные водой, по блеску приближаются к гётиту. Охристые разности, марающие пальцы, матовые. **Оптические константы.** $N_g = 2.35—2.40$,

$N_m = 2.35—2.39$, $N_p = 2.21—2.26$; $N_g - N_p$ около 0.014. Для гидрогётита эти данные несколько снижаются. Изотропные разности лимонита имеют N около 2.05. Оптически отрицательный. $2V$ мал. Дисперсия очень сильная; $r > v$. $N_g = c$; $N_p = b$. Плеохроизм значительно слабее, чем у лепидокрокита: по N_p — желтый,



Фиг. 332. Кривая нагревания лимонита



Фиг. 333. Кривая дегидратации лимонита

по N_m — буровато-желтый и по N_g — оранжево-желтый.

Твердость гётита 4.5—5.5; лимонита 4—1 (в зависимости от физического состояния). **Спайность** гётита по 010 совершенная. **Уд. вес** гётита 4.0—4.4; у лимонита колеблется от 3.3 до 4.0.

Диагностические признаки. Сравнительно легко узнаются по колломорфным образованиям, бурой черте и желто-бурым охристым призмам.

П. п. тр. не плавятся; при продолжительном нагревании становятся сильно магнитными. В стеклянной трубке выделяют воду, краснеют, превращаясь в безводную Fe_2O_3 . В HCl медленно растворяются.

При нагревании или обезвоживании адсорбированная вода в лимонитах выделяется постепенно. Выделение же водорода в виде H_2O начинает происходить при температурах 250—275° по кривым нагревания (фиг. 332), а по кривым дегидратации (фиг. 333) при температурах 180—190°. При этом образуется гематит — $\alpha-Fe_2O_3$. Характерно, что типичные коллоидные разности лимонита легче обезвоживаются при нагревании, и из них несколько раньше начинает образовываться безводная $\alpha-Fe_2O_3$. Объясняется это значительно большей дисперсностью гётитовой фазы.

Происхождение. Гётит в виде игольчатых или столбчатых кристалликов крайне редко наблюдается как эндогенный минерал: в пустотах мелафиров, в аметистовых жеодах на Волк-Острове (Онежское озеро), иногда в гидротермальных месторождениях, как один из наиболее низкотемпературных минералов, в пустотах, например в Пршибраме (Чехословакия) в ассоциации с более ранними, незатронутыми выветриванием сфалеритом и пиритом, в Джезказганском медном месторождении в ассоциации с более ранними кальцитом, кварцем, баритом, выделившимися в виде друз в трещинах. Он обнаруживается иногда в галите и сильвине.

В главной же своей массе гётит и лимонит распространены как экзогенные минералы и притом почти исключительно в виде колломорфных или метаколлоидных масс. Они образуются преимущественно в результате гидролиза солей, возникающих при окислении и разложении железосодержащих минералов: сульфидов, карбонатов, силикатов и других, в которых железо присутствует в двухвалентной форме. Образование гидроокислов железа на поверхности Земли мы наблюдаем буквально всюду и притом в самых различных видах.

При выходе на поверхность железистых минеральных источников, как это можно наблюдать в ряде мест Кавказа, растворенные соли закиси железа, окисляясь, отлагают мягкие коллоидные осадки, окрашивающие в желто-бурый цвет все, что попадает по пути их следования (камни, растения и т. д.). Таким путем иногда на месте источника возникают конусы лимонита с мелкими террасами натечков геля (на о. Челекене в Каспийском море и др.)¹. Богаты коллоидами железа «ржавые» болотные воды, многие лечебные грязи озер, латериты тропических стран, низы подзолистых почв в странах с умеренным климатом и т. д. Весьма вероятно, что в ряде случаев имеет место биогенный процесс отложения гидроокислов железа. Во всяком случае, установлена особая группа бактерий, осаждающих гидрат окиси железа из его солей. Окрашивание тонкими пленками гидроокислов железа в желтый или буроватый цвет различных горных пород (известняков, гипсов, песков и др.) весьма широко распространено в природе при диффузии коллоидных растворов (золей) в пористых породах.

В значительных массах бурые железняки образуются в зонах окисления сульфидных месторождений или в местах выхода на поверхность сидеритовых ($FeCO_3$) и железисто-силикатных (например, шамозитовых) руд. Это так называемые железные шляпы, представленные рыхлыми, комковатыми и плотными массами, состоящими главным образом из лимонита, гётита, иногда лепидокрокита, а в жар-

¹ С деятельностью горячих источников связывают также крупное месторождение Голконда в штате Невада (США), весьма интересное в том отношении, что пластообразные рудные тела, покрытые известковым туфом, состоят из лимонита и псиломелана, содержащих адсорбированную WO_3 (иногда до 2.8%). На глубине встречается вольфрамсодержащий ярозит (основной сульфат железа и калия).

ких странах также гидрогематита и гематита, возникающих, вероятно, путем дегидратации гидроокислов железа. В полых трещинах и пустотах возникают натечные образования. Сталактитовые натечи гидроокислов железа в полустатвердевшем виде иногда удается наблюдать в старых подземных выработках в зонах окисления месторождений на крепях и в кровле.

Как показывает изучение бурых железняков, гётит образуется не только за счет дегидратации лимонита, но и самостоятельным путем в виде параллельно-волокнистых корочек на границах с лустотами, с черной блестящей «лаковой» поверхностью («бурая стеклянная голова»). В странах с умеренным климатом гётит является устойчивым кристаллическим соединением. В жарких же странах, повидимому, происходит дальнейшая дегидратация его с образованием гидрогематита и гематита с сохранением натечных форм, т. е. с образованием так называемой «красной стеклянной головы». Помимо этого, гидрогематит, возможно, образуется также самостоятельным путем.

Кроме гидроокислов железа, в бурых железняках нередко содержатся примеси гидратов других окислов. Очень часто в них устанавливаются, притом нередко в значительных количествах, гидраты кремнезема, иногда, однако, совершенно незаметные под микроскопом. Характерно, что при растворении кусочков такого лимонита в HCl остается тончайший кремнистый скелет, сохраняющий общую форму кусочков. В солянокислые вытяжки иногда переходят свободный гидрат Al, часто MnO, CaO, в ряде случаев Cu, Pb, иногда гидраты Sn, Ni, Co и др.

Одновременное осаждение при гидролизе коллоидов тех или иных гидроокислов металлов, очевидно, связано с условиями степени щелочности или кислотности растворов (см. стр. 344).

Большие массы гидроокислов железа заключены в осадочных месторождениях бурых железняков молодого (третичного) возраста, образовавшихся в морских и озерных бассейнах. Накопление осадков гидроокислов железа, так же как и других гидроокислов, в прибрежных зонах этих бассейнов, очевидно, происходит путем коагуляции приносимых поверхностными водами коллоидных растворов в морских водах под действием электролитов, а в пресных озерах — вероятно, в результате жизнедеятельности ферробактерий. Правда, в ряде осадочных месторождений гидроокислы железа, кроме того, дополнительно образуются в результате современного окисления попавших в зону окисления фаций карбонатных и силикатных руд железа.

Таким образом, лимонит и гётит, а равно и лепидокрокит почти исключительно образуются на самой поверхности Земли, в условиях полного доступа кислорода и влаги. Они не устойчивы (выщелачиваются) в явно кислых средах, например в низах зон окисления богатых пиритом колчеданных залежей (в районах с малым количеством осадков). Заметное растворяющее действие производят также гуминовые кислоты, образующиеся при разложении растительного вещества во влажных средах. Этим, например, объясняется обесцвечивание желтых кварцевых песков и бурых глин в подпочвенном горизонте в районах, богатых растительностью.

При региональном метаморфизме гидраты железа обезвоживаются и превращаются в безводные окислы (гематит и магнетит).

Практическое значение. Бурые железняки, так же как гематитовые и магнетитовые руды, являются важнейшим сырьем для выплавки чугунов и сталей в доменных печах. В процессе нагревания этих руд

в печах происходят полное их обезвоживание и образование чрезвычайно тонкопористых масс. Так как скорость восстановления руд сильно зависит от удельной поверхности массы, то эти руды являются более экономичными по сравнению с магнетитовыми и гематитовыми рудами. Поэтому требования к минимальному содержанию железа в них снижаются до 35—40% (вместо 50—60% для плотных магнетитовых и гематитовых руд).

Месторождения. Из весьма многочисленных и разнообразных в генетическом отношении месторождений бурых железняков мы укажем лишь на некоторые наиболее главные.

В пределах СССР крупное месторождение преимущественно крупно-оолитовых бурых железняков находится на Керченском полуострове. Мощный рудный пласт залегает в котловинах (мульдах) среди осадков третичного возраста. Эти руды невысокого качества, обогащены фосфором. Известное Бакальское месторождение бурых железняков на Южном Урале (к юго-западу от г. Златоуста) образовалось в виде крупных железных шляп в результате окисления кристаллических сидеритовых руд, повидимому гидротермального происхождения, залегающих среди нижнедевонских известняков. Наряду с мягкими рыхлыми рудами широко распространены жеоды бурых железняков, часто очень крупные. Стенки полостей покрыты натечками лимонита и гётита. Эти руды малофосфористые, высокого качества. Юго-западнее Бакальского расположено Комарово-Зиговское месторождение бурых железняков, залегающих в виде пластов на разных горизонтах среди нижнедевонских сланцев. Руды представлены здесь плотными и рыхлыми, окристым лимонитом и гётитом. Распространены также глинистые разности бурых железняков: Халиловское месторождение бурых железняков (у ж.-д. ст. Халилово Чкаловской области, на Южном Урале) образовалось в юрское время за счет выветривания и размыва массивов ультраосновных (серпентинитовых) пород. Поэтому бурые железняки несколько обогащены такими элементами, как никель и хром, являющимися ценными легирующими компонентами сталей. Никеленосные бурые железняки как остаточные продукты выветривания серпентинитов широко распространены на Урале; назовем Елизаветинское месторождение около г. Свердловска, Уфалейские на Среднем Урале и др. Железные шляпы некоторых сульфидных месторождений разрабатываются с целью добычи из них золота; например, Учалинское месторождение колчеданных руд (на Южном Урале) и другие.

Из наиболее крупных иностранных месторождений следует отметить значительные по запасам пластовые залежи Лотарингии (Франция). Разные по составу руды представлены здесь мелкими оолитами (0,2—1 мм), почему и называются «минеттами». Цемент между оолитами сложен известковистым, кремнистым или глинистым веществом. На острове Кубе (в группе Больших Антильских островов) разрабатываются латеритовые железняки, являющиеся продуктами выветривания серпентинитовых массивов в условиях жаркого климата. Эти руды представлены землистыми или пористыми массами, в которых распространены твердые образования в виде почек и гнезд.

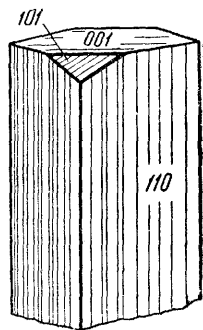
ГРОУТИТ — HMnO_2 . Ромбич. с. По параметрам элементарной ячейки существенно отличается от манганита и принадлежит к подгруппе диаспора — гётита, что очевидно указывает на участие в его кристаллическом строении трехвалентного марганца. Валовой химический состав такой же, как у манганита. Встречен в уплощенных линзовидных кристаллах (до 5 мм) с развитием форм: (110), (120), (010), (130), (021) и др. Цвет черный. Черта темнобурая. Блеск полуметаллический, сильный. Оптиче-

ские константы не определены. Плеохризм очень сильный. Тв. 3—4. Спайность совершенная по {010}. Уд. вес 4.144. Наблюдался в пустотах среди железных руд в районе Кьюйюна, Миннесота (США) в ассоциации с манганитом, кварцем, гётитом и гематитом.

МАНГАНИТ — $Mn \cdot Mn \cdot \cdot O_2[OH]_2$ или $MnO_2 \cdot Mn[OH]_2$. Наличие двух- и четырехвалентного (а не трехвалентного) марганца установлено путем изучения магнитной анизотропии ионов.

Химический состав. MnO 40.4%, MnO_2 49.4%, H_2O 10.2%. Примеси SiO_2 (до нескольких процентов), Fe_2O_3 (до 1%), в незначительных количествах Al_2O_3 , CaO и др. Содержание H_2O в скрытокристаллических и оолитовых манганитовых массах, так же как и в гётите, бывает больше, чем это полагается по формуле (гидроманганит). Избыточная часть воды является адсорбированной (по кривым обезвоживания).

Сингония моноклинная. **Кристаллическая структура** существенно отличается от структуры гётита и пока еще не расшифрована. **Облик кристаллов** призматический (фиг. 334), столбчатый по оси c . Грани {110} сильно иштрихованы в вертикальном направлении. **Агрегаты.** В пустотах гидротермальных месторождений нередко встречается в виде друз столбчатых кристаллов (фиг. 335). В осадочных месторождениях широко распространены тонкокристаллические агрегаты. Наблюдается также в виде оолитов, изредка в натечных формах.



Фиг. 334. Кристалл манганита



Фиг. 335. Друза кристаллов манганита. Ильфельд (Гарц, Германия)

штриховке граней призмы и по бурой черте. Для колломорфных разновидей характерен бурый цвет самого минерала и черты. Для точной диагностики необходим рентгеноанализ.

Цвет черный; богатые адсорбированной водой разновидности (оолиты) имеют бурый цвет. **Черта** бурая. **Блеск** полуметаллический; оолиты матовые. Непрозрачен. В тонких шлифах просвечивает. **Оптические константы.** $N_g = 2.53$, $N_m = 2.24$, $N_p = 2.24$ (для Li-света); $N_g - N_p = 0.29$. В полированных шлифах резко анизотропен.

Твердость 3—4. Хрупок. **Спайность** по {010} совершенная. **Уд. вес** 4.2—4.33 (у богатых адсорбированной водой разновидей снижается до 3.7).

Диагностические признаки. Кристаллы легко узнаются по столбчатому облику, характерной

П. п. тр. не плавится. В закрытой стеклянной трубке обильно выделяет воду. Перл буры и фосфорной соли в окислительном пламени фиолетовый (присутствие марганца). В концентрированной HCl растворяется с выделением хлора.

Происхождение. Вообще образуется при некотором недостатке кислорода. Встречается в виде друз кристаллов в некоторых гидротермальных месторождениях марганца как один из последних по времени выделения минералов в парагенезисе с баритом, кальцитом, но обособленно от гаусманита, браунита, родохрозита и других безводных марганцевых минералов.

В больших количествах встречается в осадочных месторождениях в виде оолитов и сплошных масс, занимая промежуточное положение между фациями псиломелано-пирролюзитовых руд (соединений четырехвалентного марганца) и карбонатных руд, содержащих двухвалентный марганец. Так же, как и для других оолитов, в центрах устанавливаются песчинки кварца или обломки каких-либо других веществ, вокруг которых манганит развивается концентрическими слоями. По растворению в HCl остается кремнезем в виде тончайшего каркаса с сохранением общей формы оолитов.

В глинах подобно «сферосидеритам» обнаруживается иногда в виде желваков с радиально-лучистым строением.

В зонах окисления неустойчив. Легко превращается в скрытокристаллический почти безводный MnO_2 , т. е. весь марганец окисляется до четырехвалентного состояния. Поэтому в марганцевых шляпах манганит почти не встречается.

Практическое значение. Наряду с пирролюзито-псиломелановыми рудами представляет собой важное сырье для выплавки ферромарганца и других сплавов с железом (шпигеля, силикошпигеля), употребляемых при выплавке в мартеновских печах сталей.

Месторождения. В значительных массах манганит известен в Читинском месторождении в виде оолитовых руд бурого цвета. В шарообразных конкрециях черного цвета широко распространен также в Никопольском месторождении (Украина).

Манганит в виде кристаллов, нередко крупных, известен в гидротермальном месторождении Ильфельд, Гарц (Германия), Ильменау, Тюрингия (Германия), Лонгбан, Верmland (Швеция) и др.

СТЕНИЕРИТ — $HCoO_2$. Очень редкий. Синонимы: гетерогенит, триэйт, миндигит и др. Содержание в %: Co_2O_3 53.5—84.6, Al_2O_3 0—6.9, Fe_2O_3 0—9.4, CuO 0.9—22.6, H_2O 10—20.6. Кристаллическая структура сходна со структурой гётита. Наблюдался в натечных формах, скрытокристаллических и радиально-игльчатых кристаллах черного или стально-серого цвета. Черта черная. Блеск полуметаллический. Сильно анизотропный. Тв. 4—5. Спайность перпендикулярна удлинению. Уд. вес 4.317 (у богатой медью и водой разновидности — 3.128).

Как вторичный минерал встречен в зоне окисления в месторождении Миндиги, Катанга (Бельгийское Конго) в ассоциации с малахитом, гематитом и с другими минералами. Образовался за счет кобальтоносных карбонатов.

5. ГРУППА ПСИЛОМЕЛАНА

В эту группу входят разнообразные гидроокислы марганца сложного и непостоянного состава, наблюдающиеся в виде скрытокристаллических и колломорфных образований. Раньше их относили целиком к аморфным веществам. Однако рентгенометрическими исследованиями устанавливается, что многие из них кристаллически и по струк-

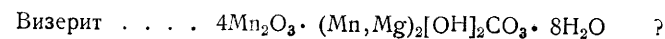
¹ Весьма вероятно, что высокое содержание меди и воды в триэйте обусловлено механическими примесями медных минералов.

туре не только не походят ни на один из ранее рассмотренных окислов и гидроокислов марганца, но сами отличаются друг от друга.

Химическая конституция для многих из этих гидроокислов пока еще не выяснена. Рентгенометрическое изучение их началось в самое последнее время. Они представляют собой сложные гидраты. Наиболее простым по составу является «моногидрат» двуокиси марганца — $MnO_2 \cdot H_2O$, который, по мнению В. И. Вернадского, относится к природной метамарганцовистой кислоте — H_2MnO_3 , легко получаемой в лабораторных условиях в виде шоколадно-бурого геля. В состав более сложных соединений, кроме окислов марганца — MnO_2 и MnO , входят следующие окислы: K_2O , BaO , CaO , иногда PbO , ZnO , CoO , NiO , CuO , изредка Li_2O , WO_3 , P_2O_5 , As_2O_5 и др. Устанавливаются также коллоидальные смеси гидроокислов марганца с гидроокислами SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 и органическими веществами. Этим соединениям, в зависимости от того, какие из окислов металлов входят в их состав, дано много различных названий. Приведем главнейшие из них:

Вернадит . . .	$MnO_2 \cdot H_2O$	Коллоид
Псиломелан . . .	$mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$	Ромбич. с. ?
Романешит . . .	$BaMn \cdot Mn_8 \cdot O_{16} [OH]_4$?
Криptomелан . . .	$K_2O \cdot MnO \cdot 15MnO_2 \cdot nH_2O?$	Тетраг. с.
Рансееит . . .	$m(Mn, Ca)O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$?
Квенселит . . .	$Pb_2Mn_2 \cdot O_5 \cdot H_2O$	Монокл. с.
Халькофанит . . .	$(Mn, Zn)Mn_2 \cdot O_5 \cdot 2H_2O$	Тригон, с. ?
Асболан . . .	$m(Co, Ni)O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$?
Лампадит . . .	$m(Mn, Cu)O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$?
Литиофорит . . .	$m(Mn, Li)_2O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$?

Здесь же опишем еще один водный окисел марганца:



В приведенных химических формулах показаны лишь главные или характерные окислы. В них m и n часто значительно меньше единицы; лишь некоторые разновидности богаты водой. Следует подчеркнуть, что почти во всех минеральных видах преобладающим компонентом является MnO_2 . В числе окислов двухвалентных металлов в большинстве случаев присутствует MnO , причем отношение $MnO_2 : RO$ для чистых разновидностей нередко равно 1:1, 2:1, 4:1 и 6:1. Что касается окисла Mn_2O_3 , то в настоящее время относительно него ничего нельзя сказать, так как методика прямого определения содержания этого окисла, так же как и MnO , до сих пор не разработана, несмотря на ряд специально проводившихся в этом направлении работ¹. Гидраты окисного железа, как установлено при микроскопическом изучении минералов этой группы, образуют самостоятельные коллоидальные вещества, тесно срастающиеся с гидроокислами марганца. Весьма возможно, что и Al_2O_3 в состав минералов входит либо в виде свободных гидроокислов, либо в виде каолина или других минералов. Кремнезем часто выступает при растворении кусочков в соляной кислоте в виде тончайшего белого каркаса, состоящего из халцедона или опала.

Все перечисленные минеральные виды в полевых условиях называются просто «псиломеланом», как собирательным именем. Точное

¹ Определение содержания MnO_2 производится по так называемому активному кислороду, по количеству которого часть общего содержания марганца в минерале (или в руде) связывается в двуокись марганца, а остальная часть марганца пересчитывается на MnO .

установление минерального вида может быть сделано на основании дебаеграмм и данных химических анализов. Термограммы, к сожалению, почти ничего не дают для диагностики этих минералов.

Мягкие порошковатые разновидности псиломеланов бурой или черной окраски раньше называли «вадом». В настоящее время этот термин потерял свое значение, так как детальное изучение этих разновидностей с помощью химических анализов и дебаеграмм показало, что в этом виде могут существовать самые различные по составу минералы: минеральные виды группы псиломелана, а также манганит, вернадит и др.

ВЕРНАДИТ — $MnO_2 \cdot H_2O$. Назван в честь акад. В. И. Вернадского, предсказавшего существование этого минерала в природе. Он наблюдается в виде слабо раскристаллизованных или коллоидальных масс, богатых H_2O . Пирролюзит обычно воды совершенно не содержит.

Химический состав. По данным химических анализов, содержание MnO_2 в вернадите колеблется от 70 до 82% и содержание H_2O от 12 до 8%, иногда спускаясь до 5% (в дегидратированных разновидностях). Примеси: CaO (иногда до нескольких процентов), MnO (до 1—2%), SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , BaO , MgO .

Цвет вернадита смоляно-черный для плотных разновидностей и шоколадно-бурый для дезагрегированных порошковатых масс. **Черта** шоколадно-бурая или красновато-бурая. **Блеск** сильный, смоляновидный. Непрозрачен или просвечивает красно-бурый цвет.

Твердость 2—3. Хрупок. Излом раковистый. **Уд. вес** 2.28—3.00.

Диагностические признаки. В плотных разновидностях узнается по смоляно-черному цвету, шоколадно-бурой черте, малому удельному весу и низкой твердости. Для порошковатых разновидностей характерен шоколадно-бурый или коричневый цвет. Однако с полной уверенностью о принадлежности данного минерала к вернадиту можно судить лишь по данным химического анализа: почти весь присутствующий в минерале марганец представлен в виде двуокиси, с которой приходится увязывать и главную массу воды, содержащейся в минерале.

П. п. тр. не плавится. В закрытой стеклянной трубке выделяет много воды¹. Легко растворяется в HCl с выделением хлора. С бурой и фосфорной солью дает фиолетовый перл в окислительном пламени.

Происхождение. Образуется при гидролизе и окислении главным образом карбонатов и силикатов двухвалентного марганца: $MnCO_3$ (родохрозит), $MnSiO_3$ (родонит), Mn_2SiO_4 (тефроит) и др. Распространен в марганцевых шляхах месторождений карбонатных и силикатных руд марганца. При этом кремнезем силикатов в процессе окисления Mn^{2+} до Mn^{4+} и разрушения кристаллических решеток освобождается и уходит из зоны окисления в виде коллоидных растворов. В результате происходит значительное обогащение зон окисления марганцем.

Как выяснилось, вернадит пользуется сравнительно широким распространением в месторождениях марганца. Раньше он ошибочно принимался по цвету черты за манганит, чему противоречит химический состав минерала.

В процессе дегидратации постепенно теряет воду и превращается в пирролюзит.

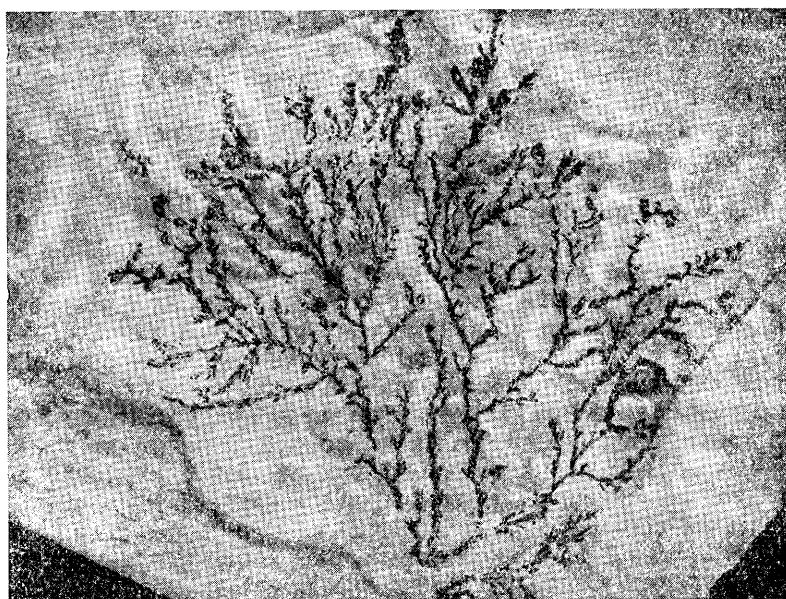
Месторождения. Впервые был установлен в зонах окисления месторождений силикатных руд марганца на Южном Урале: Кызыл-Таш, Кушимовского и др. Распространен также в зоне окисления карбонатных руд марганца Усинского месторождения (Кузнецкий Ала-

¹ По кривым обезвоживания почти вся вода непрерывно удаляется при нагревании до 120°.

тау), Полуночного (на Северном Урале, Ивдельский район), Чиатурского и др.

ПСИЛОМЕЛАН — $m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Формула точно пока не установлена. Псилос — по-гречески «лысый»; мелас — «черный» («черная стеклянная голова»). В американской литературе под этим термином предлагается подразумевать существенно бариевую разность, другими авторами называемую романешитом. Основанием этому послужило то, что первые образцы, названные псиломеланом, как было установлено впоследствии, оказались богатыми барием. Однако наиболее широко распространенной из всех разностей группы псиломелана является бедная барием его разность.

Химический состав не постоянный. Соотношение MnO и MnO_2 колеблется в относительно широких пределах в зависимости от степени



Фиг. 336. Дендритовидные образования псиломелана на кварце.
Нат. вел. По Ф. В. Чухрову

окисления низшего окисла марганца. Содержание MnO_2 обычно составляет 60—80%, MnO 8—25%, H_2O 4—6% (большая ее часть удаляется при температуре свыше 110°). В небольших количествах часто присутствует BaO (до нескольких процентов), иногда щелочи, CaO , CoO , MgO , ZnO , а также SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 в виде посторонних примесей. Изредка устанавливается WO_3 (до 1, а иногда до 5—8%) — тунгомелан.

Сингония ромбическая? Обычно наблюдается в натечных формах с концентрически-зональным строением или в тонкокристаллических агрегатах, устанавливаемых лишь под микроскопом в полированных шлифах. Встречаются типичные коллоидные разности, не дающие дебаеграм. Распространен также в виде шаровидных образований (оолитов и конкреций). Нередки дендритовидные образования (фиг. 336).

Цвет псиломелана черный, иногда буровато-черный. **Черта** обычно черная. **Блеск** полуметаллический; у рыхлых разностей матовый.

Твердость 4—6 (для плотных разностей), колеблется в зависимости от содержания воды и физического состояния. Хрупок. Уд. вес 4.4—4.7.

Диагностические признаки. Принадлежность к группе псиломелана устанавливается по натечным формам агрегатов, черной черте и реакции на марганец. Точная диагностика пока возможна лишь с помощью химического анализа.

П. п. тр. не плавится. При растворении в соляной кислоте выделяется хлор. В закрытой трубке выделяет воду и кислород. С бурой и фосфорной солью в окислительном пламени дает фиолетовый перл.

Происхождение. Как и другие минеральные виды группы псиломелана, образуется главным образом в экзогенных условиях: в зонах окисления месторождений марганцевых руд и в месторождениях осадочного происхождения. Как второстепенный минерал встречается также в рудах марганца гидротермального генезиса. В зонах окисления он образуется главным образом при окислении таких минералов, как браунит, гаусманит, иногда силикатов и карбонатов марганца (совместно с вернадитом), а также самостоятельным путем при коагуляции гидроокислов марганца в виде натечных форм в пустотах и в виде плотных масс.

В осадочных месторождениях марганца псиломелан встречается в виде прослоев плотных руд или оолитов и шарообразных конкреций с концентрически-скорлуповатым строением.

В рудах гидротермального происхождения наблюдается в ассоциации чаще всего с браунитом и кварцем, выделяясь в числе последних минералов.

При выветривании псиломелан подвергается окислению и дегидратации. При этом за счет его образуется пиролюзит, главным образом на поверхности пустот и пор, часто в виде черной сажистой массы.

Практическое значение. Вместе с пиролюзитом и другими окисными минералами марганца является главной рудой, используемой в черной металлургии для выплавки ферромарганца. Более бедные марганцем руды используются для подшихтовки при выплавке из железных руд обыкновенных чугунов.

Месторождения. К осадочным месторождениям марганца, в которых псиломелан наблюдается в значительных массах, принадлежат Чиатурское (в Закавказье) и Никопольское (на Украине). В марганцевых шляхах многих месторождений Центрального Казахстана псиломелан образуется при окислении и гидратации браунитовых руд.

На примерах иностранных месторождений останавливаться не будем. Укажем лишь, что псиломелан является обычнейшим минералом зон окисления всех марганцевых месторождений.

РОМАНЕШИТ — $\text{BaMnMn}_3\text{O}_{16}[\text{OH}]_4$. Ромбич. с. $a_0 = 9.1$, $b_0 = 13.7$ и $c_0 = 2.86$. Бариевый псиломелан. В американской литературе называется просто псиломеланом. Содержание (в %): BaO 16—17, MnO 7—10, MnO_2 66—70, H_2O 3.3—4.5. В значительных количествах обычны примеси K_2O , CaO , MgO и др. Спектральные анализы указывают также на присутствие In , Ga , Tl и Rb .

Встречается в колломорфных, плотных, ячеистых и земляных массах. Цвет стально-серый до черного. Черта черная, иногда буровато-черная. Тв. 5—6 (для плотных разностей). Уд. вес 4.54—4.71. Впервые был описан под названием «псиломелан» в зоне окисления месторождения Шнееберг (Саксония) в натечных формах. Высокое содержание бария в нем было определено впоследствии. Распространен также в марганцевом месторождении Романеш (Франция). На Урале встречен в Сапальском марганцевом месторождении (у г. Нижний Тагил). Рентгенометрически установлен также в месторождении Дезде (Центральный Казахстан).

КРИТОМЕЛАН — $K_2O \cdot MnO \cdot 15MnO_2 \cdot nH_2O$. Тетраг. с. $a_0=9.82$ и $c_0=2.86$. Изоструктурный с голландитом и коронадитом. Калиевый псиломелан. Содержание K_2O достигает 3—5%. Иногда присутствуют также Zn и Co. Содержание воды колеблется от 2 до 4%.

Наиболее обычен в скрытокристаллических плотных или рыхлых массах, иногда в тонковолокнистых метаколлоидных агрегатах. Явно выраженные кристаллы на массивном псиломелане были встречены в месторождении Романеш (Франция).

Цвет стально-серый до черного. Черта коричнево-черная. Блеск полуметаллический. Тв. 6—6.5 (для рыхлых масс снижается до 1). Уд. вес около 4.3. С точностью может быть установлен только рентгенометрически (по дебаграмме). Встречается в зонах окисления некоторых марганцевых месторождений. У нас был рентгенометрически установлен на месторождении Джезды (Центральный Казахстан).

РАНСЬЕИТ — $m(Mn, Ca)O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$. Кальциевый псиломелан. Содержание CaO, по имеющимся химическим анализам, достигает 9%. Характерно также высокое содержание воды (12—13%), удаляющейся при температуре выше 110°.

Сингония не установлена. Дебаграммы показывают, что кристаллическое строение рансьеита отлично от строения остальных минеральных видов группы псиломелана. Встречается в виде тонкопластинчатых, иногда волокнистых агрегатов.

Цвет черный или стально-серый, в тонкодисперсном состоянии коричневый. Черта коричневатая. Блеск сильный металлический. Непрозрачен. Тв. 2—3. Чрезвычайно хрупок. Уд. вес 3.3—4.4. В полированных шлифах под микроскопом резко анизотропен.

Образуется в марганцевых шляхах при окислении кальцийсодержащих силикатов и карбонатов марганца, часто в тесном парагенезисе с вернадитом. Впервые установлен Лякруа из местности Рансье (Пиренеи, Франция). У нас описан в месторождениях Примагнитогорского района на Южном Урале.

КВЕНСЕЛИТ — $Pb_2Mn_2O_5 \cdot H_2O$. Монокл. с. Свинцовый псиломелан. PbO 70.2%. MnO_2 25.8%, H_2O 3.0%. Более бедные свинцом пористые коллоидные разности были названы цезаролитом и вакенродитом. Содержание PbO в них достигает 12—30% и H_2O 12%.

Встречается в таблитчатых кристаллах стально-серого и смоляно-черного цвета. Черта черная или темнобурая. Сильно анизотропен. $Nm=2.30$. Тв. 2.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 6.84. Описан в Лонгбан (Швеция) с кальцитом и баритом в трещинах в гаусманито-браунитовых рудах. Вакенродит в ячеистых скорлуповатых или землистых массах встречен в зонах окисления месторождений свинецсодержащих руд Шапбах, Баден (Германия), в Сардинии и в других местах.

ХАЛЬКОФАНИТ — $(Mn, Zn)Mn_2O_5 \cdot 2H_2O$. Тригон. с. Минерал состава $ZnO \cdot 2MnO_2 \cdot 2H_2O$ назван цинкдибраунитом. Сюда же возможно относится гидрогетеролит. Содержание (в %): ZnO 18—23, H_2O 11—13.5, MnO до 4—6, MnO_2 60—62. Одна частица H_2O слабее связана и удаляется при нагревании до температуры 110°.

Встречается в натечных формах, порошковатых массах, иногда в мельчайших кристалликах таблитчатого облика. Цвет черный или шоколадно-бурый (в порошковатых массах). Черта шоколадно-бурая. Блеск кристалликов полуметаллический. Сильно анизотропен. $Nm=2.72$. Тв. 2.5. Спайность по (0001) совершенная. Уд. вес 3.9—4.0.

П. п. тр. окрашивается в медно-красный цвет. Встречен в месторождении Стерлинг, Нью-Джерси (США), по видимому как продукт разложения франклинита или гетеролита в зоне окисления, а также в Вольфтон, Ледвил, Колорадо (США) и в других местах. Цинкдибраунит установлен в свинцово-цинковом месторождении Олькуш (Польша).

АСБОЛАН — $m(Co, Ni)O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$. Асболос — по-гречески «сажа». Химический состав очень непостоянный. Содержание CoO колеблется от нескольких процентов до 19%, иногда достигая 32%; NiO до 11%. Марганец, как правило, присутствует в четырехвалентной форме. Содержание воды высокое (до 15—21%); большая часть ее удаляется при температурах выше 110°. Из других компонентов иногда присутствуют CaO, MgO, CuO, Li_2O (какохлор), нередко в значительных количествах Fe_2O_3 и др. Иногда устанавливается избыток содержания активного кислорода по отношению к содержанию Mn. Возможно, что это обусловлено присутствием кобальта также в высших степенях окисления (Co_2O_3 или CoO_2). По указанию В. И. Вернадского, соли CoO_2 черного цвета получают искусственно (например, $BaCoO_3$ и др.). Любопытно, что даже не содержащие марганца гидроокислы кобальта — **т р а н с в а л и т** — $Co_2O_3 \cdot nH_2O$, в и н к л е-

рит или гейбахит — $(Co, Ni)_2O_3 \cdot nH_2O$, шультценит — $3(Co, Cu)O \cdot Co_2O_3 \cdot nH_2O$, трибит — $2Co_2O_3 \cdot CuO \cdot 6H_2O$ и др., встречающиеся в формах, аналогичных асболану, обладают бархатисто-черным цветом, иногда с синеватым отливом. По отдельным анализам они содержат до 5% активного кислорода. Этот факт при отсутствии или ничтожном содержании в них марганца позволяет предполагать, что часть кобальта в этих минералах также находится в высших степенях окисления, возможно в виде перекиси — CoO_2 .

Сингония не известна. Обычно наблюдается в виде сажистых, землистых масс или в тонкопористых, легких по весу натечных формах. Рентгенометрические исследования показывают, что асболаны являются кристаллическими веществами. Дебаграммы их отличны от дебаграмм других минеральных видов группы псиломелана.

Цвет асболана черный, часто с синеватым отливом. Черта черная, матовая. Твердость 1 (ложная); марают пальцы. Определение удельного веса затруднительно. Для более плотных разностей указывается уд. вес 3.1—3.7.

Диагностические признаки. Из внешних признаков характерны: глубокий черный цвет, низкая твердость, сажеподобные или пористые массы. Без химического анализа точная диагностика невозможна.

П. п. тр. не плавится или плавится с трудом. В закрытой трубке выделяет много воды. С бурой в восстановительном пламени дает синее стекло (марганец при этом не мешает). В случае примеси никеля цвет не совсем чистый.

Происхождение. Асболан встречается сравнительно редко и обычно в очень небольших количествах исключительно в коре выветривания никеленосных и кобальтоносных ультраосновных изверженных горных пород (дунитов, перидотитов, серпентинитов). Он образуется как один из наиболее поздних минералов среди железистых охр, оже-лезненных кремнистых масс и других продуктов разложения горных пород. Иногда устанавливается в зонах окисления сульфидных кобальтсодержащих месторождений.

Практическое значение. Представляет интерес как минерал, содержащий весьма ценный металл — кобальт.

Месторождения. На Урале отдельные находки этого минерала были сделаны в Елизаветинском месторождении бурых железняков (около г. Свердловска), образовавшихся путем выветривания дунитов, в Уфалейских месторождениях гидросиликатов никеля (Средний Урал), образовавшихся тем же путем, в Аккермановском и в других силикатно-никелевых месторождениях Южного Урала.

В более значительных массах встречался в таких же условиях в месторождениях гидросиликатов никеля в Новой Каледонии.

ЛАМПАДИТ — $m(Mn, Cu)O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$. Синонимы: любекит, лепидофенит. Очень богат H_2O (13—21%). Содержание CuO колеблется от нескольких процентов до 20.8%. Содержит также CoO (купроасболан), NiO, Fe_2O_3 (до 45%—рабдионит), Al_2O_3 и др.

Встречается в пористых натечных формах и порошковатых массах черного цвета. Черта черная или бурая с красноватым оттенком. Твердость низкая. Уд. вес 2.4—2.9.

Встречен в ассоциации с малахитом в Тиерра Амарилла (Чили), Камсдорф (Силезия), в Медзянске (Польша), Шлагенвальд (Чехословакия) и в других местах.

ЛИТИОФОРИТ — $m(Mn, Li)_2O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$. Содержание (в %): Li_2O 0.3—1.5, MnO 5—6, MnO_2 56.5 (по одному анализу), H_2O 11—12, а также BaO (до 3), K_2O , CuO, CoO, NiO (до 10), Fe_2O_3 , SiO_2 и др. По внешним признакам весьма похож на асболан. По данным американской литературы, рентгенограммы его существенно отличны от других видов группы псиломелана. Не ясно, идентичен ли он с асболаном.

Цвет и черта черные. Характерен синеватый или голубоватый оттенок. Тв. 3. Уд. вес 3.1—4.2. Обычно наблюдается в натечных скорлуповатых массах. Описан в зонах окисления месторождений: Шнееберг (Саксония), Сальм Шато (Бельгия) и в других местах.

ВИЗЕРИТ — $4Mn_2O_3 \cdot (Mn, Mg)_2[OH]_2CO_3 \cdot 8H_2O$. Тетраг. или гексаг. с. Наблюдался в асбестовидных массах белого до бурого или красного цвета. Блеск шелковистый. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm =$ около 1.74, $Np = 1.66$. Слабо плеохроичный: по Np — желто-оранжевый, по Nm — бесцветный. По рентгенометрическим данным отличен от всех известных окислов марганца. Встречен в месторождении Гонзен (Швейцария) в трещинах в ассоциации с гаусманитом, пирохронтом и родохрозитом.

6. ПРОЧИЕ ГИДРООКИСЛЫ МЕТАЛЛОВ

Здесь рассмотрим разнообразные, редко встречающиеся и недостаточно изученные гидроокислы V и W:

Ваноксит	$2V_2O_4 \cdot V_2O_5 \cdot 8H_2O$?
Тунгстит	H_2WO_4	Ромбич. с.
Гидротунгстит	$H_2WO_4 \cdot H_2O$	Монокл. с.?
Торотунгстит	$(WO_3, ThO_2, ZrO_2) \cdot nH_2O$?

ВАНОКСИТ — $2V_2O_4 \cdot V_2O_5 \cdot 8H_2O$. Сингония не известна. V_2O_4 49.6—53.1%, V_2O_5 25.7—29.9%, H_2O 19.4—21.4%. Встречался в микроскопических кристалликах и в виде цемента в песчанике. Цвет черный. Неупругий. Остальные свойства не изучены. Найден в ванадиеносных песчаниках в Колорадо (США) в ассоциации с карнитом, гипсом, туюмунитом, пиритом и другими минералами. Указывается и в других местах.

ТУНГСТИТ — H_2WO_4 . Синоним: меймацит. Ромбич. с. Встречается в порошокватых, землистых или тонкочешуйчатых массах желтого, зеленовато-желтого, желто-оранжевого цвета. $Ng=2.04$ (2.24), $Np=1.82$ (2.09); $Ng-Np=0.22$ (0.15). Оптически отрицательный. $2V$ около 27° . Плеохроизм: по Ng — темножелтый, по Nm — светло-желтый и по Np — бесцветный. Тв. 1—2. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 5.517. При нагревании выделяет воду при $180-200^\circ$. Встречается в зоне окисления вольфрамовых месторождений.

ГИДРОТУНГСТИТ — $H_2WO_4 \cdot H_2O$. Монокл. с.? Встречается в пластинчатых мельчайших кристалликах желтовато-зеленого или темнозеленого цвета. Блеск стеклянный до алмазного. $Ng=2.04$, $Nm=1.95$, $Np=1.70$; $Ng-Np=0.34$ (весьма высокое). $NgNp=(010)$; $cNp=3^\circ$. Оптически отрицательный. $2V$ около 52° . Тв. 2. Спайность по (010) несовершенная. Уд. вес 4.60. При нагревании выделяет воду в два приема: при $50-60^\circ$ (очевидно, переходит в тунгстит) и при $160-200^\circ$. Встречается в зоне окисления вольфрамовых месторождений. Описан в месторождении Оруро (Боливия).

ТОРОТУНГСТИТ — $(WO_3, ThO_2, ZrO_2) \cdot nH_2O$. Содержит также Se_2O_3 . Скрытокристаллический. Вероятно, ромбич. с. $N=1.74$. Уд. вес 5.55. Встречен в Палаи, в районе Кинта, Перак (Малайские штаты).

Раздел VI. КИСЛОРОДНЫЕ СОЛИ (ОКСИСОЛИ)

Общие замечания. В этом, последнем разделе неорганических минералов мы рассмотрим сложные соединения, с химической точки зрения представляющие собой соли различных кислородных кислот. По числу относящихся сюда минералов этот раздел является наибольшим. К нему относится почти две трети всех известных минералов. Этим определяется значение данного типа соединений в минералогии.

Господствующее положение среди них занимают силикаты. Весьма многочисленны также сульфаты и фосфаты. Все они в земной коре распространены, естественно, только в твердом состоянии и являются продуктами химических реакций, протекающих в самых различных геологических условиях.

Мы не будем подробно останавливаться на характеристике химических особенностей кислородных солей вообще. Они детально разбираются в курсах химии. Природные соли ничем принципиально от них не отличаются.

Напомним лишь, что среди солей прежде всего различают соли безводные и водные (т. е. содержащие в своем составе молекулы H_2O). Среди тех и других важно также различать:

1. Кислые соли (например, $NaHCO_3$ — нахколит, кислый карбонат натрия; $CaHAsO_4 \cdot H_2O$ — гайдингерит), т. е. соли, содержащие вместо одного металлического катиона протон H^+ , который, как мы видели при разборе гидроокислов, в кристаллических решетках обуславливает так называемую водородную связь: $O^{2-} - H^+ - O^{2-}$. В природных условиях кислые соли встречаются сравнительно редко.

2. Нормальные, или средние, соли, пользующиеся наибольшим распространением в природе. Примеры: $CaCO_3$ — кальцит (известковый шпат), $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ — гипс.

3. Основные соли, т. е. соли, содержащие в своем составе ионы гидроксила $[OH]^-$, нейтрализующие избыточный положительный заряд катионов. Эти соли широко распространены в природе. Примерами могут служить: $Si_2[CO_3][OH]_2$ — малахит и $Al_2[SO_4][OH]_4 \cdot 7H_2O$ — алюминит.

В основных солях анион $[OH]^-$, как это устанавливается на целом ряде примеров, может быть частично или полностью заменен другими анионами, чаще всего равновеликим анионом F^- , иногда O^{2-} и Cl^- (без изменения общей структуры соединения). Все такие соли, включая сюда

и соли с OH, мы будем называть солями с добавочными анионами.

Двойные и более сложные соли, как определенные соединения, от простых солей отличаются тем, что катионы или анионы, или те и другие вместе, представлены разными ионами, изоморфно не замещающими или ограниченно замещающими друг друга. Примеры: $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ — доломит, $\text{CaSn}[\text{BO}_3]_2$ — норденшельдит, $\text{Ca}_2[\text{JO}_3]_2[\text{CrO}_4]$ — дитцеит, $\text{Na}_6\text{Mg}_2[\text{CO}_3]_4[\text{SO}_4]$ — тихит и др.

В солях переменного состава имеет место как изовалентный, так и гетеровалентный изоморфизм. В последнем случае всегда устанавливается уравнивание положительных и отрицательных зарядов в соединениях. Примеры: $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{CO}_3$ — феррородохрозит, $\text{Pb}[\text{MoO}_4, \text{WO}_4]$ — чиллагит, $\text{Ca}_5[\text{PO}_4, \text{SiO}_4, \text{SO}_4]_3\text{F}$ — вилкеит и др.

Кристаллохимические особенности соединений. Характерной особенностью кристаллохимии кислородных солей является наличие в их кристаллических структурах комплексных анионов $[\text{NO}_3]^{1-}$, $[\text{CO}_3]^{2-}$, $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$ и т. д. Катионы, располагающиеся в центрах этих групп, обладают малыми размерами и высокими зарядами (фиг. 337).

Очень важно обратить внимание в этих группах на прочность связи ионов кислорода с центральным катионом, определяемую так называемой электростатической валентностью, т. е. величиной заряда, приходящегося от катиона на каждый окружающий его ион кислорода. Так, в комплексном анионе $[\text{NO}_3]$, состоящем из N^{5+} и трех окружающих ионов O^{2-} , каждый кислород получает пай заряда 5 : 3, в анионе $[\text{CO}_3]$ эта величина составляет 4 : 3, в анионе $[\text{SO}_4]$ — 6 : 4, в анионе $[\text{PO}_4]$ — 5 : 4 и т. д.

Как видим, это отношение всюду превышает 1 (т. е. больше половины валентности кислорода уходит на связь с центральным катионом) и только для $[\text{BO}_3]$ и $[\text{SiO}_4]$ оно равно 1. Это означает, что ионы кислорода прочнее связаны с малыми катионами внутри комплексов, чем с катионами, расположенными в решетках вне комплексных анионов. В этом отношении кислородные соли весьма существенно отличаются от сложных окислов, для которых величины электростатической валентности связи между катионами и окружающими их ионами кислорода всегда меньше 1 (см. стр. 361).

Таким образом, комплексные анионы представляют собой прочно связанные в одно целое компактные группы, участвующие в кристаллических структурах как самостоятельные структурные единицы. Самостоятельность их подчеркивается тем, что эти группы не распадаются и при растворении солей. От простых анионов они существенно отличаются по форме и, естественно, по размерам. Анионы типа XO_4 имеют тетраэдрическую конфигурацию и по форме близки к изометрическим телам. Анионы типа XO_3 обладают формой плоских треугольников (CO_3 , BO_3), реже — тупых пирамид (AsO_3 и др.), в которых ионы кислорода сидят по углам треугольника, а связывающий их катион — над центром этого треугольника.

Кроме простых по конфигурации комплексных анионов, как мы потом увидим, существуют и более сложные анионные радикалы. Характерно, что они свойственны боратам и силикатам, т. е. солям наиболее слабых кислот.

Соли других, более сильных кислот характеризуются кристаллическими структурами с типичной ионной связью, подобно тому, как это имеет место в галогенидах, с той только разницей, что роль простых анионов здесь играют комплексные анионы. Поэтому не удивительно,

что они по ряду физических свойств очень близко напоминают минералы, относящиеся к хлоридам и фторидам.

Список главнейших простых по строению комплексных анионов, распространенных в природных кислородных солях, приведен в табл. 12, где они расположены в порядке увеличения значений экв или ионных потенциалов. Там же приведены и размеры анионов в виде ионных «радиусов» (по А. Е. Ферсману). Необходимо заметить, что в буквальном смысле о каких-либо радиусах комплексных анионов не может быть и речи. Приведенные в таблице значения А. Е. Ферсманом получены путем расчета и сугубо приблизительны. Однако, для общих соображений о свойствах минералов эти ориентировочные величины являются полезными, особенно, если учесть, что такие свойства, связанные с энергией кристаллической решетки, как твердость, плавкость, летучесть, относительная растворимость и др., в минералогии мы практически расцениваем по очень грубым шкалам.

Таблица 12

Комплексные анионы важнейших природных кислородных солей

Анионы	$\cdot R_1$	Экв	Ионный потенциал	Форма аниона
$[\text{JO}_3]^{1-}$	3.55	0.14	0.28	Треугольник
$[\text{NO}_3]^{1-}$	2.57	0.19	0.39	"
$[\text{CrO}_4]^{2-}$	3.00	0.34	0.67	Тетраэдр
$[\text{SO}_4]^{2-}$	2.95	0.34	0.68	"
$[\text{CO}_3]^{2-}$	2.57	0.39	0.78	Треугольник
$[\text{PO}_4]^{3-}$	3.00	0.50	1.00	Тетраэдр
$[\text{AsO}_4]^{3-}$	2.95	0.51	1.02	"
$[\text{BO}_3]^{3-}$	2.68	0.56	1.12	Треугольник
$[\text{SiO}_4]^{4-}$	2.90	0.69	1.38	Тетраэдр

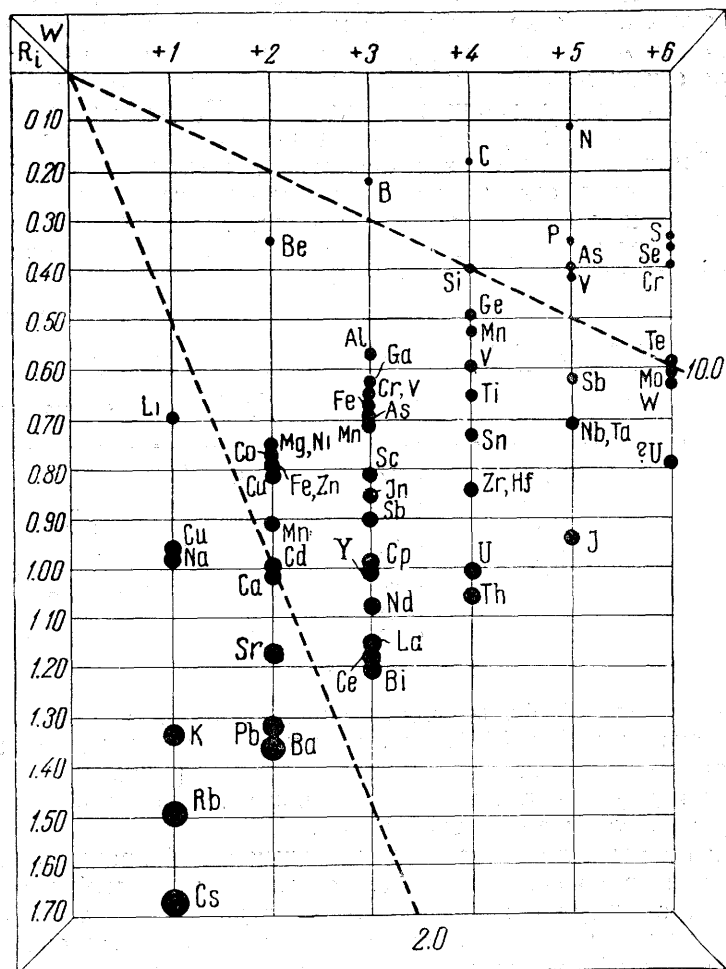
В более наглядной форме приведенные в таблице значения показаны на диаграмме (фиг. 338). Для сравнения нанесены в виде полых кружков также одновалентные простые анионы ранее рассмотренных галогенидов и двухвалентные простые анионы, входящие в состав окислов, сульфидов, селенидов и теллуридов.

Так как подавляющая масса кислородных солей представляет собой типичные ионные соединения, то естественно, что устойчивость кристаллических структур в значительной мере должна зависеть от соотношений размеров катионов и анионов, как структурных единиц. Для кислородных солей эти соотношения невозможно выразить в каких-либо цифровых значениях, так как размеры комплексных анионов мы не можем выразить в радиусах в силу того, что они по своей конфигурации существенно отличаются от шаровой формы, которую мы условно приписываем простым ионам.

Однако не может быть никакого сомнения в том, что такие изометрические комплексные анионы, как $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$, $[\text{SiO}_4]^{4-}$ и др., по своим размерам должны быть существенно больше, чем простые анионы (например, O^{2-}). Поэтому не случайно, что эти анионы в простых соединениях типа AX (где X представлен комплексным анионом) и наиболее устойчивые кристаллические структуры дают только в сочетании с крупными катионами. Эти соединения действительно являются труднорастворимыми, трудноплавкими и труднолетучими. Обратимся к примерам.

Двухвалентный анион $[\text{SO}_4]^{2-}$ в соединениях типа AX (т. е. с соотношением катион : анион, равным 1 : 1) образует следующие наиболее устойчивые соединения (сульфаты): BaSO_4 — барит и PbSO_4 — англ-

зит, т. е. в сочетании с самыми крупными и двухвалентными катионами (см. колонку двухвалентных катионов на фиг. 337). С этой точки зрения понятной становится также изоморфная примесь

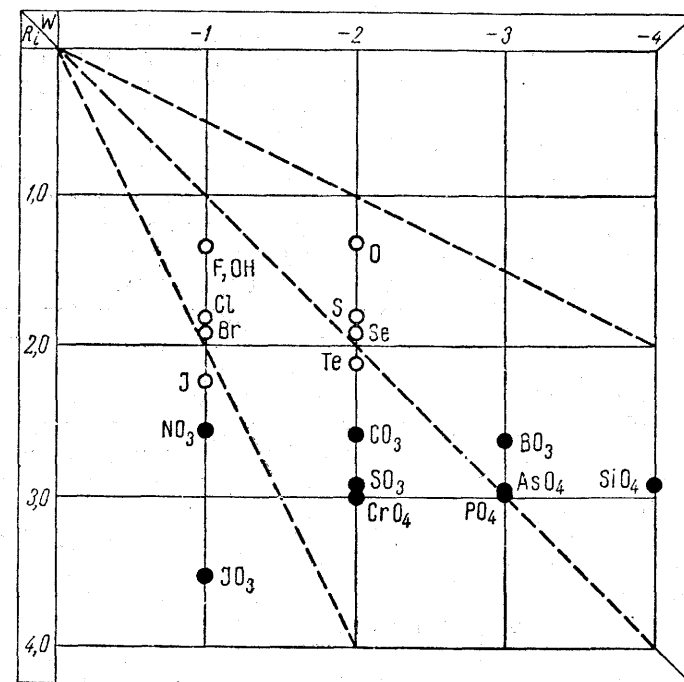


Фиг. 337. Диаграмма главных катионов, распространенных в природных соединениях

Ra^{2+} к Ba^{2+} , устанавливаемая иногда в баритах (ионный радиус Ra^{2+} несколько больше, чем Ba^{2+}). Не удивительно, что в зонах окисления урановых месторождений, содержащих сульфиды в условиях действия сульфатных вод, концентрация радия по отношению к урану выше, чем это имеет место в зоне первичных руд (соединения шестивалентного урана в этих условиях значительно более растворимы по сравнению с сульфатом радия).

Что касается двухвалентных катионов с малыми ионными радиусами, то они в природных условиях могут образовывать только водные сульфаты, кристаллизующиеся при низких температурах и притом в последние стадии кристаллизации растворов. В большинстве случаев водные соли содержат 2, 4, 6 и 7 молекул H_2O . Рентгеномет-

рические исследования соединения $NiSO_4 \cdot 6H_2O$ показали, что катион Ni^{2+} в кристаллической структуре непосредственно окружен шестью электрически нейтральными (т. е. не погашающими заряд катиона) молекулами воды. Вследствие этого объем таких гидратированных катионов как бы искусственно увеличивается, благодаря чему и становится возможной постройка кристаллической решетки с участием таких крупных анионов, как $[SO_4]$. С кристаллохимической точки зрения формулу этого соединения было бы правильнее писать так: $[Ni(H_2O)_6]SO_4$.



Фиг. 338. Приблизительные размеры комплексных анионов (черные кружки) по сравнению с простыми анионами (белые кружки), распространенными в природных соединениях

Такие водные соли обладают явно повышенной или высокой растворимостью, легко подвергаются обезвоживанию, причем кристаллические структуры их претерпевают перестройки или вовсе разрушаются.

Интересно отметить, что средний по размерам катион Ca^{2+} (см. фиг. 337), хотя и способен в известных условиях образовывать безводный сульфат $CaSO_4$ — ангидрит, однако в присутствии воды он переходит в более устойчивое водное соединение — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ — гипс¹. Последний, по рентгенометрическим данным, обладает слоистой структурой, в которой молекулы H_2O располагаются между листами, сложенными ионами Ca^{2+} и $[SO_4]^{2-}$. Этим обусловлена весьма совершенная спайность кристаллов гипса в данном направлении.

Если мы перейдем к трехвалентному аниону $[PO_4]^{3-}$, то увидим аналогичную сульфатам картину. Среди трехвалентных катионов (см. фиг. 337) наиболее крупными, могущими образовывать с этим ионом устойчивые кристаллические решетки, являются редкие земли.

¹ С меньшим количеством молекул H_2O , нежели в предыдущем случае.

В природе действительно распространен очень стойкий фосфат редких земель монацит — $(Ce, La...)PO_4$. При разрушении горных пород он, как весьма устойчивый минерал, переходит в россыпи. Не случайно, что главные концентрации редкоземельных элементов связаны именно с этим минералом. Реже встречается другой, менее стойкий фосфат — ксенотим — YPO_4 . Фосфаты же малых трехвалентных катионов (Al, Fe³⁺, Mn³⁺) в природе представлены водными солями.

Замечательно, что для четырехвалентного аниона $[SiO_4]^{4-}$ наиболее стойкими являются соединения с крупными катионами (Zr⁴⁺, Th⁴⁺, U⁴⁺): циркон — $ZrSiO_4$ и торит — $(Th, U)SiO_4$.

Кристаллические структуры торита и его разновидностей разрушаются лишь вследствие радиоактивного распада. Циркон, не содержащий радиоактивных элементов, является весьма стойким минералом, свидетельством чему является широкая распространенность его в виде окатанных зерен в россыпях и осадочных образованиях самых различных возрастов. В виде этого минерала выделяется главная масса циркония в земной коре. Лишь в магмах, бедных кремнеземом и богатых щелочами, этот элемент способен образовывать другие минералы. Кроме того, среди силикатов имеется немало и других устойчивых соединений (главным образом силикатов алюминия и бериллия).

Не менее поучительный пример мы находим и среди боратов, содержащих трехвалентный комплексный анион $[BO_3]^{3-}$, характеризующийся плоской трехугольной конфигурацией. Для образования устойчивого соединения в этом случае требуется трехвалентный катион малых размеров. И действительно, в природе встречается, правда, крайне редкий, но очень стойкий, не растворимый в кислотах, не плавкий перед паяльной трубкой борат самого малого из трехвалентных катионов — алюминия: $AlBO_3$ — еремеевит. Относительно высокой устойчивостью характеризуется также ашарит — $MgHBO_3$ (кислая соль). Катион H^{1+} , в силу ничтожного его размера, в кристаллической структуре не должен занимать дополнительного пространства, и поэтому с кристаллохимической точки зрения это соединение должно быть близко к предыдущему. Подавляющая же масса боратов с более крупными катионами иных валентностей и сложными анионными комплексами относится к числу водных солей и обладает легкоплавкостью и высокой растворимостью.

Для аналогичного по строению и форме аниона $[CO_3]^{2-}$ мы вправе были бы ожидать устойчивых солей также с малыми двухвалентными катионами. Однако катионов, равновеликих катиону алюминия, не существует (см. фиг. 337). Среди распространенных в природе безводных карбонатов, кристаллизующихся в тригональной сингонии, более прочные соединения образуют катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} и Mn^{2+} . Карбонат с более крупным катионом Ca^{2+} в природных условиях кристаллизуется уже в двух модификациях: тригональной и ромбической. Остальные; еще более крупные катионы — Sr^{2+} , Pb^{2+} и Ba^{2+} — образуют устойчивые карбонаты только ромбической сингонии.

Нитраты и иодаты встречаются весьма редко. Как очень легко растворимые соединения, они образуются в странах с жарким сухим климатом, в условиях высокоокислительной обстановки.

Классификация кислородных солей. Систематику солей принято давать по кислотным радикалам или, что то же, по комплексным анионам. Порядок расположения можно принять тот, который намечается по величинам вэков или ионных потенциалов (см. табл. 12). Рассмотрение кислородных солей вслед за окислами, в частности минералами группы кварца, следовало бы начать с более близких к ним в кристал-

лохимическом отношении силикатов и боратов и кончить иодатами, т. е. в порядке понижения ионных потенциалов анионов. Однако в целях лучшего усвоения материала мы примем обратный порядок изучения относящихся сюда минералов, исходя из принципа «от простого к сложному». При этом вначале рассмотрим соли с плоской формой анионов — JO_3 , NO_3 , CO_3 , а затем с тетраэдрической и более сложной конфигурацией.

Таким образом, среди минералов, представляющих кислородные соли, выделяются следующие классы:

- I. Иодаты.
- II. Нитраты.
- III. Карбонаты.
- IV. Хроматы.
- V. Сульфаты, селенаты и теллулаты.
- VI. Фосфаты, ванадаты и арсенаты.
- VII. Молибдаты и вольфраматы.
- VIII. Арсениты.
- IX. Бораты.
- X. Силикаты.

I класс. ИОДАТЫ

Общие замечания. Иод, как уже упоминалось, принадлежит к числу рассеянных элементов в природе. Он обладает очень низкой упругостью паров и потому высокой способностью к испарению. В главной своей массе он концентрируется в остаточных соляных растворах, в некоторых водорослях, губках и кораллах, в нефтяных водах, водах грязевых вулканов и, наконец, в минеральных образованиях пустынь. Иод дает очень мало труднорастворимых соединений и поэтому крайне редко встречается в виде минералов (иодидов тяжелых металлов).

Иодаты, представляющие собой соли иодноватой кислоты — HJO_3 , содержат сильнейший анион $[JO_3]^{1-}$. Мы могли бы ожидать соединения его с сильными металлами — щелочами. Однако благодаря легкой растворимости иодатов щелочей, последние до сих пор с достоверностью в природе не установлены¹. Известны лишь иодаты Ca, Pb и Cu, и притом главным образом в соединении с добавочными анионами или H_2O .

Условия образования иодатов весьма характерны. Они встречаются в пустынях Атакама и Чукикамата, в Чили. Не случайно, что они наблюдаются в ассоциации с нитратами в селитряных месторождениях. Они образуются из водных растворов при высоких значениях окислительного потенциала.

		a_0	b_0	c_0	β
Лаугарит	$Ca [JO_3]_2$	7.18	11.38	7.32	$106^\circ 22'$
Литцеит	$Ca_2 [JO_3]_2 [CrO_4]$	10.16	7.30	14.03	$105^\circ 32'$
Шварцбергерит	$Pb_5 [JO_3] Cl_3 O_3$				
Салезит	$Cu [JO_3] OH$	6.70	4.78	10.77	
Беллинджерит	$3Cu [JO_3]_2 \cdot 2H_2O$	7.22	7.82	7.92*	

ЛАУГАРИТ — $Ca [JO_3]_2$. Монокл. с. Очень редкий. Кристаллы имеют призматический облик. Бесцветный с желтоватым оттенком. Блеск стеклянный, сильный $Ng = 1.888$. $Nm = 1.840$, $Np = 1.792$; $Ng - Np = 0.096$. $NgNp = (010)$; $cNp = 25^\circ$. Оптически положительный. $2V$ около 90° . Спайность по призме (011). Тв. 4. Уд. вес 4.6. Легкоплавко. В воде растворяется с трудом, в HCl легко (с выделением хлора). Встречается в селитре в пустыне Атакама (Чили), близ Официна Лаугарс.

¹ Следует заметить вообще, что минералогия соединений иода изучена слабо.

* $\alpha = 105^\circ 06'$, $\beta = 96^\circ 57'$, $\gamma = 92^\circ 55'$

ДИТЦЕНТ — $\text{Ca}_2[\text{JO}_3]_2[\text{CrO}_4]$ или $\text{Ca}[\text{JO}_3]_2 \cdot \text{Ca}[\text{CrO}_4]$. Двойная соль иодата и хромата кальция. Монокл. с. Очень редкий. Наблюдается в параллельно-волокнистых асбестовидных или шестоватых агрегатах. Кристаллы призматические или таблитчатые. Цвет темнозолотисто-желтый. Блеск стеклянный, сильный. $N_g = 1.857$, $N_m = 1.842$, $N_p = 1.825$; $N_g - N_p = 0.032$. $N_g N_p = (010)$. Оптически отрицательный. $2V = 86-90^\circ$. Тв. 3-4. Спайность по (100) несовершенная. Уд. вес 3.70. Легкоплавко. Растворим в горячей воде, с выделением $\text{Ca}[\text{JO}_3]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ при охлаждении. Встречается в пустыне Атакама (Чили).

ШВАРЦЕМБЕРГИТ — $\text{Pb}_5[\text{JO}_3]_3\text{Cl}_2\text{O}_3$ или $\text{Pb}[\text{JO}_3]_3 \cdot 3\text{PbCl}_2 \cdot 6\text{PbO}$. Псевдотетрагональный. Редкий. Наблюдается в другах мелких кристаллов в виде низких пирамид. Цвет медово-желтый, бурый, красный. Блеск алмазный. $N_g = 2.36$, $N_m = 2.35$, $N_p = 2.25$; $N_g - N_p = 0.11$ (для Li-света). Оптически отрицательный. Тв. 2-2.5. Спайность по (001) ясная. Уд. вес 7.39. Легко плавится. Растворим в разбавленной HNO_3 . Встречается на галените в Сиерра Гордо и во многих других пунктах Чили.

САЛЕЗИТ — $\text{Cu}[\text{JO}_3]\text{OH}$. Ромбич. с. В призматических кристаллах синевато-зеленого цвета. Блеск алмазный. $N_g = 2.075$, $N_m = 2.070$, $N_p = 1.786$; $N_g - N_p = 0.289$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. Дисперсия очень высокая; $r > v$. $N_g N_p = (001)$; $N_g = b$. Плеохроизм: по N_p — бесцветный, по N_g — синевато-зеленый. Тв. 3. Спайность весьма совершенная по (010). Уд. вес 4.77. В воде нерастворим, но легко растворяется в HNO_3 . В закрытой трубке растрескивается, и одновременно образуются обильные красные пары иода, кристаллизующегося на стенках трубки.

Встречен в Чукикамата (Чили) в открытой выработке в ассоциации с кварцем, каолинизированным полевым шпатом в той части рудника, где изобиливали выделения атакамита.

БЕЛЛИНДЖЕРИТ — $3\text{Cu}[\text{JO}_3]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. В призматических или таблитчатых кристаллах зеленого цвета. Черта светлозеленая. $N_g = 1.99$, $N_m = 1.90$, $N_p = 1.89$ (в Na-свете); $N_g - N_p = 0.10$. Оптически положительный. $2V$ средний. Дисперсия сильная; $r > v$. Тв. около 4. Спайность отсутствует. Уд. вес 4.89.

Встречен в Чукикамата (Чили) в мелких блестящих кристалликах в прожилках в ассоциации с лейтгонитом и гипсом на кварце.

II класс. НИТРАТЫ

Общие замечания. Азот в земной коре известен исключительно в виде комплексных ионов: $[\text{NO}_3]^{1-}$, $[\text{NH}_4]^{1+}$ и крайне редкого $[\text{CNS}]^{1-}$.

Нитраты, как легко растворимые в воде соли сильной азотной кислоты — HNO_3 , распространены почти исключительно в современных образованиях в жарких пустынных странах. Источником азота в них является азот воздуха. Реакции окисления этого элемента имеют по преимуществу биогенный характер, т. е. связаны с бактериальными процессами в почвах или же, возможно, с разрядами атмосферного электричества (на высоких плоскогорьях).

Наиболее важное значение имеют нитраты щелочей — K и Na. Подчиненную роль играют нитраты щелочных земель — Mg, Ca и Ba. В зонах окисления медных месторождений в условиях пустынного выветривания встречаются редкие нитраты Cu сложного состава. Известны также соединения нитратов с гидратами и солями других кислот.

Вследствие того, что к этому классу относится небольшое число минеральных видов, мы не будем разбивать их на группы, а опишем их в порядке приводимого списка:

Натриевая селитра	NaNO_3	Тригон. с.
Калиевая селитра	KNO_3	Ромбич. с.
Дарапскит	$\text{Na}_2[\text{NO}_3]_2 [\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Нитробарит	$\text{Ba}[\text{NO}_3]_2$	Кубич. с.
Нитромагнезит	$\text{Mg}[\text{NO}_3]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с. ?
Нитрокальцит	$\text{Ca}[\text{NO}_3]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$?
Герхардит	$\text{Cu}_2[\text{NO}_3]_2 [\text{OH}]_2$	Ромбич. с.
Буттгенбахит	$\text{Cu}[\text{NO}_3]_2 \cdot 2\text{CuCl}_2 \cdot 16\text{Cu}[\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Гексаг. с.

* Единственный минерал — жюльенит $\text{Na}_2\text{Co}[\text{CNS}]_4$; в виде мелких голубых иголок на тальковом сланце, содержащем минералы меди и кобальта, обнаружен в провинции Катанга (Бельгийское Конго).

НАТРИЕВАЯ СЕЛИТРА — NaNO_3 . Синоним: чилийская селитра. Химический состав. Na_2O 36.5%, N_2O_5 63.5%.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $a_{rh} = 6.48$, $\alpha = 102^\circ 40'$. Кристаллизуется в ромбоэдрах, очень близких по полярному углу к ромбоэдрам кальцита. Характерно, что и ряд других свойств сходен с кальцитом. Обычно наблюдается в сплошных зернистых массах в виде корок или выцветов.

Цвет белый, серый, красновато-бурый, лимонно-желтый. Блеск стеклянный. Оптические константы. Оптически отрицательный. $N_m = 1.585$, $N_p = 1.337$; $N_m - N_p = 0.248$.

Твердость 1.5-2. Хрупок. Спайность по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$ совершенная. Уд. вес 2.24-2.29.

Диагностические признаки. П. п. тр. на угле дает вспышку; легко плавится, окрашивая пламя в желтый цвет (Na). Легко растворяется в воде. Вкус слегка солоноватый, охлаждающий.

Происхождение. Образуется в сухих жарких областях, лишенных растительности, при биохимическом разложении (окислении) азотсодержащих органических веществ (гуано и прочие отбросы птиц и животных), а также микроводорослей, нитробактерий и пр. Редко выпадающие атмосферные осадки смывают образовавшуюся селитру в ложбины, где с течением времени образуются селитряные солончаки или даже сплошные скопления селитры.

В парагенезисе с селитрой встречаются: гипс, мирабилит (водный сульфат натрия), галит, изредка иодаты и другие минералы.

Практическое значение. 1) Селитра является лучшим из минеральных удобрений. 2) Как сильный окислитель, используется в металлургии при переработке никелевых руд. 3) В стекольной промышленности употребляется для очистки стекла. 4) В пищевой промышленности — при консервировании рыбы, мяса и пр. 5) Применяется для изготовления черного пороха и различных взрывчатых веществ.

За последнее время изобретен промышленный способ получения синтетическим путем азотистых соединений (аммиака и азотной кислоты) из азота воздуха в присутствии катализаторов. В связи с этим селитряная промышленность в разных странах резко пала. Однако для удовлетворения нужд местной промышленности месторождения селитры не потеряли своего значения.

Месторождения. Исключительно крупные залежи натриевой селитры находятся на высокогорном плато в Чили у подножия горной цепи Кордильер. Эта область в течение многих миллионов лет, начиная с верхнемелового периода, представляет собой пустыню с чрезвычайно жарким сухим климатом (дожди выпадают один раз в течение 4-5 лет). Кроме того, залежи натриевой селитры известны в Долине Смерти в Калифорнии, в Египте, Сахаре и в других местах.

У нас в Союзе небольшие селитряные месторождения, главным образом калиевой селитры, в виде пухлых селитряных солончаков на холмах и в ложбинах довольно широко распространены в Казахстане (Закаспии) и в союзных республиках Средней Азии. Корки и выцветы селитры появляются периодически в засушливые месяцы. Ее образования являются результатом процессов разложения и нитрификации отбросов древних городов и крепостей, а также тех микроводорослей и нитробактерий, которые развиваются на глинобитных стенах древних построек. В горных частях Алтая, Крыма и в других местах скопления селитры явно животного происхождения связаны с пастбищами и стойбищами скота.

В Забайкалье на левом берегу р. Ингоды известны Дорони́нские озера с самосадочной натриевой селитрой в смеси с глауберовой солью — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

КАЛИЕВАЯ СЕЛИТРА — KNO_3 . Синоним: индийская селитра. Ромбич. с. $a_0=5.42$, $b_0=9.17$ и $c_0=6.45$. Встречается в виде рыхлых белых корочек и выцветов аналогично натриевой селитре. $Ng=1.506$, $Nm=1.505$, $Np=1.335$; $Ng-Np=0.171$. Оптически отрицательна. $2V=7^\circ$. $Ng=b$; $Np=c$. При температуре 339° переходит в ромбодрическую модификацию. Тв. 2. Спайность по (011) совершенная. Уд. вес 1.99. П. л. тр. ведет себя аналогично натриевой селитре.

Калиевая селитра раньше в значительных количествах добывалась в Индии (месторождения выработаны). В виде выцветов и корок широко распространена большей частью в тех же районах, что и натриевая селитра.

ДАРАПСКИТ — $\text{Na}_3[\text{NO}_3][\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В табличчатых прямоугольных бесцветных кристаллах. $Ng=1.486$, $Nm=1.481$, $Np=1.391$; $Ng-Nm=0.095$. $Np=b$; $cNg=1.2^\circ$. $2V=-26^\circ$. Тв. 2—3. Спайность по (100) и (010) совершенная. Уд. вес 2.20. Растворяется в воде.

Встречен близ Талтал (Антофагаста, Чили).

НИТРОБАРИТ — $\text{Ba}[\text{NO}_3]_2$. Синоним: бариевая селитра. Кубич. с. $a_0=8.11$. В бесцветных кубических или октаэдрических кристаллах. $N=1.572$. Легкоплавко. Растворяется в воде. Уд. вес 3.25 (?). Встречен в Чили.

НИТРОМАГНЕЗИТ — $\text{Mg}[\text{NO}_3]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. (?). Встречается обычно в волокнистых массах. Бесцветный. $Ng=1.506$, $Nm=1.506$, $Np=1.344$; $Ng-Np=0.162$. Оптически отрицательный. $2V$ очень мал. В воде растворяется. В виде выцветов наблюдался в пещерах среди известняков в ассоциации с нитрокальцитом, а также в пустотах среди магнезиальных пород в Кентукки (США).

НИТРОКАЛЬЦИТ — $\text{Ca}[\text{NO}_3]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. В виде выцветов и шелковистых пучков наблюдался во многих пещерах среди известняков в пустыне Кентукки (США). $N=1.50$. Другие свойства не изучены.

ГЕРХАРДИТ (гергардит) — $\text{Cu}_2[\text{NO}_3][\text{OH}]_3$. Ромбич. с. Встречается в пирамидальных кристалликах изумрудно-зеленого цвета. $Ng=1.722$, $Nm=1.713$, $Np=1.703$; $Ng-Np=0.019$. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Оптически положительный. Тв. 2. Спайность по (001) совершенная и по (100) менее совершенная. Уд. вес 3.43. Легкоплавкий. В зонах окисления медных месторождений Джером, Аризона (США), Катанга, Бельгийское Конго и др.

БУТТГЕНБАХИТ — $\text{Cu}[\text{NO}_3]_2 \cdot 2\text{CuCl}_2 \cdot 16\text{Cu}[\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Иногда содержит также SO_3 . Гексаг. с. В шестоватых плоских мелких кристалликах небесно-голубого цвета. Оптически положительный. $Ng=1.765$, $Nm=1.75$. Уд. вес 3.33. Встречен в трещинах ереди куприта с самородным серебром в Лихаси (Бельгийское Конго).

III класс. КАРБОНАТЫ

Общие замечания. В этом классе мы встречаем уже весьма значительное число минеральных видов, многие из которых пользуются сравнительно широким распространением в природе. Особенно это относится к CaCO_3 , который нередко слагает огромные толщи осадочно-морского происхождения. Часто карбонаты являются также спутниками рудных минералов в месторождениях, а в ряде случаев сами представляют промышленный интерес как источники ряда важных металлов.

Анион $[\text{CO}_3]^{2-}$ способен давать более или менее устойчивые соединения с катионами двухвалентных металлов, обладающими средними и большими ионными радиусами. Число таких металлов невелико. Главнейшие из них сводятся к следующему списку: Mg, Fe, Zn, Mn, Ca, Sr, Pb, Ba, а также Cu, Zn, Pb и др. с дополнительными анионами $[\text{OH}]^-$ и Cl^- .

Близкие к ним по размерам одновалентные катионы (Na, K, NH_4) могут образовывать безводные карбонаты лишь при условии, если вместе с ними в решетку входит катион H^+ , т. е. в виде кислых солей. Широко представлены водные карбонаты Na^+ , иногда в сочетании с Ca^{2+} .

Водные карбонаты характерны и для катиона Mg^{2+} , вообще склонного к гидратации в водных средах.

Карбонаты трехвалентных металлов известны для редких земель с дополнительным анионом F^- , а также Bi^{3+} — с $[\text{OH}]^-$. Из числа малых трехвалентных катионов в карбонатах изредка встречается лишь Al^{3+} , и то в виде двойных и притом водных солей в сочетании с двухвалентными металлами (Cu, Pb). Только с Na^+ алюминий дает двойную основную безводную соль: $\text{NaAl}[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_2$ — давсонит.

Карбонатов четырех- и пятивалентных металлов не существует. Шестивалентный уран дает редкий безводный карбонат с добавочным анионом O^{2-} — $\text{U}[\text{CO}_3]_2\text{O}_2$ — рётзерфордит. Остальные известные карбонаты урана являются водными.

Из особенностей физических свойств карбонатов отметим следующие. Твердость безводных карбонатов никогда не бывает высокой. Обычно она колеблется от 3 до 5. Растворимость карбонатов в воде повышенная. Особенно это свойственно карбонатам щелочей и тех элементов, катионы которых обладают либо относительно малыми ионными радиусами (например, Mg^{2+} , Co^{2+}) либо, наоборот, очень большими размерами (например, Ba^{2+}). Карбонат Cu^{2+} встречается только в виде основных солей, что связано, очевидно, с особенностями строения самого катиона. Этим же, вероятно, объясняются и интенсивные окраски карбонатов меди в зеленый и синий цвета. Все остальные карбонаты либо бесцветны, либо окрашены в бледные тона. Из оптических свойств для карбонатов очень характерным является весьма высокое двупреломление ($Ng-Np$). Высокая оптическая анизотропия, так же как в иодатах и нитратах, обусловлена тем, что комплексные анионы $[\text{JO}_3]^-$, $[\text{NO}_3]^-$ и $[\text{CO}_3]^{2-}$ характеризуются не изометрическими, а плоскими формами, причем во многих кристаллических решетках они ориентированы параллельно друг другу. Благодаря этому в направлениях, параллельных плоскостям этих форм, они обладают гораздо большим преломлением, чем в направлении, перпендикулярном к ним. Минералы кубической сингонии исключительно редки. Их известно всего лишь два (нортупит и тихит), причем в них присутствуют добавочные анионы Cl и $[\text{SO}_4]$.

Среди минералов этого класса мы прежде всего должны различать безводные и водные карбонаты. Среди тех и других выделим соответствующие группы по типам изоструктурных химических соединений. Остальные карбонаты, представленные единичными минеральными видами, сгруппируем по катионам той или иной валентности. Таким образом, классификация карбонатов может быть представлена в следующем виде.

Безводные карбонаты

1. Карбонаты щелочей.
2. Двойные карбонаты щелочей и щелочных земель.
3. Группа кальцита.
4. Группа бастнезита.
5. Группа малахита.
6. Карбонаты висмута.

Водные карбонаты

1. Водные карбонаты натрия.
2. Водные карбонаты магния.
3. Двойные водные карбонаты алюминия с одно- и двухвалентными металлами.
4. Карбонаты урана.

БЕЗВОДНЫЕ КАРБОНАТЫ

1. КАРБОНАТЫ ЩЕЛОЧЕЙ

К этой группе относятся кислые соли (бикарбонаты) щелочей:

		a_0	b_0	c_0	β
Нахколит . . . NaHCO_3	Монокл. с.	7.51	9.70	3.53	$93^\circ 19'$
Калицинит . . . KHCO_3	" "	15.01	5.69	3.68	$103^\circ 25'$
Тешемахерит . NH_4HCO_3	Ромбич. с.	7.29	10.79	8.76	

НАХКОЛИТ — NaHCO_3 . Монокл. с. В бесцветных призматических кристаллах и двойниках или в кристаллических агрегатах белого или серого цвета. Блеск стеклянный. $N_g=1.583$, $N_m=1.502$, $N_p=1.378$; $N_g-N_p=0.205$. Оптически отрицательный. $2V=75^\circ$. $N_g N_p=(010)$; $Nm=b$; $cNp=27^\circ$. Тв. неизвестна. Спайность по (101) совершенная. Уд. вес 2.22. Растворяется не только в воде, но и в органических соединениях (глицерине, фенолфталеине и др.). Из водных растворов при нагревании выделяется CO_2 . П. п. тр. легко плавится, окрашивая пламя в желтый цвет.

В виде кристаллических корок встречается в некоторых соляных озерах и минеральных источниках. В значительных количествах он установлен в оз. Сирлс (Калифорния) в ассоциации с тронной и гейлюсситом.

КАЛИЦИНИТ — KHCO_3 . Монокл. с. Редкий. Наблюдался в тонкокристаллических массах белого или желтого цвета. Блеск стеклянный. Спайность по (100), (001) и (101). Уд. вес 2.16—2.18. В небольших количествах в ассоциации с калиной селитрой встречается в ряде мест Венгрии и в Валлисе (Швейцария).

ТЕШЕМАХЕРИТ — NH_4HCO_3 . Ромбич. с. В кристаллах белого цвета с желтоватым оттенком. $N_g=1.555$, $N_m=1.536$, $N_p=1.423$; $N_g-N_p=0.132$. Оптически отрицательный. $2V=42^\circ$. $N_g N_p=(010)$; $Ng=c$. Тв. 1.5. Спайность по (110) весьма совершенная. Уд. вес 1.573. Растворяется в воде. Образуется за счет гуано. Встречается в Салдаха Бей (на берегу Африки), на острове Чинча (Перу) и в других местах.

2. ДВОЙНЫЕ КАРБОНАТЫ ЩЕЛОЧЕЙ И ЩЕЛОЧНЫХ ЗЕМЕЛЬ

Среди этих соединений в природе встречаются нормальные двойные соли Na, K и Ca и карбонаты Na с Mg с добавочными анионами.

		a_0	b_0	c_0
Шортит . . . $\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{CO}_3]_3$	Ромбич. с.	4.98	10.97	7.10
Ферчилдит . . . $\text{K}_2\text{Ca}[\text{CO}_3]_2$	Гексаг. с.			
Нортупит . . . $\text{Na}_3\text{Mg}[\text{CO}_3]_2\text{Cl}$	Кубич. с.	14.05		
Тихит $\text{Na}_6\text{Mg}_2[\text{CO}_3]_4[\text{SO}_4]$	" "	13.90		
Брадлейит . . . $\text{Na}_3\text{Mg}[\text{CO}_3][\text{PO}_4]$	" ?			

ШОРТИТ — $\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{CO}_3]_3$. Ромбич. с. В бесцветных или желтых простых, иногда таблитчатых кристаллах до нескольких миллиметров в поперечнике. $N_g=1.570$, $N_m=1.555$, $N_p=1.531$; $N_g-N_p=0.039$. Оптически отрицательный. $2V=75^\circ$. $N_g N_p=(100)$; $Ng=b$. Уд. вес 2.60. Медленно растворяется в холодной воде, быстрее — в горячей. При этом в раствор переходит карбонат натрия. Встречен в кернах буровой скважины в Свигуотер (Вайоминг, США) среди зеленовато-серых монтмориллонитовых глин, содержащих карбонаты кальция, магния и пирит.

ФЕРЧИЛДИТ — $\text{K}_2\text{Ca}[\text{CO}_3]_2$. Гексаг. с. Наблюдается в виде пластинчатых кристалликов в каменных образованиях, возникших путем сплавления древесной золы (за счет обгоревших стволов деревьев). Обладает весьма совершенной базальной спайностью. Оптически одноосный, отрицательный. $N_m=1.53$, $N_p=1.48$; $Nm-Np=0.05$. Искусственно образуется путем сплавления и последующей кристаллизации смеси соответствующего состава при температуре 815° , а также путем кристаллизации концентрированных водных растворов. В присутствии влаги неустойчив, подвергается гидратации (см. бюллит).

НОРТУПИТ — $\text{Na}_3\text{Mg}[\text{CO}_3]_2\text{Cl}$. Кубич. с. Встречается в октаэдрах. Цвет белый, желтый, серый. Блеск стеклянный. $N=1.514$. Тв. 3.5—4. Уд. вес 2.38. Легко плавится. Встречен в оз. Боракс (Калифорния).

ТИХИТ (тишит) — $\text{Na}_6\text{Mg}_2[\text{CO}_3]_4[\text{SO}_4]$. Кубич. с. Кристаллы октаэдрического облика. Бесцветный. $N=1.51$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.5. Оз. Боракс (Калифорния).

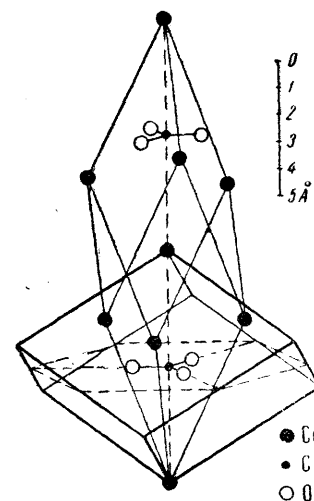
БРАДЛЕЙИТ — $\text{Na}_3\text{Mg}[\text{CO}_3][\text{PO}_4]$. Сингония не известна. Встречен в скрытокристаллических массах. Бесцветный. $N_g=1.56$, $N_p=1.49$; $Ng-Np=0.07$. Уд. вес 2.734. В ассоциации с шортитом встречен в нефтяных сланцах в районе Свигуотер (Вайоминг, США).

3. ГРУППА КАЛЬЦИТА

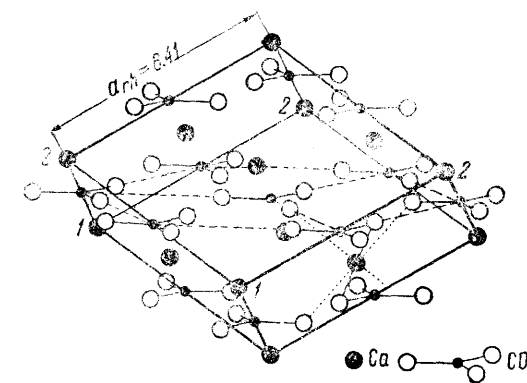
Эта группа включает большое число минеральных видов, представляющих карбонаты следующих двухвалентных металлов (в порядке возрастания ионных радиусов): Mg, Co^{2+} , Zn, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca, Sr, Pb и Ba. Характерно, что ионы с меньшим радиусом, чем Ca, образуют широкие изоморфные ряды минералов, кристаллизующихся в тригональной сингонии, а ионы с большим радиусом, чем у Ca, образуют карбонаты ромбической сингонии. Карбонат самого кальция является диморфным, т. е. может кристаллизоваться в той и другой сингонии.

Карбонаты	Mg	Co^{2+}	Zn	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Ca	Sr	Pb	Ba
тригональной синг.	0.75	0.77	0.79	0.79	0.91	1.01			
ромбической						1.01	1.27	1.32	1.36

Кристаллическая структура тригональной модификации CaCO_3 изображена на фиг. 339 и 340. Элементарная ячейка имеет резко удлиненную форму с ромбоэдрическим углом $46^\circ 07'$, тогда как обломок по спайности в виде тупого ромбоэдра обладает углом между гранями ромбоэдра $101^\circ 55'$. Ионы кальция лежат в углах и в центре ячейки, а плоские комплексные анионы $[\text{CO}_3]^{2-}$ располагаются на центральной тройной оси в обратной ориентировке друг к другу (фиг. 339). В целом те и другие образуют ромбоэдрические решетки, как бы вдвинутые одна в другую (аналогич-



Фиг. 339. Кристаллическая решетка кальцита. Показана элементарная ячейка (удлиненный ромбоэдр) в сравнении с ромбоэдром, выкалываемым по спайности

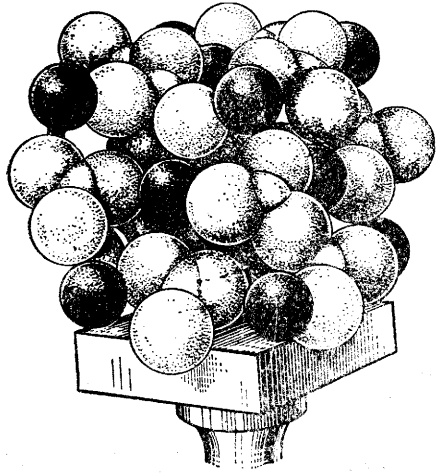


Фиг. 340. Расположение ионов в ячейке спайного ромбоэдра (1010). Оба сорта ионов располагаются как в гранецентрированных решетках

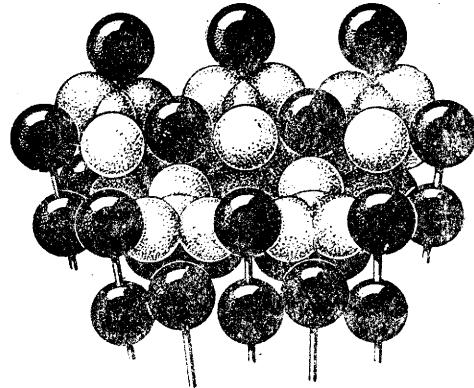
но тому, что мы имели в решетке NaCl). Если бы мы кубическую решетку NaCl сдавили вдоль тройной оси настолько, что углы между гранями стали бы равными $101^\circ 55'$, то мы получили бы ромбоэдрическую гранецентрированную решетку кальцита: ионы Ca занимали бы места Na, а группы $[\text{CO}_3]^{2-}$ — места Cl (ср. фиг. 341 с фиг. 15). Таким образом, упаковка ионов в кальците отвечает несколько искаженной упаковке, произведенной по способу плотнейшей кубической кладки структурных единиц.

Кристаллическая структура арагонита — ромбической модификации CaCO_3 — от структуры кальцита отличается лишь тем, что ионы Ca^{2+} и $[\text{CO}_3]^{2-}$ упакованы по способу плотнейшей гексагональной

кладки (фиг. 342 и 343), но как бы несколько сдавленной вдоль шестерной оси. Этим обстоятельством обуславливается наблюдающаяся псевдогексагональная симметрия тройников кристаллов (углы

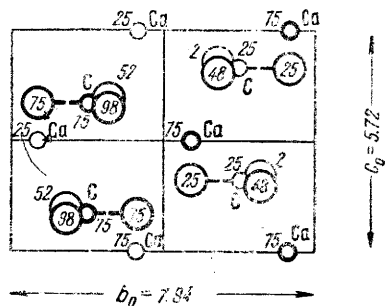


Фиг. 341. Модель кристаллической структуры кальцита

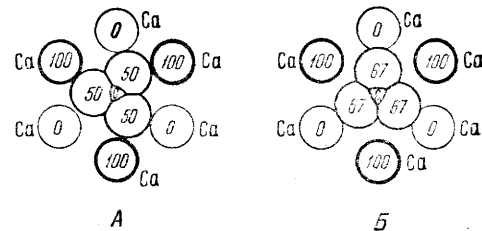


Фиг. 342. Модель кристаллической структуры арагонита

между гранями призмы в единичных кристаллах лишь немного отличаются от 60 и 120°). Как в решетке кальцита, так и в решетке арагонита каждый ион $[CO_3]$ окружен шестью ионами кальция. Различие



Фиг. 343. Кристаллическая решетка арагонита в проекции на плоскость (100)



Фиг. 344. Положение иона $[CO_3]$ в кристаллических структурах кальцита (А) и арагонита (Б)

В структуре кальцита ион $[CO_3]$ располагается на полпути между верхними и нижними листами ионов Ca (ср. цифры, показывающие относительную высоту ионов над плоскостью чертежа), причем каждый ион кислорода касается двух ионов кальция. В структуре арагонита группа $[CO_3]$ расположена несколько выше и притом ориентирована таким образом, что каждый ион кислорода должен касаться трех ионов кальция (двух верхних и одного нижнего)

заключается лишь в положении иона $[CO_3]$, как это показано на фиг. 344. Насколько можно судить по разнице удельных весов, решетка арагонита более плотная, чем решетка кальцита.

Другой характерной особенностью минералов группы кальцита является склонность к образованию изоморфных смесей и двойных солей. В кальцитовом ряду, как и следовало ожидать согласно соотношениям размеров ионных радиусов катионов, широко замещают друг друга: Mg, Co^{2+} , Zn и Fe^{2+} .

Точно так же карбонаты Fe^{2+} и Mn^{2+} образуют непрерывный ряд изоморфных смесей. Что касается Ca, то это элемент в силу существен-

ного отличия величины его ионного радиуса от предыдущих катионов (за исключением Mn^{2+}) может образовывать лишь двойные соли с ними. Ионы кальция и магния (или другие малые катионы) в кристаллических решетках располагаются попеременно вдоль тройной оси (см. фиг. 339). Благодаря этому симметрия двойных солей кальцитового ряда несколько снижается: вместо дитригонально-скаленоэдрического вида симметрии ($L_6^3ZL^3PC$) имеем ромбоэдрический (L_6^3C), т. е. исчезают двойные оси, проходящие через центральный ион углерода и кислородные ионы, с ним связанные (см. фиг. 339).

В ромбическом ряду арагонита к образованию изоморфных смесей склонны карбонаты Sr, Pb и Ba. Для Ba и Ca известна двойная соль ромбической и более низкой, моноклинной сингонии.

Ряд кальцита		a_{rh}	α
Магнезит	$MgCO_3$	5.61	48°10'
Брейнерит	$(Mg,Fe)CO_3$	Скалено-эдр. в. с. То же	48°20'
Смитсонит	$ZnCO_3$		
Монгеймит	$(Zn,Fe)CO_3$	5.82	47°45'
Сидерит	$FeCO_3$	5.71	48°14'
Сферокобальтит	$CoCO_3$	" "	47°20'
Кобальтсмитсонит	$(Zn,Mg,Co)CO_3$		
Олигонит	$(Mn,Fe)CO_3$	" "	47°20'
Родохрозит	$MnCO_3$		
Манганокальцит	$(Ca,Mn)CO_3$	5.84	47°20'
Кальцит	$CaCO_3$	6.36	46°07'
Отавит	$CdCO_3$	6.11	47°24'
Доломит	$CaMg[CO_3]_2$	Ромбоэдр. в. с. То же	47°30'
Анкерит	$Ca(Mg,Fe)[CO_3]_2$		
Кодацит	$(Ca,Ce)(Mg,Fe)[CO_3]_2$	6.05	46°58'

Ряд арагонита		a_0	b_0	c_0
Арагонит	$CaCO_3$	4.94	7.94	5.72
Стронцианит	$SrCO_3$	5.12	8.40	6.08
Церуссит	$PbCO_3$	5.14	8.45	6.10
Витерит	$BaCO_3$	5.29	8.93	6.43
Альстонит	$Ca(Ba,Sr)[CO_3]_2$	4.99	8.77	6.11
Баритокальцит	$CaBa[CO_3]_2$	8.15	5.22	6.58

$\beta = 106^\circ 08'$

Описание минералов обоих рядов приведем в другом порядке, начиная с кальцита, как наиболее характерного и лучше изученного представителя карбонатов. Затем опишем арагонит и вслед за ним по признаку химического состава и распространенности — карбонаты Mg, Fe, Cd, Mn, Zn, Co, Pb, Sr и Ba.

КАЛЬЦИТ — $CaCO_3$. Синоним: известковый шпат. Разновидности по изоморфным примесям представлены очень широко. Из разновидностей по физическим признакам следует упомянуть об исландском шпате — бесцветной прозрачной разновидности кальцита (фиг. 38).

Химический состав. CaO 56%, CO_2 44%. Примеси: Mg, Fe, Mn (до 8%), гораздо реже Zn (до 2%), Sr (стронциокальцит), Pb (плюмбокальцит), Ba (барикальцит), а также Ce и Y (до сотых долей процента). Радийсодержащий кальцит носит название радиокальцита. Механические примеси, захваченные при кристаллизации, бывают представлены бруситом и доломитом (в магнезиальных известняках), окисью железа (розовый и красный кальцит), гидроокисью железа (желтый и бурый кальцит), микроскопическими включениями сульфидов (черный кальцит), битуминозными или углистыми веществами (бурые, темносерые, черные известняки, часто вонючие), газами (CO_2), глинистым

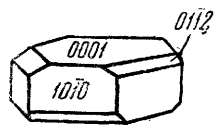
веществом, иногда обильными песчинками кварца и других минералов, включенных в крупные неделимые кальцита, который, несмотря на это, разбивается на правильные ромбоэдрические обломки по спайности (таков, например, песчаник из окрестностей Фонтенбло, Франция).

Сингония тригональная; дитригонально-скеленоэдрический в. с. $L_6^3L^23PC$. Кристаллическая структура, как типическая, описана выше (см. фиг. 340 и 341). Облик кристаллов, встречающихся исключительно в пустотах, может быть самым разнообразным. Наиболее часто встречаются скеленоэдрические кристаллы (фиг. 345), реже таблитчатые (фиг. 346) или пластинчатые, призматические или столбчатые, ромбоэдрические — чаще в виде острых, чем тупых ромбоэдров (фиг. 347). Число установленных на кристаллах простых форм достигает нескольких сот. Чаще всего встречаются грани призмы $\{10\bar{1}0\}$, ромбоэдров $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{4041\}$, скеленоэдра $\{2\bar{1}31\}$, пинакоида $\{0001\}$ и другие. Двойники. Обычно двойниковой плоскостью является пинакоид $\{0001\}$, (фиг. 348), грань тупого ромбоэдра $\{01\bar{1}2\}$, по которой нередко образуются полисинтетические двойники в мраморах и смятых известняках (такое двойникование может быть получено искусственно при давлении острия ножа на ребро выбитого по спайности осколка кальцита). Реже такой плоскостью является грань спайного ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$ (фиг. 349) и др.

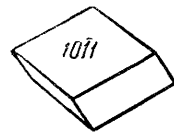
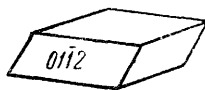
Агрегаты. Друзы кристаллов кальцита (фиг. 350), вместе с другими минералами, наблюдаются, как уже указано, в пустотах. Довольно часто встречаются крупнозернистые агрегаты прозрачного или полупрозрачного кальцита с совершенной спайностью отдельных зерен, бросающейся в глаза. Редко наблюдается жилковатый с шелковистым блес-



Фиг. 345. Скеленоэдрический кристалл кальцита



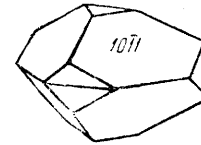
Фиг. 346. Таблитчатый кристалл кальцита



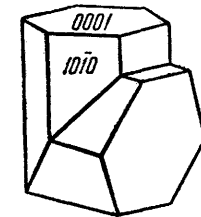
Фиг. 347. Ромбоэдрические кристаллы кальцита

ком асбестовидный кальцит (атласный шпат), волокна которого располагаются перпендикулярно к стенкам трещин в породах. Широко известны натечные образования кальцита в виде сталактитов и сталагмитов в пещерах среди известняков. Зернистые сплошные агрегаты в больших плотных массах называются мраморами. Плотные скрытокристаллические разности кальцитовых горных пород, нередко слоистых и богатых фауной, носят название известняков (фиг. 351). Рыхлые известняки, содержащие мельчайшие раковинки фораминифер, известны под названием мела. Встречаются также оолитовые известняки — «икряной камень» (см. фиг. 73). «Известковым туфом», или травертином, называют ноздреватые образования углекислого кальция, возникающие в местах выхода как холодных, так и горячих насыщенных известью минеральных источников (кальцит в этих случаях образуется при перекристаллизации выпавших коллоидов $CaCO_3$ или арагонита). Иногда в связи с отложением углекислой извести из

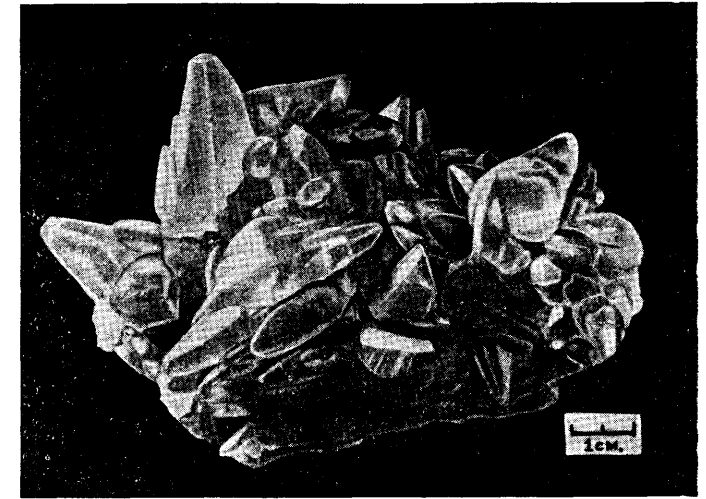
горячих источников образуются замечательные по рисунку тонкополосчатые полупрозрачные плотные разности, известные под названием «мраморного оникса».



Фиг. 348. Двойник кальцита по $\{0001\}$

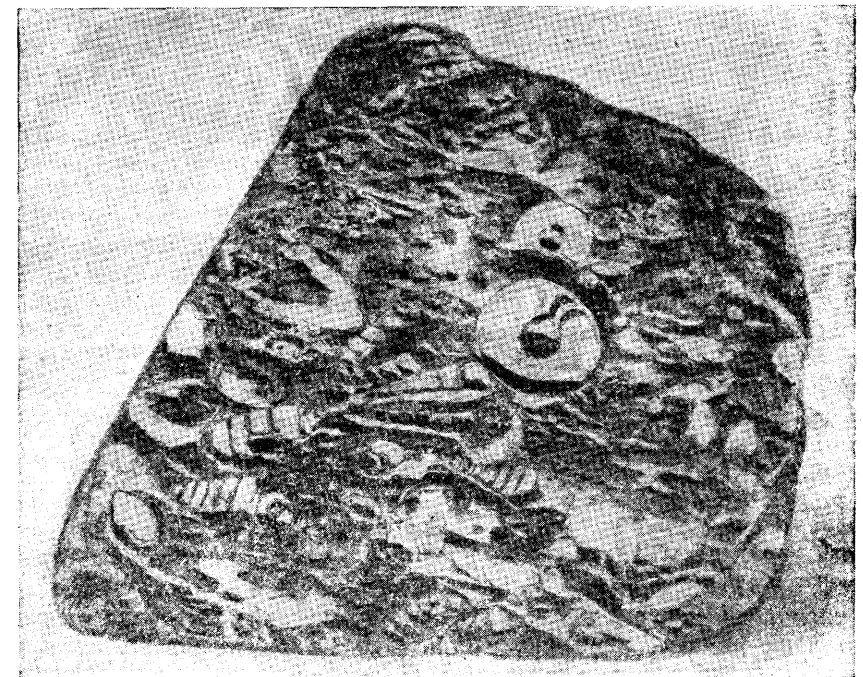


Фиг. 349. Двойник кальцита по $\{10\bar{1}1\}$



Фиг. 350. Друза кристаллов кальцита

Цвет. Большею частью бесцветный или молочно-белый, но бывает окрашен примесями в различные (обычно светлые) оттенки серого.



Фиг. 351. Приполированный штупф богатого фауной мраморизованного известняка. По А. Н. Игумнову

желтого, розового, красного, бурого и черного цвета. Блеск стеклянный, а на спайных плоскостях иногда перламутровый. Оптические константы. Оптически отрицательный. $Nm = 1.658$, $Np = 1.486$; $Nm - Np = 0.172$ (очень высокое). Под воздействием катодных лучей кальцит светится в ярких желтых и оранжево-красных тонах.

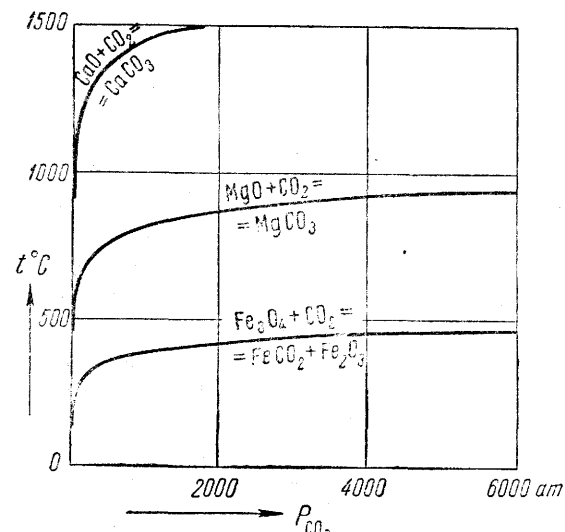
Твердость 3. Хрупок. **Спайность** совершенная по $\{10\bar{1}1\}$. Уд. вес 2.6—2.8; для химически чистых кристаллов 2.72 при 23°. **Прочие свойства.** При сжатии, сопровождающемся двойникованием, электризуется. Образцы некоторых месторождений обнаруживают явления люминесценции, причины которой точно не изучены. Теплота образования: $\text{CaO} + \text{CO}_2 = \text{CaCO}_3 + 42\,780 \text{ кал.}$

При прокаливании диссоциирует: $\text{CaCO}_3 = \text{CaO} + \text{CO}_2$. В атмосфере воздуха, т. е. при низком парциальном давлении углекислоты (P_{CO_2}), диссоциация обнаруживается уже при температуре 800°. При P_{CO_2} , равном 1 ат, диссоциация происходит при температуре около 900°. При более высоких температурах, как это показано на фиг. 352, кальцит может сохраняться неразложившим лишь при соответствующих, резко возрастающих значениях парциального давления CO_2 во внешней среде (при 1000° $P_{\text{CO}_2} = 4 \text{ ат}$, при 1100° = 12 ат, при 1200° = 30 ат и т. д.). Из всех карбонатов кальцит является наиболее устойчивым при высоких температурах и давлениях.

Растворимость CaCO_3 в воде низкая. При обыкновенной температуре и атмосферном давлении в чистой воде (без свободной CO_2) она составляет всего лишь 13 мг/л. Однако в воде, содержащей растворенный углекислый газ, растворимость его сильно увеличивается вследствие образования легко растворимого бикарбоната (кислой соли) кальция $\text{Ca}[\text{HCO}_3]_2$ по реакции: $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}[\text{HCO}_3]_2$. При ничтожном давлении CO_2 , равном парциальному давлению CO_2 в атмосфере воздуха, насыщение

раствора углекислым кальцием при 20° выражается уже цифрами 80—96 мг/л (при этом щелочность раствора значительно увеличивается: $\text{pH} > 8$). При P_{CO_2} , равном 1 ат, растворимость бикарбоната в пересчете на растворимость CaCO_3 при той же температуре достигает 1100 мг/л, а при P_{CO_2} , равном 56 ат, равна 3930 мг/л. Сильное понижение общего внешнего давления приводит к сильному понижению и парциального давления CO_2 , а в связи с этим — к улетучиванию из раствора CO_2 и разрушению ионов $[\text{HCO}_3]^-$. В результате из раствора, насыщенного бикарбонатом кальция при высоких значениях P_{CO_2} , медленно выпадает нормальная соль кальция — CaCO_3 . Выпадение ее в осадок происходит также при увеличении щелочности раствора.

Зависимость растворимости $\text{Ca}[\text{HCO}_3]_2$ от температуры обратная: с повышением температуры, при одном и том же парциальном давлении CO_2 , растворимость падает (соответственно падению



Фиг. 352. Кривые диссоциации карбонатов, вычисленные термодинамически по приближенной формуле Нернста. По Д. С. Коржинскому

растворимости в воде CO_2). К этому следует добавить, что при P_{CO_2} выше 40 ат бикарбонат кальция устойчив не только в растворе, но и в твердой фазе.

Диагностические признаки. В крупнокристаллических разностях легко узнается по ромбоэдру спайности, сравнительно низкой твердости (легко царапается острием ножа или иглы) и бурному выделению CO_2 от капли HCl , положенной на минерал или на порошок из него на предметном стекле.

П. п. тр. растрескивается с выделением CO_2 , т. е. диссоциирует на CaO и CO_2 . Образующаяся при этом CaO ярко светится и окрашивает пламя в оранжевый цвет. В разбавленной соляной кислоте легко растворяется даже на холоду с шипением (выделение CO_2).

Происхождение. Кальцит принадлежит к числу самых распространенных в земной коре минералов, слагая иногда целые массивы (известняковые горы). Этот минерал образуется при самых различных геологических процессах.

1. Очень редко он как первичный магматогенный минерал встречается в изверженных горных породах; иногда наблюдаются лишь ёлкообразные пустоты на месте его дендритовидных кристаллов.

2. Широко распространены кристаллические образования кальцита гидротермального происхождения. В значительных количествах он образуется в контактово-метасоматических месторождениях путем переотложения или перекристаллизации известняков. В пегматитах он является одним из самых последних минералов, характеризующих гидротермальную фазу процесса. Характерно, что и в многочисленных рудосносных, главным образом сульфидных жильных, месторождениях кальцит, как правило, кристаллизуется одним из последних минералов

К этой же категории образований принадлежат выделения кристаллического кальцита в миндалинах и жеодах среди эффузивных изверженных пород и отложения арагонита и кальцита из некоторых минеральных источников в виде «известковистого туфа» (вследствие бурного выделения из них CO_2 под влиянием резкого понижения внешнего давления).

3. При процессах выветривания кальцит хотя и не встречается в больших скоплениях, однако в виде новообразований наблюдается довольно часто в трещинах и пустотах зон окисления рудных месторождений и горных пород. Источником для него в этих случаях служат разлагающиеся в коре выветривания эндогенные известьсодержащие минералы и углекислота воздуха. Нужно заметить, что вообще-то в процессе выветривания горных пород весьма значительные массы извести переходят в растворы в виде бикарбоната, который текучими водами может относиться очень далеко, вплоть до моря, если по пути следования не будут встречены условия, заставляющие его выпасть в виде кристаллического или коллоидного нормального карбоната — CaCO_3 . К таким условиям относятся: 1) повышение температуры раствора, при котором концентрация CO_2 в растворе понижается благодаря улетучиванию части ее в воздух; 2) фотосинтез растений, поглощающих под влиянием солнечного света углекислоту из растворов по реакции: $\text{Ca}[\text{HCO}_3]_2 - \text{CO}_2 = \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$, и др.

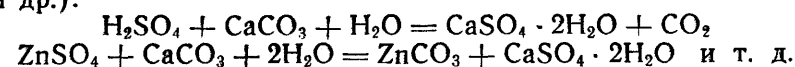
Сталактитовые образования в известняковых гротах являются результатом выпадения углекислой извести из насыщенных медленно просачивающихся к полым пространствам растворов. Эти растворы при нависании в виде капель с потолка путем испарения теряют воду, сильно пересыщаются и выделяют коллоидальные или тонкодисперсные осадки в виде натечных масс, постепенно твердеющих и раскристаллизовывающихся при дальнейшей дегидратации.

4. Осадочным путем, особенно в морских бассейнах, образуются огромные массы CaCO_3 , первоначально в виде известковистых илов, отмерших морских растений и беспозвоночных животных с известковым скелетом. Позднее все эти вещества превращаются в известняк. Оолитовые известняки, по всей вероятности, образуются путем коагуляции коллоидных растворов углекислой извести вокруг взвешенных в движущейся воде песчинок и газовых пузырьков. Современное обра-

зование оолитов в морских бассейнах приурочено к прибрежным мелководным зонам тропических и субтропических морей. Первоначально эти оолиты бывают сложены арагонитом, позднее превращающимся в кальцит.

5. При метаморфогенных процессах в условиях регионального метаморфизма горных пород известняки с помощью «горной влаги», заключенной в них, обычно перекристаллизуются в мраморы, т. е. зернистые карбонатные породы. В сильно восстановительных условиях за счет CO_2 , выделяющейся при реакциях с образованием силикатов, иногда образуется углерод в виде тонко распыленного графита, в силу чего известняк приобретает темносерый и даже черный цвет.

Каким бы путем не образовался кальцит, в коре выветривания он является сравнительно слабо устойчивым минералом. Благодаря легкой растворимости в кислотах он в зоне элювия, особенно в зонах окисления рудных сульфидных месторождений, переходит в растворы. При реакциях обменного разложения часто наблюдается замещение кальцита другими минералами (гипсом, доломитом, смитсонитом, малахитом и др.):



На поверхности известняков в зоне насыщенных известью грунтовых вод не только часто наблюдается отложение коагулятов гидроокислов железа, коллоидного кремнезема и др., но и сами известняки замещаются ими.

Практическое значение кальцита, особенно в виде горных пород, весьма разнообразно.

1. Исландский шпат благодаря своему высокому двупреломлению употребляется для изготовления различных оптических поляризационных приборов, главным образом николей для микроскопов, поляриметров, колориметров и др.; для этой цели пригодны бесцветные, идеально прозрачные недвойникованные кристаллы или их обломки, лишенные трещин, размерами не меньше 1.5—2 см.

2. Асбестовидный атласный шпат и мрамор-оникс используются для ювелирных изделий и предметов искусства.

3. Известняки, в зависимости от их состава или физико-механических свойств, потребляются: а) химической промышленностью (чистые известняки) для получения необходимой в сельском хозяйстве извести, производства сахара, соды, едкого натра, хлорной извести и пр. с одновременным получением при обжиге жидкой или твердой углекислоты; б) металлургической промышленностью (бедные фосфором и серой известняки) как флюс при плавке руд в доменных печах; в) в строительстве для приготовления различных сортов цемента — гашеной извести, портланд-цемента, роман-цемента и др.; г) в полиграфической промышленности, в которой применяются так называемые литографские камни, т. е. особые плотные скрытозернистые известняки с раковистым изломом, способные раскалываться на тонкие плиты.

4. Мраморы в полированном виде используются как строительный материал для облицовки стен внутренних помещений в зданиях, как материал для скульптурных работ, а также в электротехнике (распределительные доски и пр.).

5. Мел употребляется как пишущий, красочный, полировальный материал, для производства цемента, в лакокрасочной, парфюмерной (зубной порошок), резиновой (в качестве наполнителя) и других отраслях промышленности.

Месторождения. Исландский шпат у нас в Союзе известен в месторождениях по реке Нижней Тунгуске, приуроченных к эффузивным породам — траппам и мандельштейнам (здесь он залегает в виде жил и гнезд с гигантскими размерами монокристалльных индивидов); в Чалыкском месторождении (в нагорной части Черкесской АО), где крупные его кристаллы вместе с желто-бурой глиной встречаются в полостях среди метаморфизованных древних известняков (здесь они образовались, по видимому, при циркуляции горячих источников).

Многочисленные небольшие месторождения исландского шпата широко представлены в Средней Азии в Зеравшано-Гиссарском и Пскем-Угамском районах. Крупные кристаллы в виде ромбоэдров, скаленоэдров и призм встречаются в больших полостях, образовавшихся среди известняков в результате выщелачивания циркулировавшими вдоль трещин водами магматического происхождения.

Из иностранных месторождений большой известностью пользуются крупнейшие месторождения Исландии среди эффузивных изверженных пород и др.

Мел в виде горных пород широко распространен в толщах карбонатных пород мелового возраста на территории Русской платформы и в других местах Союза. В больших масштабах он добывается главным образом для химической и цементной промышленности, в районе Белгорода (Курская область), близ Славянска, Краматорска (Донбасс) и в других местах.

Месторождения прочих известняков, используемых в промышленности, весьма многочисленны. На перечислении их останавливаться не будем.

Мраморы, отличающиеся красивыми расцветками, добываются в качестве облицовочных камней на Урале в Уфалейском, Златоустовском и других районах, в Забайкалье, в Крыму и т. д. Месторождения оникс-мрамора желтоватых и зеленоватых расцветок известны в Закавказье на территории Грузинской и Армянской ССР. Вместе с другими облицовочными материалами они широко используются в строительстве.

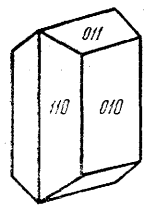
Из иностранных месторождений высококачественными мраморами славятся месторождения Каррары (на восточном берегу Генуэзского залива в Италии) и Греции, служившие в свое время источником для замечательных античных скульптур.

АРАГОНИТ — CaCO_3 . Назван по местности Арагония (в Испании), где был впервые установлен.

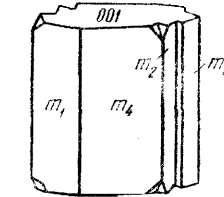
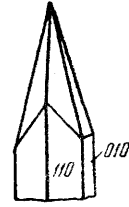
Химический состав такой же, как у кальцита: CaO 56.0%, CO_2 44.0%. Часто содержит примеси: Sr до 5.6% (стронциоарагонит), Pb до 6.6% (плюмбоарагонит), а также Mg, Fe и Zn (до 10% — нихольсонит).

Сингония ромбическая, ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Кристаллическая структура разобрана выше (см. фиг. 342 и 343). **Облик кристаллов** призматический (часто псевдогексагональный), игольчатый. Форма головки кристаллов бывает доломчатой (фиг. 353). Главные формы: призма {110}, пинакоиды {010} и {001}. Последний бывает покрыт штрихами параллельно оси a . Нередко встречается призма {011}, заостряющая кристаллы наподобие долота, дипирамида {111}, в некоторых случаях очень острые дипирамиды {661}, {991} и др. в комбинации с призмами, вследствие чего кристаллы принимают копьевидную форму (см. фиг. 353). **Двойники** часто наблюдаются по (110). Распространены также тройники псевдогексагонального облика (фиг. 354 и 355), четверники и сложные полисинтетиче-

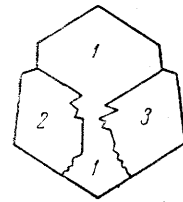
ские двойники. При этом обычно образуются между гранями призм входящие углы в виде желобков. **Агрегаты** часто представлены шестоватыми (фиг. 356), радиально-лучистыми (фиг. 357) и звездчатыми сростаниями индивидов. Наблюдается также в виде кристаллических корок, натечных, шаровидных форм и в массах оолитового строения («гороховые» и «икряные камни»). Очень оригинальны встречающиеся иногда «железные цветы» (фиг. 358) в виде переплетенных и ветвящихся стеблей снежно-белого цвета. Следует упомянуть,



Фиг. 353. Призматический и игольчатый кристаллы арагонита



Фиг. 354. Арагонит. Тройник прорастания по (110)

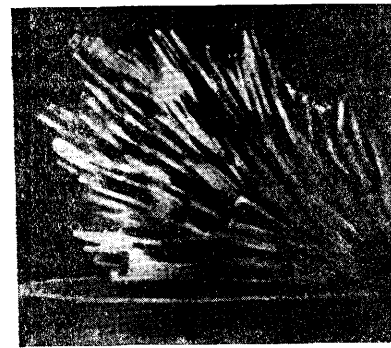


Фиг. 355. Границы сростаний индивидов в поперечном разрезе псевдогексагонального тройника

о так называемом ктипците, скрытоволокнистой разности арагонита, слагающей концентрические слои оолитов в молодых известковых осадках. Наконец, внутренние перламутровые части большинства



Фиг. 356. Агрегат шестоватых кристаллов арагонита



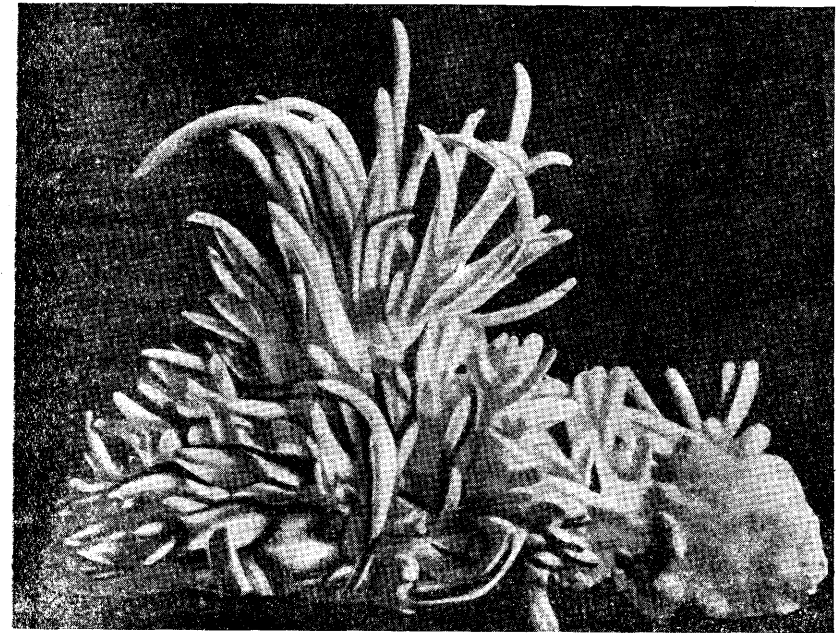
Фиг. 357. Радиально-лучистый агрегат кристаллов арагонита

раковин моллюсков построены из тончайших пластинок арагонита, параллельных поверхности раковины. Как известно, попадающие внутрь раковины песчинки или другие посторонние тела облекаются слоями аналогичной углекислой извести с примесью органического вещества, в результате чего образуются маленькие желвачки жемчуга.

Цвет арагонита белый, желтовато-белый, иногда светлозеленый, фиолетовый и серый. Отдельные кристаллы часто прозрачны и бесцветны. **Блеск** стеклянный, в изломе жирный. В катодных лучах светится слабым бледнофиолетовым, иногда оранжевым цветом. **Оптиче-**

ские константы. $N_g = 1.686$, $N_m = 1.681$, $N_p = 1.530$; $N_g - N_p = 0.156$. Оптически отрицательный. $2V = 18^\circ$. $N_g N_p = (100)$; $N_g = b$.

Твердость 3.5—4. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует; иногда удается установить несовершенную спайность по {010} и {110}. Излом часто раковистый. **Уд. вес** 2.9—3.0 (больше, чем кальцита, что свидетельствует о более плотной упаковке атомов). **Прочие свойства.** При обычной температуре неустойчив; в присутствии растворителя



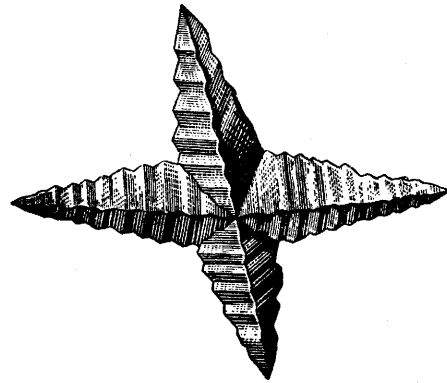
Фиг. 358. «Железные цветы». Уральский геологический музей

медленно, но самопроизвольно переходит в кальцит, почему и не встречается в более древних осадках. При повышении температуры до 400° этот переход совершается быстро. Любопытно, что разности арагонита, не претерпевшие полиморфного превращения в кальцит, содержат более крупные ионы стронция (до нескольких процентов), что, по мнению Н. В. Белова, оказывает, очевидно, стабилизирующее влияние на устойчивость этой модификации. В воде более растворим, чем кальцит.

Диагностические признаки. По цвету и поведению в HCl очень похож на кальцит, но отличается от него отсутствием спайности и обликом кристаллов с характерными, иногда тонкими желобками на гранях призм и повышенной твердостью. Похожие на него цеолиты (водные силикаты Na, Ca и др.) не выделяют в соляной кислоте CO_2 . Витерит и стронцианит имеют больший удельный вес и плавятся перед паяльной трубкой.

П. п. тр. ведет себя так же, как кальцит. В кислотах разлагается с бурным выделением углекислоты. Порошок арагонита (так же, как стронцианита и витерита) в растворе $\text{Co}[\text{NO}_3]_2$ при кипячении становится лиловым (реакция Мейгена), тогда как порошок кальцита почти не изменяется или окрашивается в синеватый или зеленоватый цвет, и то лишь при долгом кипячении.

Происхождение. Арагонит в природе распространен гораздо реже, чем кальцит. Как один из самых низкотемпературных минералов, он довольно часто образуется при затухающих гидротермальных процессах. Таковы, например, его находки в трещинах среди серпентинизированных ультраосновных пород вне всякой связи с поверхностными процессами. К таким же образованиям относятся находки мелких игольчатых кристалликов арагонита в пустотах не затронутых разложением базальтов, изредка в мраморах, в лавах вулканов, в отложениях из горячих, пересыщенных CaCO_3 минеральных источников в виде известкового туфа или оолитов (гороховый камень) карловарских источников) и др.



Фиг. 359. «Беломорская рогулька» арагонита

Однако в главной массе арагонит образуется при различных экзогенных процессах, часто при участии в них растворенных магниевых солей. В виде радиально-лучистых образований и натечных форм, нередко крупных размеров, он широко распространен в корях выветривания ультраосновных магниевых изверженных пород в ассоциации с доломитом, гипсом, глинистым веществом и другими минералами экзогенного происхождения. Иногда он наблюдается в пустотах среди бурых железняков в виде наросших мелких кристалликов, изредка в виде «железных цветов» (фиг. 358), например в Бакальском месторождении на Урале, Хюттенберге в Каринтии (Альпы). Редкие, микроскопических размеров, находки его бывают приурочены к сидеритовым залежам, карбонатным марганцевым рудам осадочного происхождения, гипсоносным толщам, к месторождениям самородной серы в Сицилии. Арагонит биогенного происхождения, как указывалось, входит в состав перламутрового слоя раковин. Оригинальные образования, получившие название «беломорских рогулек» и представляющие псевдоморфозы арагонита по целестину, вылавливаются рыбацкими сетями со дна Белого моря (фиг. 359). В осадочных породах известны также псевдоморфозы арагонита по гипсу.

Искусственно получается из растворов бикарбоната кальция при температурах выше 29° , а в присутствии MgSO_4 даже при 10° . При 2° кристаллизуется только кальцит. Образуется также из слабых растворов CaCl_2 в Na_2CO_3 (из крепких растворов кристаллизуется кальцит). Практического значения не имеет.

МАГНЕЗИТ — MgCO_3 . Магнезия — область в Фессалии (Греция). Минерал известен с глубокой древности. Синоним: магнезиальный шпат.

Химический состав. MgO 47.6%, CO_2 52.4%. Из изоморфных примесей наиболее часто устанавливается Fe, иногда Mn, Ca. Механическими примесями, особенно в метаколлоидных образованиях, являются: SiO_2 в виде опала или халцедона (до нескольких процентов), Al_2O_3 в виде глинистого вещества, H_2O , иногда доломит (с ним, очевидно, связано содержание CaO в магнезитовых массах).

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3L^3PC$. Кристаллическая структура аналогична структуре кальцита. Облик кристаллов обычно ромбоэдрический. Чаше распространен в виде

крупнозернистых агрегатов (фиг. 360). Для месторождения выветривания чрезвычайно характерны фарфоровидные метаколлоидные массы, нередко напоминающие по своей форме цветную капусту.

Цвет магнезита белый с желтоватым или сероватым оттенком, иногда снежно-белый. Блеск стеклянный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $Nm=1.700$, $Np=1.509$; $Nm-Np=0.191$. В катодных лучах светится малиновым цветом.

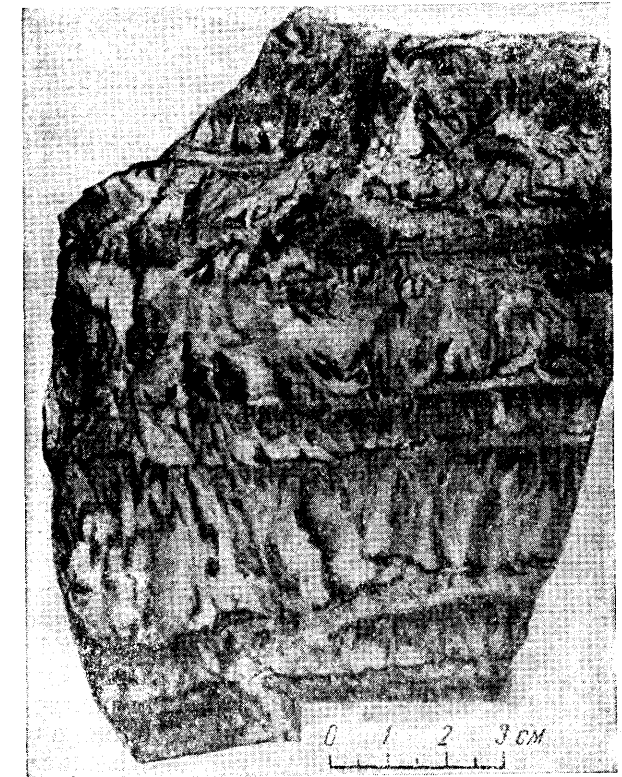
Твердость 4—4.5. Хрупок. Спайность совершенная по ромбоэдру {1011}. Для плотных метаколлоидных фарфоровидных разновидностей характерен раковистый излом. Уд. вес 2.9—3.1. **Прочие свойства.** Теплота образования: $\text{MgO} + \text{CO}_2 = \text{MgCO}_3 + 27\,240 \text{ кал.}$

Диссоциация MgCO_3 при прокаливании в атмосфере воздуха наступает при температуре 525° (по кривым нагревания $600\text{—}690^\circ$). При повышенных давлениях углекислоты $P_{\text{CO}_2}=1\text{—}200 \text{ ат}$), как это можно видеть из диаграммы на фиг. 352), магнезит может быть устойчив до температуры $600\text{—}700^\circ$. Вообще кривая диссоциации на диаграмме располагается значительно ниже по сравнению с кривой диссоциации CaCO_3 . Это означает, что магнезит в глубинах земной коры при высоких температурах (свыше 900°) не может существовать даже при условии высоких значений P_{CO_2} , зато устойчив периклаз — MgO .

Растворимость MgCO_3 в воде несколько выше, чем для кальцита. При обыкновенной температуре и атмосферном давлении в чистой воде она не превышает 80 мг/л , но в виде бикарбоната $\text{Mg}[\text{HCO}_3]_2$ растворимость исключительно высока: при P_{CO_2} равном 1 ат , и при $t=18^\circ$ она достигает $25\,800 \text{ мг/л}$, т. е. в 23 раза выше, чем растворимость при этих же условиях бикарбоната кальция (см. выше). При P_{CO_2} равном 56 ат , она возрастает до $74\,900 \text{ мг/л}$. Характерно, что при нагревании она столь же резко падает: при температуре 100° и том же P_{CO_2} , равном 1 ат , она меньше 100 мг/л .

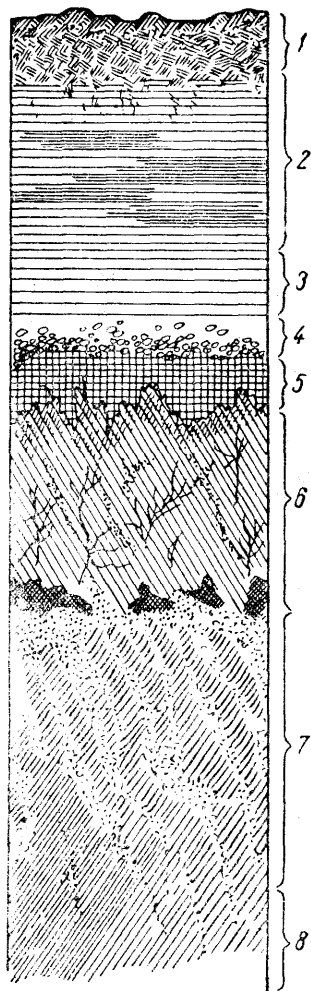
Важно подчеркнуть также то обстоятельство, что из раствора бикарбоната магния при понижении P_{CO_2} или повышении t не удастся получить осадок нормальной соли MgCO_3 , а всегда тригидрат — $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, часто в смеси с основными водными карбонатами магния (вследствие явно выраженной склонности ионов Mg^{2+} к образованию комплексов с H_2O). С течением времени эти водные соли способны превращаться в безводный нормальный карбонат магния (в условиях пониженной упругости водяного пара). Установлено также, что выпадение тригидрата карбоната магния в осадок резко возрастает с увеличением щелочности раствора (при $\text{pH} > 8$).

Диагностические признаки. В кристаллических разновидностях, как и все карбонаты кальцитового ряда, отличим от других минералов по ромбо-



Фиг. 360. Полосчатые крупнозернистые агрегаты магнезита из Саткинского месторождения на Урале. По М. П. Гарань

эдрической спайности. Внутри ряда его труднее всего отличить от доломита, анкерита и других карбонатов; приходится прибегать к оптическим и химическим исследованиям.



Фиг. 361. Схематический разрез коры выветривания ультраосновных пород в Халиловском районе. По А. И. Киселеву

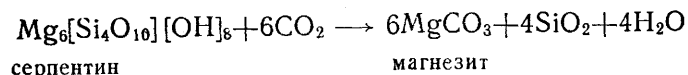
1—современная почва; 2, 3 и 4—песчано-глинистые осадочные породы мезозойского возраста, прикрывающие древнюю кору выветривания; 5—самый верхний слой древней коры выветривания, сложенный железистыми охрами; 6—зона нонтронитизации с гидроокислами марганца; 7—зона развития магнезита и гидромагнезита; 8—первичные породы—серпентиниты

П. п. тр. растрескивается, но плавится. Пламя не окрашивает. В кислотах растворяется лишь при нагревании. Капля соляной кислоты на холоду не «вскипает». Лишь в тонкозернистых агрегатах, как это характерно и для других труднее растворимых карбонатов (доломита, сидерита и пр.), пузырьки CO_2 выделяются спустя некоторое время. В горячих кислотах растворяется.

Происхождение. Магнезит по сравнению с кальцитом в природе распространен значительно реже, но встречается иногда в больших сплошных массах, представляющих промышленный интерес.

Часть таких скоплений образуется гидротермальным путем. Сюда прежде всего следует отнести весьма крупные месторождения кристаллически-зернистых масс магнезита, пространственно связанных с доломитами и доломитизированными известняками. Как показывает геологическое изучение, эти залежи образуются метасоматическим путем (среди залежей иногда удавалось установить реликты известняковой фауны). Предполагают, что магнезия могла выщелачиваться и отлагаться в виде магнезита горячими щелочными растворами из доломитизированных толщ осадочного происхождения. В парагенезисе с магнезитом изредка встречаются типичные гидротермальные минералы: кальцит, арагонит, доломит, барит, тальк, хлорит, кварц, пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды и др.

Другой тип гидротермальных месторождений, также имеющий иногда практическое значение, связан с воздействием богатых углекислотой гидротерм на массивы ультраосновных магнезиальных изверженных пород: серпентинитов, перидотитов и др. Залежи тонкокристаллического магнезита в виде линз, жил, гнезд и густой сети прожилков обычно приурочены к трещинам и зонам сбросов. В виде включений наблюдаются кальцит, доломит, анкерит, тальк, халцедон, кварц, магнетит, гематит и др. Образование магнезита могло происходить по следующей схеме:



Образующийся при этом свободный кремнезем в основном, очевидно, уносится щелочными водами. Опал, халцедон и кварц в самой магнезиальной массе обычно наблюдаются в сравнительно ничтожных количествах.

Скопления скрытокристаллического («аморфного») магнезита возникают также при процессах выветривания массивов ультраосновных пород, особенно в тех случаях, когда при интенсивном выветривании образуется мощная кора продуктов разрушения. В процессе окисления и гидролиза магнезиальные силикаты под влиянием поверхностных вод и углекислоты воздуха претерпевают полное разрушение. Возникающие при этом труднорастворимые гидроокислы железа скопляются у поверхности. Магнезия в виде бикарбоната, а также освобожденный кремнезем в виде золей опускаются в нижние горизонты коры выветривания. При этом могут возникнуть нерезко очерченные, постепенно переходящие друг в друга зоны новообразований, изображенные на фиг. 361. Магнезит, часто обогащенный опалом и доломитом, в виде прожилков и скоплений натечных форм отлагается в сильно выщелоченных трещиноватых пористых серпентинитах в зоне застоя грунтовых вод.

Наконец, находки магнезита с гидромагнезитом большей частью минералогического значения наблюдаются среди осадочных соленосных отложений. Образование карбонатов магнезии связывают с реакцией обменного разложения сульфата магнезии с Na_2CO_3 . Магнезит встречается также в гипсоносных осадочных толщах.

Искусственно магнезит получается при нагревании осажденных из растворов водных карбонатов магнезии. Интересно отметить, что при пропускании струи CO_2 через нагретый раствор MgCO_3 выпадают в осадок кристаллики ромбической модификации (неизвестные в природе).

Практическое значение. В металлургии «намертво» обожженный кристаллический магнезит употребляется для изготовления огнеупорных кирпичей, выдерживающих температуру до 3000° . Они идут в кладку нижних частей пода мартеновских печей, конверторов, цементных печей и др. Второй областью применения обожженного магнезита является изготовление так называемого цемента Сореля, используемого в абразивной промышленности (точильные круги) и в строительстве (стойкая штукатурка в смеси с песком, гравием, древесными опилками, диатомитом, тальком и другими наполнителями). Употребляется также для производства электроизоляторов, в бумажном, сахарном, резиновом и других производствах.

Месторождения. Известное Саткинское месторождение кристаллического магнезита, гидротермального происхождения, находится на западном склоне Южного Урала (в 50 км к юго-западу от г. Златоуста). Крупные магнезитовые залежи образовались метасоматическим путем среди доломитовой осадочной толщи докембрийского возраста. Аналогичные месторождения известны на Дальнем Востоке, в Южной Маньчжурии, Корее, Австрии (Вейтш, в Альпах, южнее г. Вены), в Чехословакии, в Канаде (Квебекское) и в других местах.

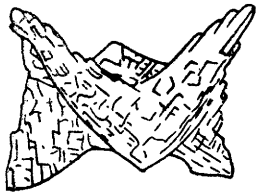
Крупное месторождение магнезита гидротермального происхождения среди серпентинитовых массивов известно на о. Эвбее в Эгейском море.

К месторождениям, образовавшимся в древней коре выветривания ультраосновных пород, относится Халиловское на Южном Урале.

ДОЛОМИТ — $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. Назван по имени Доломье (1750—1801), французского минералога, открывшего доломит.

Химический состав. CaO 30.4%, MgO 21.7%, CO_2 47.9%. Содержания CaO и MgO часто колеблются в небольших пределах. Изоморфные примеси: Fe, иногда Mn (до нескольких процентов), изредка Zn, Ni и Co (в красном доломите из Пршибрама, в Чехословакии, содержание CoCO_3 достигало 7.5%). Известны случаи включений в кристаллах доломита битумов и других посторонних веществ.

Сингония тригональная; ромбоэдрический в. с. L_6^3C . **Кристаллическая структура** отличается тем, что ионы Ca и Mg попеременно чередуются вдоль тройной оси. **Облик кристаллов.** Часто встречающиеся кристаллы имеют ромбоэдрический облик. В противоположность кальциту, широким распространением пользуются ромбоэдры $\{10\bar{1}1\}$, причем нередко седлообразно изогнутые грани (фиг. 362). Встречаются двойники прорастания и полисинтетические двойники по $\{02\bar{2}1\}$. **Агрегаты** обычно кристаллически-зернистые, часто пористые, реже скрытокристаллические, почковидные, ячеистые, шаровидные и пр.



Фиг. 362. Кристалл доломита с седлообразно изогнутыми гранями

Цвет доломита серовато-белый, иногда с оттенками желтоватым, буроватым, зеленоватым, красноватым. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $N_m = 1.681-1.695$, $N_p = 1.500-1.513$; $N_m - N_p = 0.180-0.182$. В катодных лучах светится ярким оранжево-красным цветом.

Твердость 3.5—4. **Хрупок.** **Спайность** совершенная по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$ Плоскости спайности большей частью искривлены. **Уд. вес** 1.8—2.9. **Прочие свойства.** Диссоциация доломита, по данным кривых нагревания в атмосфере воздуха, происходит в два приема (как и для других двойных карбонатов): при температуре 700—750° и 900—950°. Вторая реакция, устанавливаемая на кривых нагревания, как считают, отвечает распаду сохраняющегося некоторое время при накаливании CaCO_3 .

Растворимость доломита в чистой воде и в воде, содержащей CO_2 , изучена недостаточно. Во всяком случае она выше, чем для кальцита. Однако скорость растворения доломита сильно уступает скорости растворения кальцита, в чем легко убедиться при травлении водой полированных шлифов частично доломитизированного известняка. Этим объясняется ложное впечатление о малой растворимости доломита.

Диагностические признаки. Как и другие карбонаты кальцитового ряда, доломит характеризуется спайностью по ромбоэдру. Кристаллы доломита в большинстве случаев также имеют ромбоэдрический облик. В отдельных зернах без данных химического анализа и измерения оптических констант иногда невозможно отличить от анкерита, иногда сидерита. Весьма характерно, что доломит в отличие от кальцита обнаруживает полисинтетическое двойникование не по $(01\bar{1}2)$, а по $(02\bar{2}1)$. В прозрачных шлифах это направление двойникования устанавливается по короткой диагонали ромбов, образуемых трещинами спайности.

П. п. тр. не плавится, растрескивается. Образующаяся CaO окрашивает пламя в оранжевый цвет. Соляная кислота на холоду разлагает доломит очень слабо, без «шипения».

Происхождение. Доломит наряду с кальцитом является широко распространенным породообразующим минералом.

В типичных жильных гидротермальных месторождениях он встречается гораздо реже кальцита. При переработке гидротермальными растворами доломитизированных известняков нередко образуются крупнокристаллические массы доломита в ассоциации с магнезитом, кальцитом, сульфидами, кварцем и другими минералами. Как продукт гидротермальной деятельности он встречается также в измененных ультраосновных породах.

Главные же массы доломита связаны с осадочными и карбонатными толщами всех геологических периодов, но более всего докембрийского и палеозойского возраста. Доломиты в этих толщах нередко слагают целые массивы или переслаиваются с известняками, иногда наблюдаются в виде не совсем правильных залежей, гнезд и т. д.

Вопрос о деталях их происхождения вызывает большие дискуссии. В ряде случаев доломиты образовались как первичные осадки в водных соленосных бассейнах, на что указывает ассоциация их с осадками гипса, ангидрита и более растворимыми солями щелочей. В других случаях бесспорно имела место доломитизация ранее отложенных осадков углекислого кальция: наблюдаются факты замещения доломитом раковин, кораллов и прочих известковистых органических остатков. Весьма характерно, что доломит при этом процессе, как правило, развивается в виде хорошо образованных ромбоэдрических метакристаллов, и лишь при сплошном замещении границы между отдельными зернами его имеют неправильные очертания.

Первичные структурные особенности породы при этом процессе исчезают. Часто наблюдаемая пористость в доломитах, по всей вероятности, объясняется выщелачиванием остаточных зерен кальцита или других растворимых солей. Допускают, что источником магния при доломитизации могли служить растворенные в морской воде соли магния — MgSO_4 , MgCl_2 и, возможно, водные карбонаты магния, выпадающие в осадок. Наблюдающиеся факты переслаивания известняков и доломитов объясняют периодическими изменениями концентраций магnezияльных соединений в морских бассейнах. Следует также указать, что в большинстве случаев доломиты обладают весьма тонкозернистой структурой.

Искусственно доломит был получен из смеси растворов CaCO_3 , MgCO_3 (2 : 1), NaCl и CO_2 при обыкновенной температуре в результате двухмесячного испарения. Из раствора NaCl и MgSO_4 с порошком арагонита доломит образуется при нагревании (до 50—100°) и повышенном давлении (60—80 ат). Многие другие опыты показывают, что при обыкновенной температуре и атмосферном давлении доломит непосредственно из растворов не образуется.

В зоне выветривания доломиты, медленно растворяясь, разрушаются и превращаются в тонкозернистую массу.

Практическое значение. Доломиты широко используются для различных целей: 1) в качестве строительного камня, 2) для изготовления вяжущих веществ, термоизоляционного материала в смеси с асбестом и др., 3) в качестве огнеупорного материала и флюса в металлургии, 4) в химической промышленности и в ряде других отраслей промышленности.

Месторождения доломита широко распространены вдоль западного и восточного склонов Урала, в Донбассе, на берегах Волги и в других местах. Главная масса доломитов приурочена к карбонатным толщам докембрийского и пермского возраста. Большой теоретический интерес представляют современные процессы доломитообразования в озере Балхаш (Казахстан), детально изучаемые в последнее время.

СИДЕРИТ — FeCO_3 . Сидерос — по-гречески «железо». Синоним: железный шпат.

Химический состав: FeO 62.1% (Fe 48.3%), CO_2 37.9%. Из изоморфных примесей чаще всего присутствуют Mg и Mn ; устанавливается также присутствие CaO , SiO_2 , Al_2O_3 и др.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3L^2PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре кальцита.

Встречающиеся кристаллы чаще имеют ромбоэдрический облик, причем грани ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$ нередко искривлены, иногда имеют чешуеобразную поверхность, как у доломита, а также седловидные изгибы. **Агрегаты** обычно кристаллически-зернистые; наблюдается также в шаровидных конкрециях (сферосидерит) со скрытокристаллическим или радиально-лучистым строением. Описаны находки сидерита в землистых массах, натечных, оолитовых и других формах.

Цвет сидерита в свежем состоянии желтовато-белый, сероватый, иногда с зеленым или буроватым оттенком. При выветривании интенсивно буреет. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $N_m = 1.875$, $N_p = 1.633$; с увеличением содержания MgO показатели преломления падают (фиг. 363). В катодных лучах светится ярким оранжево-красным цветом.

Твердость 3.5—4.5. Хрупок.

Спайность по $\{10\bar{1}1\}$ совершенная.

Уд. вес 3.9 (фиг. 363). **Прочие свойства.** Теплота образования: $\text{FeO} + \text{CO}_2 = \text{FeCO}_3 + 26750 \text{ кал}$ (близка к MgCO_3).

Диссоциация сидерита при атмосферном давлении, согласно кривым нагревания, происходит в интервале температур 500—600° (имеет место экзотермическая реакция, отвечающая окислению Fe^{2+}). Кривая упругостей диссоциации FeCO_3 , вычисляемых термодинамически, близка к кривой для MgCO_3 , поэтому на диаграмме фиг. 352 она не нанесена. Эта близость упругостей диссоциации обуславливает и одинаковые с MgCO_3 условия нахождения сидерита. Однако FeO , которая должна образоваться в результате разложения FeCO_3 при высоких температурах, не встречается в природе, и вместо нее образуется магнетит — Fe_3O_4 . Если в ассоциации с сидеритом присутствует Fe_2O_3 , то, как показано на диаграмме (см. фиг. 352), диссоциация FeCO_3 с образованием магнетита происходит при значительно более низких температурах. Наоборот, образование сидерита за счет магнетита может происходить также при сравнительно низких температурах (170—400°), что наблюдается в некоторых регионально-метаморфизованных железнорудных месторождениях на сравнительно небольших глубинах.

Растворимость FeCO_3 ниже, чем у кальцита: при 18° и P_{CO_2} равном 1 ат, растворимость его в виде бикарбоната составляет 720 мг/л (для кальцита 1100 мг/л). Характерно, что при увеличении P_{CO_2} она, в противоположность ранее рассмотренным карбонатам, возрастает слабо и при $P_{\text{CO}_2} = 56 \text{ ат}$ равна 770 мг/л. С повышением температуры при одном и том же P_{CO_2} растворимость, как и для других карбонатов, падает. В присутствии кислорода бикарбонат железа, окисляясь, быстро разлагается с образованием гидратов окиси железа.

Диагностические признаки. Как и всем карбонатам группы кальцита, кристаллическому сидериту свойственна совершенная спайность по ромбоэдру. Похож на анкерит, от которого уверенно можно отличить по данным химических анализов и кривым нагревания.

П. п. тр. не плавится, растрескивается, буреет, затем чернеет (вследствие окисления железа) и становится магнитным. С бурой и фосфорной солью реагирует на железо, а с содой — на марганец (если он содержится). Холодная HCl действует слабо, но при нагревании — очень энергично. Капля ее на куске сидерита постепенно окрашивается в зеленовато-желтый цвет вследствие образования FeCl_3 . Смоченный 1%-ным раствором красной кровяной соли — $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$, подкисленным несколькими каплями HCl , дает на поверхности зерна или куска темно-синюю пленку турбулевого сини (на анкерите при этой реакции образуется светлосиняя пленка).

Происхождение. Сидерит, как карбонат закиси железа, вообще может образоваться лишь в восстановительных условиях. Встречается он в различных генетических типах месторождений.

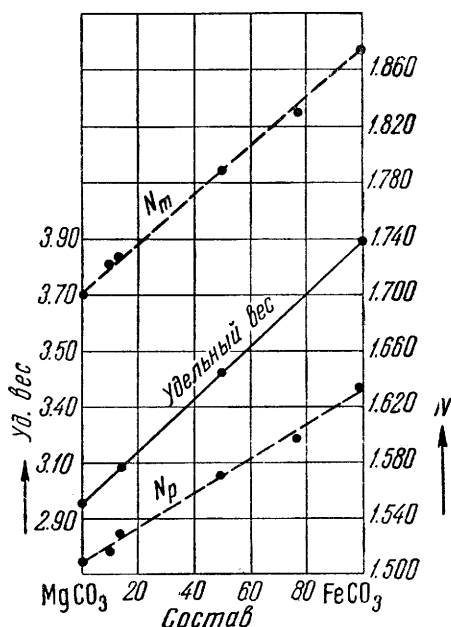
1. В гидротермальных месторождениях он образуется при сравнительно невысоких температурах. Как спутник он наблюдается нередко в жильных месторождениях свинцово-цинковых и медных сульфидных руд в ассоциации с пирротином, халькопиритом, железистыми хлоритами, анкеритом и другими минералами. Встречаются также самостоятельные сидеритовые жилы, а в известняках — метасоматические залежи неправильных форм. Кроме редких сульфидов, в них иногда наблюдаются магнетит и гематит.

2. На поверхности земли образование сидерита устанавливается в исключительных случаях. Таковы, например, редко встречающиеся отложения творожистого белого сидерита под болотными почвами, возникающего, очевидно, в условиях сильно восстановительной органической среды. Таковы же так называемые сферосидериты в виде желваков и шарообразных конкреций в глинах, а также в угленосных свитах, возникшие, по видимому, без доступа воздуха в осадках, богатых органическим веществом. В особых случаях, при наличии карбонатных пород, сидерит образуется в низах зоны окисления сульфидных месторождений.

3. Известны типичные осадочные месторождения сидерита, возникшие в лагунах или заливах морских бассейнов. Образование их, очевидно, связано с восстановительными условиями, господствующими в более глубоководных участках прибрежных зон морей, в обстановке недостатка кислорода и, вероятно, разложения органических остатков с образованием уголекислоты и сероводорода за счет белковых веществ. Осадочные сидеритовые руды иногда обладают типичным оолитовым сложением.

4. Наконец, сидерит нередко наблюдается в метаморфизованных осадочных месторождениях железа, где он метасоматическим путем развивается за счет магнетита или железистых силикатов в условиях повышенной концентрации уголекислоты. Присутствующий в рудах кварц частично разъедается сидеритом.

В условиях зоны окисления месторождений сидерит неустойчив. На месте сидеритовых залежей легко образуются железные шляпы, состоящие из лимонита, гётита, иногда гидрогематита, как в виде рыхлых, нередко землистых масс, так и в форме твердых жеодовых, часто пустотелых образований. В крайне редких случаях наблюдается в виде кристалликов на лимоните (новообразования, возникающие в восстановительных условиях).



Фиг. 363. Показатели преломления и удельные веса в изоморфном ряду $\text{MgCO}_3 - \text{FeCO}_3$

Практическое значение. В тех условиях, когда скопления сидерита обнаруживаются в крупных массах и содержат мало вредных примесей (фосфора, серы и др.), они представляют собой ценные месторождения железных руд. Перед плавкой сидеритовые руды подвергаются обжигу.

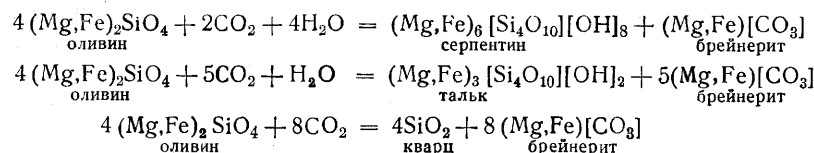
Месторождения сидерита довольно многочисленны. Укажем на главные из них. В СССР большой известностью пользуется Бакальское месторождение (на Ю. Урале), в котором кристаллически-зернистые сидериты образовались, по всей вероятности, гидротермальным путем в доломитизированных известняках. Сидерит содержит также магний и немного марганца. В зоне окисления развиты мощные железные шпаты. Часть руд крупнейшего Керченского осадочного месторождения сложена сидеритами. Возможно, что бурые железняки частично произошли за счет окисления этих руд. Сидерит метаморфического происхождения, образовавшийся путем замещения кварца и силикатов, известен в месторождении КМА (Курская магнитная аномалия).

Из иностранных месторождений отметим довольно крупные залежи плотного глинистого сферосидерита, окрашенного углистыми веществами в темный цвет, среди обширных каменноугольных осадков в Шотландии и Ю. Уэльсе (Англия). Аналогичные бакальским сидеритам руды гидротермального происхождения распространены в Штирии (Альпы), на побережье Бискайского залива (Испания), в Алжире и Тунисе (Сев. Африка). В жильных месторождениях близ Зигена (Германия) сидерит ассоциирует с более поздним листоватым гематитом, местами полностью замещающим сидерит.

БРЕЙНЕРИТ — $(Mg, Fe)CO_3$. Тригон. с., дитригонально-скаленоэдрический в. с. Представляет собой промежуточный минеральный вид непрерывного ряда изоморфных смесей $MgCO_3-FeCO_3$. В зависимости от содержания молекулы $FeCO_3$, выделяются разновидности: сидероплезит (70—95% $FeCO_3$), пистомезит (50—70% $FeCO_3$), мезизит (30—50% $FeCO_3$). Собственно брейнеритом, наиболее распространенным в природе, называют разновидности с содержанием $FeCO_3$ до 30%. В очень небольших количествах в виде изоморфных примесей устанавливаются также Mn, Ni и Co. Кальций обычно отсутствует.

Физические свойства в изоморфном ряду $MgCO_3-FeCO_3$ меняются аддитивно (см. фиг. 363). Брейнерит по свойствам близок к магнезиту. Цвет белый, сероватый или желтовато-белый. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Nm = 1.70$ (с содержанием $FeCO_3$ 9%) и 1.719 (с содержанием $FeCO_3$ 16%), Np соответственно равен 1.517 и 1.527; $Nm - Np = 0.190$ и 0.192. Для сидероплезита с содержанием $FeCO_3$ 73%: $Nm = 1.830$, $Np = 1.596$, $Nm - Np = 0.234$. Твердость 4—4.5. Спайность по ромбоэдру. Уд. вес 3.0—3.1.

Брейнерит является обычным минералом в метаморфических породах, являющихся продуктами гидротермального изменения оливиновых изверженных пород (дунитов, перидотитов и др.). Как показывает изучение парагенезиса образующихся при этом минералов, гидротермы, очевидно, были насыщены только углекислотой. В виде мелкой карбонатной пыли брейнерит присутствует почти во всех серпентинитах. При большем содержании углекислоты образуются тальк-брейнеритовые породы, при еще более сильном насыщении — кварц-брейнеритовые породы (листвениты). Образование этих минералов происходит по следующим схемам:



Как можно видеть из этих реакций, по мере увеличения концентрации CO_2 в растворе, за счет оливина образуются все более богатые кремнеземом устойчивые минералы и, наконец, свободный кремнезем в виде опала, халцедона или кварца. Если в процессе метаморфизма создается повышенная концентрация кислорода, то вместо брейнерита образуется магнезит, а железо, окисляясь, выделяется в виде самостоятельных минералов — магнетита или даже гематита. Таковы, например, тальк-магнезитовые породы Шабровского месторождения на Урале, содержащие

иногда крупные рассеянные метакристаллы магнетита, местами гематита. Если в первичных породах, кроме магнезиальных силикатов, присутствуют также кальцийсодержащие силикаты, то в процессе карбонатизации, помимо магнезита, образуются доломит и иногда кальцит.

АНКЕРИТ — $Ca(Mg, Fe)[CO_3]_2$. Тригон. с.; ромбоэдрический в. с. Соотношения между Fe и Mg колеблются в широких пределах. Содержит также Mn до нескольких процентов. Разность, не содержащая Mg, называлась сидеродотом, а бедная железом — бурым шпатом. Встречается в виде чечевицеобразных кристаллов ромбоэдрического облика, а также в сплошных зернистых массах, обычно среди кварца в гидротермальных месторождениях сульфидных и сидеритовых руд и в гидротермально измененных магнезиально-железистых горных породах. Цвет белый, серый, иногда с различными оттенками. Блеск стеклянный.

Для разности (фиг. 364) с отношением $Fe:Mg = 3:1$ (FeO , включая и MnO , 25.7% и MgO 4.8%) $Nm = 1.741$, $Np = 1.536$; $Nm - Np = 0.205$. Для разности с отношением $Fe:Mg = 1:4$ (FeO 7.5% и MgO 16.7%) $Nm = 1.698$, $Np = 1.513$; $Nm - Np = 0.185$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.9—3.1. П. п. тр. растрескивается и бурее вследствие окисления железа. В кислотах ведет себя так же, как и доломит. Смоченный на холоду 1%-ным раствором $K_3Fe(CN)_6$, подкисленным несколькими каплями HCl , дает светлосинюю пленку турбулентной сини (отличие от сидерита). В больших массах встречается редко. В качестве спутника он наблюдается, например, в сидеритовых рудах Бакальского месторождения, в ряде полиметаллических месторождений Алтая, в свинцово-цинковых месторождениях Нагольного Кряжа и др. Выделяется обычно обособленно от сульфидов.

КОДАЦИТ — $(Ca, Ce)(Mg, Fe)[CO_3]_2$. Тригон. с.; ромбоэдрический в. с. Близок к анкериту. Содержит около 7% (Ce, La, Pr) $_2O_3$ и, вероятно, Na_2O или F. Цвет пепельно-бурый. Тв. 4. Уд. вес 2.5. В значительном количестве встречается в изумрудных копях Музо в Колумбии (Ю. Америка).

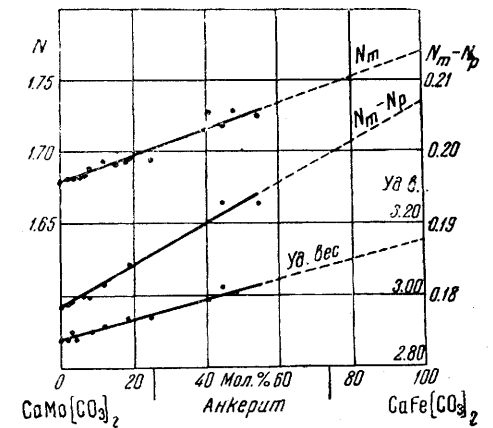
ОТАВИТ — $CdCO_3$. Тригон. с. Наблюдался в виде корочек, состоящих из мелких кристалликов белого цвета с красноватым оттенком, в месторождении Тсумеб, близ Отави (Юго-Западная Африка). Ближе не изучен.

РОДОХРОЗИТ — $MnCO_3$. Родон — по-гречески «роза»; хрос — «цвет». Название указывает на цвет минерала. Синоним: марганцевый шпат.

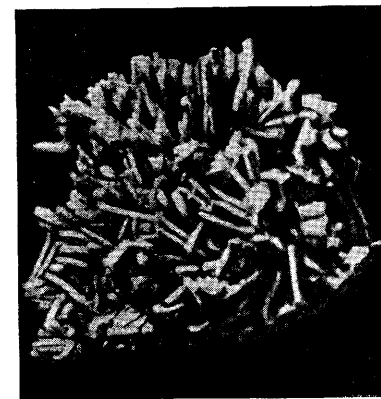
Химический состав. MnO 61.7% (Mn 47.8%), CO_2 38.3%. Из изоморфных примесей чаще всего устанавливаются следующие: Fe, Mg, Ca, изредка Zn и Co.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3ZL^2ZPC$. Кристаллическая структура аналогична структуре кальцита

(см. выше). В виде хорошо образованных кристаллов наблюдается редко и лишь в пустотах. Обычные формы: $\{10\bar{1}1\}$ и $\{10\bar{1}2\}$, иногда $\{0001\}$ и $\{11\bar{2}0\}$. Грани часто седлообразно или чечевицеобразно изогнуты. Агрегаты обычно кристаллически-зернистые, почковидные и шаро-



Фиг. 364. Показатели преломления и удельные веса в изоморфном ряду $CaMg[CO_3]_2 - CaFe[CO_3]_2$



Фиг. 365. Агрегат шестоватых кристаллов родохрозита

образные с радиально-лучистым или сферолитовым строением. Встречается в шестоватых агрегатах (фиг. 365) и в землистых массах.

Цвет кристаллов розовый или малиновый. С увеличением содержания кальция окраска бледнеет. На воздухе с течением времени буреет (окисляется). Тонкозернистые и землистые массы обладают белым цветом с едва заметным розовым оттенком. **Черта** белая. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $Nm = 1.817$, $Np = 1.597$ (у обогащенных железом разностей соответственно выше); $Nm - Np = 0.220$. В катодных лучах светится слабым молочно-голубым цветом.

Твердость 3.5 — 4.5. Хрупок. **Спайность** по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. **Уд. вес** 3.6—3.7. **Прочие свойства.** Теплота образования: $MnO + CO_2 = MnCO_3 + 27\,700$ кал, т. е. почти одинакова с теплотой образования $MgCO_3$ и $FeCO_3$. Диссоциация при нагревании происходит в интервале 500—600° (по кривым нагревания).

Растворимость $MnCO_3$ в виде бикарбоната гораздо ниже, чем $FeCO_3$. При $t = 18^\circ$ и $P_{CO_2} = 1$ ат она составляет 400 мг/л, а при $P_{CO_2} = 56$ ат 800 мг/л. С повышением температуры растворимость падает. При повышении концентрации кислорода бикарбонат марганца, так же как и бикарбонат железа, энергично окисляется и выпадает в осадок в виде гидроокислов марганца.

Диагностические признаки. В кристаллических массах легко узнается по ромбоэдрической спайности, розовому цвету и твердости (царапается острием ножа). Скрытокристаллические и землистые агрегаты белого цвета для уверенного определения требуют данных химических анализов.

П. п. тр. не плавится, растрескивается, принимает вначале зелено-серый, а затем черный цвет (вследствие окисления). С бурой и фосфорной солью дает реакцию на марганец (в окислительном пламени — фиолетовый, а в восстановительном — бесцветный перл). В HCl на холоду растворяется медленно, но при нагревании весьма энергично, бурно выделяя углекислоту.

Происхождение. Судя по составу железо-марганцевых карбонатов, $MnCO_3$ с $FeCO_3$ дает непрерывный ряд изоморфных смесей. Кларк марганца в земной коре примерно в 50 раз меньше, чем кларк железа. Тем не менее родохрозит встречается в природе самостоятельно, хотя и несравненно реже, чем сидерит.

В редко встречающихся гидротермальных жильных или метасоматических месторождениях марганца родохрозит возникает в ассоциации с сульфидами и силикатами закиси марганца, кристаллизуясь после браунита, гаусманита, кварца, барита и др.

В коре выветривания исключительно редок. Единичные наросты кристаллы его наблюдались на поверхности натечных бурых железняков в Оденвальде близ Боккенрода (Германия). В такой ассоциации он мог образоваться только в условиях резко восстановительной среды. Добытые на рудниках массы родохрозита на воздухе энергично окисляются, покрываясь в течение нескольких недель темнобурой коркой гидроокислов марганца (вернадита).

В гораздо более значительных массах родохрозит встречается в морских осадочных месторождениях марганца. Как показывает геологическое изучение, опало-родохрозитовые осадки могли локализоваться на некотором удалении от береговой линии в более глубоких участках бассейнов, где в силу недостатка кислорода при разложении органических остатков с выделением CO_2 , очевидно, создается восстановительная обстановка. Родохрозит в таких месторождениях обычно содержит

в виде изоморфных примесей Ca , Fe и Mg и ассоциирует с редкими сульфидами железа (пирит, марказит, мельниковит), манганокальцитом, кальцитом, опалом и др. Как правило, карбонатные руды марганца обогащены также фосфором.

Практическое значение. Бедные фосфором гидротермальные родохрозитовые руды представляют собой ценное сырье для выплавки ферромарганца. Осадочные карбонатные руды могут быть использованы для подшихтовки при выплавке из железных руд обыкновенных чугунов и сталей, а также для химических целей.

Месторождения. Родохрозитсодержащие руды в значительных массах известны в осадочных месторождениях: Чиатурском (в Закавказье), Полуночном (на Сев. Урале) и др. Родохрозит гидротермального происхождения в ассоциации с пиритом, хлоритами и другими минералами встречался в Сапальском месторождении среди мраморизованных известняков у г. Нижн. Тагила. В вольфрамовых месторождениях родохрозит известен в виде жил, генетически связанных с кварцевыми жилами, содержащими гюбнерит ($MnWO_4$) и другие минералы.

Из иностранных месторождений отметим жильные родохрозитовые месторождения в известняках в северных Пиренеях (Франция), Бьютт (Монтана, США) с сульфидами меди, серебра, цинка и др.

Заслуживают также упоминания находки цинкородохрозита, содержащего 45% $ZnCO_3$, в Россего (о. Эльба, Италия).

ОЛИГОНИТ — $(Mn, Fe)CO_3$. Синонимы: феррородохрозит, манганосидерит. Тригон. с. Сюда относится разности изоморфного ряда $FeCO_3 - MnCO_3$ с различным отношением $Fe : Mn$. Цвет белый, серовато- или желтовато-серый. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. Показатели преломления колеблются в сравнительно узких пределах. Для разности с отношением $Mn : Fe = 4 : 1$ $Nm = 1.828$, $Np = 1.606$; $Nm - Np = 0.222$. Для разности с отношением $Mn : Fe = 1 : 5$ $Nm = 1.849$, $Np = 1.615$ (т. е. с увеличением содержания железа показатели преломления несколько повышаются); $Nm - Np = 0.234$. Тв. 3.5—4.5. Уд. вес 3.7—3.8.

Встречается в гидротермальных месторождениях сульфидных руд, чаще всего серебро-свинцово-цинковых, например в Ледвиль (США), в ряде месторождений Восточного Забайкалья и др. Иногда в значительных количествах устанавливается в осадочных месторождениях марганца среди карбонатных руд, например в Марсятском и других вольв восточного склона Северного Урала.

МАНГАНОКАЛЬЦИТ — $(Ca, Mn)CO_3$. Отношение $Ca : Mn$ колеблется в широких пределах, иногда близко к 1 : 1 (минерал с таким отношением неудачно был назван манганоделомитом). Тригон. с. Цвет белый, иногда с бледным розовым оттенком. Блеск стеклянный. Значения оптических констант также колеблются в широких пределах в зависимости от состава. Для разности с отношением $Mn : Ca = 1 : 1$ $Nm = 1.743$, $Np = 1.546$; $Nm - Np = 0.197$. Тв. 3.5—4. Уд. вес колеблется в зависимости от состава. Для разности с отношением $Mn : Ca = 1 : 1$ он равен 3.34. В значительных количествах встречается в осадочных месторождениях, в фациях карбонатных руд, например в Чиатурском (Закавказье), Полуночном (Сев. Урал) и других месторождениях.

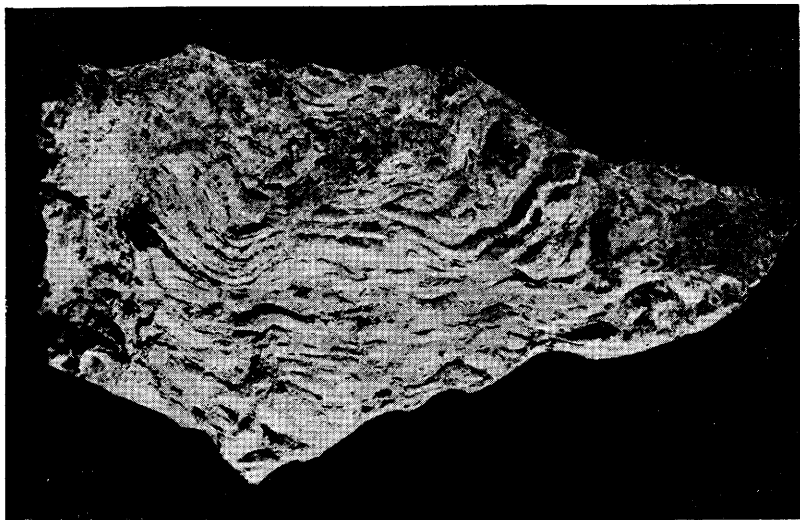
СМИТСОНИТ — $ZnCO_3$. Назван по имени Дж. Смитсона (1754—1829), основавшего Смитсоновский институт в Вашингтоне. Синоним: цинковый шпат.

Химический состав. ZnO 64.8% (Zn 52%), CO_2 35.2%. Часто присутствуют в виде изоморфной примеси Fe , Mn , Mg , иногда Co , изредка Cd (до 0.5%), In и др.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3L^23PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре кальцита (см. выше). Редко встречающиеся кристаллы имеют как ромбоэдрический, так и скаленоэдрический облик. Наиболее частые формы: ромбоэдров $\{10\bar{1}1\}$ и $\{40\bar{4}1\}$, скаленоэдра $\{21\bar{3}1\}$ реже пинакоида $\{0001\}$, ромбоэдров $\{0\bar{1}12\}$, $\{02\bar{2}1\}$ и призмы $\{11\bar{2}0\}$. Грани часто изогнуты и

шероховаты. **Агрегаты.** Обычно наблюдается в землистых или плотных скрытокристаллических агрегатах, часто в натечных формах или в виде корок, а также скорлуповатых (фиг. 366), ячеистых и пористых масс.

Цвет смитсонита белый с зеленоватым, буроватым или сероватым оттенком. Интенсивно окрашенные в зеленый цвет разности содержат в виде примеси малахит. Бурые разности окрашены гидроксидами железа. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически отрицатель-



Фиг. 366. Скорлуповато-слоистое строение массы смитсонита. По Ф. В. Чухрову. 3/4 натуральной величины

ный. $Nm=1.849$, $Np=1.621$; $Nm-Np=0.228$. В катодных лучах светится слабым розовым цветом.

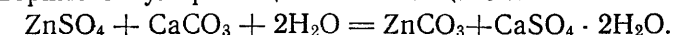
Твердость 5 (наивысшая для минералов группы кальцита). Хрупок. **Спайность** по ромбоэдру, заметна лишь в явно кристаллических агрегатах. **Уд. вес** 4.1—4.5. **Прочие свойства.** Растворимость $ZnCO_3$ очень близка к растворимости $FeCO_3$. При $t=18^\circ$ и P_{CO_2} , равном 1 и 56 ат, растворимость бикарбоната цинка соответственно составляет 700 и 840 мг/л. Термическая диссоциация (по кривым нагревания) происходит при температуре 400—500°.

Диагностические признаки. В корках, натечных формах и скрытокристаллических массах не всегда бывает легко отличить от ряда минералов, встречающихся в парагенезисе с ним: опала, силикатов цинка (каламина, виллемита) и др. Благодаря своей светлой окраске сливается с известняками. Приходится всегда проверять его паяльной трубкой и химическими реакциями. Из второстепенных свойств для смитсонита характерны повышенный удельный вес и твердость (5).

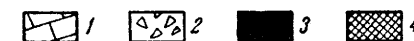
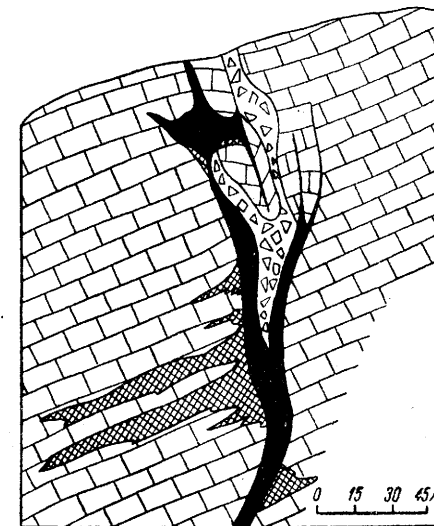
П. п. тр. не плавится, как и все карбонаты растрескивается, на угле дает белый налет ZnO . Железосодержащие разности бурют. В кислотах растворяется сравнительно легко, иногда с шипением (землистые разности). Прокаленный, после смачивания раствором $Co(NO_3)_2$ и вторичного прокалывания в окислительном пламени зеленеет (образуется ринманова зелень — $ZnO \cdot CoO$).

Происхождение. Смитсонит является типичным минералом нижних горизонтов зоны окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений, залегающих в известняках. Иногда образует значительные за-

лежи, преимущественно в лежащем боку рудных тел (фиг. 367). Если в самих первичных рудах содержится много кальцита, то смитсонит встречается и в верхних частях зон окисления в ассоциации с силикатами цинка, галенитом и иногда остатками сфалерита. Образование его происходит метасоматическим путем по реакции обменного разложения легкорастворимого сульфата цинка с кальцитом:



Эта реакция, по всей вероятности, совершается после того, как избыток свободной серной кислоты в растворах нейтрализуется при реакции с тем же кальцитом. Если при этом в растворах участвует сульфат закиси железа, что возможно лишь в нижних горизонтах зоны окисления, то смитсонит в виде изоморфной примеси содержит $FeCO_3$, иногда в значительных количествах (монгеймит). При относительно высоких концентрациях кислорода наряду со смитсонитом происходит отложение лимонита. Точно так же железистый смитсонит, попадая в окислительную обстановку (в более поздние стадии развития железной шляпы), разлагается с выделением гидроокислов железа, причем цинк в виде смитсонита, уже не содержащего железа, может переоткладываться в других местах. Смитсонитовые массы, густо пигментированные гидрооксидами железа, по внешнему виду мало чем отличаются от обычных лимонитовых пористых или кавернозных масс и потому часто легко пропускаются. Присутствие в них смитсонита можно установить с помощью паяльной трубки или в шлифах под микроскопом.



Фиг. 367. Окисленные свинцовые и цинковые руды в восточной части Турланского месторождения. По И. И. Князеву 1—известняк; 2—брекчия оседания; 3—окисленные свинцовые руды; 4—вторичные цинковые руды, возникшие путем замещения известняка

Замещение смитсонитом известняка может происходить весьма совершенно. При этом могут сохраняться такие структурные особенности, как слоистость. Натечные формы, как и для многих других коллоидных образований, наблюдаются лишь в пустотах.

Искусственным путем $ZnCO_3$ получается при взаимодействии сульфата цинка с известняком. По данным Нишихара, реакция особенно легко идет при добавлении ничтожного количества $NaCl$, предотвращающего образование гипса (вместо него образуется легко растворимый $CaCl_2$).

Практическое значение. Смитсонитовые руды, если встречаются в больших массах, могут являться ценным источником цинка. Содержание этого металла в них нередко бывает в два-три раза выше, чем в первичных сульфидных рудах. Таким образом, в нижних частях зон окисления месторождений свинцово-цинковых сульфидных руд, залегающих в известняках или доломитах, происходит не только отделение цинка от свинца, но и явное обогащение цинком экзогенных продуктов, отлагающихся метасоматическим путем в боковых породах.

Месторождения. Из месторождений нашего Союза, где смитсонит встречался в значительных массах, следует указать: Турланское (Ачисайское) в хребте Кара-Тау (Южный Казахстан), довольно долго считавшееся чисто свинцовым месторождением, пока за пределами основного рудного тела не были открыты большие залежи богатых окисленных руд цинка (см. фиг. 367); многие свинцово-цинковые месторождения Вост. Забайкалья (Нерчинский район) и др.

Из иностранных многочисленных месторождений укажем на крупнейшее месторождение Ледвиль в Колорадо (США), разрабатывавшееся в зоне окисления как чисто свинцовое; только спустя 30 лет здесь же были обнаружены богатые смитсонитовые руды (настолько они мало приметны среди известняков и других пород).

МОНГЕЙМИТ — $(Zn, Fe)CO_3$. Тригон. с. Содержание закиси железа может колебаться в широких пределах; количество молекулы $FeCO_3$ нередко достигает 50%. Кроме того, часто устанавливается содержание закиси марганца (до 10%). По физическим свойствам сходен со смитсонитом. Соответственно содержанию железа постепенно меняются лишь такие свойства, как оптические константы и удельный вес. Чаще наблюдается в тонкозернистых агрегатах. Колломорфные агрегаты, в отличие от чистого, более позднего смитсонита, наблюдаются редко. В окислительной обстановке неустойчив и разлагается с образованием гидроокислов железа и чистого карбоната цинка, нередко переотлагающегося. Встречается в тех же месторождениях, что и смитсонит, но, как правило, в более нижних горизонтах зон окисления, ибо соли Zn и Fe^{2+} могут образовывать изоморфные смеси только в условиях недостатка кислорода.

КОБАЛЬТСМИТОНИТ — $(Zn, Mg, Co)CO_3$. Синоним: варренит. Тригон. с. Редкий. Содержание CoO по одному анализу 10.27%. Кроме того, содержит (в %): MgO 7.00; MnO 3.40; FeO 0.33 и CuO 1.63. Цвет бледно-розовый. Уд. вес 3.87. Встречен в Болео (Нижн. Калифорния) и в Мексике.

СФЕРОКОБАЛЬТИТ — $CoCO_3$. Тригон. с. Редкий. Цвет розово-красный. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Nm=1.855$, $Np=1.600$; $Nm-Np=0.255$. Твердость 3—4. Спайность по ромбоздру. Уд. вес 4.1. Растворимость бикарбоната кобальта при $t=18^\circ$ и $P_{CO_2}=1$ ат составляет 5230 мг/л. т. е. в пять раз выше растворимости бикарбоната кальция. В виде мелких шариков с радиально-лучистым строением встречался в Шнееберге (Рудные горы, Германия), а также в Болео (Нижн. Калифорния), у Либриола близ Касарца (Лигурия, Италия) и др. В более значительных количествах обнаружен в медно-кобальтовых месторождениях провинции Катанга (Бельгийское Конго, Африка).

ЦЕРУССИТ — $PbCO_3$. Церусса — по-латыни «белила». Синоним: белая свинцовая руда.

Химический состав. PbO 83.5% (Pb 77.5%), CO_2 16.5%. Из механических примесей могут присутствовать распыленные остатки PbS и Ag_2S , обуславливающие черный цвет церуссита, изредка $ZnCO_3$.

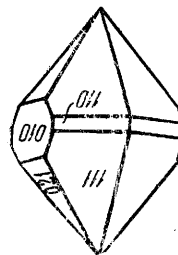
Сингония ромбическая, ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре арагонита. **Облик кристаллов** может быть различным: псевдогексагонально-дипирамидальный (фиг. 368) с гранями дипирамиды $\{111\}$ и призмы $\{021\}$, пластинчатый или таблитчатый (фиг. 369) с преобладающим развитием пинакоида $\{001\}$ или $\{010\}$, иногда $\{100\}$; шестоватый и др. **Двойники** и тройники часты (фиг. 370); двойниковой плоскостью чаще всего служит (110) . **Агрегаты.** Сплошные массы обычно имеют зернистое строение. Реже встречается в натечных, скрытокристаллических и землистых массах. Иногда обнаруживаются снежно-белые волокнистые разности церуссита.

Цвет церуссита обычно белый с сероватым, желтоватым или буроватым оттенком. Ожелезненные массы имеют бурый цвет и потому нередко пропускаются. Изредка наблюдается черный цвет благодаря микроскопическим включениям остаточных сульфидов. Соединениями меди бывает окрашен в синий или зеленый цвет. Отдельные кристаллы часто бесцветны и прозрачны. **Блеск** алмазный, иногда стеклянный (в зависимости от ориентировки). Излом часто неровный, раковистый.

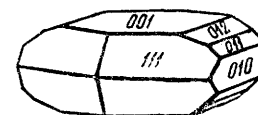
В катодных лучах светится ярким зеленовато-голубым цветом. **Оптические константы.** $Ng=2.078$, $Nm=2.076$, $Np=1.804$; $Ng-Np=0.274$. Оптически отрицательный. $2V=8^\circ$. $NgNp=(010)$; $Ng=a$.

Твердость 3—3.5. Весьма хрупок. **Спайность** иногда наблюдается по $\{110\}$ и $\{021\}$, несовершенная. **Уд. вес** 6.4—6.6. **Прочие свойства.** Углекислыми водами способен медленно выщелачиваться в виде бикарбоната, растворимость которого в 20 раз выше растворимости нормального карбоната, но все же является самой низкой из всех карбонатов: при $t=18^\circ$ и $P_{CO_2}=1$ ат составляет всего лишь 140 мг/л (в 5 раз ниже, чем для $ZnCO_3$). Диссоциация при нагревании начинается при 250° .

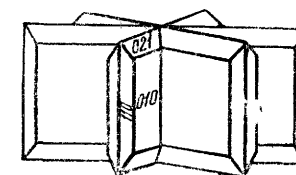
Диагностические признаки. Для церуссита, в отличие от других карбонатов, характерны высокий удельный вес и алмазный блеск. Часто наблюдается в парагенезисе с англезитом ($PbSO_4$) и галенитом.



Фиг. 368. Псевдогексагонально-дипирамидальный кристалл церуссита



Фиг. 369. Таблитчатый кристалл церуссита



Фиг. 370. Церуссит. Тройник прорастания по призме $\{110\}$

П. п. тр. сильно растрескивается, принимает желтый цвет (PbO), на угле легко восстанавливается до металлического свинца. В разбавленной HNO_3 растворяется, бурно выделяя углекислоту. Растворим также в KOH .

Интересно, что церусситовые массы, густо пигментированные гидроокислами железа и потому внешне почти неотличимые от прочего лимонитизированного материала, не содержащего церуссит, обладают свойством при разламывании издавать характерный хрустящий или скрипящий звук. Этим свойством горняки пользуются при разработке церусситовых участков в зонах окисления рудных месторождений.

Происхождение. Распространен почти исключительно в зонах окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений. Обычно образуется за счет англезита, развивающегося в свою очередь при окислении галенита. Вследствие своей очень низкой растворимости и устойчивости в водно-воздушной обстановке он затрудняет дальнейшее разложение галенита.

Хорошо образованные, нередко крупные кристаллы церуссита встречаются на стенках пустот, возникающих при выщелачивании в зонах окисления. Образование этих друз кристаллов, несомненно, свидетельствует о переносе растворимых соединений свинца. Однако не исключена возможность образования церуссита в ассоциации с сульфидами и гидротермальным путем при низких температурах.

Псевдоморфозы церуссита по другим минералам (галениту, англезиту, кальциту, флюориту и др.) наблюдаются сравнительно редко.

Искусственно получается при действии углекислых щелочей на растворимые соли свинца.

Практическое значение. Представляет важную свинцовую руду, особенно в случаях развития мощных зон окисления в месторождениях свинцово-цинковых руд.

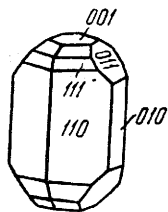
Месторождения. В значительных массах у нас добывался в Турланском месторождении в хребте Кара-Тау (Южный Казахстан) и в других месторождениях. Прекрасно образованными кристаллами церусита славилась месторождения Нерчинского района в Забайкалье (Тайнинское, Кадаинское) и месторождения Алтая (Риддерское, Зыряновское, Николаевское). Обычно же встречается в виде рыхлых железненных масс.

На примерах многочисленных иностранных месторождений останавливаться не будем.

СТРОНЦИАНИТ — SrCO_3 . Впервые был обнаружен близ Стронциана (Западная Шотландия).

Химический состав. SrO 70,2%, CO_2 29,8%. Почти всегда присутствует CaO . Разновидность, известная под названием кальциостронцианита, содержит до 13% CaCO_3 . Реже устанавливаются BaO , PbO и др.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. При температуре 700° (по другим данным 929°) переходит в гексагональную модификацию, не встречающуюся в природе. **Кристаллическая структура** аналогична структуре арагонита (см. фиг. 342). Кристаллы встречаются редко, преимущественно в виде тонких игл или боченковидных призматических форм (фиг. 371). **Двойники** часты по (110). **Агрегаты.** Обычен в сплошных зернистых, часто тонкочешуеватых или волокнистых агрегатах.



Фиг. 371. Кристалл стронцианита

Цвет. Бесцветен или окрашен в зеленоватые, желтоватые и сероватые оттенки. **Блеск** стеклянный, в изломе жирный. В катодных лучах светится очень слабым голубоватым оттенком. **Оптические константы.** $n_g = 1,668$, $n_m = 1,667$, $n_p = 1,520$; $n_g - n_p = 0,148$. Оптически отрицательный. $2V = 7^\circ$, $n_g n_p = (010)$; $n_g = a$.

Твердость 3,5—4. **Хрупок.** **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 3,6—3,8. **Прочие свойства.** Диссоциация наступает при температуре 800° . Растворимость в виде бикарбоната несколько выше, чем у кальцита: при $t = 18^\circ$ и $P_{\text{CO}_2} = 1 \text{ ат}$ она составляет 1250 мг/л. С повышением P_{CO_2} возрастает: при той же температуре и $P_{\text{CO}_2} = 56 \text{ ат}$ растворимость равна 3800 мг/л.

Диагностические признаки. По внешним признакам трудно отличим от арагонита. Весьма характерно поведение перед паяльной трубкой и в кислотах.

П. п. тр. при сильном накаливании вспучивается и дает формы, подобные цветной капусте. Сильно светится и окрашивает пламя в интенсивный карминово-красный цвет (Sr). В кислотах легко растворяется с шипением. Очень характерна также следующая реакция. Если солянокислый раствор выпарить и облить спиртом, то вспыхивает ярко-красное пламя (Sr).

Происхождение. Чаще встречается в гидротермальных образованиях в ассоциации с целестином, баритом, кальцитом, сульфидами и другими минералами. Обнаруживается также в осадочных породах (известняках, мергелях), правда, часто в виде позднейших прожилков в пустотах и трещинах.

Искусственно получается обменным разложением SrSO_4 с Na_2CO_3 (при кипячении) или непосредственно кристаллизуется из воды, содержащей углекислый стронций.

Практическое значение. Является второстепенным источником стронция. О применении — см. целестин (стр. 546).

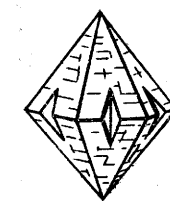
Месторождения. В пределах СССР сколько-нибудь крупные месторождения стронцианита не известны. В небольших количествах встречался в виде прожилков с кварцем в шунгите; в Крыму — мыс св. Ильи (близ Феодосии), Кара-Даг, Лысая гора, Батилиман и др.; у сел. Цнис (Ахалцхский район Грузинской ССР); в северо-восточной Фергане с целестином в кальците; в виде псевдоморфоз по целестину в доломитах в Свияжском районе (Татарская АССР) и др.

За границей в значительных количествах был найден и разрабатывался в месторождении Гамм в Вестфалии (Германия) в виде прожилков и жил в мергелях мелового возраста. Здесь в пустотах встречались также прекрасно образованные кристаллы. В качестве спутника он наблюдался во многих гидротермальных месторождениях, чаще в баритовых жилах в сопровождении сульфидов.

ВИТЕРИТ — BaCO_3 . Назван по имени английского ученого Витеринга, открывшего этот минерал.

Химический состав. BaO 77,7%, CO_2 22,3%. Иногда содержит стронций.

Сингония ромбическая, ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. При 811° переходит в гексагональную, а при 982° — в кубическую модификацию, не известные в природе. **Кристаллическая структура** аналогична структуре арагонита. Встречающиеся кристаллы имеют вид псевдогексагональных дипирамид. Часты тройники (фиг. 372) по (110). **Агрегаты.** Наблюдается также в шаровидных и почковидных формах, иногда жилковатых, волокнистых и листоватых агрегатах.



Фиг. 372. Витерит. Тройник прорастания

Цвет. Бесцветный или белый, но обычно бывает окрашен в сероватые или желтоватые оттенки. **Блеск** стеклянный, в изломе жирный. В катодных лучах иногда светится желтым цветом. **Оптические константы.** $n_g = 1,677$, $n_m = 1,676$, $n_p = 1,529$; $n_g - n_p = 0,148$. Оптически отрицательный. $2V = 16^\circ$.

Твердость 3—3,5. **Хрупок.** **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 4,2—4,3. **Прочие свойства.** Диссоциация начинается при температуре около 800° . Плавится при 1740° . Растворимость в виде бикарбоната сравнительно высокая: при $t = 18^\circ$ и $P_{\text{CO}_2} = 1 \text{ ат}$ она равна 2700 мг/л (в 2,5 раза больше, чем у кальцита), при $P_{\text{CO}_2} = 56 \text{ ат}$ 5900 мг/л. Витеритовая пыль отравляюще действует на организм человека. Поэтому при бурении шпуров в горных выработках среди пород и руд, содержащих витерит, прибегают к так называемому мокрому бурению (с увлажнением образующейся пыли).

Диагностические признаки. Характерен высокий удельный вес, отличающий его от сходных с ним арагонита и стронцианита. Отличен и по поведению перед паяльной трубкой и в кислотах.

П. п. тр. легко сплавляется в прозрачное по охлаждению эмалевидное стекло (отличается от всех других карбонатов). Пламя окрашивается в характерный желто-зеленоватый цвет. В разбавленных азотной и соляной кислотах растворяется с шипением. При прибавлении нескольких капель H_2SO_4 выпадает обильный осадок BaSO_4 (реакция на барий).

Происхождение. Обычно встречается в гидротермальных месторождениях в парагенезисе с кальцитом, доломитом, сульфидами Pb , Zn , Fe и часто баритом, иногда отлагающимся позднее витерита. Известны находки и экзогенного происхождения. Встречаются псевдо-

морфозы по бариту, образующиеся, очевидно, под влиянием углекислых растворов. Установлены также явления замещения витерита баритом.

Искусственно легко получается кристаллизацией из растворов при прибавлении углекислых щелочей по реакциям обменного разложения. BaO или $Ba[OH]_2$ во влажном воздухе, поглощая из него CO_2 , также быстро дает $BaCO_3$.

Практическое значение. Витерит по сравнению с баритом имеет второстепенное значение в получении бариевых соединений, используемых в различных отраслях химической промышленности, просто потому, что он в природе распространен в гораздо меньших количествах. О применении барийсодержащих минералов см. барит (стр. 544).

Месторождения. Крупные скопления витерита вообще редки. Сетлингстонгское месторождение (в Нортумберленде, Сев. Англия), в сущности говоря, является единственным специфически витеритовым месторождением. Витерит здесь сопровождается кальцитом, сульфидами и более поздним баритом (в тонких трещинах и промежутках между кристаллами витерита). У нас барито-витеритовые месторождения в виде серии жил встречены в Каракалинском районе (Туркмения) и приурочены к трещинам среди крупной тектонической зоны нарушения в осадочных породах мелового возраста. В виде спутников встречаются сфалерит, галенит и др. Установлены псевдоморфозы витерита по бариту. Отдельные находки витерита были сделаны в Змеиногорском руднике на Алтае с баритом, марказитом и др.

АЛЬСТОНИТ — $Ca(Ba, Sr)[CO_3]_2$. Синоним: бромлит. Содержание SrO достигает 5—10%. Ромбич. с.; ромбо-дипирамидальный в с. Редкий. Мелкие двойниковые кристаллы его имеют вид псевдогексагональной дипирамиды. Цвет белый. Блеск стеклянный. $Ng=1.672$, $Nm=1.671$, $Np=1.526$; $Ng-Np=0.146$. Оптически отрицательный. $2V$ около 7° . Тв. 3—4.5. Спайность по (110) несовершенная. Уд. вес 3.71. В соляной кислоте растворяется с шипением. Был найден в Бромли-Хилл близ Альстона вместе с витеритом и кальцитом, а также в галенитовых жилах в Феллоуфилде близ Хексхэла, Нортумберленд (Сев. Англия).

БАРИТОКАЛЬЦИТ — $CaBa[CO_3]_2$. Монокл. с. Редкий. По кристаллической структуре близок к доломиту. Цвет белый с зеленоватым или желтоватым оттенком. Блеск стеклянный. $Ng=1.686$, $Nm=1.684$, $Np=1.525$; $Ng-Np=0.161$. Оптически отрицательный. $2V=15^\circ$ (т. е. по оптическим свойствам очень близок к арагониту). $NgNp=(010)$; $cNg=64^\circ$. Тв. 4. Спайность совершенная по (110) и менее совершенная по (001). Три плоскости спайности пересекаются под углами, близкими к углам спайности ромбоэдра кальцита. Уд. вес 3.64—3.66. П. п. тр. при высокой температуре в тонких краях плавится. В разбавленной соляной кислоте растворяется с шипением. При прибавлении H_2SO_4 выделяется осадок $BaSO_4$. Встречается в тех же месторождениях, где и альстонит, а также в Лонгбане (Вермланд, Швеция).

Обобщение. Таким образом, минералы группы кальцита по физическим свойствам имеют много общего между собой. Как можно видеть из сводной таблицы важнейших свойств главных минералов этой группы (табл. 13), несколько выделяются среди остальных лишь карбонаты тяжелых металлов Mn , Fe , Co и Zn и особенно резко карбонат свинца — церуссит. Наибольшие различия устанавливаются в степени растворимости минералов в воде, насыщенной углекислотой. Исключительной растворимостью обладает карбонат магния, затем следуют карбонаты Co , Ba и Ca . Наименьшая растворимость принадлежит карбонату свинца.

Свойства не приведенных в таблице многочисленных промежуточных по составу минеральных видов, составляющих изоморфные ряды, меняются аддитивно в прямой зависимости от соотношений составляющих компонентов. То же относится к двойным солям. Термическая диссоциация двойных солей происходит в два приема.

Важнейшие свойства главных минералов группы кальцита

Таблица 13

Название минерала	Сингония	Уд. вес	Твердость	Коэффициент преломления			Растворимость в H_2O при $t=18^\circ$ и $P_{CO_2}=1 \text{ ат}$	Температура диссоциации при $P_{CO_2}=1 \text{ ат}$
				Ng	Nm	Np		
Кальцит $CaCO_3$	Тригон.	2.7	3	—	1.658	1.486	1100	900°
Доломит $CaMg[CO_3]_2$	"	2.9	3.5—4	—	1.681	1.500	—	—
Магнезит $MgCO_3$	"	3.0	4—4.5	—	1.700	1.509	25 800	600°
Родохрозит $MnCO_3$	"	3.7	3.5—4.5	—	1.817	1.597	400	500°
Сидерит $FeCO_3$	"	3.9	3.5—4.5	—	1.875	1.633	720	500°
Смитсонит $ZnCO_3$	"	4.4	5	—	1.849	1.621	700	400°
Сферокобальтит $CoCO_3$	"	4.1	3—4	—	1.855	1.600	5230	—
Арагонит $CaCO_3$	Ромбич.	3.0	3.5—4	1.686	1.681	1.530	—	900°
Баритокальцит $CaBa[CO_3]_2$	Монокл.	3.6	4	1.686	1.684	1.525	—	—
Витерит $BaCO_3$	Ромбич.	4.3	3—3.5	1.677	1.676	1.529	2700	800°
Стронцианит $SrCO_3$	"	3.7	3.5—4	1.667	1.667	1.520	1250	800°
Церуссит $PbCO_3$	"	6.5	3—3.5	2.078	2.076	1.804	140	—

4. ГРУППА БАСТНЕЗИТА

Входящие в эту группу, еще мало изученные, карбонаты содержат в своем составе трехвалентные редкие земли и по многим свойствам напоминают минералы предыдущей группы. Как мы знаем, редкие земли, в частности элементы цериевой группы, способны изоморфно замещать ионы кальция в самых различных соединениях. В данном случае они также ассоциируют с Ca , Ba и Sr в виде двойных солей. Кристаллические решетки несколько отличаются от решеток предыдущей группы. Часть из них кристаллизуется в гексагональной сингонии (некоторые минералы предыдущей группы в этой сингонии кристаллизуются искусственным путем). Характерной особенностью состава этих минералов является присутствие в них фтора или кислорода как добавочных анионов.

		a_0	c_0
Бастнезит	$(Ce, La, Pr)[CO_3]F$	7.09	9.72
Синхизит	$Ca(Ce, La, \dots)[CO_3]_2F$	7.09	18.20
Паризит	$Ca(Ce, La, \dots)_2[CO_3]_3F_2$	7.09	27.93
Кордилит	$Ba(Ce, La, \dots)_2[CO_3]_3F_2$	7.53	22.8
Амбатоаринит	$Sr(Ce, La, \dots)_2[CO_3]_3O$	Ромбич. с.	

Чтобы не возвращаться позднее к редким землям, здесь же рассмотрим водные карбонаты:

Анкилит	$Sr_3(Ce, La, \dots)_4[CO_3]_7[OH]_4 \cdot 3H_2O$	Ромбич. с.
Лантанит	$(La, Pr, Ce)_2[CO_3]_3 \cdot 8H_2O$	" "
Тенгерит	$Y_3Ca[CO_3]_4[OH]_3 \cdot 3H_2O$	" "

БАСТНЕЗИТ — $(\text{Ce, La, Pr})[\text{CO}_3]\text{F}$. Содержит также Y и Eg. Тригон. с.; дитригонально-дипирамидальный в. с. Кристаллы имеют призматический и таблитчатый облик. Редкий. Цвет восково-желтый, красноватый, бурый. Блеск стеклянный. Оптический положительный. $N_g=1.818$, $N_m=1.717$; $N_g-N_m=0.101$ (а также $N_g=1.825$ и $N_m=1.723$). Тв. 4—4.5. Спайность по (0001). Уд. вес 4.47—5.18 П. п. тр. не плавится. Легко растворяется в соляной кислоте с шипением. Впервые найден в месторождении Бастнес (Вестманланд, Швеция), в ассоциации с водным силикатом Ca, Fe, Al и TR — ортитом. Встречается в различных пунктах на острове Мадагаскар (западнее Амбоситра). В месторождении Пайкс-Пик, Колорадо (США) обнаружен в параллельном сростании с флюоцеритом — $(\text{Ce, La, Pr})\text{F}_3$ в полевоом шпате.

СИНХИЗИТ — $\text{Ca}(\text{Ce, La...})_2[\text{CO}_3]_2\text{F}$. Гексаг. с. Редкий. По кристаллической структуре близок к бастнезиту. Цвет желтый, бурый, серый. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $N_g=1.770$, $N_m=1.674$; $N_g-N_m=0.096$. Тв. 4.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 3.90. П. п. тр. не плавится. В соляной кислоте растворяется. Встречен в месторождении Нарсарсук (Южная Гренландия).

ПАЗИЗИТ — $\text{Ca}(\text{Ce, La...})_2[\text{CO}_3]_2\text{F}_2$. Гексаг. с. Редкий. По данным рентгенометрических исследований, близок к синхизиту, но не идентичен. Мелкие кристаллы имеют вид очень острых дипирамид, иногда призм. Цвет буровато-желтый с красноватым оттенком. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $N_g=1.757$, $N_m=1.676$; $N_g-N_m=0.081$ (в разложенных образцах ниже). Тв. 4.5. В свежих образцах спайность незаметна, в разложенных — совершенная по (0001). Уд. вес 4.32—4.36. П. п. тр. не плавится. Соляная кислота растворяет медленно (вначале вскипает). Встречается в изумрудных коях Мюзо в Колумбии (Южн. Америка) и в пегматитовых жилах среди гранита в Квинси (Массачусетс, США) и др.

КОРДИЛИТ — $\text{Ba}(\text{Ce, La...})_2[\text{CO}_3]_2\text{F}_2$. Гексаг. с. Редкий. По кристаллической структуре существенно отличается от пазизита. Цвет восково-желтый. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $N_m=1.760$, $N_p=1.577$; $N_m-N_p=0.183$. Тв. 4.5. Спайность по (0001) совершенная. Уд. вес 4.3—4.4. П. п. тр. растрескивается, бурет. Растворяется в соляной кислоте. Встречен в месторождении Нарсарсук (Южн. Гренландия).

АМБАТОАРИНИТ — $\text{Sr}(\text{Ce, La...})_2[\text{CO}_3]_2\text{O}$. Ромбич. с. Редкий. Цвет белый, розовато-серый, зеленовато-желтый. Блеск стеклянный. $N_g=1.74$, $N_m=N_p=1.66$; $N_g-N_p=0.08$. Оптически двуосный. $2V$ неизвестен. Твердость и удельный вес не определены. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Встречается в парагенезисе с кальцитом, целестином, кварцем, альбитом, монацитом в Амбатоарина близ Амбоситра на Мадагаскаре.

АНКИЛИТ — $\text{Sr}_3(\text{Ce, La...})_4[\text{CO}_3]_7[\text{OH}]_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Редкий. Наблюдался в виде мелких пирамид с искривленными гранями и ребрами. Цвет светложелтый, коричневый, серый. Блеск стеклянный. $N_g=1.735$, $N_m=1.700$, $N_p=1.625$; $N_g-N_p=0.110$. Оптически отрицательный. $2V=66^\circ$. Тв. 4.5. Уд. вес 3.95. П. п. тр. не плавится. Встречен в месторождении Нарсарсук (Южн. Гренландия).

«Кальциоанкилит» состава $5(\text{Ce, Y})_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 7(\text{Sr, Ca, Ba})\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ — кальций-содержащая разновидность — встречен в СССР в пегматитовых жилах, в ассоциации с натролитом и эгирином. Цвет зеленовато-желтый, буровато-желтый. Твердость меньше 4. Уд. вес 3.82. Оптические свойства не изучены. По имеющимся признакам, этот минерал нельзя отождествлять с анкилитом.

ЛАНТАНИТ — $(\text{La, Pr, Ce})_2[\text{CO}_3]_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Иногда содержит также иттрий. Ромбич. с. Редкий. Встречается в пластинчатых кристаллах или зернистых и землистых агрегатах. Цвет серовато- или желтовато-белый, розовый. Блеск стеклянный. $N_g=1.613$, $N_m=1.587$, $N_p=1.520$; $N_g-N_p=0.093$. Оптически отрицательный. $2V=62^\circ$. Тв. 3. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 2.60—2.74. П. п. тр. не плавится. Обнаружен в месторождении Бастнес (Вестманланд, Швеция) и в других местах. Образуется, по видимому, при поверхностных процессах за счет неустойчивых минералов, содержащих редкие земли.

ТЕНГЕРИТ — $\text{Y}_3\text{Ca}[\text{CO}_3]_4[\text{OH}]_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Недостаточно изучен. Содержит Be и Th. Наблюдался в виде белого порошкового налета, корочек, таблитчатых кристалликов. $N_g=1.642$ (1.585), $N_p=1.622$ (1.555); $N_g-N_p=0.020$ (0.030). Уд. вес 3.12. Слабо радиоактивен. В кислотах растворяется с шипением. Найден на иттриалите в пегматитах Исаса Фукушима (Япония), Иттерби (Швеция) на гадолините.

5. ГРУППА МАЛАХИТА

К этой группе относятся основные карбонаты меди:

		a_0	b_0	c_0	β	
Малахит	$\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$	Монокл. с.	9.38	11.95	3.18	$91^\circ 03'$
Азурит	$\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_4$	"	4.96	5.83	10.27	$92^\circ 24'$

К ним по типу соединений и условиям нахождения в природе при- мыкают также следующие карбонаты Cu, Zn, Mn и Pb с добавочными анионами:

Розазит	$(\text{Cu, Zn})_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$	Ромбич. с. ?
Аурихальцит	$(\text{Zn, Cu})_3[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_6$	Монокл. с.
Гидроцинкит	$\text{Zn}_5[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_6$	"
Лозейит	$(\text{Mn, Zn})_7[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_{10}$	"
Гидроцеруссит	$\text{Pb}_3[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_2$	Тригон. с.
Фосгенит	$\text{Pb}_2[\text{CO}_3]\text{Cl}_2$	Тетраг. с.
Ледгиллит	$\text{Pb}_4[\text{CO}_3]_3[\text{SO}_4][\text{OH}]_2$	Монокл. с.

МАЛАХИТ — $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ или $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$. Малахе — по-гречески: «мальва» (растение). Очевидно, назван по сходству с цветом зелени.

Химический состав. CuO 71.9% (Cu 57.4%), CO_2 19.9%, H_2O 8.2%. В очень небольших количествах устанавливаются также CaO, Fe_2O_3 , SiO_2 и др. Они, очевидно, обусловлены адсорбированными или механическими примесями посторонних веществ.

Сингония моноклиная; призматический в. с. Кристаллы крайне редки. Имеют призматический облик. **Агрегаты.** Обычно наблюдается в массах натечной формы (фиг. 373) с радиально-волоконистым строением. Для крупных почковидных образований весьма характерно концентрически-зональное строение, особенно эффектно проявляющееся в полированных образцах (фиг. 374). Встречаются и землистые разновидности (медная зелень).

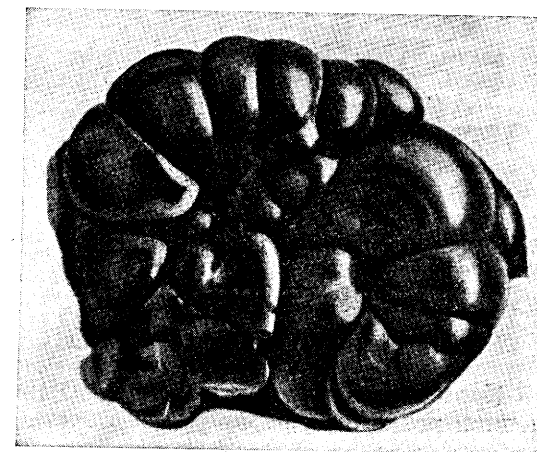
Цвет малахита яркозеленый, иногда черно-зеленый. **Черта** бледнозеленая. **Блеск** стеклянный до алмазного, у волоконистых разновидностей шелковистый. В тонких шлифах прозрачен. **Оптические константы.** $N_g=1.909$, $N_m=1.875$, $N_p=1.655$; $N_g-N_p=0.254$. Оптически отрицателен. $2V=43^\circ$. $N_g N_p=(010)$; $c N_p=23^\circ$.

Твердость 3.5—4. Хрупок. Спайность по {001} средняя. Уд. вес 3.9—4.1.

Диагностические признаки. Легко узнается по характерному яркозеленому цвету, часто наблюдаемому натечным формам и радиально-волоконистому строению. От несколько похожих на него хризоколлы (гидросиликата меди), фосфорхальцита (фосфата меди) и других медных минералов зеленого цвета отличим по поведению в соляной кислоте (выделяет углекислоту).

П. п. тр. в восстановительном пламени плавится и дает королек меди. Смоченный HCl, окрашивает пламя в голубой цвет. В стеклянной трубке выделяет воду и чернеет. В соляной кислоте растворяется с шипением. Раствор от прибавления аммиака в избытке синет.

Происхождение. Образуется малахит исключительно в зонах окисления медных сульфидных месторождений, особенно если они залегают

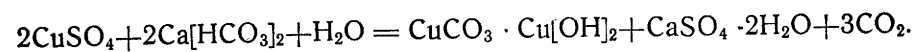


Фиг. 373. Малахит в почковидных образованиях. Гумешевское месторождение на Урале

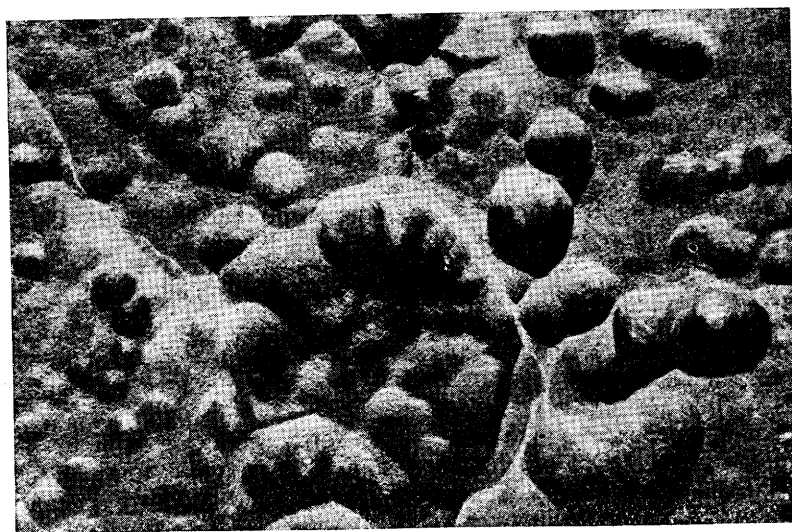
в известняках или в первичных рудах содержат много карбонатов. Малахит является самым распространенным минералом меди в окисленных медных рудах. Он развивается как путем замещения карбонатов, так и путем выполнения пустот с образованием в них типичных колломорфных (натечных) форм (фиг. 375). Так как в растворах у поверхности известняков или карбонатов Ca и Mg создается явно щелочная среда, то достигающие их растворы сульфатов меди, очевидно, подвергаются гидролизу, реагируя с бикарбонатными растворами.



Фиг. 374. Концентрически-зональное строение малахита (полированная поверхность). Гумешевское месторождение на Урале



Кроме того, карбонаты меди возникают также в результате медленной реакции сульфата меди с раствором, насыщенным CO_2 воздуха.



Фиг. 375. Натечный малахит. Месторождение Коунрад. 3/4 натуральной величины. По Ф. В. Чухрову

В силу того что растворимость основного карбоната меди несравненно ниже, чем сульфата, наступает пересыщение им растворов и выпадение гелей. Реакция идет по схеме:

В силу того что растворимость основного карбоната меди несравненно ниже, чем сульфата, наступает пересыщение им растворов и выпадение гелей. Реакция идет по схеме:

Малахит часто образует псевдоморфозы по азуриту, куприту, самородной меди, а иногда также по таким минералам, как атакамит, кальцит, халькопирит и др.

Практическое значение. Плотные натечные разности малахита, встречающиеся иногда большими массами, идут на различные поделки.



Фиг. 376. Малахитовая ваза. Уральский геологический музей

и мозаичные работы — изготовление красивых по оттенкам и рисункам ваз (фиг. 376), шкатулок, столов и других предметов. Малахитовая мелочь употребляется на изготовление красок. Вкрапленные землистые разности малахита наряду с другими окисленными медными рудами служат рудой для выплавки меди.

Месторождения. Малахит в виде включений или примазок «медной зелени» весьма часто встречается в зонах окисления медных месторождений. Однако большие скопления, особенно поделочные сорта его, теперь становятся уже редкостью.

На Урале мировой известностью пользовались два крупнейшие месторождения: Меднорудянское (у г. Нижнего Тагила) и Гумешевское (к юго-западу от г. Свердловска).

Меднорудянское месторождение по своему богатству и красоте узор малахита в полированном виде являлось единственным в мире. Отсюда получен облицовочный малахит знаменитых колонн Исаакиевского собора (в Ленинграде), малахитового зала Зимнего Дворца, столов Эрмитажа и др. Первая крупная глыба малахита до 50 т весом вместе с другими кислородными соединениями меди была вскрыта в 1736 г. на глубине около 70 м среди глинистых, сильно ожелезненных разрушенных пород у границы с известняком. Вообще признаки поверхностного окисления медных сульфидных руд в этом месторождении прослеживаются в глубину свыше 200 м, тогда как современный уровень грунтовых вод стоит почти у самой поверхности. Этот факт заставляет думать, что мощная зона окисления на данном месторождении образовалась в древнее время, когда уровень грунтовых вод в условиях засушливого климата стоял на очень низком уровне.

Гумешевское месторождение было известно еще с конца XVIII века. Оно дало огромное количество прекрасного поделочного малахитового материала, заполнившего витрины многих музеев того времени. Крупные куски малахита натечной формы (см. фиг. 373) залегают среди красных глин, представлявших, очевидно, также продукты древнего выветривания. Отсюда получена замечательная по красоте рисунка большая глыба малахита весом около 1,5 т, хранящаяся в музее Ленинградского горного института.

Малахит в виде примазок и включений с другими медьсодержащими (в очень небольших количествах) минералами широко распространен в так называемых медистых песчаниках пермского возраста в Западном Приуралье, установленных на значительном протяжении в различных пунктах Молотовской, Чкаловской и других областей. Эти включения большей частью приурочены к скоплениям растительных остатков и к известковистому цементу между песчаниками. По всей вероятности, кислородные соединения меди здесь образовались в результате позднейших реакций проникавших сюда медистых растворов с органическими и карбонатными составными частями песчаников. Полагают, что первоисточником меди могли служить медные месторождения Урала, усиленно разрушавшиеся в континентальный период пермской эпохи.

На примерах иностранных месторождений останавливаться не будем.

АЗУРИТ — $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_2$ или $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}[\text{OH}]_2$. Название происходит от французского слова азурэ — «лазурный», «голубой». Синоним: медная лазурь.

Химический состав. CuO 69.2% (Cu 55.3%), CO_2 25.6%, H_2O 5.2%. Кристаллы в химическом отношении довольно чисты. Из механических примесей, как редкий случай, в образцах азурита из Березовского месторождения на Урале были установлены чешуйки вторичного самородного золота.

Сингония моноклиная; призматический в. с. L^2PC . **Облик кристаллов.** Наблюдающиеся кристаллы имеют вид коротких столбиков или призм, а также толстых таблиц (фиг. 377). Встречается нередко в других мелких кристаллов, в сплошных зернистых массах, иногда радиально-лучистых агрегатах и в землистом состоянии («медная синь»).

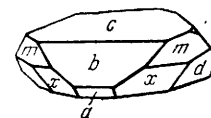
Цвет азурита темносиний, в землистых массах голубой. **Черта** голубая. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $Ng = 1.838$, $Nm = 1.758$,

$Np = 1.730$; $Ng - Np = 0.108$. Оптически положительный. $2V = 68^\circ$. $NgNp = \perp (010)$; $cNg = 13^\circ$.

Твердость 3.5 — 4. **Хрупок.** **Спайность** по {021} средняя, по {100} совершенная. **Уд. вес** 3.7 — 3.9.

Диагностические признаки. Легко узнается по характерному синему цвету и ассоциации с малахитом и другими кислородными соединениями меди.

П. п. тр. легко плавится, в восстановительном пламени дает корольек меди. В кислотах растворяется с шипением. Растворяется также в аммиаке, окрашивая раствор в голубой цвет.



Фиг. 377. Кристалл азурита $c\{001\}$, $b\{101\}$, $a\{100\}$, $m\{110\}$, $x\{1\bar{1}2\}$, $d\{2\bar{4}3\}$



Фиг. 378. Разрез почки состоящей из малахита I (в центре) радиально-лучистого строения, азурита и малахита II, образовавшегося в результате изменения азурита с поверхности. По Ф. В. Чухрову

Происхождение. В небольших количествах почти постоянно встречается в парагенезисе с малахитом, часто отлагаясь после него (фиг. 378). Нередко создаются условия, при которых он менее устойчив, чем малахит, и замещается последним. Известны псевдоморфозы малахита по кристалликам азурита. Характерно, что этот позднейший малахит не обладает радиально-волокнустым строением, а представлен сплошной скрытокристаллической массой.

Различия в условиях образования малахита и азурита до сих пор остаются неизученными. Судя по тому, что гидрат меди — $\text{Cu}[\text{OH}]_2$ в состав азурита входит во вдвое меньшем количестве по сравнению с малахитом, можно думать, что азурит образуется в менее щелочных средах (т. е. с более низкой концентрацией ионов OH в растворах).

Практическое значение. Вместе с другими кислородными соединениями меди идет в плавку в металлургических печах. Чистый азурит, если встречается в значительных массах, может употребляться для изготовления синей краски.

РОЗАЗИТ — $(\text{Cu}, \text{Zn})_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$. Ромбич. с? Редкий. По ряду свойств занимает промежуточное положение между гидроцинкитом и малахитом, но более близок к последнему. Наблюдается в мелких натечных формах или в виде нежных радиально-волокнустых агрегатов от голубого до яркозеленого цвета. $Ng = 1.83$, $Nm = 1.83$, $Np = 1.67$; $Ng - Np = 0.16$. Оптически отрицательный. $2V$ очень мал. Уд. вес 4.0. П. п. тр. ведет себя так же, как аурихальцит. Впервые установлен в Розаз (о. Сардиния). Встречен также в окисленных рудах Меднорудянского месторождения.

АУРИХАЛЬЦИТ — $(\text{Zn}, \text{Cu})_5[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_6$. Состав колеблется. Иногда содержит CaO . По существу является медьсодержащей разновидностью гидроцинкита. Монокл. с. Редкий. Встречается в кристаллических корочках бледнозеленого или голубого цвета. Блеск стеклянный, перламутровый благодаря резко выраженной спайности в одном направлении. $Ng = 1.744$, $Nm = 1.740$, $Np = 1.655$; $Ng - Np = 0.089$. Оптически отрицательный. $2V$ очень мал. Тв. 2. Уд. вес 3.54—3.64. П. п. тр. на угле в восстановительном пламени с содой дает густой налет окиси цинка. С бурой или фосфорной солью реагирует на медь (зеленый и голубой перл в окислительном пламени). В HCl растворяется с шипением. Наблюдается в ассоциации с малахитом и другими минералами в зонах окисления некоторых медно-цинковых месторождений Алтая (Локтевский, Заводинский и другие рудники), в ряде месторождений Центрального Казахстана и в других местах.

ГИДРОЦИНКИТ — $\text{Zn}_5[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_6$. Содержит также CaO (1—2%) и CdO (до 0.5%). Монокл. с. $a_0 = 13.45$, $b_0 = 6.307$, $c_0 = 5.357$; $\beta = 95^\circ 30'$. Обычно наблюдается в сплошных натечных волокнустых или землистых массах белого или серого цвета.

Редкие кристаллики имеют тонкопластинчатый облик. $Ng=1.750$, $Nm=1.736$, $Np=1.640$; $Ng-Np=0.110$. Оптически отрицательный. $2V=40^\circ$. Тв. 2.5. Спайность совершенная по (100) или (001). Уд. вес 3.58—3.80. П. п. тр. не плавится. При сильном прокаливании с содой дает налет ZnO. В ассоциации с смитсонитом и другими минералами цинка встречается в зонах окисления свинцово-цинковых месторождений: Блейберг в Каринтии (Австрия), Турланское месторождение в Кара-Тау (Южный Казахстан), Акджал (Казахстан) и др.

ЛОЗЕЙИТ — $(Mn, Zn)_7[CO_3]_2[OH]_{10}$. Монокл. с. Редкий. Встречен в лучистых иглолках голубовато-белого цвета. $Ng=1.676$, $Nm=1.648$, $Np=1.637$; $Ng-Np=0.039$. Оптически положительный. $2V=64^\circ$. Тв. 3. Уд. вес 3.27. В ассоциации с пирохроитом, кальцитом и другими установлен в месторождении Франклин, Нью-Джерси (США).

ГИДРОЦЕРУССИТ — $Pb_3[CO_3]_2[OH]_2$. Тригон. с. Редкий. Встречен в бесцветных кристалликах в виде гексагональных тонких пластинок со спайностью по (0001). Блеск алмазный. Оптически отрицательный. $Nm=2.09$, $Np=1.94$; $Nm-Np=0.15$. Тв. 3.5. Уд. вес 6.3—6.8. Легко плавится, давая королек свинца. В больших кристаллах и в значительном количестве был встречен в Мендип-Хилле (Сомерсет, Англия), а также на Алтае (Риддерский рудник) и в других местах.

ФОСГЕНИТ — $Pb_2[CO_3]Cl_2$. Тетраг. с. $a_0=8.13$ и $c_0=8.85$. Редкий. Кристаллы имеют призматический, иногда таблитчатый облик. Цвет белый, серый и желтый. Блеск алмазный. Оптически положительный. $Ng=2.145$, $Nm=2.118$; $Ng-Nm=0.027$. Тв. 2.5—3. Спайность по (110) и (100) ясная. Уд. вес 6.0—6.3. П. п. тр. на угле дает металлический королек свинца с белым налетом хлористого свинца. Растворяется с шипением в азотной кислоте. По прибавлению $AgNO_3$ выпадает осадок $AgCl$. В ассоциации с церусситом и другими минералами зон окисления встречается в виде хорошо образованных кристаллов во многих свинцовых месторождениях южных широт. У нас встречен на Алтае (Зыряновский рудник).

ЛЕДГИЛЛИТ — $Pb_4[CO_3]_2[SO_4][OH]_2$ или $2PbCO_3 \cdot PbSO_4 \cdot Pb[OH]_2$. Монокл. с. Белый, серый с желтоватым или зеленоватым оттенком. Блеск алмазный, в других направлениях стеклянный; по плоскостям спайности перламутровый отлив. $Ng=2.01$, $Nm=2.00$, $Np=1.87$; $Ng-Np=0.14$. Оптически отрицательный. $2V=10^\circ$.

Тв. 2.5. Спайность по (001) весьма совершенная. Уд. вес 6.26—6.44. П. п. тр. вспучивается, плавится и желтеет. На угле восстанавливается. В HNO_3 частично разлагается с бурным выделением CO_2 , оставляя осадок $PbSO_4$. В закрытой трубке выделяет воду.

Встречается в зонах окисления свинцово-цинковых месторождений Ледгилле, Ланарк (Шотландия), Миссури и др. (США). В крупных кристаллах наблюдался в Джебель Рессас (Тунис). У нас был встречен в Нерчинском районе (Забайкалье).

6. КАРБОНАТЫ ВИСМУТА

Бисмутит	$Bi_2[CO_3][OH]_4$	Тетраг. с. ?
Базобисмутит	$Bi_4[CO_3][OH]_2O_4$?	?
Бейерит	$(Ca, Pb)Bi_2[CO_3]_2O_2$	Тетраг. с.

БИСМУТИТ — $Bi_2[CO_3][OH]_4$. Тетраг. с.? Синонимы: бисмутосферит, гидробисмутит. Наблюдается в виде корочек волокнистого строения, а также в порошковых и землистых массах белого, зеленого, желтого, серого и бурого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=2.13$, $Np=1.94$; $Nm-Np=0.19$. Тв. 3—4. Уд. вес 7.0—7.4. Легко плавится, давая королек висмута. Со смесью $2KJ+S$ при нагревании на угле дает красный налет иодистого висмута. В HCl на холоду растворяется с шипением.

Образуется при окислении висмутитина и самородного висмута. Описан в месторождениях Яхимов (Чехословакия), Шнееберг, Иоганнсбергштадт (Саксония), Тасна (Боливия) и в других местах. У нас он был первоначально установлен в россыпях по системе р. Кара (Забайкалье) как продукт окисления и карбонатизации галек висмутитина, а также в месторождениях Брич-Мулла, Адрасман (Средняя Азия) и в других местах.

БАЗОБИСМУТИТ — $Bi_4[CO_3][OH]_2O_4$? Встречается в скрытокристаллических плотных и землистых массах серого цвета. Физические свойства не изучены. В тесной ассоциации с полуразложившимся висмутитом и самородным висмутом встречается в месторождении Шерловая Гора. Впервые установлен К. А. Ненадкевичем.

БЕЙЕРИТ — $(Ca, Pb)Bi_2[CO_3]_2O_2$. Тетраг. с. $a_0=3.78$ и $c_0=21.77$. Наблюдался в виде блестящих желтых кристалликов или скрытокристаллических масс белого, серовато-зеленого и серого цвета. Блеск алмазный. Оптически отрицательный. $Nm=2.11-2.15$, $Np=1.94-1.99$; $Nm-Np=0.17$. Уд. вес 6.08—6.56. Как экзогенный минерал встречен в пегматитах Колорадо и Нью Мексико (США) в ассоциации с бисмутитом, самородным висмутом и др.

ВОДНЫЕ КАРБОНАТЫ

1. ВОДНЫЕ КАРБОНАТЫ НАТРИЯ

Сюда отнесены различные водные карбонаты натрия:

			a_0	b_0	c_0
Термонатрит	$Na_2CO_3 \cdot H_2O$	Ромбич. с.	10.72	6.44	5.24
Сода	$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$	Монокл. с.			
Трона	$Na_3H[CO_3]_2 \cdot 2H_2O$	"			

Здесь же рассмотрим двойные водные соли Na и Ca:

			a_0	b_0	c_0
Пирсонит	$Na_2Ca[CO_3]_2 \cdot 2H_2O$	Ромбич. с.	11.32	20.06	6.00
Гейлоссит	$Na_2Ca[CO_3]_2 \cdot 5H_2O$	Монокл. с.			
Бючлиит	$K_6Ca_2[CO_3]_5 \cdot 6H_2O$	Гексаг. с.			

ТЕРМОНАТРИТ — $Na_2CO_3 \cdot H_2O$. Ромбич. с. Бесцветный или слабо окрашенный в желтый или серый цвет. Блеск стеклянный. $Ng=1.524$, $Nm=1.506$, $Np=1.420$; $Ng-Np=0.104$. Оптически отрицательный. $2V=48^\circ$. $NgNp=(001)$; $Np=a$. Тв. 1—1.5. Спайность по (010). Уд. вес 1.55. При атмосферном давлении из насыщенных чистых содовых растворов выпадает при температурах выше 35.5° . Примеси других растворенных солей понижают температуру кристаллизации термонатрита. В виде мучнистых масс образуется также как продукт выветривания (дегидратации) соды, образовавшейся на поверхности высохших содовых озер. Нередко наблюдается в виде выцветов вместе с другими солями на почвах сухих областей. Встречается, наконец, как продукт возгона при вулканических экзгаляциях.

СОДА — $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$. Название «сода» употреблялось еще в XVII веке; происхождение неизвестно. Синоним: натрит, натрон.

Химический состав. Na_2O 21.6%, CO_2 15.4%, H_2O 63.0%. Механическими примесями могут быть другие легко растворимые соли натрия.

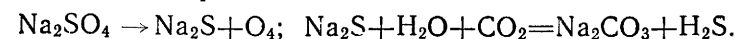
Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC . **Кристаллическая структура** не изучена. Кристаллы имеют форму ромбоидальных таблиц. Обычно наблюдается в зернистых агрегатах.

Цвет. Бесцветный, белый или серый. **Блеск** стеклянный. $Ng=1.440$, $Nm=1.425$, $Np=1.405$; $Ng-Np=0.035$. Оптически отрицательный. $2V=71^\circ$. $Np=b$.

Твердость 1—1.5. **Спайность** по {100} совершенная. Уд. вес 1.42—1.47. Из чистых насыщенных растворов Na_2CO_3 при атмосферном давлении выпадает в интервале температур от -2° до 32° .

Диагностические признаки. Легко растворима в воде. При действии соляной кислоты бурно выделяет углекислый газ. На воздухе быстро теряет воду и белеет. При слабом нагревании, так же как и многие другие богатые водой кристаллогидраты, плавится, вернее, растворяется в собственной кристаллизационной воде, выделяя термонатрит. При сплавлении остатка в ушке платиновой проволоочки пламя окрашивается в интенсивный желтый цвет (реакция на натрий).

Происхождение. В значительных массах образуется в некоторых соляных озерах, богатых натрием, при избытке растворенного CO_2 . Полагают, что сода может возникать при реакции обменного разложения Na_2SO_4 с приносимым бикарбонатом кальция — $Ca[HCO_3]_2$. Образование ее может протекать и биохимическим путем при восстановлении сульфатов микроорганизмами и последующем воздействии углекислоты с выделением H_2S по реакциям:



В виде снежно-белых выцветов и налетов она возникает на поверхности рыхлых горных пород и почв в странах с сухим жарким климатом.

Практическое значение. Сода употребляется в самых различных отраслях промышленности: мыловаренной, стекольной, красильной, а также в химической и металлургической. В странах, бедных содовыми озерами, сода получается искусственно, главным образом из мирабилита и галита.

Месторождения. Все известные крупные содовые озера у нас распространены в Азиатской части СССР. Таковы озера Кулундинской степи (к югу от ст. Кулунда, Северный Казахстан): Петуховские и Михайловские озера. Садка соды в них начинается осенью, при понижении температуры (зимой она добывается со дна озер). В оз. Кучербак (Михайловская группа), содержащем сильно концентрированную рапу, сода выпадает летом под влиянием испарения воды. В Дзронинском содовом озере (Восточная Сибирь) она добывалась в зимнее время. С этой целью на поверхность льда выкачивался рассол слоем до 6 см. В процессе замерзания рассола сода осаждалась на поверхности нижнего ледяного покрова. После улетучивания поверхностного льда (при сильных ветрах) она собиралась в кучи и отправлялась на завод для переработки.

За границей крупные содовые озера распространены в Триполи, Египте, Персии, Тибете, юго-восточной Калифорнии и др.

ТРОНА — $\text{Na}_2\text{H}[\text{CO}_3]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Химический состав. Na_2O 41%, CO_2 38,9%, H_2O 19,9%. Монокл. с. Цвет серый, желтовато-белый. Блеск стеклянный. $N_g=1.540$, $N_m=1.492$, $N_p=1.412$; $N_g-N_p=0.128$. Оптически отрицательная. $2V=72^\circ$. Сильная дисперсия; $r < v$. $NgNp \perp (010)$; $Np=b$; $cNm=7^\circ$. Тв. 2.5—3. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 2.11—2.14. П. п. тр. плавится и окрашивает пламя в интенсивный желтый цвет. Растворяется в воде. С кислотами вскипает. Образуется при усыхании рапы содовых озер (см. выше).

Описана в содовых озерах Вади Натрум (к северу от Каира, Египет); на дне озера в Лагунилья (Венецуэла); в оз. Боракс (Калифорния); в монтмориллонитовых глинах в Свитуотере (Вайоминг, США) и других пунктах. У нас встречается в озерах Кулундинской степи, Танатар (Казахстан) и в Баргузине (Бурят-Монголия).

ПИРСОНИТ — $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{CO}_3]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Кристаллы призматические. Цвет белый или бесцветный. Блеск стеклянный. $N_g=1.575$, $N_m=1.509$, $N_p=1.504$; $Ng-Np=0.071$. Оптически положительный. $2V=33^\circ$. $NgNp=(100)$; $Ng=b$. Тв. 3—3.5. Уд. вес 2.35. Встречен в оз. Боракс (Калифорния).

ГЕЙЛЮССИТ — $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{CO}_3]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Назван в честь французского химика Гей-Люссака (1778—1850). Монокл. с. Кристаллы клиновидные. Цвет белый, желтовато-белый. Блеск стеклянный. $N_g=1.523$, $N_m=1.516$, $N_p=1.444$; $Ng-Np=0.079$. Оптически отрицательный. $2V=34^\circ$. Сильная дисперсия; $r < v$. $NgNp \perp (010)$; $cNg=14^\circ$. Тв. 2—3. Спайность по (110) совершенная, по (001) менее совершенная. Уд. вес 1.93—1.95. Легко плавится в белую эмаль и окрашивает пламя в интенсивно желтый цвет. В кислотах бурно выделяет CO_2 . В значительных массах в виде кристаллов располагается на дне оз. Лагунилья (близ Мериды, Венецуэла) на пласте троны, а также в некоторых других содовых озерах.

БЮЧЛИИТ — $\text{K}_2\text{Ca}_2[\text{CO}_3]_5 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Гексаг. с.? Образуется путем гидратации ферчиллита — $\text{K}_2\text{Ca}[\text{CO}_3]_2$, причем одновременно образуется кальцит. Оптически одноосный, отрицательный. $N_m=1.595$, $N_p=1.455$; $Nm-Np=0.140$.

2. ВОДНЫЕ КАРБОНАТЫ МАГНИЯ

В этой группе объединены средние и основные карбонаты магния:

			a_0	b_0	c_0	β
Лансфордит . . .	$\text{MgCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.	12.48	7.55	7.34	101°49'
Несквегонит . . .	$\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.	7.68	11.93	5.39	
Артинит	$\text{Mg}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.	16.66	3.14	6.20	99°45'
Гидромагнезит . . .	$\text{Mg}_5[\text{CO}_3]_4[\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.	9.32	8.98	8.42	

ЛАНСФОРДИТ — $\text{MgCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В бесцветных таблитчатых кристаллах. На воздухе быстро теряет воду и изменяется в несквегонит. $N_g=1.507$, $N_m=1.468$, $N_p=1.456$; $Ng-Np=0.051$. Оптически положительный. $2V=60^\circ$. Ng ближе к c ; $Np=b$. Тв. 2.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 1.73. Встречен в уголь-

ных шахтах Несквегонинг около Лансфорда (Пенсильвания, США), Этлин (Британская Колумбия).

НЕСКВЕГОНИТ — $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Встречается в призматических кристаллах и радиально-лучистых агрегатах. Цвет белый. Блеск стеклянный. $N_g=1.526$, $N_m=1.501$, $N_p=1.412$; $Ng-Np=0.114$. Оптически отрицательный. $2V=53^\circ$. $NgNp=(001)$; $Np=a$. Тв. 2.5. Спайность по (110) совершенная. Уд. вес 1.83—1.85. Встречен в угольных шахтах Несквегонинг (Пенсильвания, США). Образуется путем дегидратации лансфордита.

АРТИНИТ — $\text{Mg}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Встречается в нежных волосовидных массах, мелких кристалликах и двойниках. Цвет белый. Блеск стеклянный. Блеск стеклянный. $N_g=1.557$, $N_m=1.534$, $N_p=1.489$; $Ng-Np=0.068$. Оптически отрицательный. $2V=71^\circ$. Тв. 2. Уд. вес 2.03. Как низкотемпературный гидротермальный минерал встречается вместе с бруситом и другими минералами магния в Асбестовых копях в Баженовском районе (Урал), в трещинах среди серпентинизированных дунитов Нижне-Тагильского платиноносного массива, в асбестовых копях Ломбардии (Италия) и в других пунктах.

ГИДРОМАГНЕЗИТ — $\text{Mg}_3[\text{CO}_3]_4[\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Встречается в мелоподобных массах, мелких кристалликах и двойниках. Цвет белый. Блеск стеклянный. $N_g=1.545$, $N_m=1.527$, $N_p=1.523$; $Ng-Np=0.022$. Оптически положительный. $2V$ средний. Тв. 3.5. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.16. Не плавится. В кислотах растворяется с бурным выделением углекислоты. Образуется главным образом при выветривании ультраосновных магнезиальных изверженных пород, а также как гидротермальный минерал в ассоциации с бруситом, артинитом и другими магнезиальными минералами. Описан в Грубшоце на р. Иглаве (Чехословакия), в Пьемонте (Италия), в Саткинском месторождении магнетита (Южн. Урал), на горе Беден (Майкопский район, Сев. Кавказ) и в других пунктах.

3. ДВОЙНЫЕ КАРБОНАТЫ АЛЮМИНИЯ С ОДНО- И ДВУХВАЛЕНТНЫМИ МЕТАЛЛАМИ

Здесь отнесены редко встречающиеся алюминийсодержащие карбонаты:

Давсонит	$\text{NaAl}[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$	Ромбич. с.
Алюмогидрокальцит	$\text{CaAl}_2[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}?$	Монокл. с.
Дандасит	$\text{PbAl}_2[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$?

ДАВСОНИТ — $\text{NaAl}[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$. Ромбич. с. $a_0=6.72$, $b_0=10.34$, $c_0=5.56$. Встречается в виде тонких корочек или в игольчатых удлиненно-пластинчатых кристалликах белого цвета. $N_g=1.596$, $N_m=1.542$, $N_p=1.466$; $Ng-Np=0.130$. Оптически отрицательный. $2V=77^\circ$. $NgNp=(001)$; $Np=a$. Тв. 3. Спайность по (110) совершенная. Уд. вес 2.40. Образуется, повидимому, в результате разложения силикатов, содержащих натрий и алюминий. Впервые был найден в жиле полевого шпата в Монреале (Канада).

АЛЮМОГИДРОКАЛЬЦИТ — $\text{CaAl}_2[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}?$ Синоним: хакасцит. Монокл. с. Встречен в радиально-лучистых агрегатах и игольчатых кристаллах. Цвет белый с голубоватым оттенком, редко фиолетовый, серый и светложелтый. Блеск стеклянный. $N_g=1.570$, $N_m=1.553$, $N_p=1.485$; $Ng-Np=0.085$. Оптически отрицательный. $2V=50-55^\circ$. $Np=b$. Угол погасания $7-10^\circ$. Тв. 2.5. Спайность совершенная по (100) и несовершенная по (010). Уд. вес 2.231. Обнаружен в ассоциации с аллофаном, купритом, кальцитом и др. у дер. Потехиной, Хакасская автономная область (Западная Сибирь).

ДАНДАСИТ (дундазит) — $\text{PbAl}_2[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$ Встречается в мелких сферических формах с радиально-лучистым волокнистым строением белого цвета. Физические свойства не изучены. Найден в Дандасе (Тасмания), близ Маам (Алуэй, Ирландия) и в других местах.

4. КАРБОНАТЫ УРАНА

Часто встречающиеся основные карбонаты шестивалентного урана изучены сравнительно слабо. Среди них только один является безводным соединением. Отметим наиболее достоверные.

Рётзерфордит	$\text{U}[\text{CO}_3]_2$	Ромбич. с. ?
Шарпит	$\text{U}_6[\text{CO}_3]_5[\text{OH}]_2\text{O}_{12} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	" "
Ураноталлит	$\text{Ca}_2\text{U}[\text{CO}_3]_3\text{O}_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Фоглит	$\text{Ca}_2\text{CuU}[\text{CO}_3]_4\text{O}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Триклин. с.
Шрекингерит	$\text{NaCa}_3\text{U}[\text{CO}_3]_3[\text{SO}_4][\text{OH}]\text{O}_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	Гексаг. с. ?

Кроме того, в литературе имеются упоминания о следующих водных карбонатах: байлеит — $Mg_2U[CO_3]_3O_2 \cdot nH_2O$, андерсонит — $Na_2CaU[CO_3]_3O_2 \cdot nH_2O$ и швартцит — $CaMgU[CO_3]_3O_2 \cdot nH_2O$. Весьма вероятно, что существуют и другие карбонаты, содержащие уран.

РЕТЗЕРФОРДИТ — $U[CO_3]O_2$. Ромбич. с. В волокнистых массах или в виде корочек на уранините. Цвет желтый. $Ng=1.80$, $Nm=1.75$, $Np=1.72$; $Ng-Np=0.08$. Оптически положительный. Твердость низкая. Уд. вес 4.82. В кислотах растворяется с бурным выделением CO_2 . При нагревании до 300° выделяет углекислоту и кислород; становится зеленым. Сильно радиоактивный. Найден в слюдяном месторождении Луквенгуле, Уругуру, Морогоро (Вост. Африка) и в пегматитах в Колумбии. Образуется за счет уранинита, возможно, при эндогенных процессах.

ШАРПИТ — $U_6[CO_3]_5(OH)_2O_{12} \cdot 7H_2O$. Ромбич. с. В корочках радиально-волокнистого строения. Цвет желтовато-зеленый. $Ng=1.72$, $Np=1.633$. Оптически положительный. Удлинение положительное. Тв. больше 2.5. Уд. вес больше 3.33. Главная масса воды теряется при $200-275^\circ$. Найден в Катанге (Бельгийское Конго) в виде корочек на юрите и беккерелите.

УРАНОАЛЛИТ — $Ca_2U[CO_3]O_2 \cdot 10H_2O$. Ромбич. с. Синонимы: либигит, рандит, флюотерит. В изометрических кристаллах или мелкозернистых агрегатах желто-зеленого цвета. Блеск стеклянный, с перламутровым отливом на плоскостях спайности. $Ng=1.535-1.540$, $Nm=1.501-1.505$, $Np=1.498-1.501$; $Ng-Np$ около 0.039. Оптически положительный. $2V=37^\circ$ до 42° . $Ng=a$. Тв. 2.5—3. Спайность по (100). Уд. вес 2.14—2.15. Радиоактивный. В ультрафиолетовом свете яркозеленый. П. п. тр. не плавится; становится вначале яркожелтым, затем оранжево-красным и бронзовым. В открытой трубке выделяет воду и становится черным. С бурой и фосфорной солью дает реакцию на уран. Растворяется в HCl и HNO_3 с бурным выделением CO_2 ; растворы при этом окрашиваются соответственно в зеленый и желтый цвет. Как продукт изменения уранинита встречен в Мансфельде (Гарц, Германия).

ФОГЛИТ — $Ca_2CuU[CO_3]O_2 \cdot 6H_2O$. Триклин. с. В чешуйчатых массах яркозеленого цвета. Блеск стеклянный с перламутровым отливом на плоскостях спайности. $Ng=1.564$, $Nm=1.547$, $Np=1.541$; $Ng-Np=0.023$. Оптически положительный. $2V=60^\circ$. Дисперсия очень сильная; $r < v$. Np почти перпендикулярна к чешуйкам, в плоскости которых угол Ng' с удлинением равен 33° . Плеохроизм: по $Np=Nm$ — темный синеважно-зеленый, по Ng — бледножелтый. Тв. низкая. Спайность весьма совершенная в одном направлении. Уд. вес неизвестен. П. п. тр. не плавится. После смачивания HCl окрашивает пламя в зеленый цвет (медь). В HCl растворяется с бурным выделением CO_2 . Описан как вторичный минерал.

ШРЕКИНГЕРИТ — $NaCa_3U[CO_3]_3[SO_4](OH)_2 \cdot 9H_2O$. Гегсаг. с. Содержит F. Синоним: дакеит. В ряде случаев как шрекингерит был ошибочно описан похожий на него ураногил (водный силикат Ca и U). В слюдоподобных шестиугольных пластинках желтого или зеленовато-желтого цвета. Оптически отрицательный. $Nm=1.539-1.545$, $Np=1.496-1.489$. Наблюдается также двуосность с $2V=5-15^\circ$ (по Новачеку). В ультрафиолетовом свете сильно люминесцирует желтовато-зеленым цветом. Тв. 2.5. Спайность весьма совершенная по (0001). Уд. вес 2.51. Слабо радиоактивный. П. п. тр. вспучивается, выделяет H_2O и CO_2 и превращается в неплывающую бурую массу. С содой дает серную печень. В кислотах растворяется на холоду, выделяя CO_2 .

Наблюдается в виде шаровидных или хлопьевидных скоплений и мелких пластинок. В районах распространения карнититовых песчаников в Колорадо встречался в виде небольших желвачков в гипсовых породах, где он образовался в результате капиллярного поднятия и испарения урансодержащих растворов.

IV класс. СУЛЬФАТЫ, СЕЛЕНАТЫ, ТЕЛЛУРАТЫ

Общие замечания. Необходимо прежде всего напомнить, что геохимия серы характеризуется своеобразными особенностями, несвойственными многим другим химическим элементам. Помимо того, что в восстановительных условиях этот элемент способен давать электрически нейтральные 8-атомные молекулы S_8 (см. о самородной сере), он образует различно заряженные положительные и отрицательные ионы. Как мы знаем, существует отрицательно заряженный ион S^{2-} (аналог O^{2-}) как продукт диссоциации H_2S . С этим анионом связано образование сульфидов. В окислительной обстановке сера может давать молекулярное соединение SO_2 (сернистый газ), а в растворах — ком-

плексные анионы: $[SO_3]^{2-}$ и в более окислительной среде $[SO_4]^{2-}$, в которых участвуют катионы S^{4+} и S^{6+} . Кристаллические образования, представляющие собой соединения металлов с этими анионами, называются сульфитами (не встречаются в природных условиях) и сульфатами (широко распространены в природе).

Таким образом, образование сернокислых солей металлов может происходить лишь в условиях повышенной концентрации кислорода, или, как говорят, при повышенном парциальном давлении кислорода, в окружающей среде и при относительно низких температурах. Такие условия в земной коре, как известно, создаются вблизи земной поверхности, где и встречается подавляющая масса этих соединений как эндогенного, так и экзогенного происхождения.

Хотя среди минералов этого класса мы наблюдаем большое разнообразие соединений, однако число устойчивых и широко распространенных в земной коре сульфатов сравнительно невелико.

Для такого крупного комплексного аниона, каким является $[SO_4]^{2-}$, стойкие кристаллические решетки возможны лишь при сочетании этого аниона с крупными двухвалентными катионами. Действительно, как мы увидим, наиболее устойчивы сульфаты Ba, Sr и Pb. Катионы с меньшими ионными радиусами входят в состав сульфатов лишь в гидратированном состоянии, т. е. будучи одеты в «рубашку» из молекул H_2O . При этом, чем меньше катион, тем большее количество молекул H_2O способно с ним связаться. Для богатых водой сульфатов количество H_2O для одного и того же типа соединения может меняться в зависимости от давления паров во внешней среде. Так, например, для сульфата закиси железа существуют соли с 7, 6, 5 и 1 молекулами H_2O . Все они, естественно, отличаются друг от друга своими особенностями кристаллических решеток.

Одновалентные катионы щелочных металлов в состав простых сульфатов входят, естественно, в двойном количестве или в ассоциации с H^{1+} . Они образуют слабые кристаллические структуры и легко растворяются в воде (так же как и сульфаты двухвалентных малых катионов).

Сульфаты трехвалентных металлов, главным образом Al^{3+} и Fe^{3+} , встречаются только в виде водных соединений.

Широко распространены двойные и более сложные соли одно-, двух- и трехвалентных металлов. Очень часто встречаются сульфаты с добавочными анионами, чаще всего $[OH]^{1-}$, иногда Cl^{1-} , $[CO_3]^{2-}$, $[PO_4]^{3-}$ и др. Это особенно имеет место, если в состав соединения входят трехвалентные металлы или сильно поляризующие катионы Cu^{2+} .

Селенаты и теллулаты встречаются исключительно редко и известны лишь для некоторых тяжелых металлов. Селенаты по свойствам весьма близки к сульфатам, а теллулаты занимают несколько особое положение.

В заключение отметим некоторые общие для минералов этого класса физические свойства. Прежде всего обращает внимание, так же как и в карбонатах, отсутствие минералов с высокой твердостью. Среди сульфатов мы не знаем минералов с твердостью выше 3.5. Для богатых водой минеральных видов она снижается даже до 2. Из оптических свойств сульфатов по сравнению с ранее рассмотренными классами солей характерны гораздо более низкие величины двупреломления ($Ng-Np$). Встречаются даже оптически изотропные минералы. Объясняется это тем, что тетраэдрические группы SO_4 по сравнению с плоскими группами CO_3 и NO_3 представляют собой изометрические структурные единицы. Весьма характерно, что в тех сульфа-

тах, которые в качестве дополнительного аниона содержат ион $[\text{CO}_3]^{2-}$, двупреломление значительно повышается, например в каледоните — $\text{Pb}_5\text{Cu}_2[\text{SO}_4]_3[\text{CO}_3][\text{OH}]_6$.

При описании мы будем объединять минералы в группы, как обычно, по химическому составу и типам кристаллических структур. Однако таких групп для безводных минералов оказывается очень немного. Остальные, довольно многочисленные и разнородные по составу минералы наиболее целесообразно сгруппировать по признакам валентности катионов, объединив вместе безводные и водные сульфаты.

Мы примем следующий порядок расположения распространенных в природе минералов данного класса:

1. Группа барита.
2. Ангидрит и группа гипса.
3. Сульфаты щелочных металлов.
4. Двойные сульфаты щелочных и щелочноземельных металлов.
5. Группа эпсомита—мелантерита.
6. Группа гексагидрита.
7. Группа халькантита.
8. Группа кизерита.
9. Сульфаты трехвалентных металлов (Al и Fe...).
10. Группа алуниита.
11. Группа квасцов.
12. Группа галотрихита.
13. Прочие двойные сульфаты Al и Fe... с одно- и двухвалентными металлами.
14. Основные сульфаты меди, цинка и свинца.
15. Сульфаты прочих металлов.
16. Теллулаты.

1. ГРУППА БАРИТА

Сюда относятся сернокислые соединения Sr, Ba и Pb, не встречающиеся в природе в виде водных сульфатов. Безводный сульфат кальция — ангидрит — хотя кристаллизуется в той же ромбической сингонии, что и указанные сульфаты, но существенно отличается от них как по кристаллической структуре, так и по формам кристаллов, что связано с меньшей величиной радиуса иона Ca^{2+} . Так как ангидрит по условиям образования в природе чрезвычайно тесно связан с водным сульфатом кальция — гипсом, — то подробную характеристику его мы дадим отдельно, вместе с гипсом.

			a_0	b_0	c_0
Целестин . . .	SrSO_4	Ромбич. с.	8.36	5.36	6.84
Барит	BaSO_4	" "	8.85	5.44	7.13
Англезит	PbSO_4	" "	8.45	5.38	6.93
Керстениит . . .	PbSeO_4	Ромбич. с. ?			

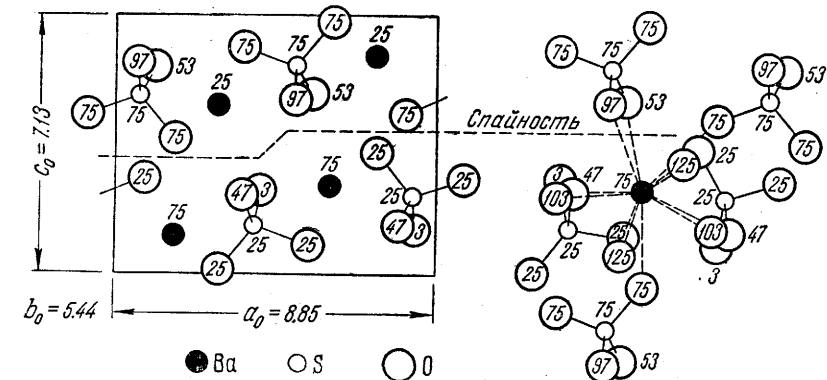
Рассмотрение начнем с наиболее типичного представителя этой группы минералов — барита.

БАРИТ — BaSO_4 . Барос — по-гречески «тяжелый». Большой удельный вес этого минерала легко ощутим в руке. Среди очень немногочисленных бариевых минералов барит является главным, а среди безводных сульфатов — наиболее распространенным после ангидрита.

Химический состав. BaO 65.7%, SO_3 34.3%. В виде изоморфных примесей устанавливаются Sr и Ca. Разновидность с высоким содержанием стронция называют **баритоцелестином**. Изредка встре-

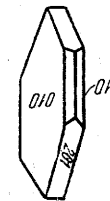
чаются разности, богатые Pb и Ra (хокутолит). Из посторонних примесей устанавливаются иногда Fe_2O_3 , глинистые, органические и прочие вещества.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Кристаллическая структура. На фиг. 379 показана проекция элементарной ячейки вдоль короткой оси b , перпендикулярной к плоскости чертежа. Ионы Ba^{2+} и S^{6+} располагаются на расстояниях в одну и три четверти

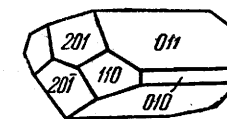


Фиг. 379. Кристаллическая структура барита— BaSO_4 в проекции вдоль оси b

высоты b (см. цифры). Группы SO_4 , как можно видеть по цифрам, ориентированы таким образом, что два кислородных атома лежат горизонтально, а два других — вкост по отношению к первым. Каждый ион Ba окружен 12 кислородными ионами, принадлежащими к семи различным группам SO_4 (фиг. 379 справа). **Облик кристаллов.** Часто



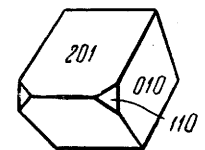
Фиг. 380. Таблитчатый кристалл барита (установка Е. С. Федорова; вокруг оси a повернут на 90°)



Фиг. 381. Призматический кристалл барита



Фиг. 382. Столбчатый кристалл барита. Салаирское месторождение (Алтай)



Фиг. 383. Изометрический кристалл барита. Грязновский присек (Забайкалье)

встречающиеся кристаллы барита обычно обладают таблитчатым обликом (фиг. 380) вследствие развития граней $\{010\}$ (в установке Е. С. Федорова). Реже распространены призматические (фиг. 381), столбчатые (фиг. 382), обычно образованные господствующими гранями призм $\{011\}$ или $\{110\}$ в комбинации с $\{010\}$, и изометрические кристаллы (фиг. 383). Часто чрезвычайно богаты комбинациями. **Двойники** не часты по (201), (011); обычно наблюдаются полисинтетические двойники, обуславливающие штриховатость на гранях. **Агрегаты** чаще зернистые, реже плотные, скрытокристаллические, землстые. Наблюдается также в виде сталактитов и других натечных форм с концентрически-зональным строением. Известны шаровидные и эллипсоидаль-

ные конкреции с радиально-лучистым строением. В пустотах часто удается наблюдать эффектные друзы небольших кристаллов.

Цвет. Встречаются бесцветные воднопрозрачные кристаллы. Больше же частью барит посторонними примесями бывает окрашен в белый или серый (микроскопическими включениями газов и жидкостей), в красный (окисью железа), желтый или бурый (вероятно, гидроокислами железа), темносерый и черный (битуминозными веществами), иногда в голубоватый, зеленоватый и другие оттенки. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности (010) перламутровый. **Оптические константы.** $N_g = 1.648$, $N_m = 1.637$, $N_p = 1.636$; $N_g - N_p = 0.012$. Оптически положительный. $2V = 37^\circ$. $N_g N_p = (010)$; $N_g = a$.

Твердость 3—3.5. Хрупок. **Спайность** по {010} совершенная (на фиг. 379 перпендикулярная к плоскости чертежа), по {201} средняя и по {001} несовершенная. **Уд. вес** 4.3—4.7. **Прочие свойства.** Растворимость в воде очень низкая: даже при 100° она составляет всего 3.9 мг/л.

Диагностические признаки. Среди наиболее широко распространенных сульфатов барит обладает самым большим удельным весом (лишь у англезита уд. вес выше). Характерны совершенная спайность в одном направлении, нерастворимость в HCl даже при нагревании (отличие от всех карбонатов). От некоторых силикатов, похожих на него по спайности и другим признакам, отличается значительно меньшей твердостью. Трудно бывает отличить от целестина (без химических реакций).

П. п. тр. растрескивается, сплавляется лишь в тонких осколках по краям, причем пламя окрашивается в желто-зеленый цвет (характерно для бария). С содой на платиновой пластинке сплавляется в прозрачную массу, которая по охлаждении становится мутной (при сплавлении на угле эта масса расплывается и впитывается внутрь). В отличие от целестина, сернистый барий, получающийся в восстановительном пламени п. п. тр., после смачивания HCl окрашивает пламя не в карминово-красный, а желто-зеленый цвет. В концентрированной H_2SO_4 в порошкообразном состоянии медленно растворяется. От прибавления воды раствор мутнеет, т. е. снова выделяется $BaSO_4$.

Происхождение. Барит в природе образуется различными путями, но лишь в условиях повышенного парциального давления кислорода и при относительно низких температурах. Потому он, подобно всем другим безводным сульфатам, не встречается как магматогенный минерал в изверженных, а также в глубинных метаморфических породах.

В гидротермальных месторождениях он довольно обычен. В качестве спутника он устанавливается во многих месторождениях сульфидных, марганцевых (с манганитом, браунитом), железных (с сидеритом, гематитом) и других руд. Известны золото-баритовые жилы. Встречаются почти чисто баритовые, барито-кальцитовые, барито-флюоритовые жилы с небольшой примесью кварца и редких сульфидов (галенита, сфалерита, халькопирита, иногда киновари и др.).

Заслуживают также упоминания редкие случаи образования хокутолита, сильно радиоактивного барита, богатого свинцом (PbO до 22%), выделяющегося в виде корок и натечных образований из горячих источников в Хокуто (о. Тайван) в районе вулкана Шибукуро и в других районах Японии. Этот минерал содержит, кроме того, редкие земли (до 2%).

Барит в небольших количествах, главным образом в виде конкреций, распространен также в осадочных породах, но в иных условиях, нежели ангидрит, гипс и целестин. Он, например, никогда не

встречается в соляных месторождениях, крайне редок в известняках, но зато часто устанавливается в осадочных месторождениях марганца (в окисных и карбонатных рудах), железа, в глинистых, песчаных и других осадках прибрежных зон морей. Объясняется это тем, что растворимые соли бария, приносимые с суши поверхностными водами, при первой же встрече с ионами $[SO_4]^{2-}$ в морских водах образуют практически нерастворимый сульфат бария. Желваки барита обнаруживаются среди илов и в современных морях.

В зонах выветривания горных пород и рудных месторождений в районах с сухим климатом при внимательном изучении мелкие кристаллы барита часто столбчатого облика нередко устанавливаются в ассоциации с гипсом и гидроокислами железа. В сульфидных (колчеданных) месторождениях в нижних частях зон окисления в так называемой подзоне выщелачивания образуются «баритовые сыпучки» в ассоциации с гипсом, англезитом, галоидными соединениями серебра, иногда тонкодисперсным золотом и другими минералами в виде уплотненных кристалликов. Кристаллики барита в этих случаях являются типичными новообразованиями, возникшими при реакциях растворимых солей бария с растворенными сульфатами других металлов или H_2SO_4 .

В одной из шахт близ Лаутенталля (Гарц, Германия) описаны огромные сталактиты барита, образовавшиеся в результате взаимодействия бариеносных соляных источников с водами, просачивающимися из зоны окисления сульфидных жил.

При слабом региональном метаморфизме на небольших глубинах, по имеющимся наблюдениям, первоначально содержащийся в породах барит способен переотлагаться в виде прожилков в возникающих трещинах в породах или метасоматическим путем, например, в красных яшмах, вытесняя кварц и ассоциируя с листочками гематита. На больших же глубинах в восстановительной среде он, как минерал, богатый кислородом, должен исчезать.

Искусственно легко получается при реакции растворимых солей ($BaCl_2$, $Ba[HCO_3]_2$ и др.) с сульфатами щелочей и серной кислотой. В результате реакции обменного разложения $BaSO_4$ образуется также при взаимодействии бикарбоната бария с ангидритом в присутствии CO_2 . Весьма любопытен описанный многими авторами факт образования барита в нефтяных скважинах (в Бэтсоне и Саратога, США) в виде оолитов. О том, что они образовались именно в скважине, говорит тот факт, что они имели значительно большие размеры, чем отверстия в сетках скважин, и что в центрах их содержались в виде ядер обломки твердых частиц со стенок труб. В данном случае барит, очевидно, образовался путем окисления поверхностными водами, спускающимися по скважинам, растворенного сернистого бария, в виде которого этот элемент мог присутствовать в восстановительной нефтяной среде.

Барит — химически устойчивый минерал. Устанавливается в элювии, нередко в крупных обломках, а также в шлихах, получаемых при промывке россыпей. Однако, как все минералы, обладающие хорошей спайностью и невысокой твердостью, по мере продвижения в россыпи быстро измельчается и постепенно исчезает.

На гранях хорошо образованных кристаллов часто наблюдаются признаки растворения: грани содержат фигуры вытравления или бывают матовыми. Растворение может происходить при длительном соприкосновении с мигрирующими растворами щелочных солей (хлоридов, сульфатов, бикарбонатов).

Практическое значение. Барит находит широкое применение в различных отраслях промышленности:

1. В виде тонкоизмельченного порошка, как утяжелитель, вводится в состав «глинистых растворов», используемых для цементации рыхлых пород при бурении нефтяных залежей с целью борьбы с газовыми выбросами и укрепления стенок скважин.

2. В химической промышленности является сырьем для изготовления различных солей и препаратов, используемых в пиротехнике, в кожевенном деле (для удаления волос), в сахарном производстве, при изготовлении фотобумаги, в керамике для производства эмалей, специальных стекол, обладающих высоким коэффициентом преломления, в медицине и т. д.

3. В резиновой и бумажной промышленности в качестве наполнителя и утяжелителя.

4. В лакокрасочной промышленности для производства высококачественных белил (в смеси с ZnO и ZnS), цветных красок и для других целей.

5. Как главная составная часть штукатурки для стен рентгеновских лабораторий, с целью защиты работников от вредного действия рентгеновских лучей.

6. Металлический барий применяется для изготовления некоторых радиоламп.

Месторождения. Из многочисленных месторождений барита в СССР укажем лишь главнейшие. В Западной Грузии имеется ряд жильных баритовых месторождений, особенно в Кутаисском районе, среди туфов и эффузивных пород (порфириров). Сплошные баритовые массы симметрично-полосчатого или колломорфного строения в виде примесей содержат: кальцит, в очень небольшом количестве кварц, изредка пирит, халькопирит и галенит. Месторождения Каракалинского района в Туркменской ССР (в горах Копетдага) также представлены целой серией жил в осадочных породах (песчаниках, глинистых сланцах и др.). В ряде жил (Арпаклен) барит находится в ассоциации с виверитом ($BaCO_3$), который местами псевдоморфно развивается по бариту. Изредка в них наблюдаются включения галенита и сфалерита. Ряд месторождений известен на Южном Урале (Медведевское и др.), в Центральном Казахстане (Кайракты и др.), в Сибири и других местах.

К числу крупнейших иностранных месторождений барита принадлежит Мегген (в Южн. Вестфалии, Германии). Здесь огромной длины (до 7 км) пластообразная залежь, местами сопровождающаяся залежью сульфидов, главным образом пирита, располагается на границе между средне- и верхнедевонскими осадками. Происхождение этой залежи точно не выяснено. Имеется ряд данных, говорящих за то, что она первоначально образовалась осадочным путем. Особенностью этого месторождения является то, что руды содержат много битуминозного вещества, окрашивающего барит в темносерый или черный цвет.

ЦЕЛЕСТИН — $SrSO_4$. Целестис — по-латыни «небесный»; первые найденные образцы этого минерала имели нежноголубой оттенок. Относительно редко встречается, но среди минералов стронция он является главным.

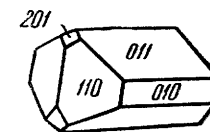
Химический состав. SrO 56.4%, SO_3 43.6%. Иногда содержит Ca и Ba (нередко в значительных количествах).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Кристаллическая структура совершенно аналогична структуре барита

(описана выше). **Облик кристаллов.** Встречающиеся кристаллы очень похожи на кристаллы барита. Обычно имеют таблитчатый, столбчатый или призматический (фиг. 384) облик. **Агрегаты** чаще зернистые, реже шестоватые, жилковатые и скорлуповатые с общей натечной формой. Встречается в виде желваков и секреций, причем в пустотах наблюдаются друзы кристаллов.

Цвет целестина голубовато-белый или голубовато-серый, реже с красноватым или желтоватым оттенком. Иногда обнаруживаются бесцветные, водяно-прозрачные кристаллы. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности — перламутровый отлив. **Оптические константы.** $N_g = 1.631$, $N_m = 1.624$, $N_p = 1.622$; $N_g - N_p = 0.009$. Оптически положительный. $2V = 51^\circ$. $NgNp = (010)$; $Ng = a$.

Твердость 3—3.5. Хрупок. **Спайность** по $\{010\}$ совершенная, по $\{201\}$ средняя. **Уд. вес** 3.9—4.0. **Прочие свойства.** Растворимость в воде сравнительно низкая: при $t = 18^\circ$ и атмосферном давлении от 65 до 145 мг/л, при кипячении — от 104 до 282 мг/л.



Фиг. 384. Призматический кристалл целестина (установка Е. С. Федорова)

Диагностические признаки. В зернистых массах от карбонатов Mg , Ca , Sr , Ba и др. отличим по поведению в кислотах (карбонаты при растворении с нагреванием выделяют CO_2). По цвету иногда похож на ангидрит, но отличается по направлениям спайности и большему удельному весу. От барита часто трудно отличим. Очень характерна реакция на стронций.

П. п. тр. плавится в белый шарик, окрашивая пламя в интенсивный карминово-красный цвет, особенно после смачивания HCl (реакция на стронций). На угле с содой дает серную печень. В крепкой H_2SO_4 растворяется. Раствор мутится при прибавлении воды.

Происхождение. В более или менее значительных массах в виде желваков, гнезд, иногда сплошных залежей встречается в толщах осадочных пород (в доломитах, известняках, гипсоносных глинах, мергелях и др.). Его находки нередко бывают приурочены к определенным горизонтам среди этих пород.

Условия нахождения целестина в осадочных породах часто говорят о том, что этот минерал является результатом каких-то перегруппировок вещества, происходивших уже после отложения осадков. Так, например, скопления целестина иногда можно наблюдать в виде прожилков или в пустотах, образовавшихся в результате частичного растворения пород. В ассоциации с ним чаще всего встречаются: гипс, галит, доломит, в некоторых случаях самородная сера, возникшая в результате разложения и восстановления гипса.

Целестин был также установлен в морских организмах, в частности в скелете одной группы радиолярий. Иногда он встречается в раковинах аммонитов и в других окаменелостях, по всей вероятности как результат позднейшего отложения в них.

Известны, правда, очень редкие, но типичные гидротермальные жилы целестина, содержащие галенит, сфалерит и другие сульфиды. Наблюдался также в миндалинах изверженных пород.

Искусственно получается при испарении пересыщенных растворов $SrSO_4$ или при реакции солей стронция с H_2SO_4 и сульфатами других металлов. В природе наблюдались псевдоморфозы целестина по гипсу, что достигается также искусственным путем при погружении гипса в раствор $SrCO_3$. В свою очередь наблюдались замещения целестина карбонатом стронция (стронцианитом).

Практическое значение. Целестин является главным источником солей стронция, употребляемых в пиротехнике (для получения яркого карминово-красного пламени) и в химической промышленности: в сахарной — в виде окиси стронция для удаления сахара из меломассы, в стекольной и керамической — для изготовления иризирующих стекол, особых глазурованных кирпичей и пр. В последнее время начали применять стронций в виде металла при производстве специальных сплавов, например в качестве присадки к меди с целью повышения ее прочности и однородности (электропроводность при этом не снижается).

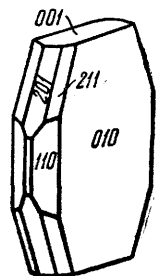
Месторождения. Целестин довольно часто встречается в осадочных гипсоносных породах пермского возраста в виде секретий в Архангельской области, в верхнем и среднем Поволжье, Башкирии, Чкаловской области и др. Значительное количество пунктов нахождения известно также в Закаспии (в Туркмении, на о. Мангышлак и др.), Якутии и других районах СССР.

Из иностранных месторождений отметим крупные месторождения целестина в районах Бристоля (Англия), Вестфалии и Вальдека (Германия).

АНГЛЕЗИТ — $PbSO_4$. Впервые был установлен на о. Англези (северо-западный Уэльс), откуда и произошло его название.

Химический состав. PbO 73.6% (Pb 68.3%), SO_3 26.4%. От примесей обычно свободен. Известна разность, богатая CaO (8.45%) — вейсбахит (баритоанглезит).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** совершенно аналогична структуре барита. **Облик кристаллов.** Кристаллы англезита часто весьма богаты комбинациями граней. Обычно имеют таблитчатый облик (фиг. 385), реже короткостолбчатый или пирамидальный. Крупные кристаллы вообще редки. **Агрегаты.** Чаше встречается в виде кристаллических корочек на галените, друз мелких кристаллов, в плотных зернистых или землистых массах.



Фиг. 385. Таблитчатый кристалл англезита. Березовское месторождение (Урал)

Цвет. Бесцветен и часто водяно-прозрачен. Нередко бывает окрашен в белый, серый, желтоватый или бурый цвет (гидроокислами железа). Наблюдающийся иногда черный цвет обусловлен микроскопическими включениями неразложившегося галенита. Блеск алмазный, жирноватый. **Оптические константы.** $N_g = 1.894$, $N_m = 1.882$, $N_p = 1.877$; $N_g - N_p = 0.017$. Оптически положительный. $2V$ от 68 до 75°. $NgNp = (010)$; $Ng = a$.

Твердость 2.5—3. Весьма хрупок. **Спайность** несовершенная по $\{010\}$ и $\{201\}$. **Уд. вес** 6.1—6.4. **Прочие свойства.** Растворимость в воде низкая: при атмосферном давлении и $t = 11^\circ$ она составляет всего 44 мг/л.

Диагностические признаки. Для англезита характерны высокий удельный вес, алмазный блеск, тесная ассоциация в окисленных рудах с галенитом и поведение перед паяльной трубкой.

П. п. тр. растрескивается и легко плавится. На угле с содой дает серную печень и затем в восстановительном пламени — королек свинца. В концентрированной H_2SO_4 растворяется лишь при нагревании. Однако полностью растворяется в KOH (отличие от целестина и барита).

Происхождение. Как труднорастворимый продукт окисления галенита и других сернистых соединений свинца, англезит образуется главным образом в зонах окисления свинцово-цинковых сульфид-

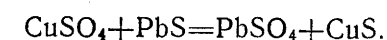
ных месторождений, очень часто в ассоциации с гораздо более распространенным церусситом ($PbCO_3$).

Как показывает изучение под микроскопом, англезит является первым кислородным соединением свинца, которое возникает при окислении галенита по периферии и вдоль направлений спайности по реакции: $PbS + O_4 = PbSO_4$. Однако англезит под влиянием углекислоты, в свою очередь, легко переходит в карбонат свинца — церуссит ($PbCO_3$). Оба эти минерала в силу низкой их растворимости в воде обычно образуют вокруг кусков сплошного галенита белую корку, предохраняющую от дальнейшего окисления центральные участки галенита¹. Этим объясняется тот факт, что при разбивании округлых белых желваков, казалось бы, нацело окисленных свинцовых руд в центральных частях нередко обнаруживается сплошной галенит. Дальнейшее окисление галенита может происходить лишь по мере превращения англезита в карбонат свинца.

Характерно также, что общее содержание свинца в зонах окисления всегда выше, чем в первичных сульфидных рудах. Это обусловлено тем, что постоянный спутник галенита — сфалерит — и сульфиды меди при окислении переходят в легко растворимые сульфаты и выносятся, за счет чего и происходит обогащение окисленных руд свинцом.

Помимо описанного обычного способа образования англезита, в природе устанавливается также и другой: в результате реакции растворимых солей свинца с серной кислотой в низах зоны окисления (в подзоне выщелачивания и образования так называемых кремнисто-гипсовых и баритовых сыпучек). Здесь англезит среди землистой светлой массы встречается в виде кристалликов наряду с кристалликами барита в ассоциации с гипсом, опалом и другими минералами. Такие случаи образования англезита редки и, повидимому, связаны с особыми условиями выветривания свинецсодержащих богатых пиритом сульфидных руд в районах с сухим климатом. Наиболее вероятными более или менее растворимыми формами соединений свинца, в виде которых он может переноситься из зоны окисления просачивающимися водами, являются бикарбонат — $PbHCO_3$ и хлорид свинца — $PbCl_2$.

Следует упомянуть также о том, что в микроскопических количествах англезит в ассоциации с ковеллином встречается в зоне вторичного сульфидного обогащения в месторождениях, содержащих, кроме сульфидов свинца и цинка, сульфиды меди. Образующиеся при окислении легко растворимые сульфаты меди, спускаясь с поверхностными водами к уровню грунтовых вод, взаимодействуют с галенитом с образованием англезита и ковеллина по очень простой реакции обменного разложения:



Наконец, англезит может образоваться и гидротермальным путем, правда в особых условиях. В виде прекрасно образованных, часто довольно крупных кристаллов он встречается в таких свинцово-цинковых месторождениях, отложение руд которых, судя по парагенезису минералов и формам минеральных агрегатов, могло происходить вблизи дневной поверхности (вероятно, при смешении с вадозовыми насыщенными свободным кислородом водами). Таковы, например, месторождения Райбл и Блейберг в Каринтии (Вост. Альпы), где кристал-

¹ На этом свойстве основано хранение серной кислоты в сосудах, внутренние стенки которых покрыты слоем металлического свинца: образующаяся нерастворимая тонкая оболочка $PbSO_4$ столь плотна, что не допускает дальнейшего превращения свинца в сульфат.

лы англезита в пустотах встречаются наряду с нетронутыми окислением сульфидами Fe, Zn и Pb.

Практическое значение. При разработке зон окисления свинцовых месторождений англезит вместе с другими кислородными соединениями свинца идет в плавку.

Месторождения. В тех или иных количествах англезит всегда удается установить в зонах окисления всех галенигосодержащих сульфидных месторождений. Останавливаться на перечислении их не будем. Укажем лишь, что в нашей литературе описаны хорошо образованные кристаллы англезита из месторождений: Березовского золоторудного (на Урале), ряда Алтайских, Нерчинских (Вост. Забайкалье) и др.

КЕРСТЕНИТ — $PbSeO_4$. Ромбич. с. Синоним: селеносвинцовый шпат. Цвет серно-желтый. Блеск жирный до стеклянного. Тв. 3—4. Хрупкий. Спайность по одному направлению. На угле легко плавится, образуя черный шлак, и дает сильный запах селена. С бурой образует желтовато-зеленый перл. Встречается в виде сферических и скорлуповатых масс в ассоциации с малахитом и другими продуктами окисления меди, сурьмы и свинца в руднике Фридрихсглюк (Тюрингия в Германии).

Обобщение. Подведем итог главнейшим отличительным свойствам минералов группы барита, включая сюда и ангидрит. Как можно видеть из приведенных данных (табл. 14), от других аналогичных сульфатов металлов сильно отличается по своим свойствам свинца. Он существенно отличен и по условиям образования в природе. Сульфаты Ca, Sr и Ba друг от друга заметно отличаются по удельному весу и коэффициентам преломления.

Таблица 14

Главные свойства минералов группы барита

Название минерала	Твердость	Уд. вес	Цвет	Блеск	N_g	N_m	N_p
Ангидрит — $CaSO_4$	3—3.5	2.9	Белый	Стеклянный	1.614	1.576	1.571
Целестин — $SrSO_4$	3—3.5	3.9	Голубой	"	1.631	1.624	1.622
Барит — $BaSO_4$	3—3.5	4.5	Белый	"	1.648	1.637	1.636
Англезит — $PbSO_4$	2.5—3	6.3	Белый	Алмазный	1.894	1.882	1.877

2. АНГИДРИТ И ГРУППА ГИПСА

Оба эти минерала по физическим и химическим свойствам стоят особняком среди безводных и водных сульфатов, но тесно связаны друг с другом по условиям нахождения и образования. Поэтому мы опишем их вместе.

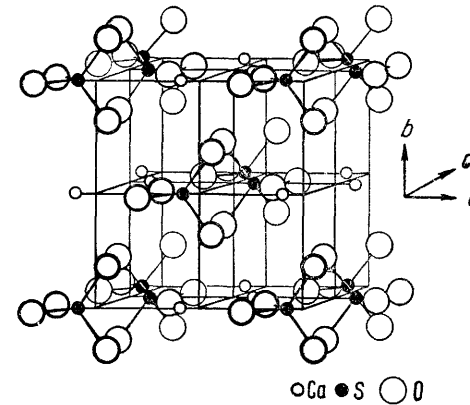
Легко получающийся искусственным путем так называемый полугидрат кальция в природных условиях с полной определенностью пока не установлен.

	a_0	b_0	c_0	β
Ангидрит . . . $CaSO_4$	6.22	6.96	6.97	
Полугидрат . . . $CaSO_4 \cdot \frac{1}{2}H_2O$				
Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	10.47	15.15	6.28	98°58'
Ардеалит . . . $Ca_2H[SO_4][PO_4] \cdot 4H_2O$	10.47	14.64	6.28	ок. 97°

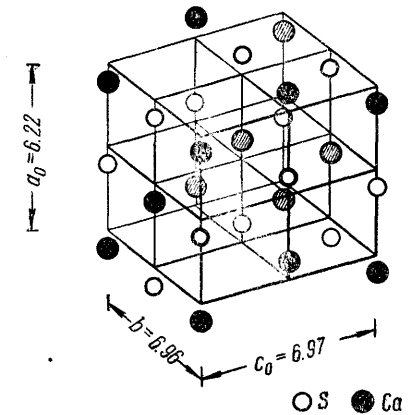
Здесь же опишем также еще два минерала, представляющих собой двойные сульфаты калия, а в другом случае аммония, и кальция (отвечающие полугидрату кальция):

Сингенит $K_2Ca[SO_4]_2 \cdot H_2O$	Монокл. с.
Коктаит $[NH_4]_2Ca[SO_4]_2 \cdot H_2O$	"

Ардеалит, совершенно аналогичный гипсу по размерам элементарной ячейки (ср. цифры), интересен в том отношении, что является



Фиг. 386. Кристаллическая решетка ангидрита



Фиг. 387. Положение в кристаллической решетке ангидрита ионов серы и кальция

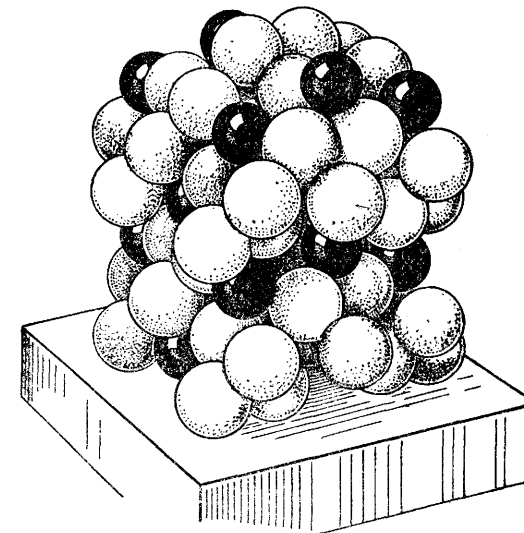
Залитые кружочки ионов кальция отвечают тем ионам кальция, которые видны на фиг. 388

двойным сульфатом по анионам: $CaSO_4 \cdot 2H_2O + CaHPO_4 \cdot 2H_2O$. Последний компонент встречается в природе в виде самостоятельного минерала — брушита.

Так как ионы $[SO_4]^{2-}$ и $[PO_4]^{3-}$, имеющие почти одинаковые размеры, обладают разными валентностями, то в брушите, а следовательно, и в ардеалите лишний заряд компенсируется катионом H^+ . Но водород, лишенный единственного своего электрона, является протон и имеет столь ничтожный размер, что присутствие его в кристаллической решетке не сказывается на увеличении объема, т. е. на размерах элементарной ячейки. Следует также отметить, что между гипсом, ардеалитом и брушитом в природных условиях не устанавливается изоморфных смесей. Соотношение S:P в ардеалите равно 1:1.

АНГИДРИТ — $CaSO_4$. Название минерала («безводный») указывает на отсутствие в нем воды в отличие от гипса. **Химический состав.** CaO 41.2%, SO_3 58.8%. В виде примеси довольно часто содержит стронций.

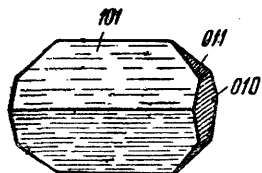
Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Кроме того, известны еще две моноклинные, более высокотемпературные мо-



Фиг. 388. Модель кристаллической структуры ангидрита в ориентировке, показанной на фиг. 387

дификации CaSO_4 : 1) бассанит, установленный Замбонини как продукт обезвоживания гипса в выбросах Везувия и полученный искусственно; он называется также «растворимым ангидритом», так как в воде растворяется лучше, чем обычный ангидрит; 2) более высокотемпературная, тоже моноклинная модификация с энантиотропной точкой перехода 1195° .

Кристаллическая решетка ангидрита изображена на фиг. 386 и 387, а модель структуры — на фиг. 388. Ионы S^{6+} располагаются в центрах тетраэдрических групп O^{2-} , а каждый ион Ca^{2+} находится в восьмерном окружении кислородных атомов. Характерно, что размеры b и c в элементарной ячейке почти совершенно одинаковы. Однако структура не может считаться псевдотетрагональной по оси a , так как расположение ионов на плоскости (001) — слева на фиг. 387 — и на плоскости (010) — ближе к наблюдателю — не одинаково. Грань (001) центрирована, в то время как на грани (010) ионы Ca^{2+} и $[\text{SO}_4]^{2-}$ не образуют



Фиг. 389. Призматический кристалл ангидрита

горизонтальных рядов. **Облик кристаллов** толстотаблитчатый или призматический (фиг. 389). Грани часто исштрихованы параллельно осям a и b . Хорошо образованные кристаллы редки. **Агрегаты.** Обычно наблюдается в сплошных зернистых массах, иногда в шестоватых агрегатах.

Цвет ангидрита белый, часто с голубым, сероватым, иногда красноватым оттенком. Встречаются бесцветные прозрачные кристаллы. **Блеск** стеклянный; на плоскостях спайности (001) перламутровый отлив. Особенно он проявляется при нагревании образцов. **Оптические константы.** $N_g = 1.514$, $N_m = 1.576$, $N_p = 1.571$; $N_g - N_p = 0.043$. Оптически положительный. $2V = 42^\circ$. $N_g N_p = (010)$; $N_g = a$.

Твердость 3—3.5. **Спайность** по {001} совершенная, по {001} и по {100} средняя. По этим трем взаимно перпендикулярным направлениям из кристаллов довольно легко получают кубические выколки. **Уд. вес** 2.8—3.0 (для прозрачных разновидностей 2.96). **Прочие свойства.** В присутствии воды при атмосферном давлении постепенно переходит в гипс, сильно увеличиваясь в объеме (до 30%). С увеличением внешнего давления этот переход затрудняется.

Диагностические признаки. От других сульфатов рассматриваемой группы ангидрит отличается наименьшим удельным весом и направлениями плоскостей спайности, а также оптическими свойствами (особенно по двупреломлению). Среди мраморизованных масс карбонатов (кальцита, доломита, магнезита) отличается тем, что не выделяет CO_2 от действия кислот. От гипса отличается по твердости (не царапается ногтем).

П. п. тр. плавится в белую эмаль, окрашивая пламя в красновато-желтый цвет. С содой не плавится и не впитывается углем (отличие от барита), однако разлагается и дает серную печень, чернящую серебряную пластинку. В порошкообразном состоянии растворим в H_2SO_4 . При этом, в отличие от безводных сульфатов Ba, Sr и Pb, раствор от прибавления воды не мутится. В HCl растворим слабо.

Происхождение. Огромные массы ангидрита встречаются в осадочных толщах горных пород. Как продукт химических осадков в лагунных и отмирающих морских бассейнах, ангидрит почти постоянно сопровождается гипсом, в который он сравнительно легко переходит при выходе ангидритовых пластов на поверхность. Установлено, что этот переход, по данным многочисленных буровых скважин и горных

выработок, имеет место до глубины 100—150 м от поверхности (ниже следуют ангидритовые массы). Очевидно, на значительных глубинах давление вышележащих горных пород настолько велико, что не может происходить увеличение объема горной массы, сопровождающее превращение ангидрита в водный сульфат — гипс.

Очень часто ангидрит встречается в соляных месторождениях как в виде отдельных кристаллов, так и в виде пластов и пропластков, иногда необычайно тонких (толщиной в бумажный лист), переслаивающихся с галитом, сильвинитом, карналлитом и др.

Сравнительно редко он наблюдается в некоторых жильных и др. термальных и изредка в контактово-метасоматических месторождениях. Следует также указать на находки ангидрита в пустотах среди лав в районах вулканической деятельности.

Весьма вероятно, что мощные ангидритовые толщи, устанавливаемые в гипсоносных районах, произошли путем обезвоживания под большим давлением вышележащих пород первоначально отложившихся в соленосных бассейнах толщ гипса. В более глубоких метаморфических породах ангидрит отсутствует.

Искусственно в виде кристаллов получается при испарении насыщенных растворов в смеси с NaCl , MgCl_2 и другими растворимыми солями, а также при обезвоживании гипса.

Практическое значение. Ангидрит, так же как и гипс, используется главным образом в производстве вяжущих веществ (цементов). Плотные тонкокристаллические разновидности, кроме того, употребляются для всевозможных поделок.

Месторождения. Крупные залежи ангидрита на глубине распространены в гипсоносных толщах пермского возраста вдоль всего западного Приуралья, в Архангельской, Вологодской, Куйбышевской, Горьковской областях, в Донбассе и других местах.

ПОЛУГИДРАТ КАЛЬЦИЯ — $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$. Псевдогексагональный. В волокнистых массах. Бесцветный или белого цвета. $N_g = 1.584$, $N_m = 1.559$, $N_p = 1.559$; $N_g - N_p = 0.025$. Удлинение положительное. Угасание параллельно волокнам. От гипса отличается более высокими показателями преломления, а от ангидрита — более низким двупреломлением.

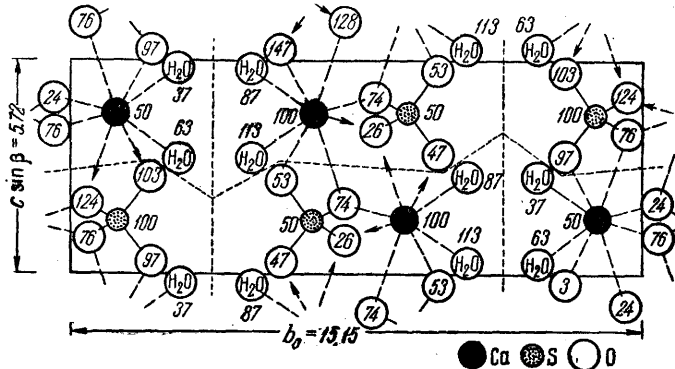
В шлифах из гипса иногда наблюдается в виде тонкопризматических или волокнистых агрегатов. Весьма возможно, что образуется в процессе приготовления шлифов из гипса при нагревании. Образование его в природных условиях не может считаться доказанным. Искусственно легко получается при обезвоживании гипса. Под названием «парижского гипса» или «штукатурного гипса» широко применяется в промышленности для лепных изделий.

ГИПС — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Гипс — старое греческое название минерала. **Химический состав.** CaO 32.5%, SO_3 46.6%, H_2O 20.9%. Обычно чист. В виде механических примесей устанавливаются: глинистое вещество, органические вещества (пахучий гипс), включения песчинок, иногда сульфидов и др.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC . **Кристаллическая структура.** Согласно данным рентгенометрии, отчетливо выступает слоистая структура этого минерала. Два листа анионных групп $[\text{SO}_4]^{2-}$, тесно связанные с ионами Ca^{2+} (фиг. 390 и 391), слагают двойные слои, ориентированные вдоль плоскости (010). На обеих фигурах эти слои располагаются перпендикулярно к плоскости чертежа и следуют в вертикальном направлении (пограничные линии их показаны пунктиром). Молекулы H_2O занимают места между указанными двойными слоями. Этим легко объясняется весьма совершенная спайность, столь характерная для гипса. Каждый ион кальция окружен шестью кислородными ионами, принадлежащими к группам $[\text{SO}_4]$, и двумя молекулами воды.

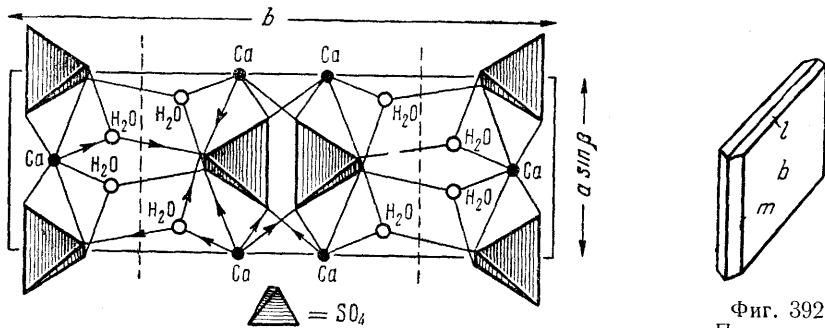
Каждая молекула воды связывает ион Ca с одним ионом кислорода в том же двойном слое и с другим ионом кислорода в соседнем слое (см. фиг. 391).

Облик кристаллов. Кристаллы благодаря преимущественному развитию граней {010} имеют таблитчатый (фиг. 392), редко столбчатый или призматический облик. Из призм наиболее часто встречаются: {110} и {111}, иногда {120} и др. Грани {110} и {010} часто обладают вертикальной штриховкой. Двойники срастания часты и бывают двух ти-

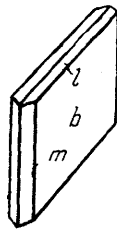


Фиг. 390. Проекция кристаллической решетки гипса на плоскость, перпендикулярную к оси *a*
Листы молекул H₂O перпендикулярны к оси *b*, чем и объясняется совершенная спайность (точечный пунктир) по {010}

пов: 1) галльские по {100} и 2) парижские по {101}. Отличить их друг от друга сразу бывает трудно. Те и другие напоминают собой ласточкин хвост (фиг. 393). Галльские двойники (фиг. 394) характеризуются тем, что ребра призмы *m* {110} располагаются параллельно двойнико-



Фиг. 391. Проекция той же кристаллической решетки (в несколько ином изображении) на плоскость, перпендикулярную оси *c*



Фиг. 392. Пластинчатый кристалл гипса *b* {010}, *l* {111}, *m* {110}

вой плоскости, а ребра призмы *l* {111} образуют входящий угол, в то время как в парижских двойниках ребра призмы *l* {111} параллельны двойниковому шву (фиг. 395). **Агрегаты.** В пустотах встречается в виде друз кристаллов. Обычны плотные тонкокристаллические агрегаты (алебастр). В трещинах иногда наблюдаются асбестовидные параллельно-волокнистые массы гипса с шелковистым блеском с расположением волокон перпендикулярно к стенкам трещин. На Урале его называют селенитом. В тех случаях, когда гипс кристаллизуется в рыхлых пес-

чаных массах, он в своей среде содержит множество захваченных песчинок, отчетливо заметных на плоскостях спайности крупных кристаллических индивидов (так называемый репетекский гипс).

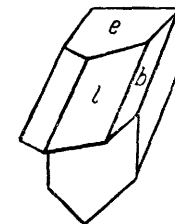
Цвет гипса белый. Отдельные кристаллы часто водяно-прозрачны и бесцветны. Бывает окрашен также в серый, медово-желтый, красный, бурый и черный цвет (в зависимости от цвета захваченных при кристаллизации примесей). **Блеск** стеклянный; на плоскостях спайности перламутровый отлив. **Оптические константы.** $N_g = 1.530$, $N_m = 1.528$,



Фиг. 393. «Ласточкин хвост» — прозрачный двойник гипса



Фиг. 394. Галльский двойник срастания по {100}. *m* {110}, *l* {111}, *b* {010}



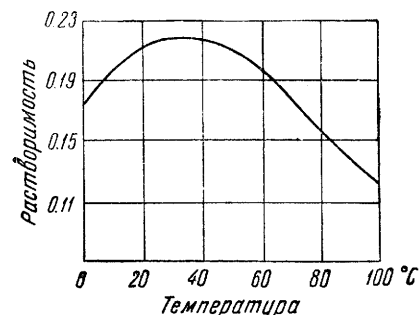
Фиг. 395. Парижский двойник срастания по {101}. *m* {111}, *b* {010}, *c* {103}

$N_p = 1.520$; $N_g - N_p = 0.010$. Оптически положительный. $2V = 58^\circ$. $NgNp = (010)$; $cNg = 52^\circ 32'$.

Твердость 1.5 (чертится ногтем). Весьма хрупок. **Спайность** по {010} весьма совершенная. Уд. вес 2.3. **Прочие свойства.** Обладает заметной растворимостью в воде. Замечательной особенностью гипса является то обстоятельство, что растворимость его при повышении температуры увеличивается лишь до $t = 37-38^\circ$, когда она достигает максимума, а затем довольно быстро падает (фиг. 396). Наибольшее снижение растворимости устанавливается при температурах свыше 107° вследствие образования «полугидрата» — $CaSO_4 \cdot \frac{1}{2}H_2O$.

При нагревании в условиях атмосферного внешнего давления, как показывают термограммы, гипс начинает терять воду при $80-90^\circ$ и при температурах $120-140^\circ$ полностью переходит в полугидрат, так называемый модельный или штукатурный гипс (алебастр). Этот полугидрат, замешанный с водой в полужидкое тесто, вскоре твердеет, расширяясь и выделяя тепло. При температуре около 220° полугидрат, теряя воду, превращается в «растворимый ангидрит» γ - $CaSO_4$ — бассанит (монокл. с.). В интервале температур $400-750^\circ$ устанавли-

вается переход в обыкновенный ангидрит — β - CaSO_4 (ромбич. с.), практически уже трудно соединяющийся с водой («намертво обожженный гипс»). При температурах $750\text{—}1400^\circ$ образуется смесь ангидрита с высокотемпературной модификацией — α - CaSO_4 (монокл. с.) и CaO . Эта обожженная масса, носящая название «строительного гипса», или эстрихгипса, будучи замешана с водой, медленно твердеет (в течение $0.5\text{—}2$ дней) и достигает большей твердости, чем модельный гипс. Его иногда неправильно у нас называют гидравлическим гипсом.



Фиг. 396. Зависимость растворимости гипса в воде от температуры

Диагностические признаки. Для кристаллического гипса весьма характерна совершенная спайность в одном направлении и низкая твердость (царапается ногтем). Плотные мраморовидные агрегаты и волокнистые массы узнаются также по низкой твердости и отсутствию выделения пузырьков CO_2 при смачивании HCl .

П. п. тр. теряет воду, расплывается и сплавляется в белую эмаль. На угле в восстановительном пламени дает CaS . В воде, подкисленной H_2SO_4 , растворяется гораздо лучше, чем в чистой воде. Однако при концентрации H_2SO_4 свыше 75 г/л растворимость резко падает. В HCl растворим очень мало.

Происхождение. Гипс в природных условиях образуется различными путями.

1. В значительных массах он отлагается осадочным путем в озерных и морских соленосных отмирающих бассейнах. При этом гипс наряду с NaCl может выделяться лишь в начальных стадиях испарения, когда концентрация других растворенных солей еще не высокая. При достижении некоторого определенного значения концентрации солей, в частности NaCl и особенно MgCl_2 , вместо гипса будут кристаллизоваться ангидрит и затем уже другие, более растворимые соли. Следовательно, гипс в этих бассейнах должен принадлежать к числу более ранних химических осадков. И действительно, во многих соляных месторождениях пласты гипса (а также ангидрита), переслаиваясь с пластами каменной соли, располагаются в нижних частях залежей и в ряде случаев подстилаются лишь химически осажденными известняками.

Необходимо упомянуть о том, что гипс вместе с другими сульфатами часто встречается в месторождениях нефти и особенно самородной серы, относимых к осадочным месторождениям. Гипс в этих месторождениях обычно содержит включения битуминозных веществ.

Интересный процесс образования гипса описан в пустыне Аламогордо (в южной части штата Нью-Мексико, США). Здесь во впадину среди гор во время сильных ливней стекаются воды, насыщенные солями, выщелоченными с поверхности окружающего пространства. По испарении этой воды остается стекловидная корка солей примерно 1 мм толщиной. С течением времени она распадается на отдельные зерна, которые переносятся ветром и образуют настоящие дюны «белых песков». Более легко растворимые соли во время дождей вымываются, а гипс накапливается. Такие скопления зернистого белого гипса наблюдаются на протяжении десятков километров. Они производят впечатление снежных толщ в знойной пустыне.

2. Весьма значительные массы гипса возникают в результате гидратации ангидрита в осадочных отложениях под влиянием действия вадозовых (поверхностных) вод в условиях пониженного внешнего давления (в среднем до глубины $100\text{—}150 \text{ м}$) по реакции: $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. При этом происходят сильное увеличение объема (до 30% и больше) и, в связи с этим, многочисленные и сложные местные нарушения в условиях залегания гипсоносных толщ. Таким путем возникло большинство крупных месторождений гипса на земном шаре. В пустотах среди сплошных гипсовых масс иногда встречаются гнезда крупнокристаллических, нередко прозрачных кристаллов («шпатовый гипс»).

3. Во многих месторождениях каменной и других солей в зоне выветривания наблюдаются своеобразные скопления гипса, в виде остаточных продуктов. При выщелачивании из них растворимых солей они превращаются в землистые или слежавшиеся плотные массы, известные под названием «гипсовых шляп».

4. В полупустынных и пустынных местностях гипс очень часто встречается в виде прожилков и желваков в коре выветривания самых различных по составу горных пород. Нередко образуется также на известняках под действием на них вод, обогащенных серной кислотой или растворенными сульфатами. Встречается, наконец, в зонах окисления сульфидных месторождений, но не в столь больших количествах, как этого можно было бы ожидать. Дело в том, что в подавляющем большинстве случаев в сульфидных рудах в том или ином количестве присутствуют пирит или пирротин, окисление которых (особенно первого) существенно увеличивает содержание серной кислоты в поверхностных водах. Подкисленные же серной кислотой воды значительно увеличивают растворимость гипса. Поэтому в ряде месторождений гипс более обычен в верхних частях зон первичных руд, где он в трещинах встречается вместе с другими сульфатами.

5. Сравнительно редко гипс встречается как типичный гидротермальный минерал в сульфидных месторождениях, образовавшихся в условиях низких давлений и температур. В этих месторождениях гипс иногда наблюдается в виде крупных кристаллов в пустотах и содержит включения халькопирита, пирита, сфалерита и других минералов.

6. Наконец, следует упомянуть о находках гипса в районах действующих вулканов, вблизи фумарол.

Искусственно гипс может быть получен различными способами: при испарении сульфатных растворов, содержащих ионы кальция, путем реакций обменного разложения, путем гидратации ангидрита и др.

Псевдоморфозы по гипсу кальцита, арагонита, малахита, кварца и других минералов многократно устанавливались, так же как и псевдоморфозы гипса по другим минералам.

Практическое значение гипса велико, особенно в строительном деле:

1. Модельный или лепной (полуобожженный) гипс применяется для получения отливок, гипсовых слепков, лепных украшений карнизов, штукатурки потолков и стен, в хирургии, в бумажном производстве при выделке плотных белых сортов бумаги и пр.

2. Строительный гипс употребляется как цемент при кирпичной и каменной кладке, для набивных полов, изготовления кирпичей, плит для подоконников, лестниц и т. п.

3. Сырой (природный) гипс находит применение главным образом в цементной промышленности в качестве добавки к портланд-цементу, как материал для ваения статуй, различных поделок (особенно ураль-

ский селенит), в производстве красок, эмали, глазури, при металлургической переработке окисленных никелевых руд и др.

Месторождения. Осадочные месторождения гипса распространены по всему земному шару и приурочены к отложениям различного возраста. На перечислении их останавливаться не будем. Укажем лишь, что на территории Советского Союза мощные гипсоносные толщи пермского возраста распространены по западному Приуралью, в Башкирской АССР, Татарской АССР, в Архангельской, Вологодской, Горьковской и других областях. Многочисленные месторождения верхнеюрского возраста устанавливаются на Северном Кавказе, в Дагестане, Туркмении, Таджикистане, Узбекистане и др.

АРДЕАЛИТ — $\text{Ca}_2\text{H}[\text{SO}_4][\text{PO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. По кристаллической структуре, очевидно, идентичен гипсу (см. параметры ячейки и введение к рассматриваемой группе минералов). Наблюдается в порошковатых массах белого и светложелтого цвета. Уд. вес 2.30. Остальные физические свойства не изучены, но, очевидно, идентичны гипсу. Встречен в Ардеале (Семиградь, Румыния) среди фосфоритовых отложений.

СИНГЕНИТ — $\text{K}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Редкий. Синоним: калушит. Наблюдается в призматических бесцветных или молочно-белого цвета кристаллах. Блеск стеклянный. $N_g=1.518$, $N_m=1.517$, $N_p=1.500$; $N_g-N_p=0.018$. Оптически отрицательный. $2V=27^\circ$. Дисперсия очень сильная; $r < v$. $N_g N_p \perp (010)$; $N_g=b$; $cmN=2-3^\circ$. Тв. 2.5. Спайность по (110) и (100) совершенная. Уд. вес 2.58—2.60. Частично растворим в воде. Впервые был обнаружен в Калуше (Зап. Украина), затем в Зондерсхаузен (Тюрингия, Германия), на лаве вулкана Мауи (Гавайские о-ва).

КОКТАИТ — $[\text{NH}_4]_2\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Редкий. Встречен в игольчатых или волокнисто-пластинчатых кристаллах. Блеск стеклянный. $N_g=1.536$, $N_m=1.532$, $N_p=1.524$; $N_g-N_p=0.012$. Оптически отрицательный. $2V=72^\circ$. $N_g N_p=(010)$; cNg' на (110)= 2° . Тв. не известна. Спайность отсутствует. Двойники по (100) часты. Уд. вес 2.09. Встречен в ассоциации с гипсом, масканьитом и аммониевыми квасцами в Жеравице (юго-восточная Моравия, Чехословакия), где образовался, очевидно, при воздействии растворов алюминиевых солей на гипс (наблюдаются псевдоморфозы).

3. СУЛЬФАТЫ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ

В эту группу включены сульфаты одновалентных Na, K и NH_4 . Ввиду малочисленности относящихся сюда минералов, вместе с безводными соединениями опишем также кислые сульфаты, сульфаты с добавочными анионами и водные соединения.

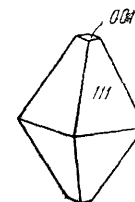
		a_0	b_0	c_0	
Тенардит	Na_2SO_4	Ромбич. с.	5.85	12.29	9.75
Тейлорит	$(\text{K}, \text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	" "	"	"	"
Масканьит	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	" "	5.97	10.60	7.76
Глазерит	$\text{K}_3\text{Na}[\text{SO}_4]_2$	Тригон. с.	5.64		7.43
Меркаллит	KHSO_4	Ромбич. с.			
Мизенит	$\text{K}_8\text{H}_6[\text{SO}_4]_7$	Монокл. с. ?			
Летовицит	$(\text{NH}_4)_3\text{H}[\text{SO}_4]_2$	Монокл. с.	10.08		
Сульфогалит	$\text{Na}_6[\text{SO}_4]_5\text{FCl}$	Кубич. с.			
Шайрерит	$\text{Na}_3[\text{SO}_4][\text{F}, \text{Cl}]$	Тригон. с.			
Буркеит	$\text{Na}_6[\text{SO}_4]_5\text{CO}_3$	Ромбич. с.	10.46	21.18	
Гаянсит	$\text{Na}_{22}\text{K}[\text{SO}_4]_{19}[\text{CO}_3]_2\text{Cl}$	Гексаг. с.			
Мирабилит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.			
Леконтит	$\text{Na}(\text{NH}_4, \text{K})\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.			
Дарапскит	$\text{Na}_3[\text{SO}_4][\text{NO}_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.			

ТЕНАРДИТ — Na_2SO_4 . Назван по имени французского химика Тенара (1777—1857).

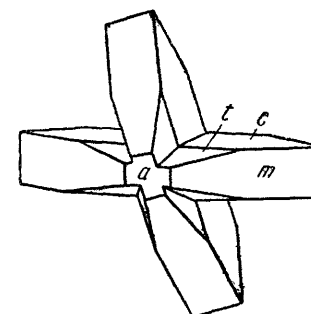
Химический состав. Na_2O 43.7%, SO_3 56.3%. Иногда содержит в небольших количествах K_2O , а в виде механических примесей CaSO_4 и др.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Кристаллы имеют бипирамидальный облик (фиг. 397), иногда таблитчатый благодаря развитию пинакоида (001) и призмы {110}. Двойники по (011) (фиг. 398). Часто наблюдается в друзах или зернистых агрегатах.

Цвет. Бесцветный, прозрачный, иногда с красноватым оттенком. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $N_g=1.485$, $N_m=1.474$, $N_p=1.464$; $N_g-N_p=0.021$. Оптически положительный. $2V=84^\circ$. $N_g N_p=(001)$; $N_g=a$.



Фиг. 397. Дипирамидальный кристалл тенардита. Шашинское озеро



Фиг. 398. Двойник тенардита по (011) $m\{011\}$, $a\{110\}$, $c\{001\}$, $t\{106\}$

Твердость 2—3. **Хрупок** **Спайность** по {010} средняя и по {111} и {010} несовершенная. Уд. вес 2.68—2.69. **Прочие свойства.** Растворим в воде. Из пересыщенных растворов (в чистой воде) выпадает лишь при температурах выше 32.5° . Ниже этой температуры кристаллизуется более устойчивый мирабилит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Поэтому при комнатной температуре в условиях влажного воздуха тенардит подвергается гидратации и покрывается белой коркой водного сульфата натрия. С течением времени распадается в порошок. При нагревании (до 235°) претерпевает полиморфное превращение, ближе не изученное.

Диагностические признаки. В кристаллах от других ассоциирующих с ним минералов (мирабилита, астраханита и др.) отличается по сингонии, а в зернистых агрегатах — по химическим реакциям.

П. п. тр. плавится и окрашивает пламя в интенсивный желтый цвет (реакция на Na). В воде легко растворяется. Вкус солоноватый.

Происхождение. Образуется в некоторых усыхающих соленосных озерах вместе с мирабилитом, непосредственно выпадая в виде кристаллов из пересыщенной ионами Na и SO_4 рапы. Возникает также путем дегидратации мирабилита, например в верхнем слое выброса его на берег во время штормов (в Каспийском море) или в ископаемых (т. е. несовременного образования) залежах сульфата натрия, а также в пустынных жарких местностях.

Как продукт деятельности фумарол встречается в некоторых вулканических районах (Везувий).

Практическое значение. Добывается вместе с мирабилитом и употребляется в стекольном, содовом и других производствах.

Месторождения. Крупное месторождение Кюрен-Даг ископаемого тенардита в осадках плиоценового возраста находится в Закаспии около станции Азун-Су. Вместе с мирабилитом и астраханитом залегают в виде линз в песчано-глинистых отложениях. Известен также

в современных озерах Кулундинской степи (Северо-Восточный Казахстан), к северу от Каспийского моря (Шашинское оз. и др.), в Шемахинском районе (Закавказье) и пр.

ТЕЙЛОРИТ — $(K, NH_4)_2[SO_4]$. Ромбич. с. Редкий. Бесцветный. Блеск стеклянный. $Ng=1.459$, $Nm=1.448$, $Np=1.447$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V=36^\circ$. Тв. 2. Уд. вес неизвестен. Растворим в воде. Встречается в виде конкреций в отложениях гуано на о. Чинча (Перу).

МАСКАНБИТ — $(NH_4)_2SO_4$. Ромбич. с. Редкий. Обычно наблюдался в виде кристаллических корок. Бесцветный с желтоватым или зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный. $Ng=1.533$, $Nm=1.523$, $Np=1.521$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V=52^\circ$. Тв. 2. Уд. вес 1.76. При нагревании улетучивается. Растворим в воде.

Встречается в отложениях гуано на островах Чинча и Гуанапе (Перу), а также как продукт возгона в лавах Этны и Везувия.

ГЛАЗЕРИТ — $K_3Na[SO_4]_2$. Синопим: афтиталит. Тригон. с. Встречается в виде налетов, корок и в натечных формах. Цвет белый. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $Ng=1.496$, $Nm=1.490$; $Ng-Nm=0.006$. Тв. 3—3.5. Спайность по (1010) ясная. Уд. вес 2.63—2.69. Растворим в воде.

Встречается иногда в соляных залежах, например в Вестергелъне, близ Стассфурта (Германия), оз. Боракс (Калифорния) и др., а также как продукт вулканических эксгаляций в лавах Везувия, Этны и др.

МЕРКАЛЛИТ — $KHSO_4$. Ромбич. с. Очень редкий. Наблюдался в таблитчатых кристаллах голубого цвета. $Ng=1.491$, $Nm=1.460$, $Np=1.445$; $Ng-Np=0.046$. Оптически положительный. $2V=56^\circ$. Уд. вес 2.307—2.310. Как продукт возгона встречен в лавах Везувия.

МИЗЕНИТ — $K_8Hg[SO_4]_7$. Монокл. с.? Очень редкий. В волокнистых массах белого цвета с шелковистым отливом. $Ng=1.487$, $Nm=1.480$, $Np=1.475$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V$ большой. Ng с удлинением волокон образует угол 33° . Встречается в воде. Встречен в туфе на Мизенском мысе, близ Неаполя (Италия).

ЛЕТОВИЦИТ — $[NH_4]_3H[SO_4]_2$. Монокл. с. Очень редкий. В псевдогексагональных бесцветных или дымчато-серых пластинках. $Ng=1.526$, $Np=1.501$; $Ng-Np=0.025$. Оптически отрицательный. $2V$ неизвестно. Уд. вес 1.81. При нагревании улетучивается. Легко растворяется в воде. Был встречен как продукт самовозгорания углей в Летовице (Чехословакия) на разложившемся пирите с гипсом и самородной серой.

СУЛЬФОГАЛИТ — $Na_6[SO_4]_2FCl$. Фтор и хлор находятся в равных атомных количествах. Кубич. с. Редкий. Наблюдался в светлоселеновато-желтых октаэдрах и додекаэдрах. Блеск стеклянный. $N=1.455$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.49. Очень легко растворим в воде. Встречен в озерах Боракс и Сирлис, Сан-Бернардино (Калифорния).

ШАЙРЕРИТ — $Na_3[SO_4][F, Cl]$. Фтор преобладает над хлором. Тригон. с. Редкий. Кристаллы мелкие, остроромбоэдрические. Бесцветный. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $Ng=1.445$, $Nm=1.440$; $Ng-Nm=0.005$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.61. Легко плавится. Медленно, но полностью растворяется в воде. Встречается в небольших количествах в ассоциации с тенардитом и сложными карбонатами Na, Mg и Ca (тишитом, гейлюсситом, пирсонитом и др.) около оз. Сирлис (Калифорния).

БУРКЕИТ (беркит) — $Na_6[SO_4]_2CO_3$. Ромбич. с. Редкий. В призматических кристаллах белого и светлорубового цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.493$, $Nm=1.489$, $Np=1.448$; $Ng-Np=0.045$. Оптически отрицательный. $2V=34^\circ$. $NgNp=(001)$; $Ng=c$. Тв. 3.5. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Уд. вес 2.57.

ГАНКСИТ (ханксит) — $Na_{22}K[SO_4]_9[CO_3]_2Cl$ или $18Na_2SO_4 \cdot 4Na_2CO_3 \cdot 2KCl$. Гексаг. с. Редкий. В короткопризматических, таблитчатых или пирамидальных кристаллах белого или желтого цвета. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Nm=1.481$, $Np=1.461$; $Nm-Np=0.020$. Тв. 3. Спайность по (0001). Уд. вес 2.5. Легко плавится. Встречен в оз. Боракс (Сан-Бернардино), а также в Долине Смерти (Инио, Калифорния).

МИРАБИЛИТ — $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$. Старинное название: sal mirabile Glauberi («удивительная соль Глаубера»). Глаубер (1604—1668) — немецкий врач и алхимик XVII в., получивший эту соль искусственно при действии H_2SO_4 на NaCl и назвавший ее «удивительной солью». Синопим: глауберова соль¹.

Химический состав. Na_2O 19.3%, SO_3 24.8%, H_2O 55.9%. С обилием кристаллической воды связаны многие свойства минерала.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC . **Кристаллическая структура** не изучена. По всей вероятности, как и в других кри-

¹ Глауберит — другой минерал (см. ниже стр. 560).

сталлогидратах, имеющих много общего с координационными соединениями Вернера, молекулы H_2O связаны с ионами натрия в положительные комплексы, сочетающиеся в решетке с отрицательными комплексными анионами $[SO_4]$. **Облик кристаллов.** Кристаллы обладают короткостолбчатым обликом по оси b или по оси c (фиг. 399). Обычно встречается в сплошных зернистых агрегатах, а также в виде корок и налетов.

Цвет. Бесцветный и прозрачный, но иногда мутный, белый с желтоватым, синеватым или зеленоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Показатели преломления очень низкие: $Ng=1.398$, $Nm=1.396$, $Np=1.394$; $Ng-Np=0.004$. Оптически отрицательный. $2V=76^\circ$. $NgNp$ перпендикулярна (010); $cNg=31^\circ$.

Твердость 1.5—2. Весьма хрупок. **Спайность** по {100} совершенная. Излом по другим направлениям раковистый. **Уд. вес** 1.48. **Прочие свойства.** В сухом воздухе постепенно теряет всю воду и, превращаясь в тенардит, становится белым порошковатым веществом. Обладает охлаждающим слабо горько-соленым вкусом.

Диагностические признаки. Из всех легко растворимых водных сульфатов и хлоридов обладает наименьшим удельным весом и наиболее низкими показателями преломления. От соды ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$) отличается тем, что при действии HCl не выделяет углекислоты.

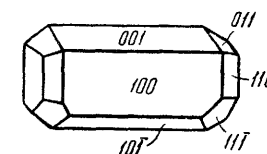
При нагревании выше 32° плавится, вернее растворяется в собственной кристаллизационной воде.

Происхождение. В больших массах образуется в насыщенных натрием и сульфатными анионами соляных озерах при испарении воды при температурах ниже 33° (если в растворе отсутствуют другие растворимые соли) либо при понижении температуры в осеннее и зимнее время. Если испарение воды для раствора того же состава будет происходить при более высоких температурах, чем 33° , то будет кристаллизоваться безводный сульфат натрия — тенардит. В присутствии растворенного хлористого натрия, что почти всегда имеет место в соляных озерах, тенардит в процессе испарения воды выпадает при более низких температурах.

Практическое значение. Используется главным образом для приготовления соды по способу Леблана (сплавлением с известняком и углем), а также в стекольной, красочной и других отраслях промышленности. В медицине употребляется как слабительное средство.

Месторождения. В заливе Кара-Богаз-гол (см. фиг. 62, стр. 124) в зимние месяцы, когда температура воды опускается ниже 6° , на дно в огромных количествах оседает мирабилит, который штормами частью выбрасывается на берег, образуя белые валы соли. В летнее время мирабилит в самом заливе вновь переходит в раствор, а выброшенный на берег в верхних слоях обезвоживается, превращаясь в тенардит. Многочисленные мелкие высохшие озера Северного Прикаспия, Северо-Восточного Казахстана (Кулундинская степь), Северного Кавказа (к югу от Ставрополя), Закавказья, Крыма и др. содержат большие массы мирабилита с тенардитом, нередко переслаивающиеся с пластами галита, иногда гипса и др.

Из иностранных месторождений, содержащих мирабилит, упомянем о Большом Соленом озере в штате Юта (США), об озерах Мексики, Аргентины и др.



Фиг. 399. Кристалл мирабилита

ЛЕКОНТИТ — $\text{Na}(\text{NH}_4, \text{K})\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Очень редкий. Бесцветный. Блеск стеклянный. $N_g=1.453$, $N_m=1.452$, $N_p=1.440$; $N_g-N_p=0.013$. Оптически отрицательный. $2V=40^\circ$. $NgNp=(001)$; $Np=a$. Тв. 2—2.5. Легко плавится. В воде растворяется. Встречен среди гуано в пещере Лас Пьедрас близ Комажажуа (Гондурас, Центральная Америка).

Имеются указания на находки в тех же условиях другого, ближе не изученного водного кислого сульфата K и NH_4 — гуановулита с примерной формулой: $3(\text{K}, \text{NH}_4)_3\text{H}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

4. ДВОЙНЫЕ СУЛЬФАТЫ ЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

Здесь объединены безводные и водные двойные и более сложные сульфаты щелочных и щелочноземельных металлов (а также Pb), обычно встречающиеся в соляных залежах в ассоциации с галоидными соединениями и некоторыми ранее рассмотренными сульфатами.

		a_0	b_0	c_0	β
Вантоффит	$\text{Na}_6\text{Mg}[\text{SO}_4]_4$				
Глауберит	$\text{Na}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2$				
Лангбейнит	$\text{K}_2\text{Mg}_2[\text{SO}_4]_3$	9.96			
Манганолангбейнит	$\text{K}_2\text{Mn}_2[\text{SO}_4]_3$				
Пальмиерит	$\text{K}_2\text{Pb}[\text{SO}_4]_2$	5.58	20.68		
Шёнит	$\text{K}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	9.04	12.24	6.09	$104^\circ 48'$
Буссенготит	$(\text{NH}_4)_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	9.28	12.57	6.20	$107^\circ 06'$
Леонит	$\text{K}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$				
Астраханит	$\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	11.04	8.15	5.49	$100^\circ 39'$
Лёвент	$\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 2.5\text{H}_2\text{O}$				
Полигалит	$\text{K}_2\text{MgCa}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$				
Каинит	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{KCl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$				

ВАНТОФФИТ — $\text{Na}_6\text{Mg}[\text{SO}_4]_4$. Монокл. с.? Редкий. Встречается в почти бесцветных кристаллах в соляных залежах близ Стассфурта (Германия). Блеск стеклянный. $N_g=1.489$, $N_m=1.488$, $N_p=1.485$; $N_g-N_p=0.004$. Оптически отрицательный. $2V=84^\circ$. Тв. 4. Уд. вес 2.69. Растворим в воде.

ГЛАУБЕРИТ — $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2$. Монокл. с. Наблюдается в таблитчатых и призматических кристаллах. Цвет светложелтый, серый, иногда кирпично-красный, повидимому от механических примесей Fe_2O_3 . Блеск стеклянный. $N_g=1.536$, $N_m=1.535$, $N_p=1.515$; $N_g-N_p=0.021$. Оптически отрицательный. $2V=7^\circ$. Дисперсия сильная; $r > v$. $NgNp$ перпендикулярна (010); $cNp=30^\circ$. Тв. 2.5—3. Спайность по (001) совершенная, почти перпендикулярна к острой биссектрисе. Уд. вес 2.7—2.83. П. п. тр. растрескивается и плавится в белую эмаль. В воде частично растворяется; разлагаясь, дает осадок сульфата кальция. Вкус слегка соленый. В HCl растворяется напело. Встречается в соляных залежах близ Стассфурта (Германия), оз. Боракс (Калифорния), близ Ашхабада (Туркменской ССР) и в других местах.

ЛАНГБЕЙНИТ — $\text{K}_2\text{Mg}_2[\text{SO}_4]_3$. Кубич. с. Довольно редкий. Наблюдался в бесцветных, сильно измененных кристаллах. Блеск стеклянный. $N=1.535$. Тв. 3—4. Уд. вес 2.83. Встречается в соляных залежах близ Стассфурта (Германия), в Пенджабе (Индия) и в других местах.

МАНГАНОЛАНГБЕЙНИТ — $\text{K}_2\text{Mn}_2[\text{SO}_4]_3$. Кубич. с. Редкий. Наблюдался в тетраэдрических мелких кристаллах и в виде сталактитов. Цвет розово-красный. Блеск стеклянный. $N=1.572$. Твердость неизвестна. Уд. вес 3.02. Установлен в пустотах современных лав Везувия в ассоциации с тенардитом, галитом, сильвином, глазеритом и др.

ПАЛЬМИЕРИТ — $\text{K}_2\text{Pb}[\text{SO}_4]_2$. Содержит также натрий. Тригон. с. Редкий. Встречался в микроскопических пластинках гексагонального облика. Бесцветный или белый. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $N_m=1.712$. Двупреломление высокое. Твердость неизвестна. Уд. вес 3.33. Легко плавится. Разлагается в кипящей воде. Растворяется в кислотах. Наблюдался в продуктах фумарольной деятельности в районе Везувия.

ШЕНИТ — $\text{K}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Синоним: пикромерит. Монокл. с. Встречается в белых кристаллических массах и корках. Блеск стеклянный. $N_g=1.475$, $N_m=1.462$, $N_p=1.460$; $N_g-N_p=0.015$. Оптически положительный. $2V=48^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNp=14^\circ$. Тв. 2.5. Спайность по (201) совершенная. Уд. вес 2.1. Легко плавится. Растворяется

в воде. Встречается в соляных залежах Стассфурта (Германия), Калуша (Западная Украина) и др.

БУССЕНГОТИТ — $(\text{NH}_4)_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Редкий. Бесцветный или белый. Блеск стеклянный. $N_g=1.479$, $N_m=1.472$, $N_p=1.470$; $N_g-N_p=0.009$. $cNg=95^\circ$. Оптически положительный. $2V=51^\circ$. Тв. 2. Спайность по (201) совершенная. Уд. вес 1.7. Очень легко плавится. Растворяется в воде. Обнаружен в борнокислых лагунах Тосканы (Италия), близ Санта Паули (Калифорния).

ЛЕОНИТ — $\text{K}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Редкий. Бесцветный. Блеск стеклянный. $N_g=1.490$, $N_m=1.487$, $N_p=1.483$; $N_g-N_p=0.007$. Оптически отрицательный. $2V=83^\circ$. Ng почти параллельна с. Тв. 3. Уд. вес 2.25. Известен в соляных залежах Вестерегеляна и др. (Германия).

АСТРАХАНИТ — $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Синоним: блёдит. Монокл. с.; призматический в. с. Редко встречающиеся кристаллы короткостолбчатые или изометрические. Чаще наблюдается в плотных зернистых массах. Бесцветен или белый с сероватым, желтоватым, красноватым оттенком, иногда красный, черный (от примесей ила, богатого органическими веществами). Блеск стеклянный. $N_g=1.487$, $N_m=1.487$, $N_p=1.483$; $N_g-N_p=0.004$. Оптически отрицательный. $2V=71^\circ$. Дисперсия сильная; $r < v$. $NgNp=(010)$; $cNp=43^\circ$. Тв. 3. Уд. вес 2.2—2.3. Легко растворяется в воде. Вкус слабо горько-соленый. При 100° теряет часть воды, переходя в лёвент. Следующие две молекулы воды выделяются при 120° и остальная вода — при 200° . П. п. тр. плавится в бесцветный, белеющий при охлаждении шарик. Образуется из соленосных растворов, богатых Na и Mg, при температурах от 45 до 60° .

Встречается во многих современных озерах Астраханской области, нередко образуя слои, чередующиеся с галитом (Большое Басинское, Малиновское, Джелонское и др.), а также в некоторых озерах Крыма, Закаспия, Казахстана, Минусинского края и др.

В небольших количествах устанавливается в древних соленых озерах в районах Стассфурта, Калуша (Западная Украина), Пенджаба (Индия) и др.

ЛЕВЕИТ — $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Редкий. Тетраг. с. Цвет бледножелтый. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $N_g=1.490$, $N_p=1.471$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.4. Легко плавится. Встречается в Ишле и Халльштадте, Зальцбург (Австрия), в Чили и в других местах.

ПОЛИГАЛИТ — $\text{K}_2\text{MgCa}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. Наблюдается в плотных, волокнистых, шестоватых агрегатах. Цвет кирпично-красный, а также белый с сероватым или желтоватым оттенком. Блеск стеклянный. $N_g=1.567$, $N_m=1.562$, $N_p=1.548$; $N_g-N_p=0.019$. Оптически отрицательный. $2V=70^\circ$. Тв. 2.5—3. Спайность по (110) средняя. Уд. вес 2.72—2.78. П. п. тр. легко теряет воду и плавится в непрозрачный шарик. Вода выщелачивает соли K и Mg и оставляет осадок, отвечающий по составу гипсу. Образуется из рассолов, богатых Mg, K и Ca, в сравнительно широком диапазоне температур: $0-80^\circ$.

В месторождениях Стассфурта образует особый «полигалитовый ярус», располагающийся между ангидритовым и кизеритовым. Иногда переслаивается тонкими слоями галита. Встречается также в соляных залежах в Ишле, Халльштадте (Австрия), в Тексасе (Нью-Мексико, США) и в других местах.

Как калийная соль, идет на производство искусственных удобрений.

КАИНИТ — $\text{KMg}[\text{SO}_4]\text{Cl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ или $\text{MgSO}_4 \cdot \text{KCl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Обычен в плотных зернистых массах. Редко встречающиеся кристаллы имеют таблитчатый или призматический облик. Цвет желтовато- или серовато-белый, иногда красный. Блеск стеклянный. $N_g=1.516$, $N_m=1.505$, $N_p=1.494$; $N_g-N_p=0.022$. Оптически отрицательный. $2V=85^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNp=8^\circ$. Тв. 2. Уд. вес 2.1. П. п. тр. плавится. В воде легко растворяется. Вкус горько-соленый. Не гигроскопичен.

Вместе с другими калийными солями распространен в соляных месторождениях Стассфурта в ассоциации с шёнитом, карналлитом, кизеритом, галитом и др. В значительных массах встречается в месторождениях Калуша (Западная Украина).

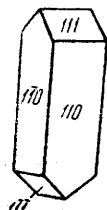
5. ГРУППА ЭПСОМИТА — МЕЛАНТЕРИТА

К этой довольно многочисленной группе относятся семиводные сульфаты двухвалентных металлов, обладающих относительно малыми радиусами ионов. Устанавливаются два ряда: 1) ромбический — сульфаты металлов с меньшими радиусами ионов и 2) моноклинический — сульфаты металлов, имеющих ионы более крупных размеров. Семиводный сульфат железа в природе наблюдается в обеих модификациях, но чаще в моноклинической.

		a_0	b_0	c_0	β
Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	Ромбич. с.	11.94	12.03	6.865
Моренозит	$NiSO_4 \cdot 7H_2O$	" "	11.86	12.08	6.81
Фаузерит	$(Mg, Mn)SO_4 \cdot 7H_2O$	" "	11.85	12.09	6.83
Госларит	$ZnSO_4 \cdot 7H_2O$	" "			
Таурозит	$FeSO_4 \cdot 7H_2O$	" "			
Мелантерит	$FeSO_4 \cdot 7H_2O$	Монокл. с.	15.33	6.50	11.01
Пизанит	$(Fe, Cu)SO_4 \cdot 7H_2O$	" "			
Бутит	$CuSO_4 \cdot 7H_2O$	" "			
Кировит	$(Fe, Mg)SO_4 \cdot 7H_2O$	" "			
Маллардит ¹	$MnSO_4 \cdot 7H_2O$	" "			
Биберит	$CoSO_4 \cdot 7H_2O$	" "	15.45	13.08?	20.04
					118°12'
					104°40'

ЭПСОМИТ — $MgSO_4 \cdot 7H_2O$. Название дано по минеральным источникам Эпсом в Англии. Синонимы: горькая соль, зиландит, рейхардтит. **Химический состав.** MgO 16.3%, SO_3 32.5%, H_2O 51.2%. Иногда в виде изоморфных примесей присутствуют Mn^{2+} и Fe^{2+} . Установлены разновидности, довольно богатые двухвалентным железом (ферроэпсомит), а также никелем (никельэпсомит).

Сингония ромбическая; ромбо-тетраэдрический в. с. $3L^2$. Искусственно может быть получена также малоустойчивая моноклинная модификация в виде псевдогексагональных табличек. **Кристаллическая структура** не изучена. **Облик кристаллов.** Образующиеся из рассолов кристаллы имеют псевдотетрагональный призматический (фиг. 400) или игольчатый облик. Встречается также в плотных натечных, иногда землестых агрегатах.



Фиг. 400. Кристалл эпсомита

Цвет. Белый, иногда бесцветен и прозрачен. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $N_g = 1.461$, $N_m = 1.455$, $N_p = 1.433$; $N_g - N_p = 0.028$. Оптически отрицательный. $2V = 52^\circ$. $NgNp = (001)$; $Np = b$.

Твердость 2—2.5. Весьма хрупок. **Спайность** по $\{010\}$ весьма совершенная, по $\{011\}$ ясная. **Уд. вес** 1.68—1.75.

Прочие свойства. Вкус горький, солоноватый. В сухом воздухе постепенно теряет воду и мутнеет. Дегидратация происходит скачками: при температуре около 100° теряет 5 молекул воды, шестая уходит при 132° и последняя — при $218—238^\circ$.

Диагностические признаки. По свойствам похож на многие другие водные сульфаты более сложного состава, от которых его можно отличить лишь химическим путем. Характерен горький солоноватый вкус.

При нагревании выделяет воду и при температуре выше 220° переходит в $MgSO_4 \cdot H_2O$. При прокаливании дает неплавкую белую массу. Легко растворим в воде.

Происхождение. Эпсомит образуется при усыхании рапы в богатых магниезией сульфатных соленых озерах как один из первых по времени садки наиболее богатых водой сульфатов магния. По мере сгущения рапы семиводный сульфат магния вскоре становится неустойчивым, уступая место шестиводному сульфату магния — гексагидриту — $MgSO_4 \cdot 6H_2O$. Очевидно, образование комплексного шестиводного иона магния действует обезвоживающим образом на ранее выделившиеся минералы².

¹ Не маллардит (!), состав которого совсем другой: $2NaF \cdot SiF_4$.

² В дальнейшем гидратированный ион магния $[Mg(H_2O)_6]^{2+}$ является устойчивым до полного исчезновения жидкости, входя в состав позднее кристаллизующихся минералов: карналлита $Mg(H_2O)_6Cl_2 \cdot KCl$ и бишофита $Mg(H_2O)_6Cl_2$. Примером может являться кристаллизация солей в Сасык-Сивашском озере (Крым).

Как и все другие водные соли, эпсомит на воздухе устойчив лишь при условии, если давление водяных паров (P_{H_2O}) в воздухе будет превышать давление пара самого минерала, в данном случае семиводного сульфата магния. При этих значениях P_{H_2O} менее водные сульфаты (гексагидрит — $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ и кизерит — $MgSO_4 \cdot H_2O$) должны подвергаться оводнению с образованием семиводного сульфата. Это второй путь образования эпсомита, имеющий место при гидратации кизеритсодержащих древних соляных залежей в поверхностных условиях (например, в Стассфуртских месторождениях Германии).

Встречается в виде выцветов на поверхности горных пород, корок волосистых или игольчатых кристаллов на стенках пещер в известковистых породах, старых выработок и прочих пустот вблизи поверхности, очевидно как результат кристаллизации из просачивающихся поверхностных магниезиально-сульфатных вод.

Наконец, известны случаи гидротермального происхождения эпсомита (при очень низких температурах). Таковы, например, находки эпсомита в ассоциации с кинноварью, пиритом, иногда флюоритом, гипсом и др. в месторождениях ртути Идрии в Крайне (Италия).

Практическое значение. Эпсомит, как и другие сульфаты магния, используется в текстильной, бумажной, сахарной, химической, фармацевтической и других отраслях промышленности.

Месторождения. Наиболее часто эпсомит в виде кристаллических осадков образуется в магниезиально-сульфатных соляных озерах. Таковы, например, многие озера Нижневолжского края — Эльтон, Желонское, Малиновское и др., некоторые крымские озера (Сасык-Сивашское и др.), казахстанские (например, Джаман-Клыч у северной оконечности Аральского моря) и др.

Аналогичные озера распространены и в зарубежных странах: США, Мексике, Египте, Тибете, Китае и др.

Ферроэпсомит в виде довольно крупных кристаллов был установлен на Урале в Калатинском руднике (г. Кировград) в полостях среди колчеданных руд как экзогенный минерал.

МОРЕНОЗИТ — $NiSO_4 \cdot 7H_2O$. Разновидность с изоморфной примесью магния носит название пиромелина. Ромбич. с. Встречается в игольчатых кристаллах, волокнистых выцветах и нередко в сталактитовых формах, образующихся в горных выработках в зонах окисления сульфидных никелевых месторождений. Цвет бледно-зеленый или яблочно-зеленый. Блеск стеклянный. $N_g = 1.492$, $N_m = 1.489$, $N_p = 1.467$; $N_g - N_p = 0.024$. Оптически отрицательный. $2V = 42^\circ$. $NgNp = (001)$; $Np = b$. Тв. 2—2.5. Уд. вес 2.0. Легко растворяется в воде. При нагревании до $30—40^\circ$ теряет одну молекулу воды. При прокаливании вспучивается, становится непрозрачным и принимает желтый цвет.

Встречается в пустотах зон окисления месторождений медно-никелевых сульфидных руд.

ФАУЗЕРИТ — $(Mg, Mn)SO_4 \cdot 7H_2O$. Ромбич. с. Редкий. Наблюдается в виде натечков и довольно крупных кристаллов. Цвет розовато- или желтовато-белый. Блеск стеклянный. Тв. 2—2.5. Спайность по $\{010\}$. Уд. вес 1.88. В воде растворяется. Встречен в Герренгрунде (Венгрия).

ГОСЛАРИТ — $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$. В виде изоморфных примесей содержит Fe^{2+} и Mg . Купрогосларит содержит до 13% $CuSO_4$ (Cu до 7%). Ромбич. с. Кристаллы игольчатые, волосовидные, но чаще наблюдается в виде корок, налетов и в плотных массах. Цвет белый с желтоватым, иногда красноватым оттенком. Купрогосларит наблюдался в зеленовато-синих корочках. Блеск стеклянный. $N_g = 1.479$, $N_m = 1.475$, $N_p = 1.452$; $N_g - N_p = 0.027$. Оптически отрицательный. $2V = 71^\circ$ (для разности, содержащей Mg и Fe^{2+}). Тв. 2. Спайность по $\{010\}$ совершенная. Уд. вес 1.8—2.0. Легко растворяется в воде. При прокаливании с содой на угле дает густой налет окиси цинка. Вследствие легкой растворимости в воде сульфата цинка, образующегося при окислении сфалерита, может наблюдаться в зонах окисления месторождений в условиях сухого климата. Встречается в трещинах, пустотах от выщелачивания и на стенках горных выработок, чаще в виде выцветов. Впервые был установлен в месторождениях близ Гослара в Гарце (Германия).

ТАУРИЗИТ — $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Синоним: таурисцит. Ромбич. с. Редкий. Малоустойчивая модификация этого соединения наблюдалась в виде кристалликов — бесцветных, светложелтого или светлозеленого оттенка. По свойствам во многом аналогичен вышеописанным минералам.

МЕЛАНТЕРИТ — $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Мелантерос — по-гречески «более черный». По всей вероятности, первоначально была установлена редко встречающаяся в природе серовато-черная разность.

Химический состав. FeO 25.9%, SO_3 28.8%. Устанавливаются изоморфные примеси: Mg , Cu , иногда Mn (люкит). Богатую Ni разновидность называют никельмелантеритом. Обогащенные цинком разновидности носят названия: соммайрита и калингастита (ZnO 8.42%).

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC . Кристаллическая структура не изучена. **Облик кристаллов** ромбоэдрический, иногда игольчатый, волосистый. Чаще наблюдается в сплошных массах в виде прожилков или в натечных формах.

Цвет мелантерита светлозеленый, изредка темносерый или серовато-черный. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $N_g = 1.486$, $N_m = 1.478$, $N_p = 1.471$; $N_g - N_p = 0.015$. Оптически положительный. $2V = 86^\circ$.

Твердость 2. Весьма хрупок. **Спайность** по {001} совершенная, по 110 ясная. **Уд. вес** 1.8—1.9.

Диагностические признаки. От других легко растворимых сульфатов с уверенностью можно отличить лишь по данным химических анализов. Характерно нахождение железа в двухвалентной форме.

При нагревании расплывается, растворяясь в собственной кристаллизационной воде. Теряя воду, превращается в порошокатую массу безводной сернокислой соли, которая на угле в окислительном пламени бурет (окисление двухвалентного железа). В аммиаке выделяется зеленоватый осадок $\text{Fe}(\text{OH})_2$, постепенно буреющий на воздухе. В воде легко растворяется; вкус сильно вяжущий. В теплом воздухе, когда его $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ становится меньше, постепенно обезвоживается и белеет.

Происхождение. Кристаллизуется из пересыщенных сульфатных вод в условиях недостатка кислорода. Поэтому в зонах окисления не встречается. Обычно наблюдается ниже зоны окисления в трещинах и полостях среди полуразложившихся богатых пиритом руд в ассоциации с гипсом и другими сульфатами. Известны находки этого минерала также среди глин, в каменноугольных месторождениях (первоисточником, вероятно, служит часто содержащийся в них пирит).

Искусственно легко получается при неполном окислении пирита или марказита и последующем выпаривании продуктов выщелачивания.

Практическое значение. В природе редко встречается в больших количествах. Искусственноготавливаемый мелантерит применяется в красочном деле, в производстве синих (берлинская лазурь), темных и черных красок, употребляемых для окраски шерсти и кожи в черный цвет, а также для пригетования чернил, и в других отраслях химической промышленности. Следует отметить, что семиводный сульфат закисного железа с некоторыми дубильными органическими веществами дает устойчивую черную краску. Этим обусловлены черный цвет чая, почернение орешков на дубовых листьях и т. д.

Месторождения. Мелантерит в очень небольших количествах у нас встречен в ряде месторождений Казахстана, Средней Азии и Сибири. В Блявинском колчеданном месторождении (Ю. Урал) он в виде прожилков и скоплений в пустотах наблюдается в верхних горизонтах полуразложившихся пиритовых руд. Здесь встречены черные разности мелан-

терита. В более или менее значительных количествах он наблюдается (и одно время добывался) в виде прослоев вместе с квасцами на правом берегу р. Оки (приток Ангары в Сибири), близ речки Зыряновки.

ПИЗАНИТ — $(\text{Fe}, \text{Cu})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Содержание CuO достигает 10—18%. Встречаются никельсодержащие разности (никельпизанит). Монокл. с. Нередко наблюдается в совершенно аналогичных мелантериту условиях в виде сплошных масс (в прожилках) или натечных форм в больших полостях. Цвет голубой или бледно-синий. Блеск стеклянный. Показатели преломления очень близки к мелантериту и бутиту. $N_g = 1.487$, $N_m = 1.479$, $N_p = 1.472$; $N_g - N_p = 0.015$. Тв. 2. Спайность по {001} ясная. Уд. вес 1.9. Легко растворяется в воде. При нагревании расплывается.

Цинккупромелантерит или цинкбутит — разновидность пизанита, содержащая в существенных количествах цинк.

БУТИТ — $\text{CuSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Разность, богатая магнием, названа купроммагнетитом. Цвет бледносиний. Блеск стеклянный. По показателям преломления близок к пизаниту и мелантериту. Тв. 2. Уд. вес 1.9. Условия нахождения те же, что для мелантерита и пизанита.

Купроммагнетит — магнийсодержащая разновидность бутита, встреченная на лавах Везувия.

КИРОВИТ — $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Назван в честь С. М. Кирова. Монокл. с. Из примесей в существенных количествах иногда присутствует медь (купрокировит). Наблюдался в виде крупных кристаллов псевдооктаэдрического облика, а также в виде сталактитов. Бесцветный, водяно-прозрачный или желто-зеленый и зеленый. Блеск стеклянный. $N_g = 1.476$, $N_p = 1.467$; $N_g - N_p = 0.009$. $2V$ большой. Тв. 2.5. Спайность совершенная по {110} и менее совершенная по {001}. Уд. вес 1.76. В пламени свечи вскипает, растворяясь в кристаллизационной воде в капельки красновато-бурого цвета. Легко растворяется в воде. В сухом воздухе быстро теряет воду и белеет. Выделился из нагретых водных растворов (до 35—45°) в районе «пиритовых пожаров» в горных выработках Калатинского рудника в г. Кировграде (Урал).

МАЛЛЯРДИТ (но не малядрит!) — $\text{MnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Редкий. Наблюдался в бесцветных волокнистых или плотных массах в руднике Люки Бой (Беттерфилд Каньон, Юта, США).

БИБЕРИТ — $\text{CoSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Редкий. В сталактитах и корках розово-красного цвета. Блеск стеклянный. $N_g = 1.489$, $N_m = 1.483$, $N_p = 1.477$; $N_g - N_p = 0.012$. Оптически отрицательный. $2V$ около 90°. $N_g = b$. Тв. 2. Уд. вес 1.9—2.0. На воздухе обезвоживается; переходит в пентагидрат сульфата кобальта. Образуется при окислении кобальтовых сульфидных руд и встречается на стенках горных выработок.

Обобщение. Все описанные в этой группе минералы очень похожи друг на друга по своим физическим свойствам (за исключением цвета). Все они, кроме эсомита, встречаются в одинаковых условиях. Приведем сводку главных свойств важнейших минералов (табл. 15).

Таблица 15
Главные свойства минералов группы эсомита — мелантерита

Название минерала	Цвет	Твердость	Уд. вес	N_g	N_m	N_p
Ромбич. с. Эсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Бесцветный	2—2.5	1—1.7	1.461	1.455	1.433
Госларит $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Белый	2—2.5	1.8—2.0	1.479	1.475	1.452
Моренозит $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Бледнозеленый	2—2.5	2.0	1.492	1.489	1.467
Монокл. с. Мелантерит $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Светлозеленый	2	1.8—1.9	1.486	1.478	1.471
Пизанит $(\text{Fe}, \text{Cu})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Бледносиний	2	1.9	1.487	1.479	1.472
Бутит $\text{CuSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Бледносиний	2	1.9	1.49	1.48	1.47
Биберит $\text{CoSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Розово-красный	2	2.0	1.489	1.483	1.477

6. ГРУППА ГЕКСАГИДРИТА

Сюда относятся шестиводные кристаллогидраты. Феррогексагидрит и бианкит изучены недостаточно.

Гексагидрит	$MgSO_4 \cdot 6H_2O$	Монокл. с.
Ретгерсит	$NiSO_4 \cdot 6H_2O$	Тетраг. с.
Феррогексагидрит	$FeSO_4 \cdot 6H_2O$?
Бианкит	$(Zn, Fe)SO_4 \cdot 6H_2O$?

ГЕКСАГИДРИТ — $MgSO_4 \cdot 6H_2O$. Моноклин. с. $a_0=10.04$, $b_0=7.15$, $c_0=24.34$; $\beta=98^\circ 34'$. Встречается в толстотаблитчатых копьевидных кристаллах или волокнистых массах. Минерал белого цвета, иногда с светлозеленым оттенком. Блеск перламутровый. $Ng=1.456$, $Nm=1.453$, $Np=1.426$; $Ng-Np=0.030$. Оптически отрицательный. $2V=38^\circ$. Тв. 2. Спайность по призме. Уд. вес 1.75. В воде легко растворяется. Встречается в магнезиально-сульфатных соляных озерах Крыма, Астраханской области и др. Выделяется при сжигании рапы после эпсомита. Обнаружен также в Никитовском рудном месторождении (Донбасс).

РЕТГЕРСИТ — $NiSO_4 \cdot 6H_2O$. Тетраг. с.; трапецоэдрич. в. с. $a_0=6.76$, $c_0=18.20$. Кристаллы короткопризматические. Встречается также в корочках волокнистого строения и в виде прожилков. Цвет голубовато-зеленый. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.510$, $Np=1.486$; $Nm-Np=0.024$. Спайность по (001) совершенная и по (110) несовершенная. Уд. вес 2.04. Наблюдался в ассоциации с моренозитом и минасрагритом в Минас Рагра (Перу), с аннабергитом в Коттонвуд Каньон (Невада, США) и в других местах.

ФЕРРОГЕКСАГИДРИТ — $FeSO_4 \cdot 6H_2O$. Сингония неизвестна. Наблюдался в виде сталактитов с волокнистым строением. Цвет голубовато-зеленый. Физические свойства не изучены. По данным химического анализа, все железо присутствует в форме закиси. На воздухе минерал окисляется и буреет. Найден в шахте София Никитовского рудного месторождения (Донбасс).

БИАНКИТ — $(Zn, Fe)SO_4 \cdot 6H_2O$. Монокл. с. Редкий. Наблюдался в белых кристаллических корках в ассоциации с госларитом, мелантеритом, гипсом и гидроцинкитом на стенках рудника Райбл (в Альпах). Блеск стеклянный. $Ng=1.495$, $Nm=1.494$, $Np=1.465$; $Ng-Np=0.030$. Оптически отрицательный. $2V=10^\circ$. Прочие физические свойства неизвестны.

7. ГРУППА ХАЛЬКАНТИТА

В этой группе объединяются пятиводные простые сульфаты:

Халькантит	$CuSO_4 \cdot 5H_2O$	Триклин. с.
Феррохалькантит	$(Fe, Cu)SO_4 \cdot 5H_2O$	" "
Сидеротилит	$FeSO_4 \cdot 5H_2O$	" "
Цинкхалькантит	$(Zn, Cu)SO_4 \cdot 5H_2O$	" "

ХАЛЬКАНТИТ — $CuSO_4 \cdot 5H_2O$. Халькос — по-гречески «медь»; анте — «цветы» («медные цветы»). Синоним: медный купорос.

Химический состав. CuO 31.8%, SO_3 32.1%, H_2O 36.1%. Примеси: Fe, иногда Zn, Co и Mg (магнохалькантит).

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. **Кристаллическая структура** полностью не расшифрована. Размеры элементарной ячейки: $a_0=6.110$, $b_0=10.673$, $c_0=5.950$; $\alpha=82^\circ 16'$, $\beta=107^\circ 26'$, $\gamma=102^\circ 40'$. Кристаллы встречаются редко. Обычно наблюдается в сплошных массах или в сталактитовых формах с радиально-волокнистым строением.

Цвет небесно-голубой, синий, иногда с зеленоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $Ng=1.546$, $Nm=1.539$, $Np=1.516$; $Ng-Np=0.030$. Оптически отрицательный. $2V=56^\circ$.

Твердость 2.5. Весьма хрупок. **Спайность** по {110} весьма совершенная. Излом раковистый. **Уд. вес** 2.1—2.3.

Диагностические признаки. Узнается по небесно-голубому цвету и легкой растворимости в воде, но более точное определение возможно лишь с помощью химического анализа.

При нагревании постепенно теряет воду, переходит сначала в трехводный сульфат, а затем в одноводный; при этом становится белым, непрозрачным. В воде растворяется, окрашивая раствор в синий цвет. При погружении в раствор железной иглы на ней выделяется металлическая медь.

Происхождение. Образуется в зонах окисления медносульфидных месторождений в странах с сухим климатом. В виде сталактитов наблюдается на стенках старых заброшенных и непрветриваемых выработок, пройденных в зонах окисления медных месторождений.

Практическое значение. Искусственно приготавливаемый халькантит употребляется для борьбы с вредителями виноградинок, а также в химической, красильной и других отраслях промышленности.

Наличие этого минерала в рудах указывает на то, что рудничные воды богаты растворенным сульфатом меди и потому могут служить объектом добычи металлической меди, легко выделяющейся на железном ломе. С этой целью меденосные грунтовые воды пропускают через специальные бассейны, в которых происходит получение меди.

Месторождения. В СССР халькантит встречался в ряде медных месторождений: Меднорудянском (у г. Нижнего Тагила), Турьинских рудниках (Северный Урал), Кедабекском месторождении (Закавказье) и др. В больших массах (как, например, в руднике Блюстон в штате Невада, США, и в Копаквир, Чили) он встречается крайне редко.

ФЕРРОХАЛЬКАНТИТ — $(Fe, Cu)SO_4 \cdot 5H_2O$. Триклин. с. Цвет бледнозеленый. Блеск стеклянный. $Ng=1.54$, $Nm=1.53$, $Np=1.52$; $Ng-Np=0.02$. По остальным свойствам неотличим от халькантита. Встречен в виде продукта дегидратации пизанита, но весьма вероятно, что образуется и самостоятельно подобно халькантиту.

СИДЕРОТИЛИТ — $FeSO_4 \cdot 5H_2O$. Триклин. с. Редкий. Цвет белый. Блеск стеклянный. $Ng=1.542$, $Nm=1.536$, $Np=1.526$; $Ng-Np=0.016$. Остальные свойства те же, что и для халькантита. Встречен в Идрии (Италия).

ЦИНКХАЛЬКАНТИТ — $(Zn, Cu)SO_4 \cdot 5H_2O$. Содержит также Fe. Триклин. с. Цвет голубой. Блеск стеклянный. $Ng=1.540$, $Nm=1.533$, $Np=1.513$; $Ng-Np=0.027$. Остальные свойства одинаковы с халькантитом. Продукт дегидратации цинккупроелантерита (цинкбутита) — разновидности пизанита.

В последнее время установлена богатая магнием (MgO 9.40%) разновидность цинкхалькантита с оптическими константами: $Ng=1.518$, $Nm=1.495$, $Np=1.495$; $2V=55^\circ$.

Обобщение. Как можно видеть из табл. 16, главные минералы рассматриваемой группы в сравнении с предыдущей группой минералов отличаются несколько большими удельными весами и существенно повышенными показателями преломления.

Таблица 16

Главные свойства минералов группы халькантита

Название минерала	Цвет	Твердость	Уд. вес	Ng	Nm	Np
Цинкхалькантит $(Zn, Cu)SO_4 \cdot 5H_2O$	Голубой	2.5	2.1	1.540	1.533	1.513
Сидеротилит $FeSO_4 \cdot 5H_2O$	Белый	2.5	2.2	1.542	1.536	1.526
Феррохалькантит $(Fe, Cu)SO_4 \cdot 5H_2O$	Бледнозеленый	2.5	2.2	1.543	1.536	1.517
Халькантит $CuSO_4 \cdot 5H_2O$	Синий	2.5	2.1—2.3	1.546	1.539	1.516
Кобальтхалькантит ¹ $CoSO_4 \cdot 5H_2O$	Красный	2.5	2.2	1.552	1.549	1.531

¹ Получается искусственно при дегидратации биберита — $CoSO_4 \cdot 7H_2O$.

8. ГРУППА КИЗЕРИТА

В этой группе рассматриваются одноводные сульфаты Mg, Fe и Mn. Искусственно одноводные сульфаты получают также для Cu и Zn. Весьма возможно, что и эти сульфаты встречаются в природе в виде продуктов дегидратации.

		a_0	b_0	c_0	β	
Кизерит	MgSO ₄ · H ₂ O	Монокл. с.	6.89	7.69	7.65	62°
Сомольнокит	FeSO ₄ · H ₂ O					
Смикиг	MnSO ₄ · H ₂ O	Монокл. с. ?				

КИЗЕРИТ — MgSO₄ · H₂O. Назван по имени президента Иенской академии проф. Кизера (1779—1862).

Химический состав. MgO 29.0%, SO₃ 58.0%, H₂O 13.0%.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L_2PC . Встречающиеся кристаллы имеют дипирамидальный облик. Обычен в плотных, кристаллически-зернистых агрегатах.

Цвет. Редко бесцветен и прозрачен; обычно мутный, белый с желтоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $Ng = 1.584$, $Nm = 1.533$, $Np = 1.520$; $Ng - Np = 0.064$. Оптически положительный. $2V = 57^\circ$. $NgNp = (010)$; $cNg = 76^\circ$.

Твердость 3.5. Хрупок. **Спайность** по $\{111\}$ и $\{1\bar{1}\bar{3}\}$ несовершенная. **Уд. вес** 2.57. **Прочие свойства.** Во влажном воздухе постепенно переходит в эпсомит. Истертая масса, будучи замешана с небольшим количеством воды, твердеет подобно обожженному гипсу.

Диагностические признаки. От сходных водных сульфатов (эпсомита, глазерита, каинита, полигалита и др.) отличается по оптическим константам и химическим путем.

П. п. тр. растрескивается, теряет воду и легко плавится. Медленно растворяется в воде. Из сложных, концентрированных, богатых магнием сульфатных рассолов кристаллизуется при температурах выше 18—20° в числе последних минералов.

Происхождение. В соляных озерах кизерит, как продукт непосредственной кристаллизации из богатой магнием сульфатной рапы, образуется в очень редких случаях (поле устойчивости этого соединения при относительно низких температурах весьма небольшое).

Обычно он встречается в ископаемых соляных месторождениях, где мог образоваться в результате дегидратации под давлением за счет более богатых водой сульфатов магния (эпсомита и гексагидрита).

Практическое значение. Употребляется для приготовления горькой соли (эпсомита), о применении которой было сказано выше.

Месторождения. В значительных количествах (до 30% всей массы) кизерит встречается в Стассфуртских соляных месторождениях (Германия) в ассоциации с галитом, карналлитом, полигалитом, ангидритом и др. Мощность кизеритоносных пластов достигает 10—40 м.

СОМОЛЬНОКИТ — FeSO₄ · H₂O. Синонимы: ферропаллидит и шмольникит. Редкий. Монокл. с. Цвет белый, серый, желтый до бурого (как результат частичного окисления). Блеск стеклянный. $Ng = 1.665$, $Nm = 1.624$, $Np = 1.592$; $Ng - Np = 0.073$. Оптически положительный. $2V = 70 - 80^\circ$. Тв. 3.5. Уд. вес 3.18. Медленно растворяется в воде. При нагревании в трубке темнеет, чернеет, выделяет воду. Вместе с другими сульфатами железа и меди встречается в полуразрушенных колчеданных рудах (ниже зоны окисления) в Блявском месторождении на Южном Урале, а также в Сомольноке (Чехословакия), Копиапо (Чили) и др.

СМИКИГ — MnSO₄ · H₂O. Монокл. с. ? Цвет белый с красноватым оттенком. Блеск стеклянный. $Ng = 1.632$, $Nm = 1.595$, $Np = 1.562$; $Ng - Np = 0.070$. Тв. 2—2.5. Уд. вес 3.9. Трудноплавок. Растворяется в воде. Встречен в одном из старых рудников Фельзобанья (Румыния) и в Яхимове (Чехословакия).

9. СУЛЬФАТЫ ТРЕХВАЛЕНТНЫХ МЕТАЛЛОВ (Al и Fe...).

До сих пор мы рассматривали водные сульфаты одно- и двухвалентных металлов. Однако существуют хотя и мало распространенные, но довольно многочисленные сульфаты Al и Fe⁺⁺⁺. Безводные сернокислые соединения их, так же как и двухвалентных катионов с малыми ионными радиусами, в природе не встречаются.

Все они имеют почти исключительно экзогенное происхождение. Сульфаты трехвалентного железа обычно образуются при разрушении пиритоносных горных пород и руд. Находки их приурочены к верхним частям зон окисления. В более или менее значительных количествах они распространены в областях с жарким сухим климатом. Частью они являются результатом окисления ранее образовавшихся водных сульфатов двухвалентного железа.

			a_0	c_0
Алюноген	Al ₂ [SO ₄] ₃ · 16H ₂ O	Монокл. с.		
Лаппарантит	Al ₂ [SO ₄] ₂ [OH] ₂ · 9H ₂ O	Ромбич. с.		
Алюминит	Al ₂ [SO ₄][OH] ₄ · 7H ₂ O	" "		
Фельзобаниит	Al ₄ [SO ₄][OH] ₁₀ · 5H ₂ O	" "		
Ромбоклез	Fe ⁺⁺⁺ H[SO ₄] ₂ · 4H ₂ O	" "		
Лейкоглаукит	Fe ⁺⁺⁺ H[SO ₄] ₂ · 2H ₂ O	Гексаг. с.		
Кокимбит	Fe ₂ ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₃ · 9H ₂ O	" "	10.8	17.0
Паракокимбит	Fe ₂ ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₃ · 9H ₂ O	Тригон. с.	10.9	51.1
Лаусенит	(Fe ⁺⁺⁺ , Al) ₂ [SO ₄] ₃ · 6H ₂ O	Мон. кл. с.		
Фиброферрит	Fe ⁺⁺⁺ [SO ₄][OH] · 4 1/2 H ₂ O	Ромбич. с.		
Амарантит	Fe ⁺⁺⁺ [SO ₄][OH] · 3H ₂ O	Триклин. с.		
Бутлерит	Fe ⁺⁺⁺ [SO ₄][OH] · 2H ₂ O	" "		
Парабултерит	Fe ⁺⁺⁺ [SO ₄][OH] · 2H ₂ O	Ромбич. с.		
Планоферрит	Fe ₂ ⁺⁺⁺ [SO ₄][OH] ₄ · 13H ₂ O?	Ромбич. с.?		

АЛЮНОГЕН — Al₂[SO₄]₃ · 16H₂O. Синоним: керамогалит. Монокл. с. В плотных чешуйчатых, иногда асбестовидных массах. Белый. $Ng = 1.480$, $Nm = 1.474$, $Np = 1.473$; $Ng - Np = 0.007$. Оптически положительный. $2V = 68^\circ$. $NgNp = (010)$; $cNg = 42^\circ$. Тв. 1.5—2. Уд. вес 1.6—1.7. Растворяется в воде.

Наблюдается как продукт разложения глин, содержащих пирит, или как продукт сольфатарной деятельности в вулканических областях. Описан в многочисленных пунктах. У нас известен вблизи селения Абано (Грузинская ССР) и в Чаувайском рудном месторождении (Киргизская ССР).

ЛАППАРАНТИТ — Al₂[SO₄]₂[OH]₂ · 9H₂O. Монокл. с. Прозрачен. Тв. 2—3. Растворим в воде. Другие физические свойства не изучены. Встречается в Чили.

АЛЮМИНИТ — Al₂[SO₄][OH]₄ · 7H₂O. Синоним: вебстерит. Ромбич. с. Белый. В почковидных волокнистых массах в глине. $Ng = 1.470$, $Nm = 1.464$, $Np = 1.459$; $Ng - Np = 0.011$. Оптически положительный. $2V$ большой. Np параллельна удлинению. Тв. 1—2. Уд. вес 1.66. В воде не растворяется. Обычно встречается в глинах, подвергшихся воздействию сернокислотных поверхностных вод. У нас встречен в Самарской луке (Куйбышевская область), на горе Соколовой (Саратовская область), в месторождении Заглик (Азербайджанская ССР), на правом берегу р. Оки (приток Ангары, Сибирь) и др.

ФЕЛЬЗОБАНИИТ — Al₄[SO₄][OH]₁₀ · 5H₂O. Синоним: фельшебаниит. Ромбич. с. В снежно-белых чешуйчатых массах. $Ng = 1.533$, $Nm = 1.518$, $Np = 1.516$; $Ng - Np = 0.017$. Оптически положительный. Np параллельна удлинению. Тв. 1.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 2.3. Описан близ Фельзобанья (Румыния). У нас встречен в Самарской луке (Куйбышевская область) и в районе Железноводска (С. Кавказ).

РОМБОКЛЕЗ — Fe⁺⁺⁺H[SO₄]₂ · 4H₂O. Ромбич. с. Бесцветный, серый. В ромбических пластинках. $Ng = 1.635$, $Nm = 1.555$, $Np = 1.533$; $Ng - Np = 0.102$. Оптически положительный. $2V$ мал. Тв. 2. Спайность по (001). Уд. вес неизвестен. Описан в районе Сомольнок (Чехословакия), в Алькапаросса (Чили).

ЛЕЙКОГЛАУКИТ — Fe⁺⁺⁺H[SO₄]₂ · 2H₂O. Гексаг. с. Спайность по (1120). Цвет бледнозеленовато-синий. Физические свойства не изучены. Встречен в Чили.

КОКИМБИТ — Fe₂⁺⁺⁺[SO₄]₃ · 9H₂O. Гексаг. с. В тонкозернистых агрегатах или в мелких ромбоздрических или табличкообразных кристалликах в пустотах среди бурого железняка, образовавшегося при окислении пирротитовых руд, а также в районах проявления фумарольной деятельности. Цвет фиолетовый, темножелтый, желтовато-белый. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $Ng = 1.557$, $Nm = 1.550$.

$Ng-Np=0.007$. Тв. 2. Уд. вес 2.1. Растворим в воде. Указан в ряде мест Чили, на Везуви, Липарских островах. В СССР был отмечен в районе Самарской луки.

ПАРАКОКИМБИТ — $Fe_2 \cdot [SO_4]_3 \cdot 9H_2O$. Тригональная модификация кокимбита, отличающаяся по размерам элементарной ячейки. Цвет бледнофиолетовый. Спайность по (1011).

ЛАУСЕНИТ — $(Fe \cdot Al)_2 [SO_4]_3 \cdot 6H_2O$. Монокл. с. В волокнистых массах белого цвета. $Ng=1.654$, $Nm=1.628$, $Np=1.598$; $Ng-Np=0.056$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. $cNp=27^\circ$. Удлинение по с. Встречен как продукт новообразований во время пожара в медном руднике Юнайтед Верде, Джером, Аризона (США).

ФИБРОФЕРРИТ — $Fe \cdot [SO_4][OH] \cdot 4\frac{1}{2}H_2O$. Ромбич. с. Часто встречается в виде жилко асбестовидных параллельно-волокнистых масс (откуда происходит его название), а также в сплошных чешуйчатых агрегатах обычно среди бурых железняков. Асбестовидные массы в свежем состоянии имеют бледный зеленовато-желтый цвет, а чешуйчатые — светложелтый или серно-желтый. Блеск стеклянный с шелковистым или перламутровым отливом. $Ng=1.561-1.575$, $Nm=1.518-1.534$, $Np=1.518-1.533$; $Ng-Np=0.043-0.042$. Оптически положительный. $2V$ почти равен 0° . Ng параллельна удлинению. Волокнистость по с. Тв. 2—2.5. Спайность совершенная в одном направлении. Уд. вес 1.8—1.9. На воздухе изменяется, теряет часть воды, становится землистым и желтеет. В воде растворяется. Описан в Пальере (Гар, Франция), Тьерра Амариджа (Копиапо, Атакама, Чили). У нас встречен в древней зоне выветривания Блявинского месторождения на Южном Урале и в других местах.

АМАРАНТИТ — $Fe \cdot [SO_4][OH] \cdot 3H_2O$. Триклин. с. По составу с ним сходен описанный в литературе кастанит. Амарантит наблюдается в хорошо образованных кристаллах и пластинчатых кристаллических массах. Цвет оранжевый, темнокрасный, бесцветный. $Ng=1.621$, $Nm=1.598$, $Np=1.516$; $Ng-Np=0.105$. Оптически отрицательный. $2V=30^\circ$. Тв. 2.5. Спайность совершенная по (100) и (010). Уд. вес 2.2. Частично легко дегидратируется на воздухе. П. п. тр. плавится. Встречается в Антофагаста, Чукикамата, Кветена и в других местах Чили.

БУТЛЕРИТ — $Fe \cdot [SO_4][OH] \cdot 2H_2O$. Триклин. с. В виде корочек и мельчайших пирамидальных кристалликов в пустотах. Цвет темнооранжевый. Блеск стеклянный. $Ng=1.731$, $Nm=1.674$, $Np=1.604$; $Ng-Np=0.127$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. Плеохроизм: по Np — буровато-желтый, по Ng — канареечно-желтый. Тв. 2.5. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.548. Встречен в медном руднике Юнайтед Верде, Джером, Аризона (США), где образовался в результате пожара.

ПАРАБУТЛЕРИТ — $Fe \cdot [SO_4][OH] \cdot 2H_2O$. Ромбич. с.? Кристаллики призматического или дипирамидального облика. Цвет светлооранжево-бурый. Блеск стеклянный. $Ng=1.737$, $Nm=1.663$, $Np=1.598$; $Ng-Np=0.139$. Тв. 2.5. Уд. вес 2.5. В воде и аммиаке не растворяется. Легко растворим в слабых кислотах. Встречается в крупных кристаллах в Алькапаросса (Чили), а также как продукт изменения копияпита.

ПЛАНФЕРРИТ — $Fe_2 \cdot [SO_4][OH]_4 \cdot 13H_2O$? Ромбич. с.? В ромбических или гексагональных пластинках. Желтовато-зеленого или бурого цвета. Физические свойства не изучены. Встречен в Морро Морено (Антофагаста, Чили).

Кроме того, были описаны: апателит — $Fe_3 \cdot [SO_4]_4[OH]_{10} \cdot H_2O$. и псевдо- апателит — $(Fe \cdot Al)_2 [SO_4][OH]_4 \cdot H_2O$. Изучены недостаточно.

10. ГРУППА АЛУНИТА

Здесь рассмотрим характерную группу основных двойных сульфатов Al и Fe с одновалентными и отчасти двухвалентными металлами.

		a_0	c_0
Алунит	$KAl_3[SO_4]_2[OH]_6$	6.96	17.35
Ярозит	$KFe_3 \cdot [SO_4]_2[OH]_6$	7.20	17.00
Натрояррозит	$NaFe_3 \cdot [SO_4]_2[OH]_6$	7.18	16.30
Аммониярозит	$(NH_4)Fe_3 \cdot [SO_4]_2[OH]_6$	7.20	17.00
Аргентоярозит	$AgFe_3 \cdot [SO_4]_2[OH]_6$	7.22	16.40
Карфосидерит	$HFe_3 \cdot [SO_4]_2[OH]_6$?	Тригон. с.?	
Плюмбоярозит	$PbFe_3 \cdot [SO_4]_2[OH]_{12}$	7.20	33.60

Здесь же рассмотрим еще один минерал, близкий к ним по составу:

Биверит $PbCu(Fe,Al)_2[SO_4]_2[OH]_6 \cdot H_2O$ Гексаг. с.?

Характерно, что соединения с крупными одновалентными катионами (K , NH_4), а также изредка с Pb^{2+} принадлежат к псевдокубическим, кристаллизуясь в дитригонально-скаленоэдрическом в. с. (угол ромбоэдра α близок к 90°), тогда как соединения с менее крупными катио-

нами (Na и Ag) — к более низким по симметрии — псевдогексагональным. Сингония карфосидерита точно не установлена.

Существуют также изотипные соединения Al и Fe с двухвалентными катионами (Ca^{2+} , Sr^{2+} и Pb^{2+}), однако замечательно, что в этом случае лишний положительный заряд компенсируется путем замены одного двухвалентного аниона $[SO_4]^{2-}$ трехвалентным комплексным анионом — $[PO_4]^{3-}$, $[AsO_4]^{3-}$ — с образованием двойных соединений по анионам, например: $CaAl_3[SO_4][PO_4][OH]_6$ (ср. с формулой алунита), $PbFe_3 \cdot [SO_4][AsO_4][OH]_6$ и др. Эти соединения мы рассмотрим в классе фосфатов, арсенатов и ванадатов.

АЛУНИТ — $KAl_3[SO_4]_2[OH]_6$. Синонимы: алюнит, квасцовый камень. Коллоидная разность, богатая адсорбированной водой, носит название левигита.

Химический состав. K_2O 11.4%, Al_2O_3 37.0%, SO_3 38.6%, H_2O 13.0%. Очень часто часть K_2O на половину бывает замещена Na_2O (натроалунит). В левигите иногда устанавливается содержание редких земель (до 1.7%).

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. Встречающиеся мелкие кристаллы имеют кубический или толстотаблитчатый облик. Обычно наблюдается в тонкозернистых, землистых, иногда волокнистых массах.

Цвет алунита белый с сероватым, желтоватым или красноватым оттенком. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности иногда перламутровый, в агрегатах — матовый. **Оптические константы.** Оптически положительный. $Ng = 1.592$, $Nm = 1.572$ (у натровой разности — 1.585); $Ng - Nm = 0.020$. У существенно натровых разностей двупреломление падает до 0.010.

Твердость 3.5—4. **Спайность** по 0001} ясная. **Уд. вес** 2.6—2.8.

Диагностические признаки. В тонкокристаллических массах его легко смешать со многими водными минералами белого цвета. Наиболее надежно можно отличить по химическим реакциям и по оптическим свойствам.

П. п. тр. растрескивается, но не плавится. Воду теряет лишь при прокаливании. С содой дает серную печень. Смоченный раствором азотнокислого кобальта принимает синий цвет (реакция на Al). В воде и соляной кислоте нерастворим. В концентрированной H_2SO_4 растворяется с трудом. При обработке прокаленного алунита водой в раствор переходят сульфаты K и Al .

Происхождение. В значительных вкрапленных массах образуется при проработке низкотемпературными сернокислыми гидротермами и изверженных горных пород, богатых щелочными полевыми шпатами, за счет которых он и образуется. Этот процесс изменения горных пород известен под термином «алунитизация».

Редкие конкреционные образования алунита встречались также в песках, глинах, бокситах, — очевидно, экзогенного происхождения.

Практическое значение. Алунитосодержащие породы служат источником для получения квасцов и сульфата алюминия (о применении их см. квасцы). В последнее время алунит рассматривается также как источник окиси алюминия, идущей на выплавку металлического алюминия.

Месторождения. В виде желтоватых или розоватых включений неправильной формы алунит присутствует в сильно измененных туфах (обломочных породах изверженного происхождения) в районе с. Заглик (Азербайджанская ССР). В Журавлинском месторождении (на р. Чусовой, в 25 км вверх по течению от ст. Чусовская)

алунит с гидраргиллитом и каолином в виде гнезд и прожилков экзогенного происхождения встречается в зоне разрушения известняков. В Часов-Ярском месторождении огнеупорных глин (ст. Часов-Яр, Донбасс) встречается левигит в виде белых шарообразных скоплений в песчаной толще и землистых пятен среди глин.

ЯРОЗИТ — $KFe_3^{++}[SO_4]_2[OH]_6$. Назван по месту открытия: в Барранко Ярозо (Испания). Синоним: ютаит.

Химический состав. K_2O 9.4%, Fe_2O_3 47.9%, SO_3 31.9%, H_2O 10.8%. Нередко присутствуют в небольших количествах натрий и селен, а за счет механических примесей также SiO_2 , Al_2O_3 и др.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. Нередко наблюдается в сплошных зернистых или землистых массах, причем в пустотах часты друзы мелких кристалликов ромбоэдрического облика.

Цвет ярозита охристо-желтый, часто с явным бурым оттенком. **Черта** желтая. **Блеск** стеклянный, приближающийся к алмазному. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $Nm = 1.820$, $Np = 1.715$. Двупреломление $Nm - Np$ очень высокое — 0.105.

Твердость 2.5—3.5. **Спайность** по 0001 ясная. **Уд. вес** 3.15—3.26.

Диагностические признаки. По внешним признакам ярозит похож на охристый лимонит. Отличается по химическим реакциям, а также тем, что при растирании между пальцами дает ощущение жирной, салящей массы, тогда как лимонит производит впечатление жесткого, песчанистого вещества. От других минералов группы ярозита отличим лишь по составу.

П. п. тр. в восстановительном пламени дает магнитную массу. В воде не растворяется. Растворим в HCl; из раствора $BaCl_2$ высаживает белый осадок $BaSO_4$. В закрытой трубке выделяет воду с кислой реакцией.

Происхождение. Ярозит является довольно широко распространенным минералом и образуется в зонах окисления железосульфидных, главным образом пиритовых, месторождений, преимущественно в условиях сухого полупустынного климата.

В условиях умеренного климата при значительных атмосферных осадках он встречается очень редко; сульфиды железа, разлагаясь, переходят непосредственно в гидроокислы железа.

Интересно отметить, что в зоне окисления богатого пиритом месторождения Алькопаросса (Чили) была установлена следующая смена различных сульфатов железа сверху вниз (по Бэнди):

	Катионы	$[SO_4]:[OH]$
Ярозит	KFe_3^{++}	1 : 3
Парабутлерит	Fe^{++}	1 : 1
Копиапит	$MgFe_4^{++}$	3 : 1
Метазольтин	K_3Fe^{++}	3 : 1
Ферринарит	Na_3Fe^{++}	
Кокимбит	Fe_2^{++}	
Рёмерит	$Fe^{++}Fe_2^{++}$	
Галотрихит	$Fe^{++}Al_2$	
Сомольнокит	Fe^{++}	

Все эти сульфаты, за исключением ярозита, являются водными, причем, начиная от ферринарита, ниже мы имеем дело со средними солями, а выше — с основными. Как можно видеть по соотношению $[SO_4]:[OH]$, степень основности, определяемая относительным количеством гидроксильных ионов в минералах, возрастает по мере приближения к поверхности. Наиболее основным оказывается ярозит. В более

глубоких частях зоны окисления появляются сульфаты, содержащие уже двухвалентное железо.

Как показывают опыты, ярозит выпадает из сульфатных вод, свободно соприкасающихся с кислородом воздуха и потому содержащих трехвалентное железо.

В водно-воздушной обстановке ярозит не вполне устойчив. Подвергаясь гидролизу, образует гидроокислы железа (гидрогематит и гидрогётит).

Довольно часто наблюдаются псевдоморфозы ярозита по вкрапленным в породах кубическим кристаллам пирита, а также по конкрециям марказита и пирита в глинах.

Практическое значение. В случае наличия больших чистых ярозитовых масс может представлять интерес как сырье для получения полировальных порошков (Fe_2O_3), изготовляемых путем обжига в печах. **Месторождения.** Значительные массы ярозита у нас встречены в Блявском колчеданном месторождении (Ю. Урал), где он сохранился в древней зоне окисления под зоной железной шляпы, представленной гидрогематитом и гематитом. Другим таким месторождением является Майкаин (к юго-западу от г. Павлодара, Баянаульский район, Центральный Казахстан).

НАТРОЯРОЗИТ — $NaFe_3[SO_4]_2[OH]_6$. Ромбич. с. (псевдогексагональный). Цвет желто-бурый. Оптически отрицательный. $Nm = 1.832$, $Np = 1.750$; $Nm - Np = 0.082$. Тв. 3. Уд. вес 3.2. Встречен в ряде месторождений Америки и Австралии.

АММОНИОЯРОЗИТ — $(NH_4)Fe_3^{++}[SO_4]_2[OH]_6$. Тригон. с. Наблюдался в виде желваков, заключенных в черное лигнитное вещество с аммонийными квасцами в южной части штата Юта (США). $Nm = 1.800$, $Np = 1.750$; $Nm - Np = 0.050$. Цвет охристо-желтый. Остальные физические свойства не изучены.

АРГЕНТОЯРОЗИТ — $AgFe_3^{++}[SO_4]_2[OH]_6$. Гексаг. с.? Слодообразные чешуйки желтого или бурого цвета с алмазным блеском. Оптически отрицательный. $Nm = 1.905$, $Np = 1.785$; $Nm - Np = 0.120$. Уд. вес 3.65. Вместе с другими минералами серебра был установлен в месторождении Тинтик (Юта, США).

КАРФОСИДЕРИТ — $HFe_3^{++}[SO_4]_2[OH]_6$? Тригон. с.? В землистых агрегатах и в виде мелких гексагональных табличек с гранями ромбоэдра. Цвет желтый. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm = 1.82$ (1.81), $Np = 1.73$ (1.74); $Nm - Np = 0.09$ (0.07). Тв. 4—4.5. Спайность по (0001). Уд. вес 2.5—2.7. Встречен в Гренландии.

ПЛЮМБОЯРОЗИТ — $PbFe_6^{++}[SO_4]_4[OH]_{12}$. Синоним: вегазит. Тригон. с. Мельчайшие таблитчатые кристаллики темнубурого цвета. Оптически отрицательный. $Nm = 1.875$, $Np = 1.785$; $Ng - Np = 0.090$. Спайность по ромбоэдру. Уд. вес 3.67. В месторождении Бивер, в районе Тинтик (Юта, США), близ Лас Вегас, Невада и др.

БИВЕРИТ — $PbCu(Fe, Al)_2[SO_4]_2[OH]_6 \cdot H_2O$. Гексаг. с.? В таблитчатых кристаллах бурого или желтого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm = 1.83 - 1.87$; $Nm - Np = 0.04$. Уд. вес 4.36. Растворим в HCl. Как вторичный минерал встречен в Хорн Силвер Бивер (Юта, США).

11. ГРУППА КВАСЦОВ

Квасцами называют нормальные двойные сульфаты Al и щелочей, кристаллизующиеся в кубической сингонии с 12 молекулами воды.

	a_0
Натриевые квасцы $NaAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$	Кубич. с. 12.19
Калиевые квасцы $KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$	" " 12.13
Аммонийные квасцы $NH_4Al[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$	" " 12.21

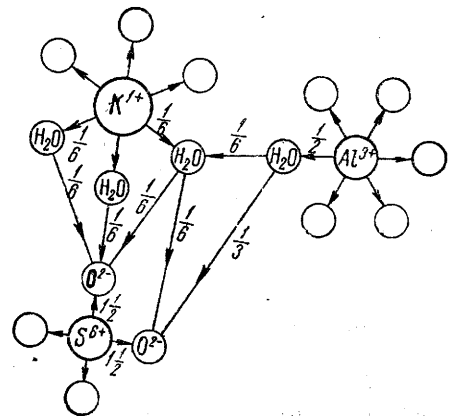
Здесь же опишем недостаточно изученные, повидимому, моноклинные модификации водных сульфатов Al и щелочей:

Мендоцит $NaAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$	Монокл. с.?
Калинит $KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$	

Искусственно квасцы легко получают в виде октаэдров, причем можно получить обширнейшую группу изоморфных смесей, в которых роль основных металлов могут играть, кроме Na, K и NH_4 , также такие, как Rb, Cs, Tl, Ag, двух-

валентных металлов — Mg, Fe²⁺, Ni²⁺ и др., а в виде трехвалентных металлов — Cr³⁺, Fe³⁺, Mn³⁺, Ga, Tl, V⁵⁺, Ti³⁺, Ir³⁺ и др. Однако в природе кроме алюминиево-щелочных квасцов мы других не знаем.

Рентгенометрические исследования квасцов приводят к выводу о том, что каждый катион окружен 6 частицами H₂O. При этом, как схематически изображено на фиг. 401, все 6 частиц H₂O, окружающих каждый ион Al³⁺, посылают к соседним анионам, в том числе и другим частицам H₂O, ту же сумму электровалентных паев, которую они получают от окружаемого ими катиона (т. е. по 1/2). Что касается молекул H₂O, расположенных вокруг K⁺, то одни из них, как показано на рисунке, передают полученный ими заряд ионам кислорода комплексного аниона SO₄, другая же часть молекул H₂O принимает заряд от частиц H₂O, окружающих другие катионы Al³⁺, т. е. является как бы анионами по отношению к этим частицам воды.



Фиг. 401. Структурная роль различных частиц H₂O в кристаллической решетке квасцов

При этом строго соблюдается тетраэдричность расположения ионов вокруг каждой молекулы H₂O, подобно тому как это имеет место в структуре льда.

Большой частью квасцы встречаются в коре выветривания горных пород в виде беловатых налетов или прожилков асбестовидного строения в сланцеватых глинах и горючих сланцах или буроголивых пластах, проникнутых органическими веществами и сульфидами железа (пиритом, марказитом и мельниковитом). Образование квасцов, очевидно, происходит за счет серной кислоты, освобождающейся при гидролизе сульфатов железа, возникающих при окислении сульфидов. В ряде случаев квасцы устанавливаются также в районах сольфатарной деятельности в вулканических областях. Как и многие другие богатые водой кристаллогидраты, они довольно быстро теряют часть воды.

НАТРИЕВЫЕ КВАСЦЫ — NaAl[SO₄]₂ · 12H₂O. Синоним: сольфатарит. С полной достоверностью в природе не установлены. Встречаются очень редко в виде параллельно-волокнистых масс в трещинах пород. Бесцветны. Блеск стеклянный. Тв. 3. Уд. вес 1.73. $N=1.439$ (для искусственного соединения). Изучавшиеся природные образцы оказывались оптически анизотропными либо в силу частичной дегидратации, либо в силу принадлежности к другой модификации — мендоциту. На воздухе обезвоживаются и переходят в тамаругит — NaAl[SO₄]₂ · 6H₂O. Указываются в сольфатарах Поццуоли, близ Неаполя.

КАЛИЕВЫЕ КВАСЦЫ — KAl[SO₄]₂ · 12H₂O. Кубич. с. По кристаллической структуре несколько отличаются от натриевых квасцов. Химический состав. K₂O 9.9%, Al₂O₃ 10.8%, SO₃ 33.8%, H₂O 45.5%. Бесцветны. Блеск стеклянный. $N=1.456$ (часто анизотропны). Тв. 2. Уд. вес 1.76. П. п. тр. легко плавятся. Растворяются в воде. Растворимость при 20° составляет 151 г/л. Встречаются в виде землистых масс, выцветов, корок, реже в сплошных зернистых агрегатах.

Наблюдались в «квасцовых землях» Тамбовской и Ульяновской областей, на С. Кавказе (р. Зеленчук), в Дагестане, в Туркмении (Кара-Кумы), в Узбекистане (Шорсу), в Блявинском колчеданном месторождении (в низах зоны окисления вместе с другими сульфатами), на правом берегу р. Оки (притока Ангары, Сибирь) и др.

Калиевые квасцы могут иметь обширное применение: как протрава в красильном, типографском, кожевенном, бумажном производстве, в медицине, для приготовления лаковых красок и пр. Извлекаются выщелачиванием из «квасцовых земель» с последующим выпариванием растворов. Однако в главной своей массе квасцы готовят искусственно из бокситов или получают в качестве побочного продукта в других химических производствах.

МЕНДОЦИТ — NaAl[SO₄]₂ · 12H₂O. Монокл. с.? Магнийсодержащая разность названа стювенитом. Наблюдается в волокнистых агрегатах. Цвет белый или бесцветный. Блеск стеклянный. $Ng=1.458$, $Nm=1.457$, $Np=1.432$; $Ng-Np=0.026$ (для искусственных пластинчатых кристаллов с 11H₂O: $Ng=1.463$, $Nm=1.461$, $Np=1.449$; $Ng-Np=0.014$). Оптически двусный, отрицательный. 2V мал. Тв. 3. Уд. вес 1.73. Растворяется в воде. На воздухе переходит в тамаругит. Встречен впервые в месторождении Мендоца (Аргентина).

КАЛИНИТ — KAl[SO₄]₂ · 12H₂O. Монокл. с.? Наблюдается в волокнистых агрегатах белого цвета. $Ng=1.458$, $Nm=1.452$, $Np=1.430$; $Ng-Np=0.028$. Оптически дву-

осный; 2V=52°. $Ng=b$; $cNm=13$ °. Тв. 2—2.5. Уд. вес 1.75. Условия образования те же, что и для калиевых квасцов.

АММОНИЙНЫЕ КВАСЦЫ — NH₄Al[SO₄]₂ · 12H₂O. Синоним: чермгит, аммиачные квасцы. Кубич. с. Бесцветны. $N=1.459$. Тв. 2. Уд. вес 1.64. Впервые были установлены в бурых углях в месторождении Чермгит (Чехословакия). Встречены были также в продуктах сольфатар Поццуоли, близ Неаполя.

12. ГРУППА ГАЛОТРИХИТА

Сюда относятся сульфаты с 22 частицами H₂O, кристаллизующиеся в моноклинной сингонии. Из двухвалентных металлов в их составе участвуют Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Zn и Ni, трехвалентных — Al, Fe³⁺. иногда Cr³⁺. Образуются они в одинаковых условиях с квасцами.

		a_0	b_0	c_0	β
Пиккерингит	MgAl ₂ [SO ₄] ₄ · 22H ₂ O	20.8	24.2	6.17	96°33'
Галотрихит	Fe ²⁺ Al ₂ [SO ₄] ₄ · 22H ₂ O	20.47	24.24	6.17	100°06'
Билинит	Fe ²⁺ Fe ³⁺ [SO ₄] ₄ · 22H ₂ O	"	"	"	"
Дитрихит	ZnAl ₂ [SO ₄] ₄ · 22H ₂ O	"	"	"	"
Апджонит	Mn ²⁺ Al ₂ [SO ₄] ₄ · 22H ₂ O	"	"	"	"
Редингтонит	(Fe ²⁺ , Mn ²⁺ , Ni)(Cr, Al, Fe ³⁺) ₂ [SO ₄] ₄ · 22H ₂ O?	"	"	"	"

ПИККЕРИНГИТ — MgAl₂[SO₄]₄ · 22H₂O. Монокл. с. Встречается в виде длинно-волокнистых масс и выцветов. Бесцветный или желтовато-белый. Блеск стеклянный. $Ng=1.483$, $Nm=1.480$, $Np=1.476$; $Ng-Np=0.007$. Оптически отрицательный. 2V средний. Тв. 1. Уд. вес 1.85. Растворяется в воде.

В значительных массах находится в Серрос Пинтадосе, Тарапака, Чили и других местах. У нас встречается на мысе Фиолент (Крым), в Туркестанском хребте по р. Татынген (Узбекистан) и др.

ГАЛОТРИХИТ — Fe²⁺Al₂[SO₄]₄ · 22H₂O. Монокл. с. Часто наблюдается в асбестовидных прожилках снежно-белого цвета с шелковистым блеском. Отсюда его название (в переводе «волосистая соль»). Последними исследованиями точно установлено содержание воды, отвечающее 22 молекулам H₂O. $Ng=1.490$, $Nm=1.488$, $Np=1.480$; $Ng-Np=0.010$. Оптически отрицательный. 2V мал. $Nm=b$; $cNg=38$ °. Тв. 2—2.5. Уд. вес 1.89—2.04. В воде растворяется. В пламени свечи вскипает и затвердевает в каплевидных формах. На воздухе с течением времени теряет воду, но в противоположность другим сульфатам закисного железа, не окисляется при этом (не изменяет своей белой окраски).

Образуется из сульфатных вод, богатых алюминием и закисным железом, в условиях явного недостатка свободного кислорода ниже зоны окисления колчеданных руд, как это имеет место в Блявинском месторождении (Ю. Урал). Встречается также в пиритосных глинах, в пластах каменных углей, где образуется за счет разлагающегося в зоне окисления пирита и глинистого вещества, разлагаемого образующейся серной кислотой: на правом берегу р. Оки (приток Ангары, Сибирь), в Кизеловских каменноугольных копях на Урале, в Никитовском ртутном месторождении (Донбасс) и др. Вместе с другими сульфатами был установлен также в сольфатарах Поццуоли, близ Неаполя.

Разность, содержащая Mg и Fe³⁺, установленная в вулканических породах Исландии, получила название гверсолт.

БИЛИНИТ — Fe²⁺Fe³⁺[SO₄]₄ · 22H₂O. Монокл. с.? Наблюдается в радиально-волокнистых агрегатах желтого или белого цвета. $Nm=1.500$. Тв. 2. Уд. вес 1.87. Встречен в Швапе, близ Билина (Чехословакия).

ДИТРИХИТ — ZnAl₂[SO₄]₄ · 22H₂O. Монокл. с. Наблюдается в параллельно-волокнистых агрегатах. Цвет белый. $Ng=1.488$, $Nm=1.480$, $Np=1.475$; $Ng-Np=0.013$. Оптически отрицательный. 2V большой. $Np=b$; $cNg=29$ °. Тв. 2. Уд. вес неизвестен. Встречен в Фельзобанья (Румыния).

АПДЖОНИТ (альфонит) — Mn²⁺Al₂[SO₄]₄ · 22H₂O. Монокл. с. В асбестовидных массах, корках, выцветах. Цвет белый. $Ng=1.482$, $Nm=1.482$, $Np=1.478$; $Ng-Np=0.004$. Оптически отрицательный. 2V небольшой. $Nm=b$; $cNg=29$ °. Тв. 1.5. Уд. вес 1.78—2.3. Растворяется в воде. Найден в заливе Делягоа (Португальская Восточная Африка).

Магнийсодержащая разность — бшумениит встречен в пещере близ р. Бушмен (Капская провинция, Ю. Африка).

РЕДИНГТОНИТ — (Fe²⁺, Mn²⁺, Ni)(Cr, Al, Fe³⁺)₂[SO₄]₄ · 22H₂O? Встречен в Редингтонском ртутном руднике, близ Ноксвилл (Калифорния). Не изучен.

13. ПРОЧЕ ДВОЙНЫЕ СУЛЬФАТЫ Al И Fe⁺⁺⁺ С ОДНО- И ДВУХВАЛЕНТНЫМИ МЕТАЛЛАМИ

Тамаругит	NaAl[SO ₄] ₂ · 6H ₂ O	Монокл. с.
Амариллит	NaFe ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₂ · 6H ₂ O	" "
Краузит	KFe ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₂ · H ₂ O	" "
Ферринарит	Na ₃ Fe ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₃ · 3H ₂ O	Тригон. с.
Вольтаит	K ₂ Fe ₅ ⁺⁺⁺ Fe ₄ ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₁₂ · 18H ₂ O	Кубич. с.
Сидеронатрит	Na ₂ Fe ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₂ [OH] · 3H ₂ O	Ромбич. с.?
Метасидеронатрит	Na ₂ Fe ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₂ [OH] · 1 1/2H ₂ O	Ромбич. с.
Метавольтин	K ₅ Fe ₃ ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₆ [OH] ₂ · 8H ₂ O	Гексаг. с.
Унгемахит	Na ₈ K ₃ Fe ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₆ [OH] ₂ · 10H ₂ O	Тригон. с.
Клиноунгемахит	N ₈ K ₃ Fe ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₆ [OH] ₂ · 8H ₂ O	Монокл. с.
Рёмерит	Fe ⁺⁺⁺ Fe ₂ ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₄ · 14H ₂ O	Триклон. с.
Лоудербакит	Fe ⁺⁺⁺ Al ₃ [SO ₄] ₃ [OH] · 17H ₂ O	Ромбич. с.
Ботриоген	MgFe ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₂ [OH] · 7H ₂ O	Монокл. с.
Копиапит	MgFe ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₂ [OH] ₂ · 18H ₂ O	Триклон. с.
Этtringит	Ca ₂ Al ₂ [SO ₄] ₃ [OH] ₄ · 26H ₂ O	Гексаг. с.

ТАМАРУГИТ — NaAl[SO₄]₂ · 6H₂O. Монокл. с. Бесцветный. Блеск стеклянный. $N_g=1.496$, $N_m=1.487$, $N_p=1.484$; $N_g-N_p=0.012$. Оптически положительный. $2V=60^\circ$. N_g почти совпадает с b ; $cNm=30^\circ$. Тв. 1. Уд. вес 2.03—2.04. Растворяется в воде. Встречен в Пампа-дель-Тамаругаль (Тарапака, Чили), на горе Соколовой (Саратовская обл.).

АМАРИЛЛИТ — NaFe⁺⁺⁺[SO₄]₂ · 6H₂O. Монокл. с. Бледножелтый. По свойствам аналогичен тамаругиту. Спайность по призме средняя. Найден в Амарича (Чили).

КРАУЗИТ — KFe⁺⁺⁺[SO₄]₂ · H₂O. Монокл. с. В мелких кристаллах желтовато-зеленого цвета. $N_g=1.722$, $N_m=1.650$, $N_p=1.588$; $N_g-N_p=0.134$. Оптически положительный. $2V$ большой. $N_g=b$; $cNp=35^\circ$. Тв. 2.5. Уд. вес 2.84. Спайность по (001). Вместе с алунитом, кокимбитом и другими сульфатами встречен в Борате (Сан-Бернардино, Калифорния) и Веларденья (Дуранго, Мексика).

ФЕРРИНАРИТ — Na₃Fe⁺⁺⁺[SO₄]₃ · 3H₂O. Синоним: гордаит. Тригон. с. Белый, зеленовато-серый. Оптически положительный. $N_g=1.627$; $N_m=1.559$; $N_g-N_m=0.068$. Тв. 2. Спайность по призме совершенная. Уд. вес 2.56. В шаровых выделениях в Сиера-Горда (Антофагаста, Чили).

ВОЛЬТАИТ — K₂Fe₅⁺⁺⁺Fe₄⁺⁺⁺[SO₄]₁₂ · 18H₂O. Кубич. с. В октаэдрических кристаллах зеленого, бурого, черного цвета. Блеск стеклянный. $N=1.602$. Тв. 3—4. Уд. вес 2.8. Найден в Кремнице и Шмольнице (Чехословакия), Сиера Капаросса (Чили), Джемроме (Аризона, США) и других местах.

СИДЕРОНАТРИТ — Na₂Fe⁺⁺⁺[SO₄]₂[OH] · 3H₂O. Ромбич. с. В волокнистых, плотных массах оранжевого, соломенно-желтого цвета. $N_g=1.586$, $N_m=1.525$, $N_p=1.508$; $N_g-N_p=0.078$. Оптически положительный. $2V=58^\circ$. Дисперсия сильная; $r > v$. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Спайность по (100) совершенная. Тв. 2—2.5. Уд. вес 2.1—2.3. Встречен в Тарапака (Чили), на острове Челекен в Каспийском море и др.

МЕТАСИДЕРОНАТРИТ — Na₂Fe⁺⁺⁺[SO₄]₂[OH] · 1 1/2H₂O. Ромбич. с. В призматических кристаллах золотисто-желтого цвета. $N_g=1.634$, $N_m=1.575$, $N_p=1.543$; $N_g-N_p=0.091$. Оптически положительный. $2V=60^\circ$. Тв. 2.5. Спайность по (100) и (010) совершенная. Уд. вес 2.46. Встречен в Чукикамата (Чили) с ферринаритом, унгемахитом, квасцами, натрояррозитом и другими сульфатами.

МЕТАВОЛЬТИН — K₅Fe₃⁺⁺⁺[SO₄]₆[OH]₂ · 8H₂O. Гексаг. с. В виде агрегатов мелких желтых чешуек. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $N_m=1.591$, $N_p=1.573$; $N_m-N_p=0.018$. Тв. 2.5. Уд. вес 2.53. В ассоциации с вольтаитом встречается в Иране, а также на Везувии, в продуктах fumarольной деятельности на острове Вулкано (Липарские острова) и в других местах.

УНГЕМАХИТ — Na₈K₃Fe⁺⁺⁺[SO₄]₆[OH]₂ · 10H₂O. Тригон. с. $a_0=10.84$, $c_0=24.82$. В бесцветных с желтоватым оттенком кристаллах. Оптически отрицательный. $N_m=1.502$, $N_p=1.449$; $N_m-N_p=0.053$. Тв. 2.5. Спайность по (0001) совершенная. Уд. вес 2.29. Встречен в Чукикамата (Чили) с сидеронатритом среди выветрелых сульфатов железа (ярозита, метасидеронатрита).

КЛИНОУНГЕМАХИТ — Na₈K₃Fe⁺⁺⁺[SO₄]₆[OH]₂ · 8H₂O. Монокл. с. В призматических и толстотаблитчатых бесцветных хорошо образованных кристаллах. Детально не изучен. Кристаллическая решетка псевдоромбическая. Встречен в Чукикамата (Чили).

РЁМЕРИТ — Fe⁺⁺⁺Fe₂⁺⁺⁺[SO₄]₄ · 14H₂O. Триклон. с. Каштаново-бурый. $N_g=1.583$, $N_m=1.571$, $N_p=1.524$; $N_g-N_p=0.059$. Оптически отрицательный. $2V=49^\circ$. Тв. 3—3.5. Уд. вес 2.15. Встречен в Блявинском месторождении (Ю. Урал), а также в Акча-Таш (на р. Нельды, в Киргизском хребте) и в ряде иностранных месторождений.

ЛОУДЕРБАКИТ — Fe⁺⁺⁺Al₃[SO₄]₃[OH] · 17H₂O. Ромбич. с. В виде кристаллических корок бледнокаштаново-бурого цвета. $N_g=1.581$, $N_m=1.558$, $N_p=1.554$, $N_g-N_p=0.027$.

Оптически положительный. Тв. 2.5—3. Уд. вес 2.18. В виде корок на пирите, образовавшихся во время пожара в медных рудниках Юнайтед Верде и Джером (Аризона, США).

БОТРИОГЕН — MgFe⁺⁺⁺[SO₄]₂[OH] · 7H₂O. Синоним: кветенит. Монокл. с. Наблюдается в кристаллах и почковидных массах темнокрасного или охряно-желтого цвета. $N_g=1.577$, $N_m=1.529$, $N_p=1.522$; $N_g-N_m=0.055$. Оптически положительный. $2V=41^\circ$. $NgNp \perp (010)$; $cNg=12^\circ$. Плеохроизм: по Np —желтый, по Nm —розовый и по Ng —темнокрасный. Тв. 2—2.5. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.1. Встречается в Атакама (Чили), Фалун (Швеция) и в других местах.

КОПИАПИТ — MgFe⁺⁺⁺[SO₄]₂[OH]₂ · 18H₂O. Триклон. с. Устанавливаются примеси: Al, Fe, Mn, иногда Cu, Zn, Na, Ca и др. Богатые медью разности носят название купрокопиита, а хромосодержащая разность — оксвиллита¹. Обычно наблюдается в виде рыхлых агрегатов, кристаллических чешуек, корочек, выцветов на поверхности карьеров в железорудных месторождениях. $a_0=7.33$, $b_0=18.15$, $c_0=7.27$; $\alpha=93^\circ 50'$, $\beta=102^\circ 10'$, $\gamma=99^\circ 21'$. Цвет серно-желтый, красноватый, фиолетовый. Блеск стеклянный с жемчужным отливом. $N_g=1.575-1.600$, $N_m=1.528-1.550$, $N_p=1.506-1.540$; $N_g-N_p=0.057-0.070$. Колебания показателей преломления несомненно обусловлены вариациями состава. Оптически положительный. $2V$ от 45° до 74° . $NgNp=(010)$; $Np \neq c$. Плеохроизм: по Np —желтовато-зеленый, по Nm —светло-желтый и Ng —серно-желтый. Тв. 2.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 2.1—2.2. Растворим в воде.

Часто встречается вместе с другими сульфатами в виде характерных серно-желтых выцветов в зоне окисления в карьерах железорудных месторождений, содержащих сульфиды железа. В дождливую погоду легко растворяется и исчезает, в сухое время вновь появляется. С течением времени частично обезвоживается и переходит в парабутлерит и другие сульфаты железа. Впервые был описан вблизи Копиапо (Атакама, Чили). В литературе имеются многочисленные указания на находки этого минерала.

У нас наблюдался на горе Высокой (Урал) и в Ауэрбаховском руднике (Турьинские рудники на Сев. Урале), а также в Александровском хребте (Киргизская ССР), в верховьях р. Вятки (приток р. Камы) и других местах.

ЭТТРИНГИТ — Ca₂Al₂[SO₄]₃[OH]₄ · 26H₂O. Гексаг. с. В мельчайших бесцветных игольчатых кристаллах. Оптически отрицательный. $N_m=1.488$, $N_p=1.474$; $Nm-Np=0.014$. Тв. 2—2.5. Спайность по (1010) совершенная. Уд. вес 1.75. Встречен в глыбах известняка, включенных в лаву, в Этtringене и Майене, Рейнланд и Томбсток Кочиз (Аризона, США).

14. ОСНОВНЫЕ СУЛЬФАТЫ МЕДИ, ЦИНКА И СВИНЦА

В нижеприводимый список минералов включены безводные и водные сульфаты с добавочными анионами, преимущественно [OH]⁻. Здесь же описаны нормальные водные соли меди (цианохроит, кренкит, серпиерит и рансомит). Большинство их встречается в зонах окисления медных и свинцовых месторождений в сухих областях.

		a_0	b_0	c_0	β	
Долерофанит	Cu ₂ [SO ₄]O	Монокл. с.	9.39	6.30	7.62	122°54'
Хлоротионит	CuK ₂ [SO ₄]Cl ₂	Ромбич. с.				
Цианохроит	CuK ₂ [SO ₄] ₂ · 6H ₂ O	Монокл. с.				
Кренкит	CuNa ₂ [SO ₄] ₂ · 2H ₂ O	" "	5.78	12.58	5.48	108°30'
Серпиерит	(Cu, Zn, Ca)SO ₄ · 3H ₂ O ?	Ромбич. с.				
Натрохальцит	Cu ₂ Na ₂ [SO ₄] ₂ [OH] ₂ · 2H ₂ O	Монокл. с.	8.74	6.15	6.53	118°42'
Герренгрундит	Cu ₂ Ca[SO ₄] ₃ [OH] ₆ · 3H ₂ O	" "	26.10	9.83	6.01	103°22'
Брошантит	Cu ₄ [SO ₄] ₂ [OH] ₆	" "				
Лантит	Cu ₄ [SO ₄] ₂ [OH] ₆ · H ₂ O	Ромбич. с.				
Вернадскит	Cu ₄ [SO ₄] ₃ [OH] ₂ · 4H ₂ O	?				
Антрерит	Cu ₃ [SO ₄] ₂ [OH] ₄	Ромбич. с.	8.22	11.57	6.02	
Камарешит	Cu ₃ [SO ₄] ₂ [OH] ₄ · 6H ₂ O	Ромбич. с.?				
Рансомит	CuFe ₂ ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₄ · 7H ₂ O	Ромбич. с.				
Гильдит	Cu ₃ Fe ₂ ⁺⁺⁺ [SO ₄] ₇ [OH] ₄ · 15H ₂ O	Монокл. с.				
Спанголит	Cu ₆ Al[SO ₄] ₂ [OH] ₁₂ Cl · 3H ₂ O	Тригон. с.				
Цианотрихит	Cu ₄ Al ₂ [SO ₄] ₂ [OH] ₁₂ · 2H ₂ O	Ромбич. с.				
Вудвартит	Cu ₄ Al ₂ [SO ₄] ₂ [OH] ₁₂ · 2H ₂ O	?				
Халькоалюмит	CuAl ₄ [SO ₄] ₂ [OH] ₁₀ O	Триклон. с.?				
Цинкалюминит	Zn ₃ Al ₃ [SO ₄] ₂ [OH] ₁₃ · H ₂ O	Гексаг. с.				

¹ В виде выцветов описан без детальных исследований также франкенит состава (Mg, Fe⁺⁺⁺)(Fe⁺⁺⁺, Al)₃[SO₄]₄[OH]₂ · 20H₂O.

		a_0	b_0	c_0	β
Глаукокеринит	$(Zn, Cu)_{10}Al_4[SO_4][OH]_{30} \cdot 2H_2O$	Ромбич. с. ?			
Ланаркит	$Pb_2[SO_4]O$	Монокл. с.	13.73	5.68	7.07 115°48'
Караколит	$PbNa_2[SO_4][OH]Cl$	Ромбич. с.	7.14	20.06	6.55
Каледонит	$Pb_3Cu_2[SO_4]_3[CO_3][OH]_6$				
Линарит	$PbCu[SO_4][OH]_2$	Монокл. с.			

ДОЛЕРОФАНИТ — $Cu_2[SO_4]O$. Монокл. с. В мелких кристаллах бурого цвета. $Ng=1.880$, $Nm=1.820$, $Np=1.715$; $Ng-Np=0.060$. Оптически положительный. $2V=85^\circ$. $cNg=10^\circ$. Дисперсия очень сильная, перекрещенная; $r > v$. Плеохроизм: по Ng —лимонно-желтый, по Np —темнобурый. Встречен в продуктах вулканической деятельности на Везувии (извержение 1868 г.). Неустойчив. Переходит в вернадскит.

ХЛОРОТИОНИТ — $CuK_2[SO_4]Cl_2$. Ромбич. с. Редкий. Наблюдался в виде кристаллических корок светлосиневато-зеленого цвета. Блеск стеклянный. Тв. 2.5 (у искусственных кристаллов). Уд. вес 2.67. Растворим в H_2O . Был установлен в продуктах fumarольной деятельности на Везувии (извержение 1872 г.). Физические свойства не изучены.

ЦИАНОХРОИТ — $CuK_2[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$. Монокл. с. Встречен на Везувии. Физические свойства не изучены.

КРЕНКИТ — $CuNa_2[SO_4]_2 \cdot 2H_2O$. Синоним: сальвадорит. Монокл. с. Плотный, грубоволокнистый. Цвет яркосиний. $Ng=1.601$, $Nm=1.578$, $Np=1.544$; $Ng-Np=0.057$. Оптически отрицательный. $2V=79^\circ$. Тв. 2.5. $NgNp=(010)$; $cNp=48^\circ$. Уд. вес 2.06. Встречен в Чукикамата, Тарапака, Антофагаста и в других районах Чили.

СЕРПИЕРИТ — $(Cu, Zn, Ca)SO_4 \cdot 3H_2O$? Ромбич. с. В мелких таблитчатых кристаллах сине-зеленого цвета. $Ng=1.647$, $Nm=1.642$, $Np=1.584$; $Ng-Np=0.063$. Оптически отрицательный. $2V=35^\circ$. Дисперсия сильная; $r > v$. $NgNp=(100)$; $Np=c$. Встречен в Лаврионе (Греция) и на о. Росс (Кёрри, Ирландия).

НАТРОХАЛЬЦИТ — $Cu_2Na_2[SO_4]_2[OH]_2 \cdot 2H_2O$. Монокл. с. В пирамидальных кристаллах изумрудно-зеленого цвета. $Ng=1.714$, $Nm=1.656$, $Np=1.649$; $Ng-Np=0.065$. Оптически положительный. $2V=37^\circ$. Дисперсия сильная; $r < v$. $NgNp=(010)$; $cNg=12^\circ$. Тв. 4.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 2.3. Найден в Чукикамата и Антофагаста (Чили).

ГЕРРЕНГРУНДИТ — $Cu_4Ca[SO_4]_2[OH]_6 \cdot 3H_2O$. Синоним: девиллин. Монокл. с. В тонких таблитчатых кристаллах или сферических массах изумрудно-зеленого цвета. $Ng=1.660$, $Nm=1.649$, $Np=1.585$; $Ng-Np=0.075$. Оптически отрицательный. $2V=39^\circ$. $Ng=b$, Np близка к с. Тв. 2.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 3.13. Описан в месторождении Герренгрунд (Чехословакия).

БРОШАНИТ — $Cu_4[SO_4][OH]_6$ или $CuSO_4 \cdot 3Cu[OH]_2$. Монокл. с.; призматический в. с. Встречающиеся кристаллы имеют игольчатый облик. Обычно наблюдается в виде мелкокристаллических друз, корок, натечных форм с волокнистым строением и прожилков.

Цвет изумрудно-зеленый, черно-зеленый. Черта бледнозеленая. Блеск стеклянный с перламутровым отливом на плоскостях спайности. $Ng=1.800$, $Nm=1.771$, $Np=1.728$; $Ng-Np=0.072$. Оптически отрицательный. $2V=72^\circ$. Знак удлинения положительный.

Твердость 3.5—4. Спайность по (010) весьма совершенная. Уд. вес 3.8—3.9. В воде нерастворим. Легко растворяется в кислотах. В закрытой трубке выделяет воду. С содой дает реакцию на серу (отличие от малахита). Не содержит хлора (отличие от атакамата).

Образуется в зонах окисления медносульфидных месторождений в условиях сухого климата. Встречался на Урале в древних зонах окисления на Гумешевском и Меднорудянском месторождениях, а также в ряде месторождений Алтая, Казахстана, Средней Азии. Довольно широко распространен в пустыне Атакама (Чили), в Юго-Западной Африке (Тсумеб) и др.

ЛАНГИТ — $Cu_4[SO_4][OH]_6 \cdot H_2O$. Ромбич. с. В виде корок с волокнисто-листоватым строением. Цвет синий, зелено-синий. Блеск стеклянный сильный. $Ng=1.722$, $Nm=1.713$, $Np=1.654$; $Ng-Np=0.068$. Оптически отрицательный. $2V=81^\circ$. $NgNp=(010)$; $Np=c$. Тв. 2.5—3. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 3.5. Встречен в месторождении Корнуолл (Англия), Герренгрунд (Чехословакия) и в других местах.

ВЕРНАДСКИТ — $Cu_4[SO_4]_3[OH]_2 \cdot 4H_2O$. Сингония неизвестна. Наблюдался в виде мелких кристалликов как продукт изменения долерофанита на Везувии. Тв. 3.5. Ближе не изучен.

АНТЛЕРИТ — $Cu_3[SO_4][OH]_4$. Ромбич. с. В светлоселеных массах. $Ng=1.789$, $Nm=1.738$, $Np=1.726$; $Ng-Np=0.063$. Оптически положительный. $2V=53^\circ$. Очень сильная дисперсия; $r < v$. $NgNp=(001)$; $Ng=a$. Тв. 3. Уд. вес 3.88. Встречен в месторождении Антлер (Аризона, США), Чукикамата (Чили) и в других местах.

КАМАРЕЦИТ — $Cu_3[SO_4][OH]_4 \cdot 6H_2O$. Ромбич. с.? Физические свойства не изучены. Встречен в Камареца, близ Лавриона (Греция).

РАНСОМИТ — $CuFe_2[SO_4]_4 \cdot 7H_2O$. Синоним: филлипит. Ромбич. с. В призматических кристаллах яркоголубого цвета. $Ng=1.695$, $Nm=1.643$, $Np=1.631$; $Ng-Np=$

$=0.064$. Оптически положительный. Тв. 2.5. Уд. вес 2.632. Встречен в Сант-Яго (Чили), Джероме (Аризона, США), где образовался после пожара в медных рудниках.

ГИЛЬДИТ — $Cu_3Fe_4[SO_4]_7[OH]_4 \cdot 15H_2O$. Монокл. с. В кубовидных кристалликах темного каштаново-бурого цвета. $Ng=1.684$, $Nm=1.630$, $Np=1.623$; $Ng-Np=0.061$. Оптически положительный. Плеохроизм: по $Np=Nm$ —бледножелтый, по Ng —зеленовато-желтый. Тв. 2.5. Спайность по (100) и (001) совершенная. Уд. вес 2.725. Вместе с кокимбитом и рансомитом был найден в Джероме (Аризона, США) после пожара в медных рудниках.

СПАНГОЛИТ — $Cu_6Al[SO_4][OH]_{12}Cl \cdot 3H_2O$. Тригон. с. В короткопризматических или таблитчатых кристалликах темнозеленого цвета. Оптически отрицательный. $Nm=1.694$, $Np=1.641$; $Nm-Np=0.053$. Тв. 2.5. Уд. вес 3.1. Описан в зонах окисления медных месторождений Бисби (Аризона, США) и в других местах.

ЦИАНОТРИХИТ — $Cu_4Al_2[SO_4][OH]_{12} \cdot 2H_2O$. Синоним: леттсомит. Ромбич. с. В бархатистых сферических формах и волокнистых кристаллах голубого и синего цвета. $Ng=1.655$, $Nm=1.617$, $Np=1.588$; $Ng-Np=0.067$. Оптически положительный. $2V=83^\circ$. Дисперсия сильная; $r < v$. Ng параллельно удлинению. Сильный плеохроизм: по Np —почти бесцветный, по Nm —бледносиний, по Ng —яркосиний. Тв. 2. Уд. вес 2.74. Встречается в зонах окисления медных месторождений. У нас он описан в образцах из Меднорудянского месторождения (на Сев. Урале) и в Коунрадском месторождении.

ВУДВАРТИТ — $Cu_4Al_2[SO_4][OH]_{12} \cdot 2H_2O$. Наблюдался в виде синеvато-зеленых выцветов в отвалах. $Ng=1.565$, $Nm=1.555$, $Np=1.552$; $Ng-Np=0.013$. Оптически положительный. $2V$ небольшой. Плеохроизм отсутствует.

ХАЛЬКОАЛЮМИТ — $CuAl_4[SO_4][OH]_{10}O$. Триклин. с.? В волокнистых корках голубовато-зеленого цвета. $Ng=1.532$, $Nm=1.525$, $Np=1.523$; $Ng-Np=0.009$. Оптически положительный. $2V$ мал. Дисперсия сильная; $r > v$. Тв. 2.5. Спайность по нескольким направлениям. Уд. вес 2.29. Трудноплавкий. Растворяется в HCl. Описан в месторождении Бисби (Аризона, США) с лимонитом и карбонатами меди.

ЦИНКАЛЮМИНИТ — $Zn_3Al_3[SO_4][OH]_{13} \cdot H_2O$. Гексаг. с. В мельчайших пластинках белого цвета с синеvатым оттенком. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.534$, $Np=1.514$; $Nm-Np=0.020$. Тв. 2.5. Уд. вес 2.26. Встречен в месторождении Лаврион (Греция).

ГЛАУКОКЕРИНИТ — $(Zn, Cu)_{10}Al_4[SO_4][OH]_{30} \cdot 2H_2O$. Ромбич. с.? Восколлодобный, радиально-волокнистый. Цвет синий. $Nm=1.542$. Двупреломление высокое. Тв. 1. Уд. вес 2.75. Встречен в месторождении Лаврион (Греция).

ЛАНАРКИТ — $Pb_2[SO_4]O$. Монокл. с. В зеленоvато-желтых, светложелтых или серых кристаллах. Блеск алмазный. $Ng=2.036$, $Nm=2.007$, $Np=1.928$; $Ng-Np=0.108$ (в Na-свете). Оптически отрицательный. $2V=60^\circ$. Дисперсия сильная; $r > v$. $NgNp=(010)$; $cNg=30^\circ$. Тв. 2.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 6.92. Встречен в Ледгилле (Ланарк, Шотландия), в Танне (Гарц, Германия), в Лакорре (Арльепс, Франция) и в других местах.

КАРАКОЛИТ — $PbNa_2[SO_4][OH]Cl$. Ромбич. с. В виде налетов и мелких бесцветных пирамидальных кристалликов. $Ng=1.764$, $Nm=1.754$, $Np=1.743$; $Ng-Np=0.021$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. Тв. 4.5. Уд. вес неизвестен. Легко плавится. Встречен в руднике Беатрис, Сиера Горда (Чили).

КАЛЕДОНИТ — $Pb_3Cu_2[SO_4]_3[CO_3][OH]_6$. Ромбич. с. В мелких призматических кристаллах яркозеленого цвета. $Ng=1.909$, $Nm=1.866$, $Np=1.818$; $Ng-Np=0.091$. Оптически отрицательный. $2V=85^\circ$. $NgNp=(010)$; $Np=a$. Тв. 2.5—3. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 6.4. Легко плавится. Указывается во многих зонах окисления медно-свинцовых месторождений: Ледгилле, (Ланарк, Шотландия), Тсумеб (Юго-Западная Африка), Бивер, (Юта, США), Сиера Горда (Атакама, Чили) и др.

ЛИНАРИТ — $PbCu[SO_4][OH]_2$. Монокл. с. В виде темносиних примазок и мелких кристалликов с сильным стеклянным блеском. $Ng=1.850$, $Nm=1.838$, $Np=1.809$; $Ng-Np=0.041$. Оптически отрицательный. $2V=80^\circ$. $NgNp$ перпендикулярна к (010); $cNp=24^\circ$. Тв. 2.5. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 5.4.

Встречается во многих медно-свинцовых месторождениях Чили, США, Ю. Африки, Австралии и др. В СССР линарит был встречен в Березовском и Благодатном золоторудных месторождениях на Урале, в ряде месторождений Алтая, Центрального Казахстана и в других местах.

15. СУЛЬФАТЫ ПРОЧИХ МЕТАЛЛОВ

Здесь мы рассмотрим редкие сульфаты урана, молибдена и ванадия.

Сульфаты урана встречаются большей частью в виде корок и налетов желтого или зеленого цвета на урановой смоляной руде. Состав их нередко очень сложный и, по видимому, непостоянный. Исследованы они вообще недостаточно. Мы здесь перечислим лишь некоторые, наиболее изученные.

ЦИППЕИТ — $U_2[SO_4][OH]_2O_4 \cdot 3-5H_2O$. Монокл. с. Встречается в удлиненнопризматических кристалликах желтого цвета. $Ng=1.65-1.73$, $Np=1.57-1.64$ (изменяются в зависимости от содержания воды). Оптически положительный. Тв. 3. Спайность по (010). Встречается в виде желтого кристаллического порошка в асфальтовом песчанике Фрюта (Юта, США) и др.

УРАНОПИЛИТ — $U_6[SO_4][OH]_{10}O_{12} \cdot 12H_2O$. Триклин. с.? В бархатистых желтых корочках и удлиненнопластинчатых кристаллах. $Ng=1.631$, $Nm=1.623$, $Np=1.621$; $Ng-Np=0.010$. Оптически положительный. 2V большой. Уд. вес 3.9. В ультрафиолетовом свете светится интенсивным желто-зеленым цветом. Встречен в месторождениях Иоганнсгеоргенштадт (Саксония), Монрозе (Колорадо, США).

ИОГАННИТ — $CuU_2[SO_4]_2[OH]_2O_4 \cdot 6H_2O$. Синоним: гильпинит. Триклин. с. В почковидных массах или мельчайших пластинчатых кристалликах зеленовато-желтого или яркожелтого цвета. $Ng=1.614$, $Nm=1.595$, $Np=1.572$; $Ng-Np=0.042$. Оптически отрицательный. 2V=72°. Плеохроизм: по Np—бесцветный, по Nm—бледно-желтый, по Ng—зеленовато-желтый. Тв. 2. Уд. вес около 3.9. Легко растворим в кислотах. Встречен в Гильпине (Колорадо, США) и в других местах.

ИЛЬЗЕМАНИТ — $MoO_3 \cdot SO_3 \cdot 5H_2O$. Встречается в виде скрытокристаллических или порошковатых налетов и корочек синего или черновато-синего цвета. Черта бледно-голубая. Твердость, удельный вес и оптические константы не определены. Частично растворяется в воде. В ассоциации с мелантеритом встречался в флюоритовом руднике в районе Джэксон (Колорадо, США).

МИНАСРАГИТ — $V_2O_5 \cdot SO_3 \cdot 16H_2O$. Монокл. с. В зернистых, почковидных массах синего цвета. $Ng=1.542$, $Nm=1.530$, $Np=1.518$; $Ng-Np=0.024$. Оптически отрицательный. 2V большой. Сильный плеохроизм: по Np—темносиний, по Nm—бледно-синий, по Ng—бесцветный. Спайность по (010) и (110). Растворим в холодной воде. В виде выцветов и корок наблюдался на патроните в Минасрага (Перу).

16. ТЕЛЛУРАТЫ

Редко встречающиеся в природе теллулаты изучены довольно слабо. К ним относят следующие минералы:

Монтанит	$Bi_2TeO_4[OH]_4$	Монокл. с.
Тейнеит	$Cu[(Te, S)O_4] \cdot 2H_2O$	Ромбич. с.

Кроме того, имеются указания на находки ферротеллурита — $FeTeO_4$ и магнозита — Hg_2TeO_4 .

МОНТАНИТ — $Bi_2TeO_4[OH]_4$. Монокл. с. В землистых корках белого цвета с желтоватым оттенком. $Nm=2.09$; $Ng-Np$ около 0.01. Оптически отрицательный. 2V мал. Дисперсия очень сильная; $r < v$. Твердость низкая. Уд. вес 3.79. Легко плавится. Растворяется в разбавленной HCl. Встречен в Хайленде, Монтана и Девидсоне (Сев. Каролина, США) в виде корок на тетрадимите, а также в Норонго (Нов. Южн. Уэльс, Австралия), в Кызыл-Эспе (Центральный Казахстан).

ТЕЙНЕИТ — $Cu[(Te, S)O_4] \cdot 2H_2O$. Ромбич. с. TeO_3 38.0%, SO_3 6.6%. Очень редкий. В призматических кристаллах синего или синевато-серого цвета. Черта синевато-белая. $Ng=1.791$, $Nm=1.782$, $Np=1.767$; $Ng-Np=0.028$. Оптически отрицательный. 2V=36°. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Плеохроизм: по Np—зеленовато-синий, по Nm—синий, по Ng—индигово-синий. Тв. 2.5. Хрупкий. Спайность по (010) средняя, по (001) и (100) несовершенная. Уд. вес 3.80. Легко плавится. Раствор в HNO_3 синий, в HCl—зеленовато-желтый.

Встречен в зоне окисления золоторудного месторождения Тейне, Такиносава (Япония), в первичных рудах которого, кроме пирита, тетраэдрита и сфалерита, встречаются самородный теллур и сильванит.

V класс. ХРОМАТЫ

Встречающиеся в природе соли хромовой кислоты очень немногочисленны. Комплексный анион $[CrO_4]^{2-}$ способен образовывать кристаллические решетки с крупным катионом Pb^{2+} . Очень редок хромат с K^{+} .

Хроматы образуются лишь в условиях среды с высокой концентрацией кислорода. Иногда они встречаются совместно с сульфатами, но изоморфные смеси или двойные соли с ними не образуют. Экспери-

ментально установлено, что $PbCrO_4$ с $PbSO_4$ могут смешиваться в твердом состоянии лишь при высоких температурах. Выяснено также, что изоструктурной с $BaSO_4$ является метастабильная модификация $PbCrO_4$, кристаллизующаяся в ромбической сингонии.

Для хроматов известны основные, а также двойные соли по анионам: с $[PO_4]^{3-}$, повидимому, с $[AsO_4]^{3-}$ и $[CO_3]^{2-}$. Для кальция существует двойная соль хромата-иодата.

Водные соли в этом классе не встречаются.

		a_0	b_0	c_0	β
Тарапакаит	K_2CrO_4	5.92	10.40	7.61	—
Крокоит	$PbCrO_4$	6.82	7.48	7.16	102°33'
Феникохроит	$Pb_3[CrO_4]_2O$				
Вокеленит	$Pb_2Cu[CrO_4][PO_4]$	13.68	5.83	9.53	93°58'
Беллит	хромат-арсенат свинца ?				Гексаг. с.
Дитцеит	$Ca_2[CrO_4][JO_3]_2$				Монокл. с. Описан раньше (см. стр. 492)

ТАРАПАКАИТ — K_2CrO_4 . Ромбич. с. Встречаются двойники псевдогексагонального облика. Цвет желтый. Черта светложелтая. Блеск стеклянный. $Ng=1.731$, $Nm=1.722$, $Np=1.687$; $Ng-Np=0.044$. Оптически отрицательный. 2V=52° (данные для искусственного соединения). Уд. вес 2.74. Спайность по (010) и (001). Встречен в виде мелких кристалликов в пустотах отложений натриевой селитры в Тарапака (Чили).

КРОКОИТ — $PbCrO_4$. Крокос — по-гречески «шафран» (имелся в виду, очевидно, оранжево-желтый цвет). Открытый в 1797 г. элемент Cr был установлен Вокеленом именно в этом минерале, полученном с Урала. Впервые был найден еще во времена Ломоносова.

Химический состав. PbO 68.9%, CrO_3 31.1%. Иногда содержит немного серебра. Цинксодержащая разновидность с уд. весом 5.2 была названа иоссаитом (ближе не изучена).

Сингония моноклинная; призматический в. с. Кристаллы наблюдаются нередко и притом исключительно в полых трещинах. **Облик кристаллов** призматический (фиг. 402), иногда остроромбоэдровидный (фиг. 403). Встречаются друзы шестоватых кристаллов (фиг. 404) в полых трещинах.

Цвет крокоита яркий оранжево-красный. На свету с течением времени бледнеет. **Черта** оранжево-желтая. **Блеск** алмазный. **Оптические константы.** $Ng=2.66$, $Nm=2.37$, $Np=2.31$ (для Li-света); $Ng-Np=0.35$. Оптически положительный. 2V=54°. $NgNp=(010)$; $cNg=5^\circ$.

Твердость 2.5—3. **Хрупкий.** **Спайность** по $\{110\}$ ясная. **Уд. вес** 6.0.

Диагностические признаки. Весьма характерными для этого минерала являются ярко-красный цвет, шестоватый или призматический облик кристаллов и высокий удельный вес.

П. п. тр. легко плавится, дает королек свинца. Перл фосфорной соли и буры окрашивается в изумрудно-зеленый цвет (реакция на хром). В горячей HCl растворяется, выделяя хлор и осаждая $PbCl_2$. В KOH бурлит, растворяется, окрашивая жидкость в желтый цвет.

Происхождение. Образуется в зоне окисления месторождений свинецсодержащих руд вблизи ультраосновных изверженных горных пород, которые при выветривании могут давать хотя бы в очень небольшом количестве хромовую кислоту, образующуюся за счет разрушающихся силикатов и хромшпинелидов



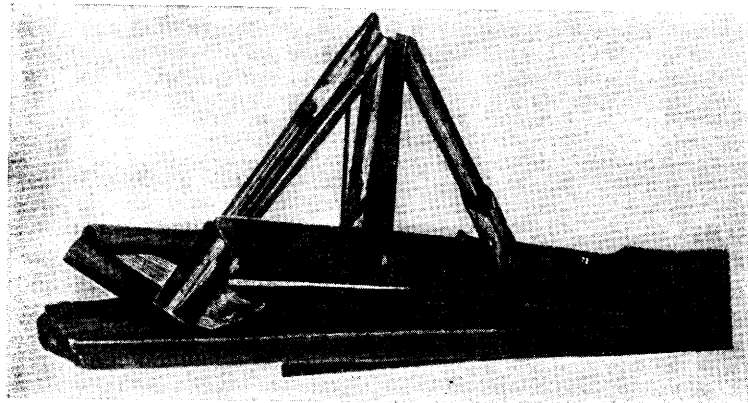
Фиг. 402
Призматический кристалл крокоита. Березовское месторождение на Урале



Фиг. 403.
Ромбоэдровидный кристалл крокоита. Березовское месторождение

Месторождения. Большой известностью пользуется крокоит из Березовского золоторудного месторождения (близ г. Свердловска, на Урале), впервые описанный в 1766 г. акад. И. Леманом. Здесь он встречается в полых трещинах среди березита в виде удлиненных призматических кристаллов, ориентированных вдоль стенок. Иногда наблюдался в ассоциации с галенитом. На о. Тасмания (к югу от Австралии) крупные друзы кристаллов крокоита до 10 см в длину встречаются в серпентинитах. Известен также в целом ряде других месторождений.

В силу малой распространенности практического значения не имеет.



Фиг. 404. Сrostок шестоватых кристаллов крокоита

ФЕНИКОХРОИТ — $Pb_3[CrO_4]_2O$. Синонимы: феницит, меланохроит. Ромбич. с. Основной хромат свинца. Наблюдался в плотных массах и в кристаллах. Цвет красный. Черта кирпично-красная. Блеск алмазный. $Ng=2.65$, $Nm=2.38$, $Np=2.34$; $Ng-Np=0.31$. Оптически положительный. $2V$ средний. Тв. 3—3.5. Спайность весьма совершенная в одном направлении. Уд. вес 5.75. Встречен в зоне окисления Березовского золоторудного месторождения (Урал) как спутник крокоита на галените.

ВОКЕЛЕНИТ — $Pb_2Cu[CrO_4][PO_4]$. Синоним: лаксманит. Монокл. с. Наблюдался в почковидных массах и кристаллах темнозеленого или бурого цвета. Блеск алмазный. $Ng=2.22$, $Nm=2.22$, $Np=2.11$; $Ng-Np=0.11$. Оптически отрицательный. $2V$ близок к 0° . Np почти параллельна удлинению волокон. Тв. 3. Уд. вес 6.06. Встречался в зоне окисления Березовского золоторудного месторождения и в Бразилии.

БЕЛЛИТ. Хромат свинца, содержащий As_2O_5 . Возможно, представляет собой двойную соль: хромат-арсенат свинца. Гексаг. с. Наблюдался в виде бархатистых корочек или игольчатых кристалликов малиново-красного, оранжево-желтого и желтого цвета. Оптически отрицательный. $Nm=2.16$, $Np=2.14$; $Nm-Np=0.02$. Тв. 2.5. Уд. вес 5.5. Легко плавится. Встречен в Мегнит, Рессель (Тасмания).

VI класс. МОЛИБДАТЫ И ВОЛЬФРАМАТЫ

Молибден и вольфрам в периодической системе Менделеева располагаются в пятом и шестом периодах. Для этих элементов, так же как и для других пар этих периодов, например Zr и Hf, Nb и Ta, в силу так называемого лантанидного сжатия характерны почти одинаковые атомные и ионные радиусы, а следовательно, и равные атомные и ионные объемы. Вследствие этого для обоих элементов, подобно другим аналогичным парам, можно было бы ожидать наличия широких изоморфных смесей при образовании минералов.

Однако в природных условиях для соединений рассматриваемого класса изоморфные смеси наблюдаются очень редко. Геохимическая роль молибдена и вольфрама при процессах минералообразования существенно различна.

Молибден, как мы видели в классе сульфидов, обладает резко выраженным сродством к сере. Главная масса этого элемента в земной коре представлена в виде сульфида (MoS_2). Этот элемент по химическим и спектральным анализам устанавливается в виде примеси во многих сернистых соединениях. Наконец, для молибдена известен сульфат — ильземанит. Кислородные соединения его мало распространены в природе и встречаются преимущественно в зоне окисления рудных месторождений.

Вольфрам же при процессах минералообразования дает почти исключительно кислородные соединения в виде солей вольфрамовой кислоты. Сульфид вольфрама — тунгстенит WS_2 — настолько редко встречается, что до сих пор не удалось найти его в достаточных количествах для детального минералогического изучения. Характерно также, что вольфраматы в большей своей части являются высокотемпературными образованиями.

Среди немногочисленных минералов этого класса отчетливо выделяются две главные группы:

1. Вольфраматы $Fe\cdot$, $Mn\cdot$ и Zn . Молибдаты крайне редки.
2. Молибдаты и вольфраматы более сильных двухвалентных металлов, обладающих большими ионными радиусами: Ca, Pb и отчасти Si.

1. ГРУППА ВОЛЬФРАМИТА

Сюда принадлежат минералы изоморфного ряда:

		a_0	b_0	c_0	β	
Гюбнерит . .	$MnWO_4$	Монокл. с.	4.84	5.76	4.97	$90^\circ 53'$
Вольфрамит .	$(Mn, Fe)WO_4$	" "	4.78	5.73	4.98	$90^\circ 26'$
Ферберит . .	$FeWO_4$	" "	4.70	5.69	4.98	90°
Санмартинит .	$(Zr, Fe)W_{0.83}O_{3.5}$	" "	4.71	5.73	4.95	$90^\circ 28'$

По своим свойствам первые три минерала имеют много общего между собой, поэтому мы детально опишем наиболее распространенный минеральный вид — вольфрамит, указав попутно характерные особенности для крайних членов этого изоморфного ряда.

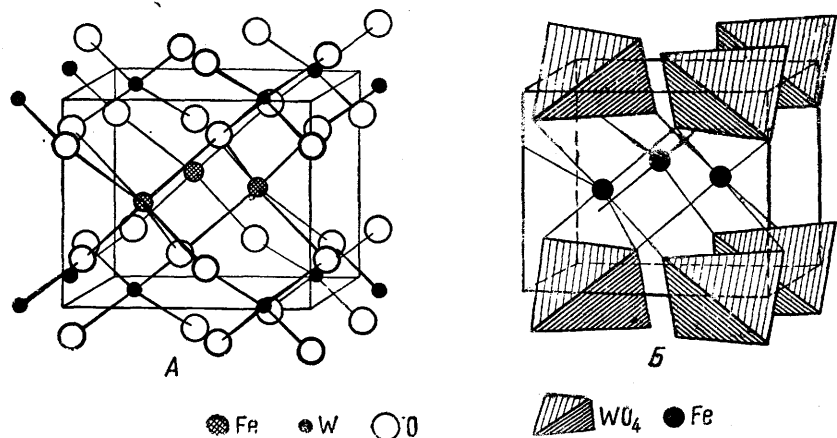
ВОЛЬФРАМИТ — $(Mn, Fe)WO_4$. Прежнее русское название: волчек. Первоначально был назван вольфрамом (Кронштедт, 1758). Это слово является переводом на немецкий язык латинских слов lupi sputa — «волчья пена», или «волчья сметана». Название связано с тем, что примесь этого минерала к оловянным рудам обуславливала появление пены на поверхности выплавленного олова. Вольфрам как элемент был открыт позднее; название его происходит от названия минерала.

Химический состав. К вольфрамиту, по А. К. Болдыреву, относятся разности с содержанием $MnWO_4$ 25—75% молекулярных, т. е. с содержанием Mn от 5.9 до 17.6% весовых. Разности с содержанием Mn ниже 5.9% относятся к фербериту, а с содержанием Mn от 17.6 до 23.4% — к гюбнериту. Содержание WO_3 около 75%. Из примесей устанавливаются: Mg (до 0.5%), иногда CaO, Ta_2O_5 , Nb_2O_5 , SnO_2 и др.

Сингония моноклиническая; призматический в. с. L^2PC . **Кристаллическая структура** вольфрамита характеризуется той особенностью, что комплексные анионы $[WO_4]^{2-}$ представляют собой как бы деформированные тетраэдры (фиг. 405). Только при этом условии, очевидно, возможно

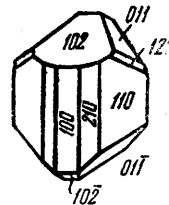
существование устойчивой кристаллической решетки, состоящей из крупных анионов и относительно малых катионов Mn^{2+} и Fe^{2+} .

Облик кристаллов. Нередко встречающиеся кристаллы имеют толсто-таблитчатый или призматический облик (фиг. 406). Отдельные индивиды в некоторых месторождениях достигают крупных размеров (до 20 см и больше). Вертикальные грани часто бывают исстрихованы вдоль оси *c*. Двойники наблюдаются по (100), иногда по (023). Встречается также в сплошном виде в крупнозернистых агрегатах.



Фиг. 405. Кристаллическая решетка вольфрамита в двух изображениях

Цвет вольфрамита буровато-черный. Гюбнерит обычно имеет красноватый или фиолетовый оттенок. Ферберит — черный. **Черта** бурая, у ферберита более темная до черной, у гюбнерита более светлая до желтовато-бурой и даже желтой. **Блеск** на плоскостях спайности зеркальный, алмазный, а в других направлениях жирный. Гюбнерит в тонких осколках просвечивает. **Оптические константы.** Показатели преломления для гюбнерита: $N_g=2.32$, $N_m=2.22$, $N_p=2.17$. По мере увеличения железа возрастают; N_m у малопрозрачного ферберита 2.40 (для Li-света); $N_g-N_p=0.015-0.016$. Оптически положительный. $2V$ большой. $N_g N_p=(010)$; $cN_g=17-21^\circ$. Плеохроизм (гюбнерита): по N_p —желтый до желтовато-бурого и кроваво-красного, по N_m —зеленый или бурый, по N_g —травяно-зеленый или зеленовато-желтый. Отражательная способность 14—17 (возрастает по мере увеличения железа).



Фиг. 406. Кристалл вольфрамита

Твердость 4.5—5.5. Хрупкий. **Спайность** по {010} совершенная. **Уд. вес** 6.7—7.5. Железистые разности обладают относительно большим удельным весом. **Прочие свойства.** Богатые железом разности слабо магнитны.

Диагностические признаки. Для вольфрамита характерными свойствами являются следующие: буровато-черный цвет, густая бурая черта, высокий удельный вес, совершенная спайность в одном направлении (отличие от черного сфалерита, у которого спайность в нескольких направлениях, а также от колумбита, танталита, касситерита, не обладающих совершенной спайностью).

П. п. тр. на угле при сильном дутье сплавляется в магнитный королек. При кипячении сплава вольфрамита с содой в воде, подкисленной

HCl, с оловом получается голубое окрашивание (реакция на W). С бурой реагирует на Mn и Fe. В HCl нерастворим.

Происхождение. Встречается главным образом в кварцевых гидротермальных жилах, нередко приуроченных к массивам гранитов. В ассоциации с ним иногда наблюдаются касситерит, молибденит, арсенопирит, пирит, халькопирит и др.

Известны сульфидные жилы, содержащие вольфрамит в парагенезисе с халькопиритом, молибденитом, пиритом, висмутином, сфалеритом и др.

В грейзенах, т. е. сильно измененных пневматолитовыми агентами участках гранитных массивов, вольфрамит ассоциирует с такими минералами, как слюды, топаз, флюорит, турмалин, иногда берилл, касситерит, молибденит и другими минералами.

Реже и обычно в небольших количествах он встречается в пегматитовых жилах среди гранитов.

В минералогическом отношении интересны не раз наблюдавшиеся случаи эндогенного замещения вольфрамитом кристаллов шеелита как с периферии, так и вдоль трещин. Описанный в литературе минерал рейнит тетрагональной сингонии, по видимому, относится именно к псевдоморфозам вольфрамита по шеелиту. В свою очередь, в прозрачных шлифах нередко устанавливаются явления замещения вольфрамитом шеелитом.

В зоне окисления при выветривании хотя и не легко, но подвергается изменению, превращаясь в так называемую вольфрамовую охру. При этом двухвалентное железо окисляется до трехвалентного. Под влиянием этого в процессе разрушения кристаллической решетки образуются землистые массы желто-бурого или бурого цвета, состоящие, главным образом, из гидровольфрамата трехвалентного железа (ферритунгстит). Иногда образуются желтовато-зеленые гидроокислы вольфрама — тунгстит H_2WO_4 .

Гюбнерит, разрушаясь, аналогичным образом дает черные «псиломелановые» скопления, содержащие WO_3 . Характерно, что находимые в элювии желваки псиломелана даже в удалении от месторождения содержат WO_3 до единиц процентов.

Обычно же в районе месторождений вольфрамит как относительно устойчивый минерал переходит в россыпи. Однако характерно, что по мере удаления от коренных месторождений обломки минералов группы вольфрамита сравнительно быстро уменьшаются в размерах и затем исчезают. Объясняется это относительной хрупкостью этих минералов, усиливающейся к тому же их совершенной спайностью, характерной для вольфрамита.

Практическое значение. Минералы рассматриваемой группы являются главнейшим источником вольфрама, используемого для различных целей.

1. Главным потребителем этого металла является черная металлургия, использующая вольфрам (до 85—90% всей добычи) для производства особых сортов твердой стали, обладающих свойствами самозакалки. Такая сталь употребляется для изготовления быстрорежущих инструментов.

2. Кроме того, он входит в состав «стеллитов» — сплавов вольфрама с Cr, Co и другими металлами, — используемых для особых инструментов, а также сверхтвердых сплавов: «победит», «видиа», «сталинит», «воломит» и др., обладающих весьма высокой твердостью и потому применяемых для изготовления специальных коронок для бурения скважин.

3. В электротехнике вольфрам идет на изготовление нитей для электрических лампочек, антикатодов в рентгеновских трубках и для других целей.

4. Соединения вольфрама используются также в химической промышленности, в керамике для окраски стекла и фарфора и для других целей.

Месторождения. Из иностранных месторождений отметим крупнейшие в мире месторождения Ю. Китая в провинциях Юнань и Квантунг, а также на севере французского Индо-Китая, в Ю. Бирме и на полуострове Малакка. В западных штатах США ряд месторождений разрабатывается в Колорадо, Ю. Дакоте, Неваде и других местах. Многочисленные месторождения известны в Боливии и Перу. Из европейских месторождений заслуживают упоминания месторождения Португалии, Испании и Германии (Саксония).

САНМАТИНИТ — $(Zn, Fe)W_{0.83}O_{3.5}$. Монокл. с. Цинковый аналог вольфрамита, но с меньшим относительным содержанием вольфрама (в кристаллической решетке примерно одна шестая часть положений ионов вольфрама является вакантной). Встречен в виде мельчайших таблитчатых кристалликов бурого или буровато-черного цвета, напоминающих темный сфалерит. Уд. вес 6.697. Наблюдается в ассоциации с шеелитом около Сан-Мартина в Аргентине среди кварцевых жил.

2. ГРУППА ШЕЕЛИТА

К этой группе относятся как вольфраматы, так и молибдаты Ca и Pb, кристаллизующиеся в тетрагональной сингонии; лишь для вольфрамата свинца известна также моноклинная модификация.

		a_0	b_0
Повеллит	$CaMoO_4$	5.23	11.44
Шеелит	$CaWO_4$	5.24	11.38
Вульфенит	$PbMoO_4$	5.41	12.08
Чиллагит	$Pb(Mo,W)O_4$	"	"
Штольцит	$PbWO_4$	5.44	12.01
Распит	$PbWO_4$	Монокл. с.	

ПОВЕЛЛИТ — $CaMoO_4$. Название дано по имени.

Химический состав. CaO 28%, MoO_3 72%. Встречаются разности с изоморфной примесью WO_3 (до 8%).

Сингония тетрагональная; пирамидальный в. с. L_4 . **Кристаллическая структура** аналогична структуре шеелита (см. ниже). Встречается в землисто-листоватых псевдоморфозах по молибдениту. Самостоятельные кристаллы наблюдаются редко, обычно мелки и обладают дипирамидальным обликом.

Цвет повеллита бледножелтый, желтовато-зеленый (для кристаллов). **Черта** светлая с желтоватым или зеленоватым оттенком. **Блеск** алмазный; для землистых разностей матовый. **Оптические константы.** Оптически положительный. $Ng=1.984$, $Nm=1.974$; $Ng-Nm=0.010$.

Твердость 3.5. **Хрупкий.** **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 4.25—4.52.

Диагностические признаки. В псевдоморфозах по молибдениту легко узнается по реликтовым пластинчатым формам и бледножелтому цвету. Для кристаллов характерны бипирамидальный облик и реакции на Mo и Ca.

П. п. тр. сплавляется в полупрозрачную массу. С фосфорной солью в окислительном пламени дает желтовато-зеленое, а в восстановительном — темнозеленое стекло. Растворяется в HCl. Разбавленный солянокислый раствор в присутствии NH_3 (в избытке) с щавелевокислым аммонием дает осадок щавелевокислого кальция.

Происхождение. Как уже указано, часто наблюдается в виде псевдоморфоз по молибдениту в зонах окисления молибденовых месторождений. Очевидно, образуется в результате реакции молибденовой кислоты, возникающей в результате окисления, с кальцийсодержащими поверхностными водами. С течением времени постепенно выщелачивается с образованием пустот в кварце на месте кристаллов молибденита.

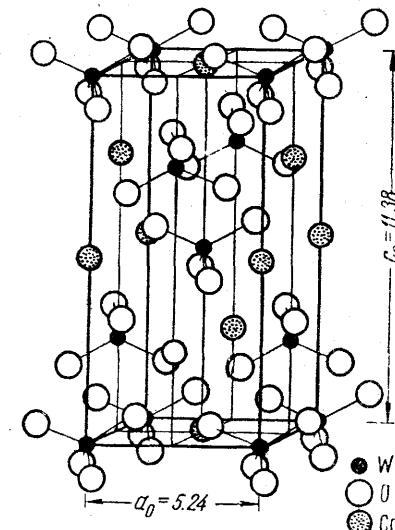
Кроме того, имеются указания на находки его как гидротермального минерала в первичных рудах в виде кристалликов желтовато-зеленого цвета. Возможно, что содержание WO_3 , указываемое в виде изоморфной примеси, относится именно к таким образованиям повеллита.

Практическое значение. По сравнению с молибденитом имеет второстепенное значение, тем более, что в значительных массах встречается сравнительно редко.

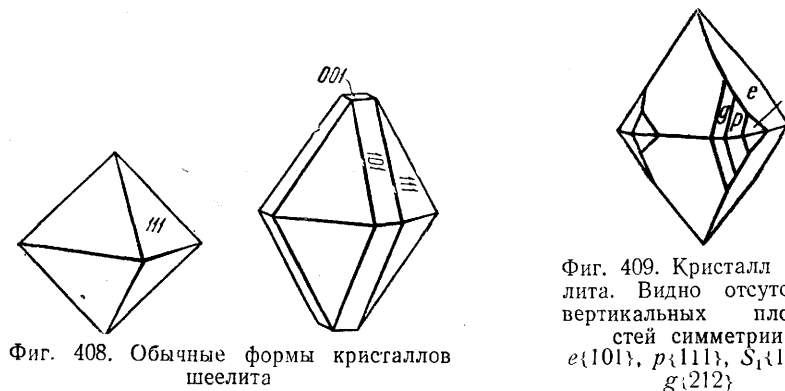
Месторождения. Экзогенный повеллит часто встречается почти во всех зонах окисления молибденитовых месторождений. Эндогенный же повеллит довольно редок.

ШЕЕЛИТ — $CaWO_4$. Назван по имени шведского химика Шееле (1742—1786), впервые открывшего вольфрамовую кислоту именно в этом минерале (в вольфрамите вольфрам был открыт позднее).

Химический состав. CaO 19.4%, WO_3 80.6%. В виде изоморфной примеси иногда устанавливается MoO_3 (до 10%). Установлена также



Фиг. 407. Кристаллическая решетка шеелита



Фиг. 408. Обычные формы кристаллов шеелита

Фиг. 409. Кристалл шеелита. Видно отсутствие вертикальных плоскостей симметрии $e\{101\}$, $p\{111\}$, $s_1\{131\}$, $g\{212\}$

медьсодержащая разновидность — купрошеелит — с содержанием CuO до 7%. Иногда устанавливаются редкие земли (преимущественно цериевая группа). Разновидность с содержанием MoO_3 (24.0%) названа зейригитом (детально не изучена).

Сингония тетрагональная; дипирамидальный в. с. L^4PC . **Кристаллическая структура** изображена на фиг. 407. Элементарная ячейка представляет собой центрированную тетрагональную призму. Расположение анионных групп WO_4 и катионов Ca хорошо видно из ри-

сунка. **Облик кристаллов** дипирамидальный, псевдооктаэдрический (фиг. 408 и 409). На гранях {101} иногда наблюдается косая штриховка. Двойники прорастания встречаются нередко, но благодаря тому, что они похожи на простые кристаллы, узнаются не всегда, главным образом по перистой штриховке на гранях {101} и по мелким входящим углам. **Агрегаты.** Чаще наблюдается в виде неправильной формы включений, реже в виде сплошных масс.

Цвет. Редко бывает бесцветен, обычно окрашен в серый, желтый, зеленовато-желтый, бурый и даже красный цвет. **Черта** белая. **Блеск** жирноватый, алмазный. **Оптические константы.** Оптически положительный. $N_g=1.937$, $N_m=1.920$; $N_g-N_m=0.017$.

Твердость 4.5. **Хрупкий.** **Спайность** по {111} ясная. Излом неровный. **Уд. вес** 5.8—6.2. **Прочие свойства.** В катодных лучах обычно сильно светится голубым цветом. Растворимость весьма незначительна, с возрастанием температуры понижается: при 15° 0.0064 г/л, при 50° 0.0032 г/л, при 100° 0.0012 г/л.

Диагностические признаки. В силикатных породах шеелит иногда трудно заметить. Необходим большой опыт для диагностики его на глаз. В кристаллах узнается по октаэдрическому облику, а в изломе и в агрегатах — по жирноватому относительно сильному блеску, довольно ясной спайности, большому удельному весу и по реакции на вольфрам. Весьма характерно для него свечение голубым цветом в катодных лучах. Этим свойством широко пользуются для обнаружения его в забоях и даже для примерной оценки содержания в рудах.

П. п. тр. плавится трудно. В HCl и HNO₃ разлагается, выделяя желтую вольфрамовую кислоту—H₂WO₄·H₂O, растворимую в аммиаке. Раствор в HCl при кипячении с оловом принимает красивый синий цвет.

Происхождение. Шеелит сравнительно часто встречается как гидротермальный минерал в различных по составу руд месторождениях.

В небольших количествах он иногда устанавливается в пегматитах. Однако наиболее крупными являются контактово-метасоматические месторождения, где шеелит ассоциирует с силикатами (гранатами, пироксенами и др.), кварцем и нередко с сульфидами, в частности с молибденитом. Часты его находки в вольфрамитоносных, золоторудных и других жильных месторождениях.

В зоне окисления не вполне устойчив. С поверхности в кварцевых жилах на месте шеелита иногда устанавливаются пустоты выщелачивания. Тем не менее шеелит довольно часто обнаруживается в шлихах (в тяжелой фракции).

Искусственно был получен при реакции Na₂WO₄ с CaCl₂ в горячем солянокислом растворе (Шультен), а также при реакции вольфрамокремниевой кислоты состава H₈[Si(W₂O₇)₆]·5H₂O с бикарбонатом кальция—Ca[HCO₃]₂ в виде белого порошка (В. С. Мясников).

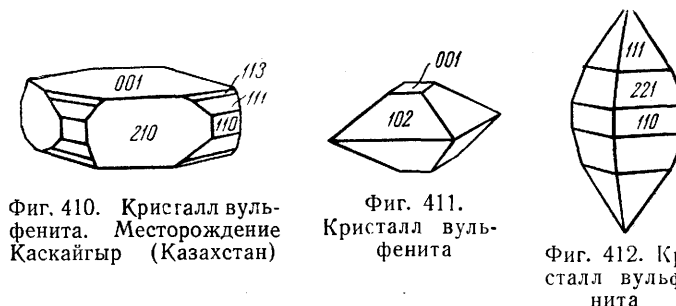
Практическое значение. Шеелитовые руды, как и вольфрамитовые, служат источником получения вольфрама. О применении этого металла см. выше (вольфрамит).

Месторождения. Из иностранных месторождений следует указать на ряд месторождений контактового происхождения в западных штатах США, крупнейшее месторождение Крамат-Пулай в Малайских штатах, где шеелит нередко встречается в ассоциации с касситеритом в метаморфизованных известняках и сланцах, а также в кварцевых жилах, затем в северной части о. Тасмания и во многих других местах.

ВУЛЬФЕНИТ—PbMoO₄. Назван по имени австрийского минералога Вюльфена (1828—1905). Синоним: желтая свинцовая руда.

Химический состав. PbO 61.4%, MoO₃ 38.6%. Иногда наблюдаются примеси CaO, CuO, MgO, WO₃, изредка CrO₃ и V₂O₅.

Сингония тетрагональная; пирамидальный в. с. **Облик кристаллов.** Часто наблюдается в виде квадратных табличек (фиг. 410), реже в виде тупых или острых дипирамид (фиг. 411 и 412). Сплошные кристаллические агрегаты встречаются сравнительно редко.



Фиг. 410. Кристалл вольфенита. Месторождение Каскайгыр (Казахстан)

Фиг. 411. Кристалл вольфенита

Фиг. 412. Кристалл вольфенита

Цвет вольфенита восково- или медово-желтый, серый, бурый, иногда оранжевый и даже красный. **Черта** белая или весьма слабо окрашенная. **Блеск** алмазный, жирный в изломе. Оптически отрицательный. $N_m=2.40$, $N_p=2.28$; $N_m-N_p=0.12$.

Твердость 3. **Спайность** по {111} ясная. **Уд. вес** 6.3—7.0.

Диагностические признаки. Для вольфенита обычно характерны медово-желтый цвет, таблитчатый облик кристаллов, алмазный блеск, большой удельный вес и парагенезис с другими свинцовыми минералами зоны окисления.

П. п. тр. плавится. С содой на угле дает королек свинца. С фосфорной солью в окислительном пламени дает желтовато-зеленое, а в восстановительном — темнозеленое стекло (реакция на Mo). В HCl растворяется медленно; покрывается белой пленкой PbCl₂.

Происхождение. Как трудно растворимая в воде соль, довольно часто встречается в зонах окисления свинцово-цинковых месторождений. Источник молибдена может быть двояким: либо молибденовая кислота может приноситься циркулирующими водами из боковых пород, либо образуется в результате окисления и концентрации за счет молибдена, рассеянного в сульфидах самого месторождения.

Обычно вольфенит наблюдается в виде мелких кристалликов и кристаллических корок на стенках пустот выщелачивания. Известны также случаи образования псевдоморфоз вольфенита по другим свинцовым минералам зоны окисления, в частности по церусситу. В этом случае он ассоциирует с церусситом, англезитом и галенитом.

Не исключена также возможность его нахождения в низкотемпературных гидротермальных месторождениях свинцово-цинковых руд.

Практическое значение. В случае наличия существенных количеств этого минерала вместе с другими окисленными минералами свинца может служить объектом добычи с целью получения свинца и, возможно, молибдена.

Месторождения. В СССР вольфенит довольно часто встречается в зонах окисления месторождений свинца.

ЧИЛЛАГИТ—Pb(Mo,W)O₄. Тетраг. с. Редкий. В кристалликах таблитчатого облика. Цвет желтый с буроватым оттенком. $N_m=2.37$ и $N_p=2.28$; $N_m-N_p=0.11$. Тв. 3—3.5. Уд. вес 7.5. П. п. тр. легко плавится. В HCl растворяется с трудом. Реакция на Mo с H₂SO₄. Сплав порошка минерала с содой при растворении в HCl выделяет желтый осадок WO₃, который при кипячении с оловом синее. Впервые встречен в Чиллагое (Новый Ю. Уэлс, Австралия).

ШТОЛЬЦИТ — $PbWO_4$. Тетраг. с. Редкий. В пирамидальных кристалликах зеленого, серого или бурого цвета. Оптически отрицательный. $Nm=2.27$, $Np=2.19$; $Nm-Np=0.08$. Тв. 3. Уд. вес 7.87—8.13. Встречен в месторождениях Цинвальд (Чехословакия), Брокен-Хилл (Новый Ю. Уэлс, Австралия), Минас Жерайж (Бразилия) и др.

РАСПИТ — $PbWO_4$. Монокл. с. Редкий. В мелких таблитчатых кристаллах буровато-желтого цвета. Блеск алмазный. $Nm=2.27$. Спайность по (100). Установлен в Брокен-Хилл (Новый Ю. Уэлс, Австралия).

3. ПРОЧИЕ МОЛИБДАТЫ И ВОЛЬФРАМАТЫ

Сюда относятся основные и водные соли Cu^{2+} , Bi , Fe^{3+} и Al , встречающиеся в зонах окисления молибденовых и вольфрамовых месторождений.

Линдгрениит	$Cu_3[MoO_4]_2[OH]_2$	Монокл. с.
Кехлиниит	$Bi_2[MoO_4]O_2$	Ромбич. с.
Ферримолибдит	$Fe_2^{3+}[MoO_4]_3 \cdot 7H_2O$	"
Ферритунгстит	$Fe_2^{3+}[WO_4][OH]_4 \cdot 4H_2O$	Гексаг. с.?
Антоинит	$Al[WO_4][OH] \cdot H_2O$?

ЛИНДГРЕНИИТ — $Cu_3[MoO_4]_2[OH]_2$. Монокл. с. Редкий. Наблюдается в таблитчатых по (010) кристаллах зеленого цвета. Размеры элементарной ячейки: $a_0=8.45$, $b_0=14.03$, $c_0=7.04$; $\beta=92.5$. Блеск алмазный. Просвечивает. $Ng=2.020$, $Nm=2.020$, $Np=1.930$; $Ng-Np=0.090$. Тв. 4.5. Спайность совершенная по (010). Уд. вес 4.26. Растворим в соляной и азотной кислотах. Встречен в ассоциации с антлеритом и гидроокислами железа в зоне окисления в кварцевых жилах Чукикамата (Сев. Чили).

КЕХЛИНИИТ — $Bi_2[MoO_4]O_2$. Редкий. Ромбич. с. В мелких таблитчатых кристаллах зеленовато-желтого цвета. Оптически отрицательный. $Nm=2.61$. Блеск алмазный. Легко плавится. Остальные свойства не изучены. Встречен в месторождении Шнееберг (Саксония).

ФЕРРИМОЛИБДИТ — $Fe_2^{3+}[MoO_4]_3 \cdot 7H_2O$. Ромбич. с. В волокнистых или чешуйчатых массах серно-желтого цвета. $Ng=1.87-2.05$, $Nm=1.733-1.79$, $Np=1.720-1.78$; $Ng-Np=0.12-0.16$. Оптически положительный. $2V=28^\circ$. $NgNp=(100)$; $Ng=c$. Плеохроизм: по $Np=Nm$ — почти бесцветный с желтоватым оттенком, по Ng — серый, канареечно-желтый. Тв. 1—2. Спайность по (001) средняя. Уд. вес 4.5. Легко плавится. Растворяется в кислотах и разлагается NH_4OH . Вероятно как продукт изменения молибденита, встречается в зонах окисления рудных месторождений.

ФЕРРИТУНГСТИТ — $Fe_2^{3+}[WO_4][OH]_4 \cdot 4H_2O$. Гексаг. с. Наблюдается в микроскопических пластинках и чешуйчатых агрегатах светложелтого или буровато-желтого цвета. Оптически отрицательный. $Nm=1.80$, $Np=1.72$; $Nm-Np=0.08$. Другие физические свойства не изучены. Разлагается в кислотах с выделением WO_3 (желтого цвета). Как продукт окисления вольфрамита был установлен в месторождении Дир-Трейл (Уошингтон, США).

АНТОИНИТ — $Al[WO_4][OH] \cdot H_2O$. Наблюдается в белых мелоподобных массах. Оптические свойства не изучены. Тв. 1(?). Уд. вес 4.6. Встречен в олово-вольфрамовом месторождении Мизобо (Бельгийское Конго) в ассоциации с вольфрамитом.

VII класс. ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, ВАНАДАТЫ

Общие замечания. К этому классу относится сравнительно большое число разнообразных по составу минеральных видов. Общее весовое количество их в земной коре, однако, относительно невелико.

Трехвалентные анионы $[PO_4]^{3-}$, $[AsO_4]^{3-}$ и $[VO_4]^{3-}$ обладают сравнительно крупными размерами, поэтому наиболее устойчивых соединений типа AXO_4 можно ожидать в сочетании с трехвалентными крупными катионами. Во введении к кислородным солям указывалось, что такими катионами являются ионы редких земель. Фосфаты других трехвалентных металлов (Y , особенно Al , Fe^{3+} , Mn^{3+}), обладающих меньшими

радиусами катионов, хотя и встречаются в природе в виде простых соединений, но сравнительно редко. Как общее правило для всех типичных кислородных солей, соединения с малыми катионами гораздо шире представлены в одних и нормальными солями (с гидратированными катионами). Встречаются также двойные основные безводные соли Al и Fe^{3+} , Ca , Pb , иногда Sr и Ba .

Из фосфатов двухвалентных металлов, но с дополнительными анионами (OH , F , O , отчасти Cl) или в виде кислых соединений, наиболее устойчивыми являются соединения также с относительно крупными катионами (Ca , Sr и отчасти Pb), а для арсенатов и ванадатов характерны соединения с Pb , причем добавочным анионом служит Cl , и, наконец, двойные соединения Pb или Ca с Cu , Zn , Mg и отчасти с Mn^{2+} . Для кальция, кроме того, известны водные кислые соли.

В связи с этим уместно остановиться на сравнении между собой двухводных солей: фосфата и арсената Ca с сульфатом Ca (гипсом), кристаллизующихся в моноклинной сингонии и имеющих много весьма сходных свойств.

		a_0	b_0	c_0	β	Тв.	Уд. вес
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	10.47	15.15	6.28	$98^\circ 58'$	2	2.31
Брушит	$CaHPO_4 \cdot 2H_2O$	10.47	15.15	6.28	$95^\circ 15'$	2	2.25
Фармаколит	$CaHAsO_4 \cdot 2H_2O$	10.97	15.40	6.29	$96^\circ 36'$	2—2.5	2.64

На этом примере мы еще раз наглядно убеждаемся в том, что катион H^{1+} , обладающий ничтожными размерами, будучи включен в кристаллическую решетку, практически не влияет на ее размеры. Анионы $[SO_4]^{2-}$ и $[PO_4]^{3-}$, как можно видеть из сопоставления приведенных данных, имеют совершенно одинаковые размеры, а $[AsO_4]^{3-}$ — несколько больший. Соответственно анионам, показатели преломления в этих минералах возрастают от гипса к фармаколит; однако двупреломление у всех этих минералов почти одинаковое. Удельные веса находятся в полном соответствии с атомными весами катионов в комплексных анионах.

Что касается фосфатов и арсенатов двухвалентных малых катионов (Mg , Fe^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , Cu^{2+} , Zn), то для них, как и следовало ожидать, весьма характерны водные нормальные соли с 8, 4 и 3 молекулами H_2O . Встречаются также двойные двухводные соли этих металлов в комбинации с Ca .

Одновалентные металлы (Na , Li), как правило, образуют двойные соединения с Al^{3+} , а также ряд редких сложных водных солей.

Особое положение по составу среди водных солей занимают так называемые «урановые слюдки» и сложные ванадаты.

Исключительный интерес представляют явления гетеровалентного изоморфизма, нередко устанавливаемые в данном классе соединений, в частности среди фосфатов. Особенно показательные примеры мы находим по изоморфному замещению анионных радикалов.

Так, трехвалентный анион $[PO_4]^{3-}$ может быть замещен одинаково построенными и равновеликими анионами: двухвалентным $[SO_4]^{2-}$ и четырехвалентным $[SiO_4]^{4-}$. При этом могут иметь место разные случаи:

1. Изоморфное замещение в анионной части соединения происходит при сохранении состава и заряда в катионной части. В этом случае величина общего заряда анионов не должна меняться. Это достигается тем, что при замене трехвалентного аниона $[PO_4]^{3-}$ четырехвалентным анионом $[SiO_4]^{4-}$ одновременно в состав минерала входит двухвалентный анион $[SO_4]^{2-}$. Только при этом условии общий заряд аниона может быть сохранен. Прекрасный пример такого случая изоморфизма мы увидим

среди минералов группы апатита с общей химической формулой: $\text{Ca}_5[(\text{PO}_4)_{1-2} \text{P}, (\text{SiO}_4)_{\text{п}}, (\text{SO}_4)_{\text{п}}]_3 [\text{F}, \text{Cl}, \text{OH}]$. Известны разновидности, в которых анион $[\text{PO}_4]^{3-}$ почти полностью вытеснен анионами $[\text{SiO}_4]^{4-}$ и $[\text{SO}_4]^{2-}$ (эллестадит). Во всех этих случаях кристаллическая структура и физические свойства минеральных видов, естественно, сохраняются. К этому можно добавить, что и среди катионов возможна одновременная замена ионов Ca^{2+} равновеликими ионами Na^{1+} и Ce^{3+} .

2. Изоморфное замещение в анионной части соединения может сопровождаться одновременной заменой ионов в катионной части катионами иной валентности. Так, например, в монаците, имеющем состав CePO_4 , уже давно было замечено, что иногда в существенных количествах присутствует SiO_2 , т. е. анион $[\text{SiO}_4]^{4-}$, и одновременно с этим к Ce^{3+} изоморфно примешивается в соответственном количестве катион Th^{4+} , иногда U^{4+} и Zr^{4+} . В последнее время тонкими химическими анализами И. Д. Борнеман-Старынкевич показала, что в некоторых монацитах изоморфная примесь Ca^{2+} сопровождается вхождением в состав анионной части двухвалентного аниона $[\text{SO}_4]^{2-}$. Таким образом, общая химическая формула этих разновидностей монацита должна быть написана в следующем виде: $(\text{Ce}, \text{Th}, \text{Ca})[\text{PO}_4, \text{SiO}_4, \text{SO}_4]$.

Надо указать, что при гетеровалентном изоморфизме не обязательно строгое совпадение количественных соотношений ионов в катионной и анионной частях соединений. Важно лишь, чтобы: 1) суммарные положительные и отрицательные заряды были равны, 2) размеры заменяющих ионов были одинаковыми или близкими и 3) общее число катионов и анионов сохранялось при замещении (за исключением, быть может, тех случаев, когда в число катионов входит протон H^{1+}).

На общей характеристике физических свойств относящихся к данному классу весьма разнообразных минералов мы останавливаться не будем. Это более уместно сделать при описании отдельных групп минералов.

Поскольку среди солей данного класса широко представлены как безводные, так и водные соединения, то, в отличие от сульфатов, мы все относящиеся сюда минералы прежде всего разобьем на две большие группы:

1. Безводные фосфаты, арсенаты, ванадаты.
2. Водные фосфаты, арсенаты, ванадаты.

В обеих этих группах кислые и нормальные соли рассмотрим отдельно друг от друга.

БЕЗВОДНЫЕ ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, ВАНАДАТЫ

Безводные соединения данного класса в природе представлены сравнительно большим числом минералов. Кроме нормальных солей ортокислот, известны редкие представители кислых солей. Гораздо шире распространены основные соли.

В соответствии с этим, примем следующий порядок описания относящихся сюда минералов:

- А. Кислые безводные фосфаты и арсенаты.
- Б. Нормальные безводные фосфаты, арсенаты и ванадаты.
 1. Группа монацита.
 2. Прочие фосфаты и арсенаты.
- В. Основные безводные фосфаты, арсенаты и ванадаты.
 1. Группа апатита.
 2. Группа триплита.
 3. Группа либетенита.

4. Группа деклуазита.
5. Группа дигидрита.
6. Группа псевдомалахита.
7. Группа дюфренита.
8. Группа флоренсита — голяцита — бедантита.
9. Прочие основные безводные фосфаты, арсенаты, ванадаты.

А. Кислые безводные фосфаты и арсенаты

Монетит	CaHPO_4	Трилин. с.
Шульгенит	PbHAsO_4	Монокл. с.

МОНЕТИТ — CaHPO_4 . Трилин. с. Редкий. Наблюдался в желтовато-белых ромбовидных кристаллах. $N_g=1.631$, $N_m=1.614$, $N_p=1.600$; $N_g-N_p=0.031$. Оптически положительный. $2V$ большой. Тв. 3.5. Уд. вес 2.75. Встречен на о. Монета (Вест-Индия) и в ряде мест южной части Тихого океана.

ШУЛЬГЕНИТ — PbHAsO_4 . Монокл. с. Редкий. Характерны бесцветные тонкопластинчатые кристаллы с алмазным блеском. $N_g=1.977$, $N_m=1.910$, $N_p=1.890$; $N_g-N_p=0.087$. Оптически положительный. $2V=58^\circ$. $N_p=b$; $cNg=66^\circ$. Тв. 2.5. Уд. вес 5.96. Встречен в зоне окисления месторождения Тсумеб (Юго-Западная Африка) на англезите.

Б. Нормальные безводные фосфаты, арсенаты и ванадаты

Рассматриваемые здесь минералы немногочисленны, но представлены довольно разнообразными солями ортокислот. Особенно это относится к фосфатам.

Среди них наиболее устойчивыми и распространенными являются фосфаты TR и Y. Остальные относятся к числу редких или очень редких минералов.

При описании выделим лишь одну группу монацита, включив сюда условно и пухерит, а остальные опишем все вместе, расположив их в некотором порядке по признаку химического состава.

1. ГРУППА МОНАЦИТА

		a_0	b_0	c_0	β	
Монацит	$(\text{Ce}, \text{La} \dots) \text{PO}_4$	Монокл. с.	6.76	6.97	6.46	$103^\circ 40'$
Ксенотим	YPO_4	Тетраг. с.	6.88		6.03	
Пухерит	BiVO_4	Ромбич. с.	5.38	5.04	11.98	
Рузвельтит	BiAsO_4	?				

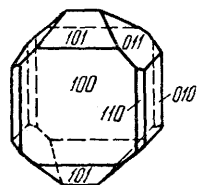
МОНАЦИТ — $(\text{Ce}, \text{La} \dots) \text{PO}_4$. Монадзейн — по-гречески «быть уединенным» (отсюда происходит слово монах). Встречается обычно в виде единичных кристаллов.

Химический состав. Содержание окисей редких земель (главным образом Ce и La) достигает 50—68%; в виде изоморфной примеси присутствует Y_2O_3 (до 5%). Содержание P_2O_5 обычно колеблется в пределах 22—31.5%. Довольно часто в виде изоморфных примесей устанавливаются также ThO_2 (до 5—10%, в некоторых случаях до 28%), изредка ZrO_2 (до 7%) и наряду с ними SiO_2 (до 6%), а иногда CaO и наряду с ним SO_3 .

Таким образом, с кристаллохимической точки зрения мы здесь имеем замечательный пример гетеровалентного изоморфизма. Химическая формула для таких разновидностей монацита должна иметь следующий вид: $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th}, \text{Ca}) [\text{PO}_4, \text{SiO}_4, \text{SO}_4]$. В очень незначительных количествах устанавливаются также MgO , MnO , PbO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 и H_2O .

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC . **Облик кристаллов** обычно таблитчатый по {100} (фиг. 413), реже призматический, изометрический и пирамидальный. Из форм распространены: пинакоиды {100}, {010}, {101} и призмы {110}, {011} и др. Часто наблюдается штриховка. Двойники по (100). Встречается обычно в мелких кристаллах; вес отдельных экземпляров изредка достигал нескольких килограммов.

Цвет монацита желтовато-бурый, коричневый, красный, изредка зеленый. **Блеск** сильный стеклянный, жирный. **Оптические константы.** $N_g = 1.837$ (1.849), $N_m = 1.787$ (1.801), $N_p = 1.785$ (1.800); $N_g - N_p = 0.052$. Оптически положительный. $2V = 11$ до 14° . $NgNp \perp (010)$; $Np = b$; $cNg = 2 - 10^\circ$.



Фиг. 413. Таблитчатый кристалл монацита

Твердость 5—5.5. **Спайность** иногда совершенная по {001}. **Уд. вес** 4.9—5.5. **Прочие свойства.** Часто радиоактивный (присутствие ThO_2).

Диагностические признаки. В пегматитах и гранитах обычно узнается по характерным таблитчатым формам непрозрачных кристаллов темножелтой или красновато-бурой окраски.

П. п. тр. почти не плавится. Порошок монацита, смоченный H_2SO_4 , при прокаливании окрашивает пламя в зеленый цвет. В HCl с трудом растворяется, выделяя белый осадок. С бурой дает стекло в горячем виде желтое или желтовато-красное, бесцветное по охлаждению.

Происхождение. Обычно этот минерал встречается в пегматитах, иногда в гранитах и гнейсах в парагенезисе с полевыми шпатами, цирконом ($ZrSiO_4$), в некоторых случаях с магнетитом, ильменитом и другими минералами. Однако известны находки его в доломитовых прожилках гидротермального происхождения в ассоциации с магнетитом.

При разрушении коренных месторождений монацит, как химически устойчивый минерал, переходит в россыпи (речные и морские).

Практическое значение. Как источник редких земель и тория, монацит представляет промышленный интерес. Добывается почти исключительно из россыпей путем промывки. При этом благодаря большому удельному весу накапливается в тяжелой фракции. Минимальное промышленное содержание этого минерала в россыпи принималось в 1%.

Применение редких земель, преимущественно церия, весьма разнообразно. В настоящее время они главным образом используются при производстве пироторных сплавов и цериевых углей для дуговых ламп в прожекторах. Применяются они также при изготовлении особых сортов стекол, прочных легких сплавов (например, церия с магнием, алюминием и др.), в качестве катализаторов в различных отраслях химической промышленности и пр. В научно-исследовательских лабораториях парамагнитные свойства редких земель используются при достижении температур, близких к абсолютному нулю.

Месторождения. Из месторождений монацита следует отметить пегматиты Мадагаскара (в Анказобе и на горе Волхамбохитра), где встречаются его кристаллы очень крупных размеров, а также большие речные и морские россыпи в Бразилии (Минас Жерайж), где производится его специальная добыча.

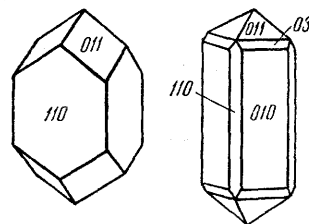
КСЕНОТИМ — YPO_4 . Ксенос — по-гречески «чужой»; тими — «честь».

Химический состав. Содержание Y_2O_3 теоретически должно достигать 63.1%. Обычно в небольших количествах содержит редкие земли

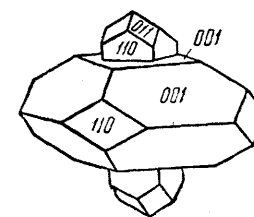
(Er, Ce и др.), иногда ThO_2 , UO_2 (до 5%), ZrO_2 (до 3%), SnO_2 , SiO_2 (до 9%) и др. Разновидность, называемая гуссакитом, содержит SO_3 до 6% (и, вероятно, CaO).

Сингония тетрагональная. **Облик кристаллов.** Встречается в кристаллах призматического облика (фиг. 414), похожих на кристаллы касситерита и циркона, а также в сплошных массах. По кристаллической структуре близок к группе рутила. Кристаллы обычно представляют комбинацию {110} и {011}. Реже встречаются другие формы.

Цвет ксенотима желтовато-бурый, красный, серый. **Черта** светло-бурая или красноватая. **Блеск** стеклянный, восковой или жирный. **Оптические константы.** Оптически положительный. $N_g = 1.815$, $N_m = 1.720$; $N_g - N_m = 0.095$. По другим данным: $N_g = 1.827$, $N_m = 1.720$; $N_g - N_m = 0.107$. Характерен дихроизм.



Фиг. 414. Призматические кристаллы ксенотима



Фиг. 415. Кристалл ксенотима в параллельном сростании с призматическим кристаллом циркона

Твердость 4—5. Излом неровный. Хрупкий. Иногда наблюдается спайность по призме {110}. **Уд. вес** 4.45—4.59. **Прочие свойства.** Часто радиоактивен.

Диагностические признаки. Ксенотим от похожих на него циркона, рутила и касситерита легко отличается по более низкой твердости, а в тонких шлифах — по оптическим свойствам.

П. п. тр. не плавится. В обычно употребляемых кислотах не растворяется. Смоченный H_2SO_4 , окрашивает пламя в синевато-зеленый цвет.

Происхождение. Встречается в гранитах и пегматитах в виде мелких рассеянных кристалликов, нередко в ассоциации с цирконом, с которым иногда образует ориентированные сростания (фиг. 415), с апатитом, ортитом, монацитом и др.

Как относительно устойчивое соединение, при разрушении пород, в которых присутствует минерал, переходит в россыпи¹.

Месторождения. Наибольшей известностью пользуются месторождения ксенотимсодержащих пегматитов и россыпей Бразилии (Минас Жерайж), Норвегии (Гитерё близ Арендала, Крагерё в Телемаркене), Швеции (Иттерби) и др.

ПУХЕРИТ — $BiVO_4$. Ромбич. с. Редкий. В мелких толстотаблитчатых кристаллах красновато-бурого цвета. Блеск алмазный. $N_g = 2.51$, $N_m = 2.50$, $N_p = 2.40$; $N_g - N_p = 0.11$ (для Li-света). Оптически отрицательный. $2V = 20^\circ$. $NgNp = (100)$; $Np = c$. Тв. 4. Спайность по {001} совершенная. Уд. вес 6.25. Легкоплавок. Растворим в HCl . Встречается в зонах окисления висмутовых рудных месторождений: рудник Пухер в месторождении Шнееберг (Саксония), Минас Жерайж (Бразилия) и в других местах.

РУЗВЕЛЬТИТ — $BiAsO_4$. Сингония не известна. Встречен в виде кристаллических корок серого цвета. Блеск алмазный. Сильно анизотропный. Оптические константы пока не изучены. Тв. 4—4.5. Очень хрупкий. Спайность отсутствует. Уд. вес 6.86. Легко растворяется в соляной кислоте. Найден в виде корок в трещинах риолитовых и дацитовых лав в ассоциации с метаколлоидным касситеритом («деревянистым оловом») в Сантьягвилло (Потози, Боливия). Назван в честь Франклина Д. Рузвельта.

¹ Весьма вероятно также превращение его в вейншеникит — $YPO_4 \cdot 2H_2O$.

2. ПРОЧИЕ БЕЗВОДНЫЕ НОРМАЛЬНЫЕ ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ

		a_0	b_0	c_0	β
Берлинит	$AlPO_4$	Тригон. с.	4.92	10.91	
Гетерозит	$(Fe^{2+}, Mn^{2+})PO_4$	Ромбич. с.	5.82	4.76	9.68
Пурпурит	$(Mn^{2+}, Fe^{2+})PO_4$	" "	"	"	"
Трифилит	$Li(Fe^{2+}, Mn^{2+})PO_4$	" "	6.00	4.76	10.34
Литиофилит	$Li(Mn^{2+}, Fe^{2+})PO_4$	" "	"	"	"
Натрофилит	$Na(Mn^{2+}, Fe^{2+})PO_4$	" "	"	"	"
Сиклерит	$Li_{<1}(Mn, Fe^{2+})PO_4$	" "	"	"	"
Феррисиклерит	$Li_{<1}(Fe^{2+}, Mn)PO_4$	" "	5.94	4.79	10.09
Варулит	$(Na_2, Ca)(Mn, Fe^{2+})_2[PO_4]_2$	" "	"	"	"
Бериллонит	$NaBePO_4$	Монокл. с.	8.13	7.74	14.17
Графтонит	$(Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca)_3[PO_4]_2$	" "	"	"	"
Диккинсонит	$Na_2H(Mn^{2+}, Fe^{2+})_7[PO_4]_6$	" "	16.70	9.95	24.69
Филловит	$Na(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Ca)_4[PO_4]_3$	" "	"	"	"
Кариинит	$(Ca, Mn, Pb)_2[AsO_4]_2$	Ромбич. с. ?	"	"	"
Витлокит	$Ca_3[PO_4]_2$	Тригон. с.	10.25	36.9	
Берцелиит	$NaCa_2(Mg, Mn)_2[AsO_4]_3$	Кубич. с.	12.35		

БЕРЛИНИТ — $AlPO_4$. Тригон. с. Очень редкий. В плотных сплошных массах. Бесцветный, серовато-розового или красного цвета. Уд. вес 2.64. Другие свойства не изучены. Встречен в железорудном месторождении Вестано (Швеция).

ГЕТЕРОЗИТ — $(Fe^{2+}, Mn^{2+})PO_4$. Синонимы: псевдотрифилит, меланхлор, неопурпурит. Ромбич. с. Очень редкий. В сплошных массах и таблитчатых кристаллах черного цвета. Черта красная. Блеск полуметаллический. $Ng=Nm=1.88$, $Np=1.80$; $Ng-Np=0.08$. Оптически отрицательный. $2V$ близок к нулю. Плеохроизм: по Np — серый, бурый, по Nm — карминовый, по Ng — темнофиолетовый. Тв. 5.5—6. Спайность в трех направлениях. Уд. вес 3.52. П. п. тр. плавится. В кислотах растворяется.

ПУРПУРИТ — $(Mn^{2+}, Fe^{2+})PO_4$. Ромбич. с. Очень редкий. В сплошных массах густокрасного цвета. Черта красная. $Nm=1.86$ —1.92. Оптически положительный. $2V=38^\circ$. Дисперсия очень сильная. $NgNp=(100)$; $Ng=b$. Плеохроизм: по Np — серый, по $Nm=Ng$ — густой кроваво-красный. Тв. 4—4.5. Спайность по (100) совершенная и по (010) менее совершенная. Уд. вес 3.4. Легко плавится. В кислотах растворяется. Встречен в Верхнем Вьенне (Франция), Гагендорфе (Бавария, Германия), на горе Кингс (Сев. Каролина, США) и в других местах.

ТРИФИЛИТ — $Li(Fe^{2+}, Mn^{2+})PO_4$. Ромбич. с. Редкий. Li_2O около 6—9%. С литиофилитом образует непрерывный ряд изоморфных смесей. Встречаются разности, богатые магнием — магнотрифилит. Разность, отличная от трифилита по кристаллографическим признакам — неромбической сингонии (с углом погасания в 4°) — названа клинотрифилитом.

Обычно наблюдается в сплошных массах. Цвет зеленовато-серый с голубоватым оттенком, у окисленных разностей — бурый. Блеск стеклянный. Для более полно изученной разности с содержанием FeO 30.9%: $Ng=1.702$, $Nm=1.695$, $Np=1.694$; $Ng-Np=0.008$. Очень богатые железом разности оптически отрицательны, более бедные — положительны. Для нашего случая $2V=62^\circ$. $NgNp=(100)$; $Ng=b$. По мере увеличения содержания марганца коэффициенты преломления уменьшаются, двупреломление падает, проходит через 0, и минерал становится оптически положительным.

Твердость 4.5—5. Спайность по (001) совершенная, по (010) ясная. Уд. вес 3.4—3.6. П. п. тр. плавится. Растворяется в HCl . В зоне выветривания легко окисляется и бурет, превращаясь в конце концов в смесь гидрофосфатов и гидросиликатов железа и марганца. Эти продукты изменения описаны под различными названиями: гюролит, дюфренит и др.

Встречается в пегматитах в ассоциации с сподуменом, бериллом, турмалином, гранатом и др. в Нью-Гемпшире (Мэйн, США), близ Боденмайса и Рибенштейна (Бавария, Германия) и в других местах.

ЛИТИОФИЛИТ — $Li(Mn^{2+}, Fe^{2+})PO_4$. Редкий. Цвет бледнорозовый, желтый, красно-бурый. Черта белая или светлоокрашенная. Блеск стеклянный. Для разности с содержанием FeO 2.94%: $Ng=1.673$, $Nm=1.666$, $Np=1.663$; $Ng-Np=0.010$. Оптически положительный. $2V=65^\circ$. $NgNp=(001)$; $Ng=b$. Плеохроизм: по Np — темнорозовый, по Nm — бледножелтый, по Ng — светлорозовый. Тв. 5. Спайность по (001) совершенная и по (010) менее совершенная. Уд. вес 3.5. Легко плавится. В кислотах растворяется.

Встречен в Брэнчвил (Коннектикут, США), Пала (Сан-Диего, Калифорния) и в других местах.

НАТРОФИЛИТ — $Na(Mn^{2+}, Fe^{2+})PO_4$. Ромбич. с. Очень редкий. Наблюдается в зернистых агрегатах темножелтого цвета. $Ng=1.684$, $Nm=1.74$, $Np=1.671$; $Ng-Np=$

$=0.013$. Оптически положительный. $2V=72^\circ$. Сильная дисперсия; $r < v$. $NgNp=(001)$; $Ng=b$. Тв. 4.5—5. Спайность по (001) совершенная и по (010) ясная. Уд. вес 3.41. Легко плавится. Растворяется в кислотах. При выветривании бурет. Встречен в пегматитах в ассоциации с фосфатами лития в Брэнчвиле (Коннектикут, США).

СИКЛЕРИТ — $Li_{<1}(Mn, Fe^{2+})PO_4$. Синонимы: мангансиклерит, псевдогетерозит. Ромбич. с. В плотных массах темнорубого цвета. $Ng=1.745$, $Nm=1.735$, $Np=1.715$; $Ng-Np=0.030$. Оптически отрицательный. $2V$ средний. Сильная дисперсия; $r > v$. Сильно плеохроичен: по Np — густокрасный, по Nm — светлоокрасный, по Ng — бледноокрасный. Тв. 4. Спайность в двух направлениях. Уд. вес 3.45. Легко плавится. В кислотах растворяется. Встречен в Пала (Сан-Диего, Калифорния). Кристаллы из Тинтик (Юта, США) по оптическим константам существенно отличаются (вероятно, другой минерал).

ФЕРРИСИКЛЕРИТ — $Li_{<1}(Fe^{2+}, Mn)PO_4$. Ромбич. с. Редкий. В отличие от сиклерита представляет собой разность, богатую Fe^{2+} . Образуется за счет трифилита. Встречен в Варутреск (Швеция).

ВАРУЛИТ — $(Na_2, Ca)(Mn^{2+}, Fe^{2+})_2[PO_4]_2$. Содержит немного фтора. Синоним: На-трифилит. Ромбич. с. Очень редкий. Богатая железом разновидность получила название арродит (синоним: гедденит). Наблюдался в виде мелкозернистой массы грязно-оливково-зеленого цвета. $Ng=1.732$, $Np=1.720$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V=70^\circ$. Ясная спайность в двух направлениях под прямым углом. Найден в Варутреск около рудника Болиден в Северной Швеции.

Арродит с содержанием FeO 28.2% и MnO 15.8% характеризуется следующими оптическими константами: $Ng=1.675$, $Nm=1.670$, $Np=1.664$; $Ng-Np=0.011$. Оптически отрицательный. $2V=86^\circ$. Дисперсия сильная; $r < v$. Плеохроизм: по Np — бесцветный, по Nm — зеленоватый, по Ng — желто-зеленый.

БЕРИЛЛОНИТ — $NaBePO_4$. Монокл. с. Редкий. Бесцветные и желтоватые кристаллы имеют короткостолбчатый или таблитчатый облик. Двойники по (110) дают псевдогексагональные формы. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности (001) перламутровый. $Ng=1.562$, $Nm=1.558$, $Np=1.552$; $Ng-Np=0.010$. Оптически отрицательный. $2V=67^\circ$. $NgNp=(100)$; $Np=c$. Тв. 5.5—6. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 2.8. Растворяется в кислотах. В крупных кристаллах встречен в пегматитах Ньюри (Мэйн, США), также в Стокхеме (Оксфорд, США).

ГРАФТОНИТ — $(Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca)_3[PO_4]_2$. Синоним: репосит. Монокл. с. Редкий. Встречались пластинчатые кристаллы желтовато-розового цвета, иногда в сростании с трифилитом. Блеск стеклянный. $Ng=1.724$ (1.739), $Nm=1.705$ (1.719), $Np=1.700$ (1.713); $Ng-Np=0.024$ (0.026). Оптически положительный. $2V=55^\circ$ (60°). $NgNp=$

$= \perp$ (010); $Np=b$; Nm почти параллельна с. Тв. 5. Уд. вес 3.67. Легко плавится. Растворяется в HCl . При выветривании бурет. Наблюдался в пегматитах Грейфтон (Нью-Гемпшир, США), в Кондаковском месторождении (Вост. Сибирь) и в других местах.

ДИККИНСОНИТ — $Na_2H(Mn^{2+}, Fe^{2+})_7[PO_4]_6$. Содержит также K_2O и Li_2O . Монокл. с. Очень редкий. Наблюдался в матовых агрегатах и таблитчатых псевдо-тригональных кристаллах оливково-зеленого или травяно-зеленого цвета. $Ng=1.671$, $Nm=1.662$, $Np=1.658$; $Ng-Np=0.013$. Оптически положительный. $2V$ большой. $NgNp \perp$ (010); $Np=b$. Тв. 3.5—4. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 3.34. Встречен в альбитовом граните Брэнчвил (Коннектикут, США) и Поленд (Мэйн, США).

ФИЛЛОВИТ — $Na(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Ca)_4[PO_4]_3$. Монокл. с. От диккинсонита отличается кристаллографически и по оптическим константам. Встречен совместно с ним в виде псевдоромбоэдрических бесцветных или желтых кристаллов. $Ng=1.676$, $Nm=1.672$, $Np=1.672$; $Ng-Np=0.004$. Оптически положительный. $2V$, в отличие от диккинсонита, мал. Тв. 4.5. Спайность по (001). Уд. вес 3.43. Встречен в Брэнчвил (Коннектикут, США).

КАРИИНИТ — $(Ca, Mn, Pb)_2[AsO_4]_2$. Ромбич. с. ? Цвет бурый. Блеск стеклянный. $Ng=1.805$, $Nm=1.780$, $Np=1.776$; $Ng-Np=0.029$. Оптически положительный. $2V=41^\circ$, $NgNp=(100)$; $Ng=b$. Тв. 3.5. Спайность по (110) и (010). Уд. вес 4.25. П. п. тр. легко плавится.

ВИТЛОКИТ — $Ca_3[PO_4]_2$. Примеси: MgO и FeO . Тригон. с. Редкий. Встречается как в зернистых массах, так и в виде кристаллов ромбоэдрического облика в пустотах. По кристаллической структуре отличается от графтонита и апатита. Цвет белый или серовато-белый. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Nm=1.629$, $Np=1.626$; $Nm-Np=0.003$. Тв. 5. Спайность отсутствует. Уд. вес 3.12. Встречен в гранитном пегматите Палермо (Нью-Гемпшир, США) как более поздний гидротермальный минерал в ассоциации с кварцем, родохрозитом, апатитом и цеолитами.

БЕРЦЕЛИИТ — $NaCa_2(Mg, Mn)_2[AsO_4]_3$. Содержит иногда Sb . Кубич. с. Очень редкий. Обычно в сплошных массах. Кристаллическая структура как у гранита. Цвет яркочелтый. $N=1.71$ (для Mg -разностей) и 1.78 (для Mn -разностей). Тв. 5. Спайность отсутствует. Уд. вес 4.0 (для магниезильных разностей) и 4.45 (для марганцевых разностей). П. п. тр. плавится. Встречен в марганцевом месторождении Шё (Вермланд, Швеция).

В. Основные безводные фосфаты, арсенаты и ванадаты

Среди основных безводных фосфатов, арсенатов и ванадатов соединения типа $A_m[XO_4]_n(Z)$ пользуются наибольшим распространением. Z—добавочные анионы: F^- , Cl^- , $[OH]^-$, O^{2-} .

По химическим и кристаллографическим признакам среди них выделяется ряд определенных групп минералов, характеризующихся общими свойствами, довольно закономерно меняющимися внутри каждой группы в зависимости от состава.

Характерно, что в фосфатах, арсенатах и ванадатах гексагональной сингонии оптимальными катионами являются наиболее крупные катионы: Ca и Pb. Катионы меньших размеров: Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} участвуют в солях, кристаллизующихся в моноклинной сингонии. Сильно поляризующие катионы с 18-электронной внешней оболочкой— Cu^{2+} и Zn^{2+} —образуют соли, кристаллизующиеся в ромбической сингонии.

Двойные соли, в которых сочетаются средние и большие двухвалентные катионы или одно- и трехвалентные катионы, кристаллизуются в ромбической, моноклинной и триклинной сингониях.

В соответствии с этими чертами основных безводных фосфатов, арсенатов и ванадатов, ниже произведена их систематика по группам в общем порядке увеличения числа добавочных катионов Z.

1. ГРУППА АПАТИТА

Группа апатита представлена соединениями типа $A_5[XO_4]_3Z$, в которых роль катионов играют Ca^{2+} , Pb^{2+} и в виде изоморфных примесей иногда TR^{3+} , Y^{3+} , Mn^{2+} и Sr^{2+} , а в качестве добавочных анионов участвуют: F^- , Cl^- , OH^- , O^{2-} и $[CO_3]^{2-}$.

Замечательной особенностью этой группы является также то, что комплексный анион $[PO_4]^{3-}$ может быть частично замещен более слабым анионом $[SiO_4]^{4-}$, но в комбинации с более сильным анионом $[SO_4]^{2-}$ (если при этом не происходит изменения зарядов в катионах).

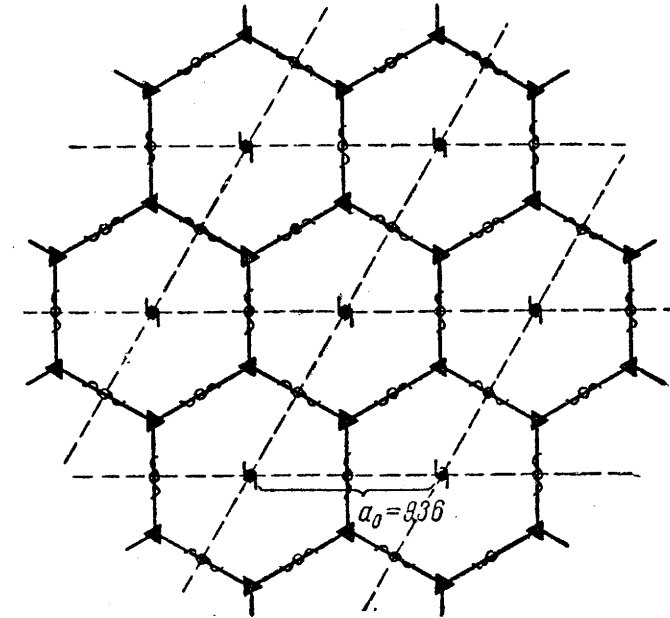
В одном случае—в абукумалите, в состав катионов которого входят Y^{3+} и даже Th^{4+} ,—комплексный анион $[PO_4]^{3-}$ соответственно замещается более высокозарядными анионами: $[SiO_4]^{4-}$ и $[AlO_4]^{5-}$.

		a_0	c_0
Фторапатит	$Ca_5[PO_4]_3F$	9.36	6.85
Гидроксилапатит	$Ca_5[PO_4]_3[OH]$	9.42	6.93
Хлорапатит	$Ca_5[PO_4]_3Cl$	"	"
Оксиапатит	$Ca_{10}[PO_4]_6O$	9.38	6.93
Подолит	$Ca_{10}[PO_4]_6[CO_3]$	9.41	6.88
Франколит	$Ca_{10}[PO_4]_6[F_2, (OH)_2, (CO_3), O]$	9.34	6.89
Вилкеит	$Ca_{10}[PO_4, SiO_4, SO_4]_6[Cl_2, (OH)_2, O]$	9.48	6.91
Элестадит	$Ca_{10}[SiO_4, SO_4, PO_4]_6[Cl_2, O, (OH)_2]$	9.53	6.91
Абукумалит	$(Y, Ca, Th)_{10}[PO_4, SiO_4, AlO_4]_6[F_2, O]$	"	"
Бритоцит	$(Ce, Ca, Na)_5[SiO_4, PO_4]_3[F, OH]$	Ромбич. с.	9.61 7.02
Манганатапатит	$(Ca, Mn)_5[PO_4]_3[F, OH]$	Гексаг. с.	9.33 6.80
Стронциоапатит	$(Ca, Sr)_5[PO_4]_3[F, OH]$	"	9.60 7.00
Свабит	$Ca_5[AsO_4]_3[F, OH]$	"	"
Пироморфит	$Pb_5[PO_4]_3Cl$	"	"
Кампилит	$Pb_5[AsO_4, PO_4]_3Cl$	"	9.95 7.32
Миметезит	$Pb_5[AsO_4]_3Cl$	"	"
Ванадинит	$Pb_5[VO_4]_3Cl$	"	10.36 7.52
Эндлихит	$Pb_5[VO_4, AsO_4]_3Cl$	"	10.47 7.43

ФТОР- и ХЛОРАПАТИТ— $Ca_5[PO_4]_3F$ и $Ca_5[PO_4]_3Cl$. Апатао—по-гречески «обманываю». В прежнее время его часто ошибочно при-

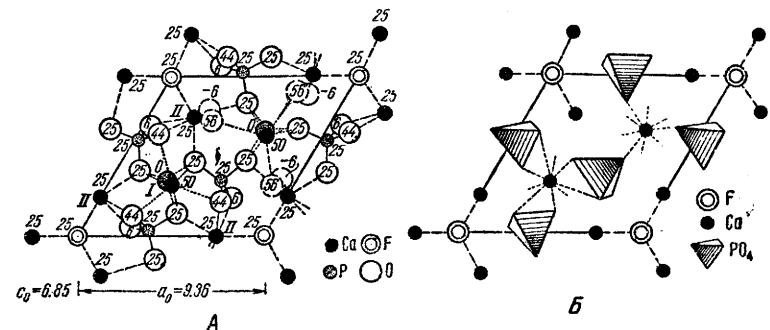
нимали за другие минералы призматического или шестоватого облика (берилл, диопсид, турмалин и др.).

Химический состав. Для фторапатита: CaO 55.5%, P_2O_5 42.3%, F 3.8%. Для хлорапатита: CaO 53.8%, P_2O_5 41%, Cl 6.8%. Более рас-



Фиг. 416. Расположение вертикальных осей симметрии в структуре апатита в проекции на плоскость (0001)

пространен фторапатит. Часто наряду с F присутствуют обычно в незначительных количествах Cl, OH и CO_3 . Изоморфными примесями к CaO иногда являются Na_2O , редкие земли, главным образом Ce_2O_3

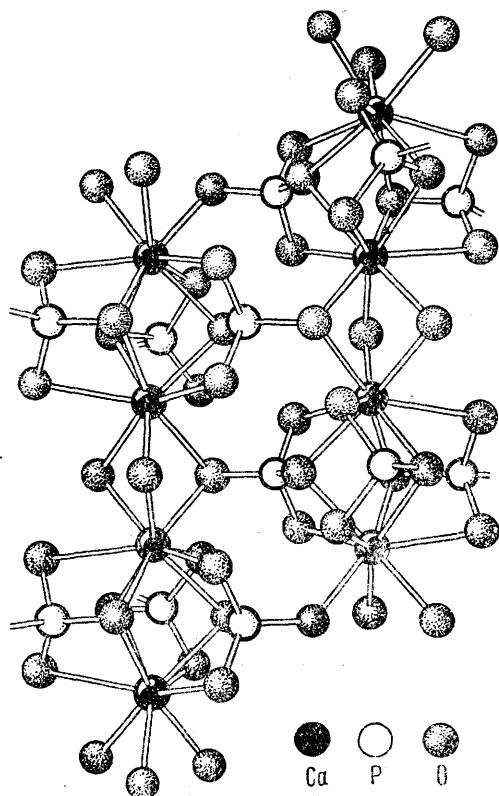


Фиг. 417. Строение элементарной ячейки фторапатита в двух изображениях в проекции на плоскость (0001)

Показано положение ионов только в нижней половине ячейки. В верхней половине устанавливается аналогичное расположение ионов, но только в положении, повернутом на 180° (общий вид см. на фиг. 419). В решетке фторапатита ионы F лежат на высотах 25 и 75, а в решетке хлорапатита ионы Cl—на высотах 0 и 50

(до 5%), MgO (до нескольких процентов); в незначительных количествах присутствуют MnO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , жидкий и газообразный CO_2 и другие компоненты.

Сингония гексагональная; дипирамидальный в. с. L^6PC . Кристаллическая структура. Элементарная ячейка в проекции на плоскость (0001) имеет вид ромба (фиг. 416 и 417), по вершинам которого располагаются ионы F^{2-} , сидящие на шестерных винтовых осях в центрах гексагонов (фиг. 416 и 419).



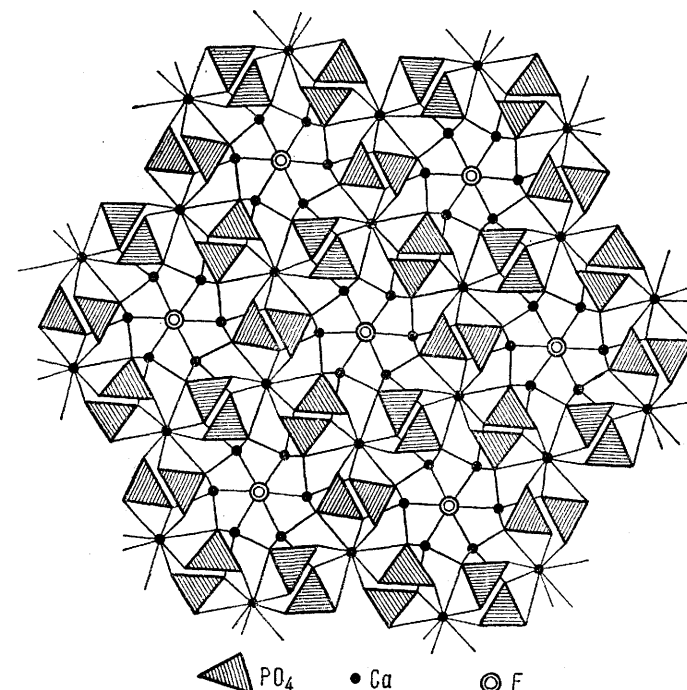
Фиг. 418. Две вертикальные цепочки ионов кальция, соединенные одна с другой с помощью групп PO_4

Ионы кальция занимают двоякое положение. Одни из них располагаются по длинным диагоналям ромбов (на расстоянии одной трети от вершин) на тройных поворотных осях (см. фиг. 416, 417 и 419) и образуют непрерывные цепочки (колонки) параллельно оси c (фиг. 418). В этих колонках каждый ион кальция связан с 9 кислородными ионами (с тремя внизу, тремя вверху и тремя примерно на уровне самого иона кальция). Друг с другом эти колонки связаны с помощью тетраэдрических групп PO_4 и в целом образуют как бы полый внутри цилиндр (см. фиг. 419), в котором по оси канала располагаются ионы F . По стенкам этих же каналов сидят другие ионы кальция и притом таким образом, что с каждым ионом F на его уровне связаны три иона Ca (см. фиг. 417). Так как на соседних уровнях положения ионов Ca вокруг иона F повернуты на 180° , то в целом не только эти каналы, но и вся структура имеют гексагональный облик.

Облик кристаллов. Апатит часто встречается в виде хорошо образованных вросших или наросших в пустотах кристаллов в форме шестигранных призм и игл, изредка в виде короткостолбчатых или таблитчатых форм (фиг. 420, 421, 422 и 423). Из граней обычно представлены призма $\{10\bar{1}0\}$, пинакоид $\{0001\}$, дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}1\}$ и др. Грани призм бывают покрыты вертикальными штрихами. **Агрегаты.** Апатит широко распространен также в виде зернистых, плотных, тонкокристаллических, иногда поперечножилковатых и землистых масс. В осадочных породах большим распространением пользуются различные конкреционные формы скоплений апатита, обычно содержащих многочисленные включения песчинок посторонних минералов (кварца, глауконита, кальцита и др.). Эти скопления носят общее название фосфоритов. Встречаются также псевдоморфозы по костям животных, нередко с сохранением всех деталей строения костного вещества, устанавливаемых под микроскопом.

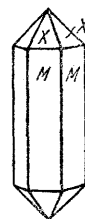
Цвет. Бесцветный (прозрачный), белый, чаще бледнозеленый до изумрудно-зеленого, голубой, желтый, бурый, фиолетовый. **Блеск** стек-

лянный, а на поверхностях излома жирный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. Для чистого фторапатита $Nm = 1.633$, $Np = 1.629$; $Nm - Np = 0.004$. По мере увеличения содержания OH и Cl

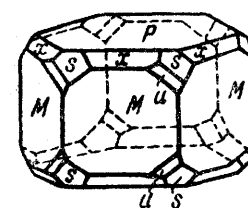


Фиг. 419. Общий вид кристаллической решетки фторапатита в проекции на плоскость (0001)

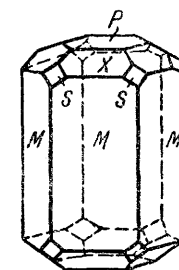
Nm и Np возрастают (фиг. 424). Для хлорапатита $Nm = 1.667$, $Np = 1.664$; $Nm - Np = 0.003$. Иногда двуосный ($2V$ мал).



Фиг. 420. Кристалл апатита шестого облика $M\{10\bar{1}0\}, x\{10\bar{1}1\}$



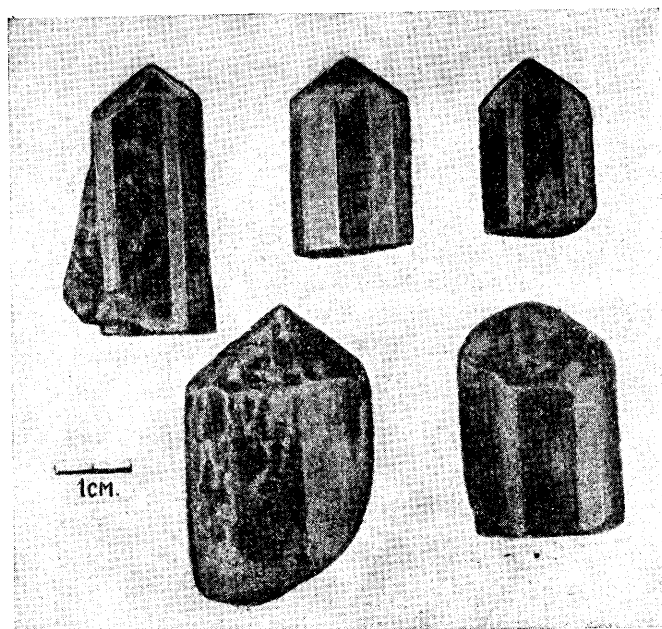
Фиг. 421. Короткостолбчатый кристалл апатита $M\{10\bar{1}0\}, P\{0001\}, x\{10\bar{1}1\}, S\{11\bar{2}1\}, u\{2\bar{1}31\}$. Наличие последней формы указывает на отсутствие вертикальных плоскостей симметрии



Фиг. 422. Призматический кристалл апатита (обознач. те же, что на фиг. 421)

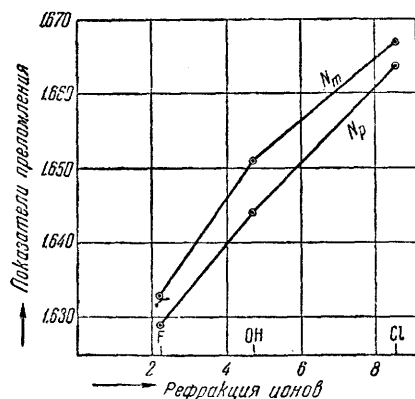
Твердость 5. Хрупок. Излом неровный, иногда раковистый. **Спайность по $\{0001\}$ несовершенная.** Уд. вес 3.18—3.21. **Прочие свойства.** Иногда обладает радиоактивностью. Многие разновидности после нагревания фосфоресцируют (светятся зеленым цветом).

Диагностические признаки. Для кристаллов апатита характерен шестигранный призматический облик. От похожих на него кристаллов берилла и аквамарина отличается более низкой твердостью.



Фиг. 423. Натуральные кристаллы апатита из Лебяжинского месторождения (Урал)

П. п. тр. трудно плавится, даже в тонких осколках. Порошок, смоченный H_2SO_4 , окрашивает пламя в голубовато-зеленый цвет. В HNO_3 , HCl и H_2SO_4 растворяется. Азотнокислый раствор с молибденовокислым аммонием дает реакцию на фосфор.



Фиг. 424. Изменение показателей преломления апатита в связи с заменой фтора гидроксидом и хлором

Происхождение. Как один из позднейших магматических минералов, в виде микроскопических зерен присутствует во многих изверженных породах. В сравнительно редких случаях среди щелочных пород (нефелиновых сиенитов) образует сплошные скопления огромных размеров в форме зернистых масс в ассоциации с силикатами (нефелином, сфеном, иногда цирконом, везувианом и др.).

В довольно крупных кристаллах устанавливается во многих пегматитах кислых и щелочных изверженных пород; иногда в кон-

тактово-метасоматических образованиях в парагенезисе с различными минералами.

Встречается он и в некоторых гидротермальных жильных месторождениях, являясь спутником таких минералов, как касситерит, флюорит и др.

При процессах выветривания известняков, обогащенных фосфором, в карстах и пустотах от выщелачивания иногда образуются скопления бурых фосфоритов, обладающих подобно агатам концентрически-зональным строением.

Многие крупные месторождения фосфатов образуются в морских осадочных породах биохимическим путем, причем они обычно приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Фосфориты представлены конкрециями или желваками самых различных форм, реже сплошными массами среди глинистых и глауконитовых песков и песчаников. Тот факт, что в вертикальном разрезе на приполированных плоскостях этих конкреций нередко можно наблюдать явно слоистое расположение обильных песчинок, совпадающее со слоистостью во вмещающих породах, говорит о том, что эти конкреции возникли эпигенетически в уже сформировавшихся рыхлых осадках. Распространены также фосфориты оолитового строения, образовавшиеся, очевидно, путем коагуляции коллоидальных растворов. Необходимо упомянуть также об образовании фосфоритов за счет экскрементов морских птиц, населяющих пустынные места морских берегов, сложенных известняками или другими кальцийсодержащими породами.

В метаморфических породах (в кристаллических известняках и сланцах) апатит иногда встречается в виде новообразованных кристаллов с «оплавленной» поверхностью различной окраски. В трещинах разрыва среди таких сланцев (жилах «кальпийского типа») наряду с кристаллами других минералов встречаются замечательно образованные прозрачные или окрашенные кристаллы апатита.

Благодаря своей относительной химической устойчивости апатит встречается в россыпях.

Практическое значение. Главной областью применения (до 90%) апатита и фосфоритов является приготовление искусственных удобрений (различных суперфосфатов и термофосфатов). В химической промышленности из апатитов добываются фосфорная кислота и различные соли, а также фосфор, употребляемый главным образом в спичечной промышленности. Из богатых фтором апатитов попутно получается ценная для ряда отраслей промышленности кремнефтористоводородная кислота. В керамической промышленности из апатита получается «костяной фарфор».

Месторождения. На территории СССР находится ряд крупнейших месторождений апатита и фосфорита. Из месторождений фосфоритов упомянем об известном месторождении Южно-Русской впадины, представленном фосфоритоносным горизонтом, выходы которого в верхнемеловых отложениях с перерывами прослеживаются на огромной площади: от Подолии (Западная Украина) до берегов р. Волги (Саратовская область); на севере эта граница проходит через Курскую область, а на юге — через южную окраину Донецкого бассейна. Фосфорит — сильно песчанистый, залегает в виде желваков или слоев небольшой мощности. Другое очень крупное месторождение сплошных слоистых масс высококачественного фосфорита сравнительно недавно открыто в горах хребта Кара-Тау (Южно-Казахстанская область) в нижнепалеозойских осадках. Фосфоритовые массы различных темных оттенков местами имеют оолитовое строение.

Из наиболее крупных иностранных месторождений отметим: пластовые залежи фосфорита пермского возраста западных штатов США (Айдао, Уайоминг, Юта, Монтана) и месторождения среди нижнетретичных отложений вдоль побережья Алжира, Туниса и Марокко.

ГИДРОКСИЛАПАТИТ — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{OH}$. Содержание H_2O 1.8%. Гексаг. с. По кристаллической структуре неотличим от фторапатита и искусственного гидроксил-апатита. Цвет белый, восково-желтый, зеленый. По оптическим константам занимает промежуточное положение между фторапатитом и хлорапатитом (см. фиг. 424). $Nm=1.651$, $Np=1.644$. Двупреломление $Nm-Np$ у гидроксил-апатита (см. фиг. 424) является наибольшим — 0.007 (у фторапатита 0.004, у хлорапатита 0.003). Этот минеральный вид апатита с полной определенностью установлен в талько-хлоритовых сланцах, являющихся продуктом изменения ультраосновных магнезиальных пород. По всей вероятности, к гидроксил-апатиту относятся также образования фосфата кальция, не содержащего фтор и хлор, в накоплениях экскрементов морских птиц (см. выше). Доказано также, что неорганическая часть свежих костей представлена тем же гидроксил-апатитом.

ОКСИАПАТИТ — $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6\text{O}$. Синоним: велькерит. Гексаг. с. Иногда содержит Mn — манганвелькерит, манганоксиапатит. Редкий. Цвет белый. $Nm=1.633$, $Np=1.629$; $Nm-Np=0.004$. По другим данным, $Nm=1.651$ и $Np=1.645$; $Nm-Np=0.006$. Уд. вес 2.99(?).

ПОДОЛИТ — $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6[\text{CO}_3]$. Иногда содержит адсорбированную H_2O . Гексаг. с. Синонимы: даллит, штаффелит, карбонатапатит. В микроскопических призматических кристалликах белого или желтого цвета и почковидных образованиях зеленого цвета. $Nm=1.635$, $Np=1.631$; $Nm-Np=0.004$. Зерна имеют секториальное строение с аномальной двуосностью. Тв. 4—5. Уд. вес 3.08—3.128. Впервые был встречен в пустотах фосфоритовых желваков по р. Ушице в Подолии (Зап. Украина). Даллит описан в Бамбле (Телемаркен, Норвегия), а штаффелит — в фосфоритах Штаффеля (Германия).

Скрытокристаллическая разновидность карбонатапатита состава $\text{Ca}_8[\text{PO}_4]_4[\text{CO}_3]\text{F}_2$? названа курскитом. Впервые встречен в районе г. Курска. Цвет черный. Уд. вес 2.9. Широко распространен в фосфоритах Украины в виде цемента в песчаниках и псевдоморфоз по органическим остаткам. В Керченских железорудных месторождениях этот минеральный вид установлен в виде псевдоморфоз по ископаемым костям и древесине. Принадлежность его к группе апатита доказана рентгенометрически.

ФРАНКОЛИТ — $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6[\text{F}_2, (\text{OH})_2, (\text{CO}_3), \text{O}]$. Гексаг. с. Наблюдается в мелких бесцветных кристаллических сталактитах и изогнутых кристаллах. $Nm=1.625$; двупреломление низкое. Часто оптически двуосен. Базальный разрез делится на 6 секторов с плоскостью оптических осей параллельно сторонам шестиугольника. 2V мал. Тв. 4. Уд. вес 3.1. Впервые был встречен около Тавистока (Девоншир, Англия).

ВИЛКЕИТ (вилькеит) — $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4, \text{SiO}_4, \text{SO}_4]_6[\text{Cl}_2, (\text{OH})_2, \text{O}]$. Синоним: сульфат-апатит. Гексаг. с. Редкий. Цвет бледнорозовый, желтый. $Nm=1.638$, $Np=1.635$; $Nm-Np=0.003$. Тв. 5. Уд. вес 3.16. Встречен в кристаллическом известняке в Крестмор (Риверсайд, Калифорния) и в других местах.

ЭЛЛЕСТАДИТ — $\text{Ca}_{10}[\text{SiO}_4, \text{SO}_4, \text{PO}_4]_6[\text{Cl}_2, \text{O}, (\text{OH})_2]$. Содержит CaO 55.18%, P_2O_5 3.07%, SO_3 20.69%, SiO_2 17.31%. Гексаг. с. По рентгенометрическим данным относится к группе апатита, представляя конечный член этого ряда. Цвет бледно-розовый. $Nm=1.655$, $Np=1.650$; $Nm-Np=0.005$. Спайность и другие свойства одинаковы с апатитом. Уд. вес 3.068 (теоретический 3.046). Найден в прожилках в ассоциации с волластонитом, диопсидом, везувианом и другими минералами в мраморизованных известняках в Крестмор (Риверсайд, Калифорния).

АБУКУМАЛИТ — $(\text{Y}, \text{Ca}, \text{Th})_{10}[\text{PO}_4, \text{SiO}_4, \text{AlO}_4]_6[\text{F}_2, \text{O}]$. Гексаг. с. Очень редкий. В сплошных массах красно-бурого цвета. Черта буроватая. Оптически положительный. $Ng=1.752$, $Nm=1.750$; $Ng-Nm=0.002$. Тв. 6. Спайность по базису несовершенная. Уд. вес 4.35. Слабо радиоактивный. В кислотах растворяется. Найден в пергитатах Иисака (Фукушима, Япония) в ассоциации с полевым шпатом, иттриалитом, ортитом и другими минералами.

БРИТОЛИТ — $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Na})_5[\text{SiO}_4, \text{PO}_4]_3[\text{F}, \text{OH}]$. Ромбич. с. Псевдогексагональный. Апатиты с незначительным содержанием Na_2O и отчасти K_2O были названы дернитом ($a_0=9.31$, $c_0=6.87$) и льюистонитом ($a_0=9.35$, $c_0=6.89$). Бритоцит содержит преобладающие Na_2O и TR; в то же время содержание SiO_2 превышает содержание P_2O_5 (в молекулярных количествах). Наблюдался в гексагональных призмах бурого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.777$, $Nm=1.775$, $Np=1.772$; $Ng-Np=0.005$. Оптически отрицательный. 2V мал. $NgNp=(100)$; $Ng=b$. Тв. 5.5. Уд. вес 4.446. Впервые был установлен в нефелиновых сиенитах в Юльянегоб (Южн. Гренландия).

МАНГАНАПАТИТ — $(\text{Ca}, \text{Mn})_5[\text{PO}_4]_3[\text{F}, \text{OH}]$. Содержание MnO доходит до 11%. Гексаг. с. Бесцветный или окрашенный в зеленый цвет. Присутствие марганца повышает показатели преломления. Для разности с MnO 8.67%; $Nm=1.642$, $Np=1.639$; $Nm-Np=0.003$. Тв. 5. Уд. вес 3.16—3.39. Установлен в месторождениях марганца Центральной Индии.

СТРОНЦИОПАТИТ — $(\text{Ca}, \text{Sr})_5[\text{PO}_4]_3[\text{F}, \text{OH}]$. Синоним: ферморит. Содержание SrO до 10%. Содержит также мышьяк. Гексаг. с. Редкий. Цвет белый или розовый.

$Nm=1.660$. Двупреломление очень низкое. Тв. 5. Уд. вес 3.52. Не плавится. В кислотах растворяется. Встречен в марганцевых месторождениях Центральной Индии.

СВАБИТ — $\text{Ca}_5[\text{AsO}_4]_3[\text{F}, \text{OH}]$. Синоним: швабит. Встречаются разности, богатые фосфором. Гексаг. с. Редкий. Наблюдался в призматических бесцветных или зеленых кристаллах. $Nm=1.706$, $Np=1.698$; $Nm-Np=0.008$. Для разности, богатой фосфором, содержащей около 36% $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$: $Nm=1.684$, $Np=1.672$; $Nm-Np=0.012$. Тв. 4—5. Уд. вес 3.8 (для фосфористых разностей ниже). Встречен в марганцевых и железорудных месторождениях Пайсберг и Якобсберг (Вермланд, Швеция).

ПИРОМОРФИТ — $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$. Пирос — по-гречески «огонь»; морфи — «форма». Будучи сплавлен в шарик, по охлаждению принимает кристаллические формы.

Химический состав. PbO 82.0%, P_2O_5 15.4%, Cl 2.6%. В некоторых случаях устанавливается CaO до 8—9% — полисерфит (в виде округлых бугорков), а также As_2O_5 до 4% — ньюсерфит. Иногда устанавливается примесь хрома (очевидно, в виде CrO_3), окрашивающая в ярко-красный цвет, изредка V_2O_5 до нескольких процентов — коллит.

Сингония гексагональная; дипирамидальный в. с. L^6PC . **Кристаллическая структура** аналогична структуре апатита (см. выше). **Облик кристаллов.** Обычно встречается в призматических или столбчатых кристаллах (фиг. 425). Наблюдаются бочковидные и игольчатые формы. Нередки параллельно сросшиеся кристаллы. **Агрегаты.** Помимо обычно распространенных друз мелких кристаллов, часто можно наблюдать кристаллические, почковидные и шаровидные образования.

Цвет. Различные оттенки зеленого, желтого и бурого цветов. Реже встречаются разности, окрашенные хромом в яркокрасный или оранжево-желтый цвет. Часто окраска бывает зональной. **Черта** белая, иногда желтоватая. **Блеск** алмазный, жирный. **Оптические константы.** $Nm=2.050$, $Np=2.042$; $Nm-Np=0.008$.

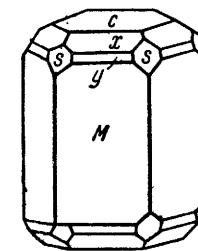
Твердость 3.5—4.0. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует. Уд. вес 6.7—7.1. Для разностей, богатых кальцием, снижается до 5.9. **Прочие свойства.** Иногда обнаруживает радиоактивность.

Диагностические признаки. Кристаллы пироморфита отличаются от апатита по удельному весу и алмазному блеску. От миметезита и ванадинита часто невозможно отличить без химических реакций.

П. п. тр. очень легко сплавляется в шарик, который по охлаждению быстро раскристаллизовывается и образует как бы полиэдр. С содой дает король свинца. На угле образует желтый налет PbCl_2 . Растворяется в HNO_3 , а также в KOH (если не содержит извести).

Происхождение. Пироморфит является минералом почти исключительно экзогенного происхождения, образуясь в зонах окисления сульфидных свинцовых или свинцово-цинковых месторождений (в виде друз мелких кристалликов и кристаллических корок в пустотах выщелачивания). Источник фосфорной кислоты, очевидно, заключается в поверхностных водах, воздействующих на свинцовые минералы в зоне окисления.

Часто устанавливаются псевдоморфозы пироморфита по церусситу, а также по галениту. В последнем случае, однако, нельзя думать, что пироморфит непосредственно замещает галенит. По всей вероятности, процесс замещения галенита проходит следующие стадии: галенит — англезит — церуссит — пироморфит. Об этом говорит факт установления в таких псевдоморфозах по галениту остаточного церуссита.



Фиг. 425. Кристалл пироморфита $c\{0001\}$, $M\{10\bar{1}0\}$, $y\{20\bar{2}1\}$, $x\{10\bar{1}1\}$, $S\{11\bar{2}1\}$

Известны случаи и обратного явления, т. е. замещения пироморфита галенитом с периферии кристаллов, происходящие в каких-то особых условиях.

Установлены также псевдоморфозы по пироморфиту ванадинита, вокеленита, вульфенита, каламина, халцедона и кальцита.

Как эндогенный минерал пироморфит указывается в некоторых низкотемпературных гидротермальных жильных месторождениях, образовавшихся вблизи поверхности Земли.

Практическое значение. Вместе с другими свинцовыми минералами зоны окисления пироморфит представляет интерес как источник свинца. В больших количествах он встречается очень редко.

Месторождения. Пироморфит в качестве спутника часто можно встретить в зонах окисления многих месторождений. В СССР он наблюдается в зоне окисления Березовского золоторудного месторождения на Урале (совместно с крокоитом). Пироморфит с небольшой примесью As_2O_5 в виде прекрасных кристаллов был установлен в Шилкинском, Зерентуевском и других месторождениях Вост. Забайкалья, а также в Кызыл-Эспе (Казахстан).

На перечислении иностранных месторождений останавливаться не будем. Укажем лишь, что кальцийсодержащий пироморфит (полисферит) был обнаружен в месторождениях района Фрейберг (Саксония) и в Миесе (Чехословакия), а ванадийсодержащий коллит — в Ледхилсе (Шотландия), мышьяковистая разновидность — в Ньюсе (Рона, Франция).

КАМПИЛИТ — $Pb_5[AsO_4, PO_4]_3Cl$. Гексаг. с. Представляет промежуточный по составу минеральный вид между пироморфитом и миметезитом, с которыми он по многим свойствам сходен. Цвет обычно желтый или оранжево-красный. Уд. вес 7.22. В виде шестигранных призм с искривленными плоскостями он был встречен в месторождении Драйхилл (Кимберленд, Англия) (P_2O_5 3.34%) и в Пуи-де-Дом (Франция).

МИМЕТЕЗИТ — $Pb_5[AsO_4]_3Cl$. Миметес — по-гречески «подражатель». Имеет в виду сходство с пироморфитом.

Химический состав. PbO до 74.9%, As_2O_5 до 23.2%, Cl до 2.4%. В виде изоморфных примесей нередко устанавливается P_2O_5 , Sb_2O_5 (плеонектит), также CaO до 10—14% — гедифан, и изредка BaO и CrO_3 .

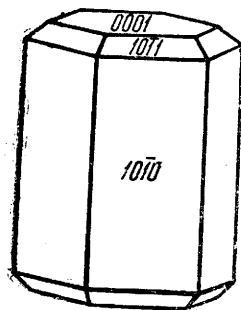
Сингония гексагональная; дипирамидальный в. с. L^6PC . **Облик кристаллов.** Как правило, встречается в призматических (фиг. 426), нередко игольчатых формах. Известны бочковидные, таблитчатые и дипирамидальные кристаллы. **Агрегаты.** В пустотах наблюдается в виде друз и розеток мелких кристаллов, корочек, реже в сплошных натечных и землистых массах.

Цвет. Чистые разновидности прозрачны и бесцветны. Чаще однако бывает окрашен в медово-желтый, бурый и зеленый цвета. **Черта** белая. **Блеск** алмазный, жирный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $Nm = 2.135$, $Np = 2.120$; $Nm - Np = 0.015$. Обнаруживается аномальная двуосность, особенно в наружной оболочке.

Твердость 3.5. Хрупок. Излом раковистый, неровный. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 7.19—7.25.

Диагностические признаки. От пироморфита и ванадинита с уверенностью можно отличить лишь с помощью химических реакций.

П. п. тр. на угле плавится труднее пироморфита и, отделяя пары окисляющегося мышьяка с чесночным запахом, дает королек свинца.



Фиг. 426. Кристалл миметезита

В H_2SO_4 и HCl растворяется с выделением в виде трудно растворимого осадка $PbSO_4$ и $PbCl_2$.

Происхождение. Как и пироморфит, встречается в зонах окисления сульфидных свинцово-цинковых месторождений, но значительно реже. Источником мышьяка, по всей вероятности, являются окисляющиеся арсениды, сульфоарсениды и сульфурарсениды, в частности арсенипирит и блеклые руды, нередко присутствующие в виде примесей в первичных свинцовых рудах.

В литературе описан также случай образования первичного миметезита в низкотемпературном гидротермальном месторождении Лилли (провинция Сика-Сика, Боливия) в прожилках с кварцем, халцедоном, кальцитом и др.

Месторождения. В СССР в виде почковидных образований и кристаллов был установлен в ряде месторождений свинцово-цинковых руд Вост. Забайкалья (Нерчинский район): Трехсвятительском, Спасском, Кличкинском, Кадаинском и других, а также в Такели, Кызыл-Эспе (Казахстан) и в других местах.

Из иностранных месторождений следует упомянуть Тсумб (близ Отави, Юго-Западная Африка), где встречались крупные, прекрасно образованные кристаллы, Чихуахуа (Мексика) и Тинтик (Юта, США).

Гедифан — кальциевая разновидность миметезита, оптически положительная ($Ng = 1.958$, $Nm = 1.948$). Описана в Лонгбан и Пайсберге (Швеция) и Франклине (Нью-Джерси, США).

Ванадинит — $Pb_5[VO_4]_3Cl$. Название дано по содержанию ценного элемента — ванадия.

Химический состав. PbO 78.3%, V_2O_5 19.3%, Cl 2.4%. В незначительных количествах иногда присутствуют P_2O_5 , As_2O_5 и др.

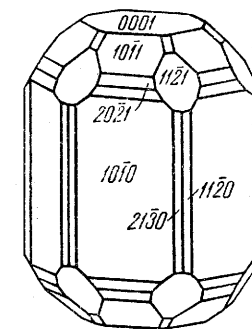
Сингония гексагональная; дипирамидальный в. с. L^6PC . **Облик кристаллов.** Кристаллы, как правило, мелки и имеют призматический (фиг. 427) или игольчатый облик. Нередко наблюдаются кристаллики в виде полых призм или узких дипирамид, образующих кристаллические щетки в пустотах, а также параллельные сростки призматических кристаллов (фиг. 428), известные, впрочем, и у пироморфита.

Встречается в почковидных агрегатах с радиально-лучистым или волокнистым строением.

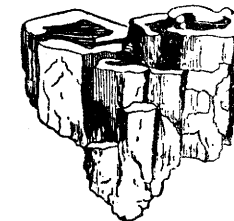
Цвет ванадинита желтый, бурый, иногда красный. **Черта** белая или бледножелтая. **Блеск** алмазный, жирный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $Nm = 2.354$, $Np = 2.299$; $Nm - Np = 0.055$ (наиболее высокое среди минералов данной группы).

Твердость 3.0. Хрупок. Излом неровный. **Спайность** не наблюдается. **Уд. вес** 6.66 — 7.10.

Диагностические признаки. Ванадинит обладает меньшей твердостью, чем пироморфит и миметезит. Более уверенное определение следует, однако, производить с помощью паяльной трубки и химических реакций.



Фиг. 427. Кристалл ванадинита



Фиг. 428. Сросток несовершенно образованных кристаллов ванадинита

П. п. тр. на угле, растрескиваясь, легко плавится и превращается в черную блестящую массу, которая в восстановительном пламени дает королек свинца. При этом уголь покрывается желтым налетом $PbCl_2$. Стекло фосфорной соли в восстановительном пламени в горячем состоянии красновато-желтое, при охлаждении оно принимает чисто зеленый цвет (реакция на ванадий). Растворение порошка минерала в капле разведенной HNO_3 на предметном стекле и последующее выпаривание досуха приводят к образованию темнокрасного остатка (другие минералы этой группы дают белые или серые остатки).

Происхождение. Так же, как пироморфит и миметезит, образуется в зонах окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений, располагающихся преимущественно среди карбонатных пород. Установлены псевдоморфозы по пироморфиту.

Практическое значение. В случае значительных скоплений ванадинитсодержащие руды представляют промышленный интерес как источник ванадия.

Месторождения. В месторождении Сулейман-Сай (Южно-Казахстанская область) ванадинит был встречен в небольших количествах в виде рыхлых масс и корок, облекающих остатки неокисленного мелкозернистого галенита. Из иностранных месторождений отметим следующие: Брокен-Хилл в северо-восточной Родезии (одноименное месторождение имеется также в Австралии), где ванадинит вместе с другими ванадатами широко распространен в зоне окисления, Ламентос (Чихуахуа, Мексика), представляющее интерес в том отношении, что ванадинит, деклуазит и вульфенит образовали здесь скопления в низах зоны окисления.

ЭНДЛИХИТ — $Pb_5[VO_4, AsO_4]_3Cl$. Гексаг. с. Редкий. Ванадий и мышьяк присутствуют примерно в равных количествах. Цвет желтый. $Nm=2.348$, $Np=2.311$; $Nm-Np=0.037$. Для другого образца: $Nm=2.25$, $Np=2.20$; $Nm-Np=0.05$. Тв. 3. Уд. вес 7.0. Порошок, растворенный в капле HNO_3 на предметном стекле, после выпаривания досуха оставляет светлокрасный осадок (отличие от ванадинита). Встречается в долине Лэк (Нью-Мексико, США), Сиерра-де-Кордоба (Аргентина) и в других местах.

Обобщение. Как следует из описания, минералы рассмотренной группы наряду с общими свойствами обладают и существенными отличиями, зависящими от химического состава относящихся сюда соединений. Сравним между собой главные особенности наиболее важных минералов (табл. 17).

Таблица 17
Важнейшие свойства главных минералов группы апатита

Название минерала	Уд. вес	Твердость	Коэффициент преломления		Блеск
			<i>Nm</i>	<i>Np</i>	
Фторапатит $Ca_5[PO_4]_3F$	3.20	5	1.633	1.629	Стекланный
Пироморфит $Pb_5[PO_4]_3Cl$	6.9	3.5—4	2.050	2.042	Алмазный
Миметезит $Pb_5[AsO_4]_3Cl$	Около 7.0	3.5	2.135	2.120	.
Ванадинит $Pb_5[VO_4]_3Cl$	7.0	3.0	2.354	2.299	.

Из сопоставления свойств пироморфита, миметезита и ванадинита легко видеть, что по мере последовательной замены в комплексном анионе XO_4 P на As и V твердость минерала понижается, а коэффициенты

преломления, наоборот, возрастают. Различия в удельном весе заметны вследствие того, что во всех их сильно преобладает над остальными элементами содержание тяжелого металла — свинца.

Большие различия в свойствах между апатитом и только что разобранными минералами вполне естественны.

Следует разобрать также интересный пример оригинального изоморфного ряда фторапатит—эллестадит, подтвержденного рентгенометрическими данными. Этот ряд характерен тем, что при постоянном содержании кальция широко меняются соотношения между количествами тетраэдрических комплексных анионов (хотя и разное заряденных): $[PO_4]^{3-}$ и $[SiO_4]^{4-}$ с $[SO_4]^{2-}$, а также соотношения между простыми анионами: F^- и Cl^- . Ниже приведена сравнительная таблица данных состава кислотных остатков и удельного веса (табл. 18).

Таблица 18
Изоморфный ряд: фторапатит—эллестадит

Минералы	Фторапатит $Ca_{10}[PO_4]_6F_2$	Вилкеит $Ca_{10}[PO_4, SiO_4, SO_4]_6$ $[F, OH]_2$	Вилкеит $Ca_{10}[PO_4, SiO_4, SO_4]_6$ $[F, OH]_2$	Эллестадит $Ca_{10}[SO_4, SiO_4, PO_4]_6$ $[Cl, OH]_2$
P_2O_5	41.3	32.2	14.4	3.1
SiO_2	—	2.9	11.2	17.3
SO_3	—	Не опр.	Не опр.	20.7
F	3.7	2.1	0.9	0.6
Cl	0.1	0.4	0.8	1.6
Уд. вес	3.18	3.16	3.12	3.07
<i>Nm</i>	1.632	1.638	1.648	1.652
a_0	9.36	9.40	9.48	9.53
c_0	6.88	6.89	6.91	6.91

Из таблицы хорошо видны закономерные изменения соотношений кислотных остатков по мере перехода к эллестадиту. Соответственно меняются и коэффициенты преломления. Удельный вес падает, что объясняется ростом содержания SiO_2 и SO_3 .

2. ГРУППА ТРИПЛИТА

Рассмотрим небольшую группу преимущественно основных фосфатов типа A_2XO_4Z , в решетках которых в качестве катионов участвуют Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} и Ca^{2+} . Все они кристаллизуются в моноклинной сингонии.

	a_0	b_0	c_0	β
Вагнерит $Mg_2[PO_4]F$	11.90	12.51	9.63	108°07'
Саркинит $Mn_2[AsO_4][OH]$	12.65	13.51	10.15	108°44'
Триплит $(Mn^{2+}, Fe^{2+})_2[PO_4]F$	12.03	6.46	10.03	105°42'
Саркопсид $(Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca)_2[PO_4]F$	12.24	13.35	9.88	108°14'
Триплоидит $(Mn^{2+}, Fe^{2+})_2[PO_4][OH]$				
Спидиозит $Ca_2[PO_4]F$				

ВАГНЕРИТ — $Mg_2[PO_4]F$. Монокл. с. Согласно химическому анализу содержание P_2O_5 несколько ниже, чем вытекает из формулы; зато имеется в наличии 2.5% CaO . Наблюдается иногда в крупных плохих образованных кристаллах, а также в сплошных массах. Цвет желтый разных оттенков, мясо-красный. Блеск стекланный. Оптически положительный. $Ng=1.582$, $Nm=1.570$, $Np=1.569$; $Ng-Np=0.013$. $2V=26^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNg=21^\circ$. Тв. 5—5.5. Хрупок. Излом неровный. Спайность отсутствует. Уд. вес 3.07—3.14. В кислотах растворяется. Встречен в Гелленграбене близ Верфена и в Райдельграбене близ Бишофсгофена (Зальцбург, Австрия), а также близ Бамбле (Телемаркен, Норвегия).

САРКИНИТ — $Mn_2[AsO_4][OH]$. Ксантарсенит—разновидность, содержащая Sb. Иногда устанавливается также примесь Zn. Монокл. с. Редкий. Цвет красный, красновато-желтый. Оптически отрицательный. $Ng=1.808$, $Nm=1.806$, $Np=1.793$; $Ng-Np=0.015$. Для цинксодеждающей разности $Ng=1.798$, $Nm=1.794$, $Np=1.790$; $Ng-Np=0.008$. $2V$ большой. $NgNp=(010)$; $cNg=37^\circ$. Тв. 4—4.5. Уд. вес 4.17. Встречен в марганцевых месторождениях Пайсберг (Лонгбан, Швеция) и Франклин (Нью-Джерси, США).

ТРИПЛИТ — $(Mn^{2+}, Fe^{2+})_2[PO_4]F$. Монокл. с. Богатая железом разность называется псевдотриплитом. В виде изоморфной примеси содержит Ca и Mg. Богатая магнием разновидность носит название тальктриплита. Встречается в сплошных массах. Цвет бурый или черновато-бурый. Черта желтовато-серая или бурая. Коэффициенты преломления колеблются в зависимости от химического состава: более богатые железом разности обладают повышенными показателями. $Ng=1.672-1.692$, $Nm=1.660-1.683$, $Np=1.650-1.675$. $2V$ большой. Сильная дисперсия; $r > v$. $NgNp=(010)$; $cNg=42^\circ$. Тв. 3.5—4. Спайность по (100) совершенная, по (010) менее совершенная. Уд. вес 3.44—3.87. П. п. тр. легко плавится в черный магнитный шарик; с бурой в окислительном пламени дает фиолетовое стекло (Mn). Растворяется в HCl. Встречается в пегматитовых жилах в ассоциации с кварцем, бериллом, апатитом, флюоритом и другими минералами, а также в некоторых гидротермальных жилах. В СССР встречен в гидротермальных месторождениях Бурят-Монголии в ассоциации с кварцем, родохрозитом и др.

САРКОПСИД — $(Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca)[PO_4]F$. Монокл. с. Цвет мясо-красный до синего. Оптически отрицательный. $Ng=1.735$, $Nm=1.728$, $Np=1.675$; $Ng-Np=0.060$. Тв. 4. Уд. вес 3.64—3.73. Встречен в пегматитах близ Михельсдорфа (Силезия) в вивианитом и гюролитом, в пегматитовой жиле в Деринге (Нью-Гемпшир, Англия).

ТРИПЛОИДИТ — $(Mn^{2+}, Fe^{2+})_2[PO_4]OH$. Монокл. с. От триплита отличается по оптическим константам и размерами элементарной ячейки по оси b . Наблюдается в мелких столбчатых кристаллах, зернистых агрегатах. Цвет желтовато- и красновато-бурый. Оптически положительный. $Ng=1.730$, $Nm=1.726$, $Np=1.725$; $Ng-Np=0.005$. $2V$ средний. $NgNp \perp (010)$; Ng почти параллельна c ; $Np=b$. Тв. 4.5—5. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 3.69 (при $Mn:Fe=3:1$). Встречен в Брэнчвилле (Коннектикут, США), Гагендорфе (близ Плейштейна, Бавария).

СПОДИОЗИТ — $Ca_2[PO_4]F$. Монокл. с.? Наблюдается в коротких призматических кристаллах. Цвет пепельно-серый. Оптически положительный. $Ng=1.699$, $Nm=1.674$, $Np=1.663$; $Ng-Np=0.036$. $2V=69^\circ$. Тв. 5. Спайность по (010) ясная, по (001) плохо выраженная. Уд. вес 2.94. Встречен в Филлиппштаде и Нордмарке (Вермланд, Швеция).

3. ГРУППА ЛИБЕТЕНИТА

К этой немногочисленной группе минералов относятся фосфаты и арсенаты Cu и Zn типа A_2XO_4Z , образующие кристаллы одинакового облика и сходные по размерам элементарные ячейки.

			a_0	b_0	c_0
Либетенит	$Cu_2[PO_4][OH]$	Ромбич. с.	8.08	8.43	5.30
Оливенит	$Cu_2[AsO_4][OH]$	" "	8.16	8.54	5.86
Адамин	$Zn_2[AsO_4][OH]$	" "	8.32	8.54	6.08

Здесь же опишем аналогичный по химическим признакам, но кристаллизующийся в триклинной сингонии фосфат цинка, а также арсенат свинца и меди:

			a_0	b_0	c_0
Тарбуттит	$Zn_2[PO_4][OH]$	Триклин. с.	8.097	12.91	7.688
Байлдонит	$(Pb, Cu)_2[AsO_4][OH]$	Монокл. с.			

ЛИБЕТЕНИТ — $Cu_2[PO_4][OH]$. Назван по месту открытия: Либетень (у Баньска-Быстрицы, Чехословакия).

Химический состав. CuO 66.4%, P_2O_5 29.8%, H_2O 3.8%. Данные химических анализов хорошо согласуются с теоретической формулой.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Наблюдается в мелких короткопризматических кристаллах (фиг. 429 и 430) на стенках пустот от выщелачивания, но чаще в виде почковидных агрегатов и кристаллических корок. На кристаллах обычно наблюдается комбинация граней: {110}, {011} и {111}.

¹ $\alpha = 89^\circ 37'$, $\beta = 91^\circ 28'$, $\gamma = 107^\circ 41'$.

Цвет либетенита темный луково-зеленый. Черта того же цвета. Блеск стеклянный, жирный. Оптические константы. $Ng=1.789$, $Nm=1.745$, $Np=1.702$; $Ng-Np=0.087$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. Сильная дисперсия; $r > v$. $NgNp=(001)$; $Np=b$.

Твердость 4. Хрупок. Спайность практически отсутствует. Уд. вес 3.6—3.8.

Диагностические признаки. В первом приближении либетенит можно предположить по темнозеленому цвету, черте и форме кристалликов. От похожих на него других минералов меди его можно отличить лишь с помощью химических реакций и по оптическим константам.

П. п. тр. легко плавится, окрашивая пламя в изумрудно-зеленый цвет. На угле с содой дает королек металлической меди. В запаянной стеклянной трубке при накаливании выделяет воду. В кислотах HNO_3 и HCl легко растворяется. Раствор в NH_4OH окрашивается в синий цвет (присутствие меди). С молибденовокислым аммонием дает реакцию на фосфор.

Происхождение. Либетенит в очень небольших количествах встречается в зонах окисления медносульфидных месторождений. Образуется за счет фосфорной кислоты, содержащейся в поверхностных просачивающихся водах. Обычно имеет чисто минералогическое значение.

Месторождения. В СССР либетенит наблюдался в зоне окисления известного Меднорудянского месторождения (Нижний Тагил, на Урале) и в ряде месторождений Центрального Казахстана. Из иностранных месторождений упомянем лишь о месторождении Уллерсрейт близ Гиршберга, откуда происходят лучшие кристаллы либетенита в музейных коллекциях.

ОЛИВЕНИТ — $Cu_2[AsO_4][OH]$. Название дано по оливково-зеленому цвету минерала.

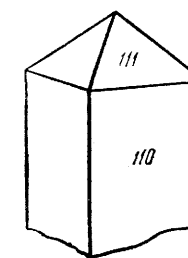
Химический состав. CuO 56.1%, As_2O_5 40.7%, H_2O 3.2%. Иногда содержит P_2O_5 (до 6%).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Кристаллы обычно имеют призматический облик (фиг. 431) с гранями призм: {110}, {011}, {101} и часто дипирамиды {111}. Чаще встречаются в виде корочек и кристаллически-зернистых масс или в форме желваков.

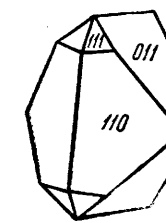
Цвет оливенита чаще темнозеленый разных оттенков, реже бурый и желтый. Черта зеленая или бурая. Блеск стеклянный, жирный. Оптические константы. Оптически положительный, иногда отрицательный: $Ng=1.773$, $Nm=1.749$, $Np=1.708$; $Ng-Np=0.065$. По другим данным значительно выше: $Ng=1.865$, $Nm=1.820$, $Np=1.780$; $Ng-Np=0.085$. $2V$ большой. Дисперсия сильная; $r < v$. $NgNp=(001)$; $Ng=b$.

Твердость 3.5. Хрупок. Спайность обычно отсутствует. Уд. вес 4.34—4.35 (выше, чем у либетенита).

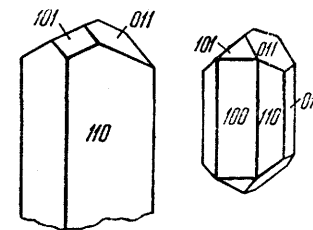
Диагностические признаки. Более надежно от других похожих на него минералов меди отличим по химическим реакциям и оптическим свойствам.



Фиг. 429. Кристалл либетенита



Фиг. 430. Кристалл либетенита



Фиг. 431. Кристаллы оливенита

П. п. тр. легко плавится, превращаясь в буровато-черную массу и окрашивая пламя в голубовато-зеленый цвет. На угле горит, выделяя пары мышьяка с характерным запахом. С содой дает королек меди. В кислотах и аммиаке растворяется.

Происхождение. Как и либетенит, встречается в зонах окисления месторождений сульфидных руд меди и мышьяка. Больших скоплений обычно не образует.

Месторождения. В СССР был обнаружен в зоне окисления Медно-рудянского месторождения (Нижний Тагил на Урале) и месторождений в горах Карамазара (Таджикская ССР). Иностраные месторождения: Сент Дей, Редрут и др. (Корнуолл, Англия), где в значительных количествах были встречены хорошо образованные кристаллы, Тсумиб (Юго-Западная Африка) с азуриком и другими минералами зоны окисления.

АДАМИН — $Zn_2[AsO_4][OH]$. Синоним: адамит. Встречаются разновидности, содержащие медь — купроадамин — и кобальт — кобальтадамин. Ромбич. с. Редкий. В крошечках, зернистых агрегатах, иногда в мелких кристаллах медово-желтого, зеленого, розовато-красного и фиолетового цвета. Известны также бесцветные разновидности. Оптически отрицательный. $2V=90^\circ$. $Ng=1.773$ (1.763), $Nm=1.744$ (1.742), $Np=1.708$ (1.722). $Ng-Np=0.065$ (0.041). $Ng=b$, $Np=a$. Тв. 3.5. Уд. вес 4.31—4.43. Встречается в зонах окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений, содержащих арсениды: Ново-Почкуевском (Вост. Забайкалье), в Карамазаре (Таджикская ССР), Гульшад (Северо-Западное Прибалхашье), Тсумиб (Оттави, Юго-Западная Африка) и др.

ТАРБУТТИТ — $Zn_2[PO_4][OH]$. Триклин. с. Редкий. Наблюдается в исстрихованных закругленных кристаллах и сноповидных агрегатах. Бесцветный или бледножелтый, бурый, иногда красный. Оптически отрицательный. $2V=50^\circ$. $Ng=1.713$, $Nm=1.705$, $Np=1.66$; $Ng-Np=0.057$. Тв. 3.7. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 4.15. Встречен в Брокен-Хилле (Северо-Восточная Родезия).

БАЙЛДОНИТ — $(Pb, Cu)_2[AsO_4][OH]$. Монокл. с. В конкрециях с волокнистым строением. Цвет зеленый. $Ng=1.99$, $Nm=1.97$, $Np=1.95$; $Ng-Np=0.04$. Оптически положительный. $2V$ большой. $NgNp \perp (010)$; $cNg=45^\circ$. Тв. 4.5. Уд. вес 4.35. Встречен в месторождениях в районе Корнуолл (Англия), в Тсумиб (близ Оттави, Юго-Западная Африка).

4. ГРУППА ДЕКЛУАЗИТА

Здесь рассматриваются довольно близкие в химическом отношении к группе либетенита минералы, но представляющие собой двойные соединения типа $ABXO_4Z$. В кристаллической решетке этих соединений места катионов с общей валентностью, равной 4, занимают либо одинаково валентными катионами, но различающимися по величине ионных радиусов (например, двухвалентными катионами Mg и Ca, Zn и Pb и др.), либо разновалентными катионами (например, Na^{1+} и Al^{3+}).

Принадлежащие к этой группе соединения разбиваются на три подгруппы: ромбическую, моноклинную и триклинную.

		a_0	b_0	c_0	β	
Аделит	$MgCa[AsO_4][OH, F]$	Ромбич. с.	7.43	8.85	5.88	
Хиггинсит	$CuCa[AsO_4][OH, F]$	" "	7.42	9.20	5.85	
Аустинит	$ZnCa[AsO_4][OH]$	" "	7.43	9.00	5.90	
Дюфтит	$CuPb[AsO_4][OH]$	" "	7.50	9.12	5.90	
Фольбортит	$CuCa[VO_4][OH]$	" "	"	"	"	
Деклуазит	$(Zn, Cu)Pb[VO_4][OH]$	" "	7.56	9.39	6.05	
Купродеклуазит	$(Cu, Zn)Pb[VO_4][OH]$	" "	"	"	"	
Ареоксен	$ZnPb[VO_4, AsO_4][OH]$	" "	"	"	"	
Пиробелонит	$Mn \cdot Pb[VO_4][OH]$	" "	7.58	9.45	6.09	
Тилазит ¹	$CaMg[AsO_4][F, OH]$	Монокл. с.	7.56	8.95	6.66	120°59'
Дурангит	$NaAl[AsO_4]F$	" "	7.30	8.46	6.53	119°22'
Герлерит	$CaBe[PO_4][OH, F]$	" "	9.80	7.68	4.80	90°06'

¹ Ввиду сходства по формуле с аделитом описан после него.

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ		
Амблигонит	$LiAl[PO_4]F$	Триклин.	с.4.92	7.05	4.93	107°22'	97°27'	109°50'
Гебронит	$(Li, Na)Al[PO_4][F, OH]$	" "	"	"	"	"	"	"
Монтесбразит	$(Li, Na)Al[PO_4][OH]$	" "	"	"	"	"	"	"
Фремонит	$(Na, Li)Al[PO_4][OH, F]$	" "	"	"	"	"	"	"

АДЕЛИТ — $MgCa[AsO_4][OH, F]$. Содержит также MnO (до 4%) и Cl. Ромбич. с. Редкий. Чаще наблюдается в зернистых массах серого или серовато-желтого цвета. $Ng=1.731$, $Nm=1.721$, $Np=1.712$; $Ng-Np=0.019$. Оптически положительный. $2V=68$. $NgNp=(001)$; $cNg=39^\circ$. Тв. 5. Уд. вес 3.74. Встречен в марганцевых рудах в Якобсберге (Вермланд, Швеция).

ТИЛАЗИТ — $MgCa[AsO_4][F, OH]$. Монокл. с. Редкий. Во многом сходен с аделитом. $Ng=1.675$, $Nm=1.660$, $Np=1.640$; $Ng-Np=0.035$. Оптически отрицательный. $2V=83^\circ$. $Ng=b$; угол погасания равен 30° . Тв. 5. Уд. вес 3.68—3.79. Найден там же, где аделит, а также в Кайлидонгри (центральные провинции марганцевых месторождений Индии).

ХИГГИНСИТ (гиггинсит) — $CuCa[AsO_4][OH, F]$. Синоним: конихальцит. Ромбич. с. Редкий. Наблюдавшиеся кристаллики имеют призматический облик. Цвет желто-зеленый до малахитово-зеленого. $Ng=1.846$, $Nm=1.831$, $Np=1.800$; $Ng-Np=0.046$. Оптически отрицательный. $2V$ около 90° . $NgNp=(010)$; $Np=a$. Тв. 4.5. Уд. вес 4.33. Найден в Хиггинс (Бисби, Аризона, США). У нас встречен в Кызыл-Эспе (Центральный Казахстан).

АУСТИНИТ — $ZnCa[AsO_4][OH]$. Синоним: брикерит. Ромбич. с. Редкий. Наблюдавшиеся в пустотах кристаллики обладали призматическим обликком. Встречается также в параллельно-волокнистых массах. Бесцветный. Оптически положительный. $Ng=1.783$, $Nm=1.763$, $Np=1.759$; $Ng-Np=0.024$. Уд. вес 4.12. В зоне окисления месторождения Голдхилл (Юта, США). В низкотемпературном гидротермальном месторождении Лилли (провинция Сика-Сика, Боливия) в прожилках с кварцем, халцедоном, кальцитом, миметезитом и др.

ДЮФТИТ — $CuPb[AsO_4][OH]$. Ромбич. с. Редкий. В мелкокристаллических агрегатах яркооливково-зеленого или серо-зеленого цвета. Оптически отрицательный. $2V$ большой. $Ng=2.09$, $Nm=2.08$, $Np=2.05$; $Ng-Np=0.04$. Тв. 3. Уд. вес 6.19. Установлен в зоне окисления месторождения Тсумиб (Оттави, Юго-Западная Африка).

ФОЛЬБОРТИТ — $CuCa[VO_4][OH]$. Синонимы: тангейт, кальциофольбортит. Иногда содержит примесь As_2O_5 . Ромбич. с. Редкий. В землистых, чешуйчатых, волокнистых, радиально-лучистых или почковидных агрегатах желтовато-зеленого, темного оливково-зеленого, иногда серого или зеленовато-черного цвета. Оптически отрицательный или положительный. $2V$ большой. $Ng=2.10$, $Nm=2.05$, $Np=2.02$; $Ng-Np=0.08$. Плеохроизм: по $Np=Nm$ — бурый, по Ng — зеленый. Тв. 3.5. Уд. вес 3.5—3.9. Встречается в пермских медистых песчаниках Зап. Приуралья в Средней Азии, у дер. Потехино (Хакасская АО), в ванадиевых песчаниках в Юта и Колорадо (США) и в других местах. Впервые был установлен акад. Г. И. Гессом.

ДЕКЛУАЗИТ — $(Zn, Cu)Pb[VO_4][OH]$. Синоним: эйзинхит. Назван по имени французского минералога Деклуазо (1811—1897).

Химический состав чисто цинкового минерального вида: ZnO 16.1%, PbO 44.3%, V_2O_5 36.1%, H_2O 3.5%. Обычно наблюдаются некоторые отклонения от приведенных цифр. Нередко содержит в незначительных количествах FeO, MnO, P_2O_5 , иногда As_2O_5 и Cl.

Сингония ромбическая. Кристаллы имеют короткопризматический облик. Чаще наблюдается в сплошных массах в виде волокнистых, почковидных и зернистых агрегатов с реликтовыми признаками коллоидных образований.

Цвет деклуазита вишнево-красный, красновато-желтый, бурый или даже черный. **Черта** обычно светлая, желтовато-серая до красновато-бурой. **Блеск** алмазный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный (бывает и положительный). $Ng=2.35$, $Nm=2.27$, $Np=2.18$; $Ng-Np=0.17$. $2V$ около 90° . Сильная дисперсия; $r > v$. $NgNp = (010)$; $Ng = a$.

Твердость 3.5. Хрупок. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 5.9—6.2.

Диагностические признаки. От других высокопреломляющих минералов данной группы деклуазит внешне трудно отличить. Необходимы химические реакции.

П. п. тр. легко плавится; дает королек Pb и на угле белые налеты ZnO. В закрытой трубке выделяет воду. Порошок минерала с небольшим количеством HNO₃ при нагревании принимает красивый красный цвет (присутствие значительных количеств ванадия); при прибавлении HNO₃ жидкость становится бледножелтой.

Происхождение. Деклуазит, как крайне трудно растворимый в воде минерал, образуется в зонах окисления ряда месторождений свинцово-цинковых сульфидных руд. Источником ванадия, вероятнее всего, являются боковые породы, из которых этот элемент в виде ванадиевой кислоты при выветривании переходит в раствор в поверхностных водах. Даже при ничтожных содержаниях ванадия в этих водах при длительной переработке зон окисления рудных месторождений могут образоваться существенные скопления ванадатов свинца и цинка. Вообще ванадаты по сравнению с англезитом и церусситом являются более поздними минералами. В некоторых месторождениях деклуазит, как и ванадинит, скапливается в нижних частях зон окисления.

Практическое значение. Значительные скопления деклуазита имеют несомненно промышленный интерес. Ванадий как металл обладает весьма ценными обогащающими свойствами при производстве высококачественных сталей.

Месторождения. Крупнейшее месторождение в зоне окисления сульфидных медно-свинцово-цинковых руд известно в районе Оттави-Тсумеб (Юго-Западная Африка), где деклуазит совместно с купродеклуазитом образовал скопления в «красных рыхлых песках» в трещинах и карстах среди доломита, по соседству с коренными месторождениями. Совместно с ванадинитом деклуазит в больших массах обнаружен также в зоне окисления свинцово-цинкового месторождения Брокен-Хилл, в Северо-Восточной Родезии. В СССР деклуазит установлен в Казахстане в месторождениях Гульшад и Каскайгыр.

КУПРОДЕКЛУАЗИТ — (Cu, Zn)Pb[VO₄][OH]. Ромбич. с. Разновидность, бедная цинком или не содержащая его, называется моттрамитом, синонимом которого является название пситтанит. По многим физическим свойствам похож на деклуазит. Цвет оливково-зеленый до бурого и черного. $Ng=2.33$, $Nm=2.31$, $Np=2.21$ (для Li-света); $Ng-Np=0.12$. Тв. 3—4. Уд. вес 6.1. Найден в Тсумеб близ Оттави (Юго-Западная Африка), Потози, Цакатехас, Гуанахуато (в Мексике) и др.

АРЕОКСЕН — ZnPb[VO₄, AsO₄][OH]. Ромбич. с. Редкий. Представляет собой разновидность деклуазита, богатую Zn и As. Ближе не изучен.

ПИРОБЕЛОНИТ — Mn·Pb[VO₄][OH]. Ромбич. с. Наблюдался в мелких игольчатых кристаллах густокрасного цвета. Оптически отрицательный. $2V=29^\circ$. $Ng=2.37$, $Nm=2.36$, $Np=2.32$; $Ng-Np=0.05$. $Ng-Np=(001)$; $Np=a$. Тв. 3.5. Уд. вес 5.38. Встречен в Лонгбане (Вермланд, Швеция).

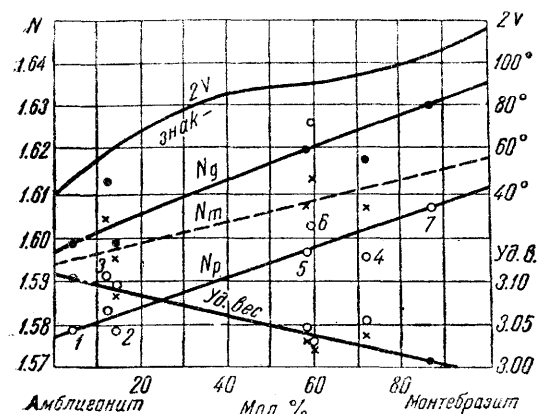
ДУРАНГИТ — NaAl[AsO₄]F. Содержит также Fe· и Mn·. Монокл. с. Очень редкий. Цвет оранжево-красный. Оптически отрицательный. $2V=45^\circ$. $Ng=1.685$, $Nm=1.673$, $Np=1.634$; $Ng-Np=0.051$. $Ng-Np=(010)$; $cNp=25^\circ$. Тв. 5. Спайность по призме. Уд. вес 3.94—4.03. Описан в Дуранго (Мексика).

ГЕРДЕРИТ — CaBe[PO₄][OH, F]. Монокл. с. В структурном отношении существенно отличается от предыдущих двух минералов (см. рентгенометрические данные, стр. 612). Редкий. Встречающиеся кристаллы имеют призматический облик. Наблюдались сложные двойники. Цвет желтовато- или зеленовато-белый. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $2V=74^\circ$. $Ng=1.619$, $Nm=1.611$, $Np=1.591$; $Ng-Np=0.028$. $Ng-Np=(010)$; $Ng=c$. Тв. 5. Уд. вес 3.00. Встречен в месторождении олова Эренфридерсдорф (Саксония) и в других местах.

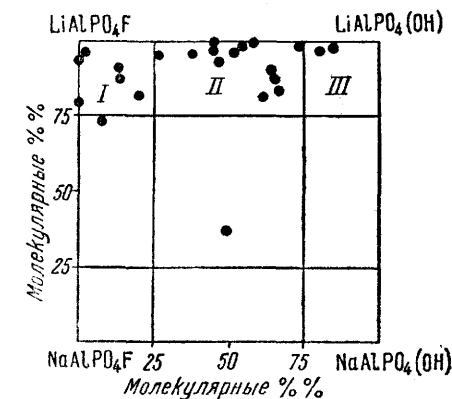
АМБЛИГОНИТ — LiAl[PO₄]F. Триклин. с. Фтор преобладает над гидроксидом. В незначительных количествах присутствуют натрий и H₂O. Встречается иногда в крупных плохо образованных кристаллах. Цвет белый с зеленоватым, голубоватым, желтоватым и другими оттенками. Полупрозрачен. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Оптически отрицательный. Для чисто-фтористой разновидности: $Ng=1.598$, $Nm=1.593$, $Np=1.578$; $Ng-Np=0.020$. Величины оптических констант возрастают по мере увеличения содержания OH (фиг. 432). $2V$ = от 50 до 70°. Тв. 6. Хрупкий. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 2.98—3.15 (падает по мере увеличения OH). П. п. тр. легко плавится, вспучиваясь. Пламя окрашивается в красный

цвет (присутствие лития). Растворим в H₂SO₄ полностью. Встречается в пегматитовых жилах в ассоциации с другими литийсодержащими минералами в Монтебра (Франция), Геброн (Мэйн, США), близ Пеннг (Саксония) и в других местах.

ГЕБРОНИТ — (Li, Na)Al[PO₄][F, OH]. Триклин. с. По химическому составу, точнее по отношению F:OH, представляет промежуточный минеральный вид между амблигонитом и монтебразитом (фиг. 433). Наблюдался в сплошных массах белого цвета с слабозеленоватым оттенком; иногда довольно интенсивно окрашен и похож на амазонит. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Для разновидности с содержанием молекулы LiAlPO₄OH около 60%: $Ng=1.626$, $Nm=1.608$, $Np=1.598$; $Ng-Np=0.028$. Оптически отрицательный. Натрийсодержащие разновидности обладают меньшими коэффициентами преломления. Характерны полисинтетические двой-



Фиг. 432. Изменение оптических свойств в изоморфном ряду амблигонит — монтебразит



Фиг. 433. Составы минералов изоморфного ряда: I — амблигонит, II — промежуточный вид — гебронит V, III — монтебразит. По Е. К. Устиеву

ники. Тв. 6. Спайность по (001) совершенная, по (100) менее совершенная. Уд. вес около 3. В H₂SO₄ растворяется частично. Описан в оловорудном месторождении, где встречается в виде вкраплений и жил в грейзене. Ранее был встречен в пегматитах Геброна и Ауерна (Мэйн, США).

МОНТЕБРАЗИТ — (Li, Na)Al[PO₄][OH]. Триклин. с. Редкий. Содержание OH резко преобладает над содержанием F. Цвет белый. Оптически отрицательный. Для разновидности, содержащей около 85% LiAl[PO₄]OH: $Ng=1.630$, $Nm=1.614$, $Np=1.607$; $Ng-Np=0.023$. $2V$ большой. Тв. 6. Спайность по (001) совершенная, по (100) менее совершенная. Уд. вес около 3. Встречен в пегматитовых жилах в Монтебра (Франция) и других местах.

ФРЕМОНТИТ — (Na, Li)Al[PO₄][OH, F]. Синоним: натромонтебразит. Триклин. с. Содержание F и OH примерно одинаковое. Цвет белый или серовато-белый. Оптически положительный. $Ng=1.615$, $Nm=1.603$, $Np=1.594$; $Ng-Np=0.021$. $2V$ очень большой. Характерны полисинтетические двойники. Тв. 5.5. Уд. вес 3.0. П. п. тр. сплавляется в белую эмаль, окрашивая пламя в желтый цвет (Na). В пегматитах близ Каньон-Сити (Колорадо, США).

5. ГРУППА ДИГИДРИТА

В эту группу входят основные безводные фосфаты, арсенаты и ванадаты двухвалентных металлов Cu, Zn, Ca и Mn типа $A^{2+}[XO_4]_2Z_4$, кристаллизующиеся частью в ромбической, частью в моноклинной сингонии.

	a_0	b_0	c_0
Арсеноклазит Mn ²⁺ [AsO ₄] ₂ [OH] ₄	9.19	18.01	5.795
Сташицит (Ca, Cu, Zn) ₅ [AsO ₄] ₂ [OH] ₄	Ромбич. с. ?		
Дигидрит Cu ₅ [PO ₄] ₂ [OH] ₄	Монокл. с. ?		
Эринит Cu ₅ [AsO ₄] ₂ [OH] ₄	Монокл. с. ?		
Туранит Cu ₅ [VO ₄] ₂ [OH] ₄	Монокл. с.		

АРСЕНОКЛАЗИТ — $Mn_5[AsO_4]_2[OH]_4$. Ромбич. с. Редкий. Цвет буровато-красный. Оптически отрицательный. $2V=53^\circ$. $Ng=1.816$, $Nm=1.810$, $Np=1.787$; $Ng-Np=0.029$. $NgNp=(100)$; $Np=a$. Тв. 5—6. Спайность по (010) ясная. Уд. вес 4.16. Растворяется в HCl. Найден в районе Лонгбан (Швеция).

СТАШИЦИТ — $(Ca, Cu, Zn)_5[AsO_4]_2[OH]_4$. Ромбич. с.? Редкий. Наблюдался в волокнистых агрегатах желтовато-зеленого цвета. Оптически не изучен. Погасание прямое. Удлинение положительное. Тв. 5.5—6. Уд. вес 4.23. Как продукт изменения мышьяковистой блеклой руды (теннантита) вместе с другими продуктами окисления найден в Медзянке (близ Келец, Польша).

ДИГИДРИТ — $Cu_5[PO_4]_2[OH]_4$. Монокл. или триклин. с. Наблюдался в почковидных кристаллических корках и в виде друз и отдельных пластинчатых кристаллов темного изумрудно-зеленого цвета. Оптически положительный и отрицательный. $2V$ около 90° . $Ng=1.805$, $Nm=1.762$, $Np=1.719$; $Ng-Np=0.086$. $Ng=b$; $cNp=22^\circ$. Тв. 4.5—5. Спайность по (010) несовершенная. Уд. вес 4—4.4. Легкоплавкий. Найден близ Рейнбрейтбаха и близ Ленца на Рейне. В СССР был встречен в зоне окисления Меднорудянского месторождения (г. Нижний Тагил) в ассоциации с более ранним псевдомалахитом. Впервые был установлен еще Р. Германом в прошлом столетии.

ЭРИНИТ — $Cu_5[AsO_4]_2[OH]_4$. Монокл. с.? Был встречен в виде почковидных кристаллических масс изумрудно-зеленого цвета. Оптически отрицательный. $2V$ большой. $Ng=1.88$, $Nm=1.826$, $Np=1.82$; $Ng-Np=0.06$. Тв. 5. Уд. вес 4.0. Встречен в районе Корнуолл (Англия), в Тинтик (Юта, США).

ТУРАНИТ — $Cu_5[VO_4]_2[OH]_4$. Монокл. с. Наблюдался в виде игольчатых кристаллов и землистых налетов темного сливково-зеленого цвета. Оптически отрицательный. $2V=70^\circ$. $Ng=2.02$, $Nm=2.01$, $Np=2.00$; $Ng-Np=0.02$. $NgNp=(010)$. В разрезах параллельно (010) угол погасания 32° . Тв. 5. Уд. вес 5.55. Встречен в ассоциации с валентинитом и малахитом в месторождении Хайдаркан (Южная Фергана, Киргизская ССР). Является минералом экзогенного происхождения. Впервые установлен К. А. Ненадкевичем.

6. ГРУППА ПСЕВДОМАЛАХИТА

Эта группа представлена основными фосфатами и арсенатами меди типа $A_3XO_4Z_3$.

Корнетит . . . $Cu_3[PO_4][OH]_3$
 Псевдомалахит . $Cu_3[PO_4][OH]_3$
 Клиноклазит . . $Cu_3[AsO_4][OH]_3$

Ромбич. с.
 Монокл. с. ?
 Монокл. с.

КОРНЕТИТ — $Cu_3[PO_4][OH]_3$. Ромбич. с. Очень редкий. В короткопризматических кристалликах и в виде кристаллических корок яркого зеленовато-синего цвета. Оптически отрицательный. $2V$ около 30° . $Ng=1.82$, $Nm=1.81$, $Np=1.76$; $Ng-Np=0.06$. $NgNp=(001)$; $Ng=b$. Тв. 4—5. Уд. вес 4.10. Растворим в HCl. Встречен в зоне окисления рудных месторождений Африки: Катанга (Бельгийское Конго) и Бвана Мкубва (Северная Родезия).

ПСЕВДОМАЛАХИТ — $Cu_3[PO_4][OH]_3$. Синоним: фосфорхальцит. Монокл. с.? Диморфизм с корнетитом пока не доказан. Наблюдается в почковидных и радиально-волокнистых агрегатах, похожих на малахитовые массы. Цвет темный изумрудно-зеленый до голубовато-зеленого. Черта зеленая. Блеск сильный, шелковистый. $Ng=1.807$, $Nm=1.807$, $Np=1.730$; $Ng-Np=0.077$. По другим данным: $Ng=1.845$, $Nm=1.835$, $Np=1.789$; $Ng-Np=0.056$. Угасание почти прямое (отличие от малахита). Уд. вес 4.1—4.3. П. п. тр. сплавляется в королек; с содой получается металлическая медь. В стеклянной трубке выделяет воду и чернеет. В HCl и HNO_3 легко растворяется без шипения. Был встречен в Меднорудяном месторождении (Нижний Тагил), Корнуолле (Англия) и в других местах.

КЛИНОКЛАЗИТ — $Cu_3[AsO_4][OH]_3$. Монокл. с. Синоним: абихит. Редкий. Кристаллы призматические. Часто наблюдается также в сферических, почковидных формах с радиально-лучистым строением. $a_0=12.36$, $b_0=6.45$, $c_0=7.23$; $\beta=99^\circ 30'$. Цвет темнозеленый до зеленовато-черного (снаружи). Черта синевато-зеленая. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Оптически отрицательный. $2V$ средний. Дисперсия сильная; $r < c$. $Ng=1.91$, $Nm=1.87$, $Np=1.73$, $Ng-Np=0.18$. $NgNp=(010)$; $Ng \sim a$. Тв. 2.5—3. Спайность по (001) весьма совершенная. Уд. вес 4.19—4.37. Встречается в зонах окисления рудных месторождений: Корнуолл (Англия), Тарапака (Чили), в красивых кристаллах в Мамуте (Юта, США) и др. В СССР был обнаружен на Урале в Меднорудяном месторождении (Нижний Тагил).

7. ГРУППА ДЮФРЕНИТА

Сюда принадлежат основные фосфаты трехвалентных металлов типа $A_2XO_4Z_3$.

Аугелит . . . $Fe_2[PO_4][OH]_3$ Монокл. с.
 Дюфренит . $Al_2[PO_4][OH]_3$ Монокл. с. ?

АУГЕЛИТ — $Fe_2[PO_4][OH]_3$. Монокл. с. Редкий. Кристаллы таблитчатого, реже призматического облика. Чаще в сплошных землистых массах белого цвета. Оптически положительный. $2V=51^\circ$. $Ng=1.588$, $Nm=1.576$, $Np=1.574$; $Ng-Np=0.014$. $NgNp=(010)$; $cNg=34^\circ$. Тв. 5. Спайность по (110) весьма совершенная и по (101) совершенная. Уд. вес 2.7. Кристанстад, Несум (Швеция), Потози (Боливия) и др.

ДЮФРЕНИТ — $Al_2[PO_4][OH]_3$. Монокл. с.? Кристаллы редки. Наблюдался чаще в сплошных, иногда волокнистых массах грязно-зеленого и оливково-зеленого цвета. Черта желто-зеленая. На воздухе буреет или желтеет. Оптически обычно положительный. $2V$ большой. $Ng=1.885$, $Nm=1.840$, $Np=1.830$; $Ng-Np=0.055$. $NgNp=(100)$; $Np=c$. Тв. 3.5. Спайность по (010) совершенная, по (100) ясная. Уд. вес 3.2—3.4. П. п. тр. легко сплавляется в шлак. В кислотах растворяется. Встречается в месторождениях бурых железняков вместе с другими экзогенными фосфатами. Встречен в Зигене (Вестфалия, Германия), Лискирде и др., в Корнуолле (Англия) и др.

8. ГРУППА ФЛОРЕНСИТА—ГОЛЯЦИТА—БЕДАНТИТА

Сюда входят минералы, представляющие особый интерес по своему составу. С химической точки зрения они являются оригинальными двойными солями как по катионам, так и по анионам.

Флоренсит является двойным фосфатом трехвалентных металлов Ce и Al. При замене Ce^{3+} или Y^{3+} более сильными катионами двухвалентных металлов: Ca, Sr, Pb и Ba один из комплексных анионов PO_4 заменяется более сильным двухвалентным анионом $[HPO_4]^{2-}$ (в подгруппе голяцита) или анионом $[SO_4]^{2-}$ (в подгруппе бедантита). В качестве дополнительного аниона присутствует $[OH]^{-}$.

Все минералы этой группы кристаллизуются в одной и той же сингонии — тригональной — и имеют много общих свойств. В целом эта группа очень близка к сульфатной группе алуниита (см. стр. 570). Как можно догадываться по сочетаниям катионов, для этой группы вероятны открытия новых минералов.

		a_0	c_0
Флоренсит . . .	$CeAl_3[PO_4]_2[OH]_6$	Тригон. с.	6.75 16.52
Голяцит	$SrAl_3[PO_4][HPO_4][OH]_6$	" "	6.82 ?
Плюмбогумит . . .	$PbAl_3[PO_4][HPO_4][OH]_6$	" "	" "
Горсейксит	$BaAl_3[PO_4][HPO_4][OH]_6$	" "	" "
Вудхаузеит	$CaAl_3[PO_4][SO_4][OH]_6$	" "	6.961 16.27
Сванбергит	$SrAl_3[PO_4][SO_4][OH]_6$	" "	6.99 16.75
Гинсдалит	$PbAl_3[PO_4][SO_4][OH]_6$	" "	" "
Коркит	$PbFe_3[PO_4][SO_4][OH]_6$	" "	" "
Бедантит	$PbFe_3[AsO_4][SO_4][OH]_6$	" "	" "

ФЛОРЕНСИТ — $CeAl_3[PO_4]_2[OH]_6$. Тригон. с. Редкий. Разновидность: стипельманит (содержит Y). Кристаллы ромбоздрического облика. Цвет бледножелтый. Оптически положительный. $Ng=1.685$, $Nm=1.680$; $Ng-Nm=0.005$. Тв. 5—6. Спайность по (0001). Уд. вес 3.59—3.71. П. п. тр. не плавится. Частично растворяется в HCl. Встречается в виде мелких кристаллов в алмазных россыпях Матта-дос-Креулос (Минас Жерайж, Бразилия).

Стипельманит несколько отличается по оптическим константам: $Ng=1.706$, $Nm=1.695$; $Ng-Nm=0.010$. Уд. вес 3.671—3.713. Найден в бериллоносных пегматитах в Клейн Спитцкопье (Юго-Западная Африка) в ассоциации с гиалитом, альбитом, микроклином и другими минералами.

ГОЛЯЦИТ — $SrAl_3[PO_4][HPO_4][OH]_6$. Синоним: гамлинит. Тригон. с. Кристаллы бесцветные или красновато-бурые. Оптически одноосный, положительный, иногда дву-

осный. $Ng=1.630$, $Nm=1.620$; $Ng-Nm=0.010$. Тв. 4.5. Спайность по (0001) совершенная. Уд. вес 3.16—3.28. Найден в пегматитах совместно с гердеритом, берtrandитом и др. в Стоухеме (Мэйн, США), в алмазоносных россыпях Дьямантинны (Минас Жерайж, Бразилия), Биннетале (Швейцария).

ПЛЮМБОГУМИТ — $PbAl_3[PO_4][HPO_4][OH]_6$. Тригон. с. Редкий. Встречен в виде клеивидных натеков и корочек желтого или светлорубого цвета. Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.676$, $Nm=1.654$; $Ng-Nm=0.022$. Тв. 4—5. Уд. вес 4—5. В ассоциации с галенитом найден в Кимберленде (Англия).

ГОРСЕЙКСИТ — $BaAl_3[PO_4][HPO_4][OH]_6$. Тригон. с. Очень редкий. Содержит также Са и Се. Цвет белый или бурый. Оптически одноосный, положительный. $Nm=1.625$; двупреломление низкое. Тв. 6. Уд. вес 3.1. Встречен в алмазоносных россыпях Минас Жерайж (Бразилия).

ВУДХАУЗИТ — $CaAl_3[PO_4][SO_4][OH]_6$. Тригон. с. Содержит также Ва, Ст и SiO_2 . Кристаллы имеют вид ромбоэдров псевдокубического облика (до 1 см). Бесцветный или мясо-красный. Блеск стеклянный. Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.647$, $Nm=1.636$; $Ng-Nm=0.011$. Тв. 4.5. Спайность по (0001) совершенная. Уд. вес 3.012. Найден в кварцевых жилах среди андалузитовых пород в Белых горах (Иньо в Калифорнии) как гидротермальный минерал в ассоциации с топазом, кварцем, ауеглитом, лазулитом, турмалином, баритом и др.

СВАНБЕРГИТ — $SrAl_3[PO_4][SO_4][OH]_6$. Тригон. с. Гартит представляет разновидность, содержащую в числе анионов также $[HPO_4]^{2-}$. Цвет белый, желтый, желтовато-бурый, розово-красный. Блеск стеклянный. Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.640$, $Nm=1.626$; $Ng-Nm=0.014$. Тв. 5. Уд. вес 3.5. Встречен в месторождении Вермланд и близ Несум (Кристианстад, Швеция), а также в районе Саоны и Луары (Франция). В СССР под названием тихвинит описан очень близкий по составу, оптическим и прочим свойствам минерал, встреченный в пустотах среди бокситов Тихвинского месторождения (Ленинградская область).

ГИНСДАЛИТ — $PbAl_3[PO_4][SO_4][OH]_6$. Тригон. с. В виде изоморфной примеси содержит также Fe_2O_3 . Встречавшиеся плохо образованные кристаллы бесцветны или с зеленоватым оттенком. Оптически одноосный положительный или двuosный. $Ng=1.689$, $Nm=1.670$; $Ng-Nm=0.019$. Тв. 4.5. Спайность по (0001) совершенная. Уд. вес 4.65. Встречен в месторождении Годден Флис (Хинсдэл, Колорадо, США).

КОРКИТ — $PbFe_3[PO_4][SO_4][OH]_6$. Тригон. с. Часто содержит также As_2O_5 . Цвет бледножелтый, желтовато-зеленый, зеленый, черный. Оптически одноосный положительный, иногда двuosный. $Nm=1.93$; двупреломление низкое. Тв. 4. Спайность по (0001). Уд. вес 4.2. Встречен в ассоциации с лимонитом в месторождении Бивер (Юта, США). В СССР обнаружен в Ковригинском и Трехсвятительском рудниках Нерчинского района (Забайкалье) и в Майкаине (Казахстан).

БЕДАНТИТ — $PbFe_3[AsO_4][SO_4][OH]_6$. Назван по имени французского минералога Беданта.

Химический состав. PbO 31.3%, Fe_2O_3 33.7%, As_2O_5 16.2%, SO_3 11.2%, H_2O 7.6%. Часть As_2O_5 иногда замещается P_2O_5 . Согласно химическим анализам, повидимому, существует непрерывный изоморфный ряд бедантит — коркит. Кроме того, часть железа замещается алюминием.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3 3L^2 3PC$. Кристаллы обычно мелкие. **Облик кристаллов** ромбоэдрический, причем острые ромбоэдры часто притуплены пинакоидом {0001}, тупейшим ромбоэдром {0112} и др. В кристаллографическом отношении вся эта группа минералов, включая и флоренсит, имеет много общего.

Цвет бедантита оливково-зеленый, желтый, бурый, иногда черный. Прозрачный или полупрозрачный. **Блеск** стеклянный, сильный, приближающийся к алмазному. Оптически одноосный, положительный; в разрезах, перпендикулярных к оси c , нередко наблюдается шесть двuosных оптически отрицательных секторов. $Nm=1.96$. Двупреломление низкое или умеренное.

Твердость 4. Хрупок. **Спайность** по {0001} ясная. Уд. вес 4.1.

Диагностические признаки. В редко встречающихся кристаллических корках бедантит можно предположить по ромбоэдрическому облику кристаллов, базальной спайности, содержанию свинца и по оптическим свойствам. В охристых буровато-желтых массах этот минерал может быть установлен только с помощью паяльной трубки, химических реак-

ций и оптических свойств. От коркита, особенно мышьяксодержашего, по внешним признакам неотличим (необходим химический анализ).

П. п. тр. на угле плавится, издает запах мышьяка и дает королек свинца. Растворяется в HCl . От прибавления NH_4OH выпадает хлопьевидный бурый осадок гидроокислов железа.

Происхождение. Как экзогенный минерал бедантит встречается в зонах окисления месторождений, содержащих сульфиды свинца, арсенопирит или сульфоарсениты. Чаще развивается путем переработки англезита и других продуктов окисления галенита. Не исключена, однако, возможность находок его как низкотемпературного гидротермального минерала (в условиях встречи термальных растворов с поверхностными водами, несущими свободный кислород).

Практическое значение. В ряде случаев скопления бедантита в зонах окисления рудных месторождений наблюдаются в весьма существенных количествах, представляющих вместе с другими кислородными соединениями свинца промышленный интерес.

Месторождения. Не останавливаясь на примерах иностранных месторождений, укажем, что в пределах СССР этот минерал вместе с другими минералами свинца зоны окисления довольно часто устанавливался в ряде месторождений Восточного Забайкалья, главным образом в Нерчинско-Заводской группе: в Ивановском, Благодатском, Старо-Зерентуйском и других месторождениях. Установлен также в зоне окисления месторождений Такеля (Карамазор, Таджикская ССР), Кызыл-Эспе и других (Казахстан).

9. ПРОЧИЕ ОСНОВНЫЕ БЕЗВОДНЫЕ ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, ВАНАДАТЫ

Здесь преимущественно попадают двойные и более сложные соли одно-, двух- и трехвалентных металлов с добавочными анионами $[OH]^{1-}$ и O^{2-} .

Бразилианит	$NaAl_3[PO_4]_2[OH]_4$	Монокл. с.
Лакруаит	$Na_4(Ca, Mn)_2Al_3[PO_4]_2[F, OH]_6$	Ромбич. с.
Ежекит	$Ni_4CaAl_2[PO_4]_2[F, OH]_4O$	Монокл. с.
Грифит	$(Mn^{2+}, Ca, Na)_3(Mn^{2+}, Al)_2[PO_4]_{2.5}[OH]?$	Кубич. с.
Магнезиохлорофеницит	$(Mg, Mn)_5[AsO_4][OH]_7$	Монокл. с.
Хлорофеницит	$(Mn, Zn)_5[AsO_4][OH]_7$	
Синадельфит	$(Mn, Mg)_4[AsO_4][OH]_5$	Ромбич. с. ?
Холденит	$(Mn^{2+}, Zn)_6[AsO_4][OH]_5O_2$	Ромбич. с.
Аллакит	$Mn_7[AsO_4]_2[OH]_8$	Монокл. с.
Гамагарит	$(Fe^{2+}, Mn)_2Ba_4V_4O_{15}[OH]_2$	
Флинкит	$Mn_2Mn^{2+}[AsO_4][OH]_4$	Ромбич. с.
Гематолит	$Mn_{10}Mg_2Al_3[AsO_4]_3[OH]_{24}$	Тригон. с.
Арсеноплеит	$(Ca, Mn^{2+}, Mg)_3(Mn, Fe)_3[AsO_4]_3[HASO_4][OH]_4$	
Дюсергит	$Ba_3Fe_3[AsO_4][AsO_3OH][OH]_6$	Гексаг. с. ?
Арсеносидерит	$Ca_3Fe_3[AsO_4]_3[OH]_9$	Тетраг. с. ?
Тависгокит	$Ca_3Al_2[PO_4]_2[OH]_6$	Ромбич. с. ?
Шеневиксит	$Ca_3Fe_3[AsO_4]_3[OH]_9$?
Кирролит	$Ca_3Al_2[PO_4]_2[OH]_6$	Ромбич. с.
Скорзалит	$(Fe^{2+}, Mg)Al_2[PO_4]_2[OH]_2$	Монокл. с.
Лазулит	$(Mg, Fe^{2+})Al_2[PO_4]_2[OH]_2$	
Карминит	$PbFe_2[AsO_4]_2[OH]_2$	Ромбич. с.
Ретцианит	основной арсенат Mn^{2+} , Са и Y	
Симанит	$Mn_2B_2[PO_4]_2[OH]_6$	
Канит	$Ca_2B[AsO_4][OH]_2O?$	Тетраг. с.
Ателестит	$Bi_3[AsO_4][OH]_2O_2$	Монокл. с.

БРАЗИЛИАНИТ — $NaAl_3[PO_4]_2[OH]_4$. Монокл. с. Похож на хризоберилл. Встречается в крупных кристаллах (8.5×80 мм). Характерна штриховка параллельно оси c . $a_0=11.19$, $b_0=10.08$, $c_0=7.06$; $\beta=97^\circ 22'$. Цвет желтовато-зеленый. Прозрачный или просвечивает. Блеск стеклянный. $Ng=1.623$, $Nm=1.609$, $Np=1.602$; $Ng-Np=0.021$.

Оптически положительный. $2V=60$ до 75° . Дисперсия: $r < v$. Тв. 5.5. Спайность совершенная по (010). Уд. вес 2.97. Трудноплавок. Нерастворим в HCl.

Встречается близ Пена (Минас Жерайж, Бразилия) в ассоциации со слюдой, полевыми шпатами и кварцем в пегматитовых жилах, а также в пегматитах Палермо (Нью-Гемпшир, США). Красиво окрашенные прозрачные кристаллы представляют интерес как драгоценный камень.

ЛАКРУАИТ — $\text{Na}_4(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{Al}_3[\text{PO}_4]_3[\text{F}, \text{OH}]_3$. Ромбич. с. Очень редкий. Кристаллы имеют пирамидальный облик. Цвет бледножелтый, зеленый. $N_g=1.565$, $N_m=1.554$, $N_p=1.545$; $Ng-Np=0.020$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. Тв. 4.5. Спайность по пирамиде. Уд. вес 3.13. Встречен в Эренфридерсдорфе (Саксония).

ЕЖЕКИТ — $\text{Na}_4\text{CaAl}_2[\text{PO}_4]_2[\text{F}, \text{OH}]_2\text{O}$. Монокл. с. Очень редкий. Кристаллы призматические или таблитчатые. Бесцветный. Оптически отрицательный. $2V$ мал. $N_g=1.59$, $N_m=1.561$, $N_p=1.551$; $Ng-Np=0.04$. $NgNp=(010)$; $cNp=29^\circ$. Тв. 4.5. Спайность по (100) совершенная и по (001) несовершенная. Уд. вес 2.94. Встречен в пегматитах Эренфридерсдорф (Саксония).

ГРИФИТ — $(\text{Mn}^{++}, \text{Ca}, \text{Na})_3(\text{Mn}^{++}, \text{Al})_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2$. Кубич. с. Редкий. Кристаллическая структура типа граната. $a_0=12.26$. Цвет коричневый. $N=1.64-1.66$. Тв. 5.5. Уд. вес 3.40. Легкоплавок. Растворяется в кислотах. В ассоциации с другими фосфатами встречается в оловянном месторождении Ривертон (Южная Дакота, США).

МАГНЕЗИОХЛОРОФЕНИЦИТ — $(\text{Mg}, \text{Mn})_5[\text{AsO}_4][\text{OH}]_7$. Монокл. с. Очень редкий. В радиально-лучистых и волокнистых агрегатах белого цвета. Оптически положительный. $2V$ мал. $N_g=1.677$, $N_m=1.672$, $N_p=1.669$; $Ng-Np=0.008$. Спайность совершенная вдоль волокон. Уд. вес 3.37. Найден в жиле в ассоциации с цинкитом и карбонатами в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

ХЛОРОФЕНИЦИТ — $(\text{Mn}, \text{Zn})_5[\text{AsO}_4][\text{OH}]_7$. Монокл. с. Очень редкий. В удлиненных кристаллах серовато-зеленого цвета (при искусственном освещении светлокрасный). Оптически положительный или отрицательный. $2V$ большой. $N_g=1.697$, $N_m=1.690$, $N_p=1.682$; $Ng-Np=0.015$. Тв. 3—3.5. Уд. вес 3.55. В ассоциации с кальцитом, цинкитом, франклинитом, тсфройтом и другими минералами встречается в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

СИНАДЕЛЬФИТ — $(\text{Mn}, \text{Mg})_4[\text{AsO}_4][\text{OH}]_5$. Иногда содержит Рб. Синоним: аллодельфит. Ромбич. с. (по оптическим данным триклинный). $a_0=9.91$, $b_0=18.70$, $c_0=10.65$; $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$. Бесцветный, светлобурый или краснобурый (от примеси Рб). $N_g=1.761$, $N_m=1.751$, $N_p=1.750$; $Ng-Np=0.011$. Оптически положительный. $2V=37^\circ$. Тв. 4.5. Уд. вес 3.57. Найден в марганцевом месторождении Лонгбан (Швеция).

ХОЛДЕНИТ — $(\text{Mn}^{++}, \text{Zn})_6[\text{AsO}_4][\text{OH}]_5\text{O}_2$. Синоним: голденит. Ромбич. с. Наблюдался в таблитчатых кристаллах светлорозового, темнокрасного или желтовато-красного цвета. $N_g=1.785$, $N_m=1.770$, $N_p=1.769$; $Ng-Np=0.016$. Оптически положительный. $2V=30^\circ$. Дисперсия заметная; $r > v$. $NgNp=(010)$; $Np=a$. Тв. 4. Спайность по (010) несовершенная. Уд. вес 4.07. Встречен в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

АЛЛАКТИТ — $\text{Mn}_7[\text{AsO}_4][\text{OH}]_5$. Монокл. с. Очень редкий. Наблюдался в призматических или таблитчатых кристалликах буровато-красного цвета. $N_g=1.787$, $N_m=1.786$, $N_p=1.761$; $Ng-Np=0.026$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. Тв. 4.5. Уд. вес 3.8. Встречен в марганцевом месторождении Лонгбан (Швеция).

ГАМАГАРИТ — $(\text{Fe}^{++}, \text{Mn})_2\text{Ba}_4\text{V}_4\text{O}_{15}[\text{OH}]_2$. Монокл. с. Редкий. Наблюдался в кристаллах игольчатого и призматического облика. Цвет темнобурый, почти черный. Блеск алмазный. $N_g=2.130$, $N_m=2.040$, $N_p=2.016$; $Ng-Np=0.114$. Оптически положительный. $2V$ от 46 до 62° . Дисперсия сильная; $r < v$. $NgNp=(010)$, $Nm=b$, $cNp=41^\circ$. Плеохроизм: по Np —красно-бурый, по Nm —темный красно-бурый, по Ng —светлый розово-желтый. Тв. 4.5. Спайность по (001) и (100) совершенная и по (101) несовершенная. Уд. вес 4.62. Встречен в марганцевом месторождении Гамагара в районе Постмасбург (Южная Африка).

ФЛИНККИТ — $\text{Mn}^{++}_2\text{Mn}^{++}[\text{AsO}_4][\text{OH}]_4$. Ромбич. с. Очень редкий. В мелких таблитчатых кристаллах зеленовато-бурого цвета. $N_g=1.834$, $N_m=1.801$, $N_p=1.783$; $Ng-Np=0.051$. Оптически положительный. $2V$ большой. Сильная дисперсия. $NgNp=(001)$; $Ng=a$. Тв. 4.5. Уд. вес 3.87. В марганцевом месторождении Пайсберг (Швеция).

ГЕМАТОЛИТ — $\text{Mn}_{10}\text{Mg}_2\text{Al}_3[\text{AsO}_4]_3[\text{OH}]_{24}$. Тригон. с. Очень редкий. Наблюдался в ромбоэдрических кристаллах красно-бурого цвета. $a_0=8.27$ и $c_0=36.51$. Оптически отрицательный. $Nm=1.733$, $Np=1.714$; $Nm-Np=0.019$. Тв. 3.5. Спайность по (0001) совершенная. Уд. вес 3.49. Встречен в месторождении Мосс (Нордмарк, Швеция).

АРСЕНОПЛЕИТ — $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Mg})_3(\text{Mn}, \text{Fe}^{++})_3[\text{AsO}_4]_3[\text{HAsO}_4][\text{OH}]_4$. Тригон. с. Редкий. Содержит также Рб, Mg и Fe⁺⁺. Встречался в сплошных массах буровато-красного цвета. Оптически положительный. $N_g=1.803$, $N_m=1.794$; $Ng-Nm=0.009$. Тв. 3.5. Спайность по ромбоэдру. Уд. вес неизвестен. П. п. тр. легко плавится. Растворяется в HCl. Найден в марганцевом месторождении Шё (около Эребро, Швеция) в мраморе с родонитом.

ДЮССЕРТИТ — $\text{Ba}_3\text{Fe}_3\cdots[\text{AsO}_4][\text{AsO}_3\text{OH}][\text{OH}]_6$. Гексаг. или тригон. с. Очень редкий. В мелких таблитчатых кристаллах зеленого цвета. Оптически отрицательный. $Nm=1.87$, $Np=1.85$; $Nm-Np=0.02$. Тв. 3.5. Уд. вес 3.5—3.9. Встречен в Джебель Дебаре (Константин, Алжир).

АРСЕНОСИДЕРИТ — $\text{Ca}_3\text{Fe}_4\cdots[\text{AsO}_4]_3[\text{OH}]_9$. Тетраг. с. Встречался в виде конкрий желтовато-бурого или красно-бурого цвета. Оптически отрицательный. $Nm=1.898$, $Np=1.815$; $Nm-Np=0.083$. Тв. 1.5. Спайность по (001). Уд. вес 3.5—3.9. Встречен в Шнееберге (Саксония), Тинтик (Юта, США) и в других пунктах.

ТАВИСТОКИТ — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_6$. Ромбич. с. Очень редкий. В мельчайших игольчатых кристалликах белого цвета. $N_g=1.544$, $N_m=1.530$, $N_p=1.522$; $Ng-Np=0.022$. Оптически положительный. $2V=74^\circ$. $NgNp=(100)$; $Ng=c$. Найден в кварцевой жиле в Тавистокке (Девоншир, Англия).

ШЕНЕВИКСИТ — $\text{Cu}_3\text{Fe}_2\cdots[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_6$. Сингония неизвестна. Редкий. Встречался в виде скрытокристаллических масс темнозеленого или бирюзово-голубого цвета. $N=1.88$. Тв. 4. Уд. вес 3. Легкоплавкий. Найден в Сент-Дей (Корнуолл, Англия) и в Тинтик (Юта, США).

КИРРОЛИТ — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_6$. Ромбич. с. В плотных массах бледножелтого цвета. Оптические константы не определены. Тв. 5.5. Уд. вес 3.08. Встречен в железорудном месторождении Вестан (близ Несум, Швеция).

СКОРЗАЛИТ — $(\text{Fe}^{++}, \text{Mg})\text{Al}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2$. Монокл. с. Изоморфный с лазулитом. Цвет темносиний. $N_g=1.673$, $N_m=1.663$, $N_p=1.633$; $Ng-Np=0.040$. Оптически отрицательный. $2V=62^\circ$. $Nm=b$; Np близка к c . Спайность по (110). Двойники по (100). Уд. вес 3.268. Тв. 6. Встречен в бразилианитсодержащих пегматитах близ Дивино (Минас Жерайж, Бразилия).

ЛАЗУЛИТ — $(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})\text{Al}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2$. Синоним: моллит. Монокл. с. Иногда содержит Са (до 3%). Обычно наблюдался в остропирамидальных кристаллах или зернистых агрегатах небесно-синего или густосинего цвета (отсюда его название). Блеск стеклянный. $N_g=1.643$, $N_m=1.634$, $N_p=1.612$; $Ng-Np=0.031$. Оптически отрицательный. $2V=69^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNg=9^\circ$. Плеохроизм: по Np —бесцветный, по $Nm=Ng$ —небесно-голубой. Тв. 5—6. Уд. вес 3.0. Встречается в пегматитовых и кварцевых жилах, а также в россыпях на горе Кроудес (Северная Каролина, США) вместе с корундом, на горе Гревс (Джорджия, США) с кианитом, рутилом и др.

КАРМИНИТ — $\text{PbFe}_2\cdots[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_2$. Ромбич. с. Редкий. В шаровидных образованиях или игольчатых агрегатах карминово-красного или карминово-бурого цвета. Блеск алмазный. $Ng=2.06$, $Nm=Np=2.05$. Оптически положительный. $2V$ средний. Дисперсия чрезвычайно сильная; $r > v$. $Np=c$. Тв. 2.5. Спайность параллельно граням ромбической призмы. Уд. вес 4.11. Легко плавится. Растворяется в HNO_3 . Встречен в Корнуолле (Англия), Горгаузене (Рейнланд, Германия) и Мегните (Тасмания).

РЕТЦИАНИТ — основной арсенат Mn^{++} , Са и Y. Ромбич. с. Очень редкий. Кристаллы призматического или таблитчатого облика. Цвет шоколадно-бурый. $N_g=1.800$, $Nm=1.788$, $Np=1.777$; $Ng-Np=0.023$. Оптически положительный. $2V$ большой. Тв. 4. Спайность отсутствует. Уд. вес 4.15. Найден в марганцевом месторождении Мосс (Нордмарк, Швеция).

СИМАНИТ — $\text{Mn}_3\text{V}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_6$. Ромбич. с. Очень редкий. В игольчатых кристалликах бледножелтого или желтого цвета. Оптически положительный. $2V=40^\circ$. $N_g=1.665$, $Nm=1.663$, $Np=1.640$; $Ng-Np=0.015$. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Тв. 4. Уд. вес 3.128. Рудник Чикагон (Мичиган, США).

КАНИТ — $\text{Ca}_2\text{B}[\text{AsO}_4][\text{OH}]_2\text{O}$? Тетраг. с. Очень редкий. Наблюдался в виде мелких двойников прорастания. Цвет белый. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Nm=1.663$, $Np=1.662$; $Nm-Np=0.001$. Встречен в Франклине (Нью-Джерси, США).

АТЕЛЕСТИТ — $\text{V}_3[\text{AsO}_4][\text{OH}]_2\text{O}_2$. Монокл. с. Синоним: рагит¹. Очень редкий. Найден в мелких таблитчатых кристаллах серно-желтого цвета с алмазным блеском. $N_g=2.18$, $Nm=2.15$, $Np=2.14$; $Ng-Np=0.04$. Оптически положительный. $2V=44^\circ$. Тв. 4—5. Уд. вес 6.4—6.8. Встречен в Шнееберге (Саксония) в зоне окисления.

ВОДНЫЕ ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, ВАНАДАТЫ

Так же как и безводные соединения, кристаллогидраты, относящиеся к данному классу, представлены кислыми, средними и основными солями. Отдельные группы мы выделим среди нормальных и основных солей. Общая систематика этих солей сводится к следующему:

¹ Штрунц относит к самостоятельному виду тетрагональной сингонии.

- А. Кислые водные фосфаты, арсенаты и ванадаты.
Б. Нормальные водные фосфаты, арсенаты и ванадаты.

1. Группа вивианита.
2. Группа гопеита.
3. Группа реддингита.
4. Группа коллинсита.
5. Группа скородита.

- В. Основные водные фосфаты, арсенаты и ванадаты.

1. Группа урановых слюдок.
2. Группа бирюзы.
3. Водные основные фосфаты и арсенаты меди, цинка и свинца.
4. Водные основные арсенаты двухвалентного марганца.
5. Водные основные фосфаты и арсенаты алюминия и трехвалентного железа.
6. Двойные и сложные водные фосфаты и арсенаты.
7. Группа особых ванадатов.

А. Кислые водные фосфаты, арсенаты и ванадаты

Здесь мы имеем кислые соли почти исключительно двухвалентных металлов, главным образом Ca^{2+} , отчасти Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} . Из одновалентных сильных катионов в этих соединениях принимают участие $[\text{NH}_4]^{1+}$ и Na^{1+} .

Стеркорит	$\text{NH}_4\text{NaHPO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Ганнайит	$(\text{NH}_4)_2\text{Mg}_3\text{H}_4[\text{PO}_4]_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Триклин. с.
Шертелит	$(\text{NH}_4)_2\text{MgH}_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$?
Ньюберит	$\text{MgHPO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Гюролит	$(\text{Mn, Fe})_5\text{H}_2[\text{PO}_4]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Мартинит	$\text{Ca}_5\text{H}_2[\text{PO}_4]_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с. ?
Ваплерит	$\text{CaHPO}_4 \cdot 3.5\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с. ?
Брушит	$\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Фармаколит	$\text{CaHAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$?
Гайдингерит	$\text{CaHAsO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Форбезит	$(\text{Ni, Co})\text{HAsO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$?
Фосфорёсслерит	$\text{MgHPO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Рёсслерит	$\text{MgHAsO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	" ? "
Пинтадоит	$\text{CaHVO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	" ? "

СТЕРКОРИТ — $\text{NH}_4\text{NaHPO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Редкий. В кристаллических массах и желваках белого цвета. $Ng=1.469$, $Nm=1.441$, $Np=1.439$; $Ng-Np=0.030$. Оптически положительный. $2V=36^\circ$. Дисперсия сильная; $r > v$. $Ng=b$; $cNm=30^\circ$. Тв. 2. Уд. вес 1.57. Легкоплавкий. В гуано на о. Ишабо (Юго-Западная Африка).

ГАННАЙИТ — $(\text{NH}_4)_2\text{Mg}_3\text{H}_4[\text{PO}_4]_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. В призматических или таблитчатых кристаллах белого или светложелтого цвета. $Ng=1.575$, $Nm=1.572$, $Np=1.555$; $Ng-Np=0.020$. Оптически отрицательный. $2V=42^\circ$. Мягкий. Уд. вес 1.9. Вместе с тривитом и ньюберитом в гуано Слиптон Кевс (Балларат, Австралия).

ШЕРТЕЛИТ — $(\text{NH}_4)_2\text{MgH}_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. В виде мелких таблитчатых кристаллов встречается там же, где и ганнайит.

НЬУБЕРИТ — $\text{MgHPO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. В кристаллах белого цвета, обладающих совершенной спайностью по (010) и отчасти по (001). $Ng=1.533$, $Nm=1.518$, $Np=1.514$; $Ng-Np=0.019$. Оптически положительный, $2V=45^\circ$. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Тв. 3. Уд. вес 2.1. В гуано Слиптон Кевс (Балларат, Австралия), Тарапака (Чили) и др.

ГЮРОЛИТ — $(\text{Mn, Fe})_5\text{H}_2[\text{PO}_4]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Синонимы: палаит, псевдопалаит. Монокл. с. В короткопризматических кристаллах и плотных массах серого, желтого, оранжево-красного и розового цвета. $Ng=1.660$, $Nm=1.654$, $Np=1.647$; $Ng-Np=0.013$. Оптически отрицательный. $2V=74^\circ$. Тв. 5. Уд. вес 3.18. В пегматитах Гюро (Сильвестр, Франция), Брэнчвилл (Коннектикут, США), Пала (Калифорния) и др.

МАРТИНИТ — $\text{Ca}_5\text{H}_2[\text{PO}_4]_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Редкий. В ромбовидных бесцветных пластинках. $Ng=1.617$, $Nm=1.617$, $Np=1.590$; $Ng-Np=0.027$. Оптически положительный. $2V$ около 90° . $NgNp=(010)$; aNg мал. Уд. вес 2.9. В образованиях фосфоритов в гуано на о. Куракоа (Вест-Индия), о. Вознесения (Атлантический океан).

ВАПЛЕРИТ — $\text{CaHPO}_4 \cdot 3.5\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. или триклин. с. В корочках или мелких кристалликах белого цвета. $Ng=1.55$, $Nm=1.53$, $Np=1.525$; $Ng-Np=0.030$. Оптически положительный. $2V=55^\circ$. Тв. 2—2.5. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.48. С фармаколитом в зонах окисления в Яхимове (Чехословакия), Шнееберге (Саксония).

БРУШИТ — $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В призматических кристаллах или в конкрециях желтовато-белого цвета. $Ng=1.551$, $Nm=1.545$, $Np=1.539$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V=86^\circ$. $NgNp \perp (010)$; $Ng=b$. Тв. 2. Уд. вес 2.25. В гуано на о. Лос-Авес и Сомбрето (Вест-Индия).

ФАРМАКОЛИТ — $\text{CaHAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В почковидных и сталактитообразных массах с радиально-волокнистым строением. Цвет белый с желтым или красноватым оттенком. Блеск стеклянный. $Ng=1.594$, $Nm=1.589$, $Np=1.583$; $Ng-Np=0.011$. Оптически отрицательный. $2V=77^\circ$. $Ng=b$; $cNp=70^\circ$. Тв. 2—2.5. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.64—2.73. Встречается в зонах окисления месторождений мышьяковистых руд: Яхимов (Чехословакия), Шнееберг (Саксония), Андреасберг (Гарц, Германия) и др. В СССР встречается в месторождении Брич-Мулла (Южный Казахстан) и в месторождениях Карамазара (Таджикская ССР).

ГАЙДИНГЕРИТ — $\text{CaHAsO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Редкий. В почковидных кристаллических агрегатах белого цвета. $Ng=1.638$, $Nm=1.602$, $Np=1.590$; $Ng-Np=0.048$. Оптически положительный. Тв. 2. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.85. С фармаколитом в месторождениях Яхимов (Чехословакия), Виттихен (Шварцвальд, Германия).

ФОРБЕЗИТ — $(\text{Ni, Co})\text{HAsO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Очень редкий. Сингония неизвестна. Встречен в волокнистых и кристаллических массах серовато-белого цвета. Тв. 2.5. Уд. вес 3.08. В пустыне Атакама (Чили).

ФОСФОРЁССЛЕРИТ — $\text{MgHPO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Наблюдался в короткопризматических кристаллах желтого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.486$, $Nm=1.485$, $Np=1.477$ (для Na-света); $Ng-Np=0.009$. Оптически отрицательный. $2V=39^\circ$. $NgNp=(100)$; $cNg=6.5^\circ$; $Ng=b$. Тв. 2.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 1.725. Найден в Шельгадене (Восточные Альпы) в глинистой массе в старых заброшенных выработках.

РЕССЛЕРИТ — $\text{MgHAsO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Синоним: арсенёсслерит. Монокл. с. Обычно наблюдается в кристаллических-волокнистых или листоватых агрегатах. Бесцветный или белого цвета. Блеск стеклянный или матовый. Оптически отрицательный. $2V$ мал. $r > v$. Тв. 2—3. Спайность по (111) несовершенная. Уд. вес 1.943 (для искусственного соединения). Плохо растворим в воде. Как вторичный минерал образуется при разложении мышьяксодержащих минералов в ассоциации с фармаколитом, эритрином, гайдингеритом и другими минералами. В больших количествах описан в месторождении Вольфганг (Шварцвальд, Германия), а также в Яхимове (Чехословакия) и в других местах.

ПИНТАДОИТ — $\text{CaHVO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Редкий. В виде выцветов с зеленой окраской. На песчанике в Каньон-Пинтадо (Юта, США). В СССР в зоне окисления месторождения Сулейман-Сай (Казахская ССР).

Б. Нормальные водные фосфаты, арсенаты и ванадаты

Нормальные соли довольно многочисленны. Наиболее характерны они для относительно слабых двухвалентных металлов, обладающих средними размерами ионов: Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Zn, Ni, Co, изредка Cu и, в меньшей степени, трехвалентных металлов: Al, Fe³⁺, отчасти Y и редких земель. Более крупный и сильный катион Ca входит в состав этих солей лишь совместно с указанными двухвалентными катионами, фактически образуя двойные соли.

Совершенно особую, ярко выраженную группу составляют так называемые урановые слюдки, представляющие собой водные фосфаты, арсенаты и ванадаты U^{6+} преимущественно в ассоциации с Cu^{2+} и Ca.

Содержание связанных молекул воды колеблется в довольно широких пределах — от 12 до 2. Как и для других кристаллогидратов с изменением числа частиц H_2O закономерно меняются показатели преломления и удельный вес. Аналогично безводным соединениям этого класса, показатели преломления возрастают по мере замены аниона $[\text{PO}_4]^{3-}$ на $[\text{AsO}_4]^{3-}$ и $[\text{VO}_4]^{3-}$.

Образуются все эти соединения почти исключительно в экзогенных условиях, большей частью в процессе выветривания, причем соли двухвалентных Fe и Mn устанавливаются в низах зон окисления рудных месторождений, в условиях недостатка кислорода.

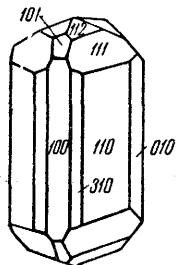
1. ГРУППА ВИВИАНИТА

Минералы, относимые в эту группу, представлены водными нормальными фосфатами и арсенатами с 8 молекулами воды, гидратизирующими катионы: Fe²⁺, Ni, Co, Zn и Mg. Эта группа является изодиморфной. Большая часть минералов кристаллизуется в моноклинной сингонии и лишь один, арсенат Fe²⁺, известен в триклинной сингонии.

		a_0	b_0	c_0	β	
Вивианит . . .	Fe ₃ [PO ₄] ₂ · 8H ₂ O	Монокл. с.	10.039	13.388	4.687	104°18'
Аннабергит . . .	Ni ₃ [AsO ₄] ₂ · 8H ₂ O	" "	10.122	13.284	4.698	104°45'
Кабрерит . . .	(Ni, Mg)[AsO ₄] ₂ · 8H ₂ O	" "	"	"	"	"
Эритрин . . .	Co ₃ [AsO ₄] ₂ · 8H ₂ O	" "	10.184	13.340	4.73	105°02'
Кёттигит . . .	Zn ₃ [AsO ₄] ₂ · 8H ₂ O	" "	10.11	13.31	4.70	103°50'
Боберит . . .	Mg ₃ [PO ₄] ₂ · 8H ₂ O	" "	9.946	27.654	4.639	104°01'
Хёрнезит . . .	Mg ₃ [AsO ₄] ₂ · 8H ₂ O	" "	"	"	"	"
Симплезит . . .	Fe ₃ [AsO ₄] ₂ · 8H ₂ O	Триклин. с.	7.85	9.39	4.71 ¹	

ВИВИАНИТ — Fe₃[PO₄]₂ · 8H₂O. Назван по имени английского минералога Вивиана, открывшего этот минерал.

Химический состав. FeO 43%, P₂O₅ 28.3%, H₂O 28.7%. Часто устанавливается окись железа, образующаяся за счет закиси при окислении минерала на воздухе. Разновидность, содержащая Mg и Mn²⁺, была названа п а р а в и в и а н и т о м.



Фиг. 434.
Кристалл
вивианита

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC . **Облик кристаллов** обычно призматический (фиг. 434), шестоватый, игольчатый. **Агрегаты.** Часто наблюдается в радиально-лучистых, звездчатых, нередко в почковидных, шаровидных агрегатах, а также в землистых массах («синяя железная земля»).

Цвет. В неизменном виде — светлых оттенков и даже бесцветный, прозрачный, при частичном окислении на воздухе становится серовато-синим или серовато-зеленым, темносиним до черно-синего. **Черта** неокисленного минерала бесцветная, а окисленных разновидностей — голубовато-белая, синяя или бурая. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый.

Оптические константы. $n_g = 1.633$, $n_m = 1.603$, $n_p = 1.579$; $n_g - n_p = 0.054$. Для окисленных разновидностей несколько выше, в зависимости от степени окисления. Оптически положительный. $2V$ большой. $NgNp = (010)$; $cNg = 28^\circ$. Сильный плеохроизм: по Np — яркосиний, по $Nm = Ng$ — бледный зеленовато-желтый.

Твердость 1.5—2. Хрупок. **Спайность** весьма совершенная по $\{010\}$. Уд. вес 2.95.

Диагностические признаки. Частично окисленные разновидности легко узнаются по зеленовато-синей и синей окраске, цвету черты и низкой твердости. Весьма характерны также лучисто-игольчатые, шестоватые, звездчатые агрегаты, довольно часто наблюдаемые в полостях скоплений гидроокислов железа, ископаемых костей животных и раковин.

¹ $\alpha = 95^\circ 55'$, $\beta = 97^\circ 22'$, $\gamma = 105^\circ 57'$.

П. п. тр. краснеет и сплавляется в серый блестящий магнитный королек (в восстановительном пламени). С фосфорной солью дает стекло, характерное для железа. При накаливании в стеклянной трубке выделяет много воды, дающей нейтральную реакцию, вспучивается и принимает серый, местами красный цвет. В HCl и HNO₃ легко растворяется.

Происхождение. Вивианит образуется при экзогенных процессах, но в условиях восстановительной среды. Источником фосфора часто являются органические остатки. Обычно распространен в железорудных осадочных месторождениях, богатых фосфором, и в торфяниках (в виде землистой разности) в сопровождении сидерита и других минералов закиси железа.

Искусственно получается путем реакции между солями закиси железа и растворимыми солями фосфорной кислоты.

Практическое значение. В тех случаях, когда встречается в больших количествах, используется в виде дешевой синей краски.

Месторождения, в которых встречается вивианит, весьма многочисленны. У нас известностью пользуются кристаллические лучистые агрегаты вивианита в раковинах и пустотах в месторождениях бурых железняков Керченского полуострова (в Крыму) и на Таманском полуострове. Землистый вивианит широко распространен также в болотных рудах железа, например в Московской области.

АННАБЕРГИТ — Ni₃[AsO₄]₂ · 8H₂O. Назван по месту нахождения (месторождение Аннаберг в Саксонии). Синоним: никелевые цветы. Разновидность, содержащая Ca, называется д ю д ж о н и т о м.

Химический состав. NiO 37.5%, As₂O₅ 38.5%, H₂O 24.0%. Иногда содержит в незначительных количествах в виде изоморфных примесей Co, Fe²⁺, Mg, изредка Ca.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC . Кристаллы волосистого облика встречаются очень редко. Обычно наблюдается в виде землистых масс.

Цвет аннабергита яблочно-зеленый до темнозеленого. **Черта** слабо окрашенная в зеленый цвет. **Блеск** стеклянный. Землистая разность матовая. **Оптические константы.** $n_g = 1.687$, $n_m = 1.658$, $n_p = 1.622$; $n_g - n_p = 0.065$. Оптически отрицательный. $2V = 84^\circ$. Дисперсия сильная; $r > v$. $NgNp \perp (010)$; $cNg = 35^\circ$. Слабо плеохроичен.

Твердость 2.5—3. Хрупок. **Спайность** по $\{010\}$ совершенная. **Уд. вес** 3.0. **Прочие свойства.** Относительно легко растворим. В зонах окисления способен вымываться.

Диагностические признаки. Характерны зеленый цвет и парагенезис с арсенидами никеля: никелином, хлоантитом и др., за счет которых он обычно образуется.

П. п. тр. плавится, выделяя мышьяк и образуя серовато-черный королек (в восстановительном пламени). В кислотах легко растворяется. Эффектна реакция с диметилглиоксимом на Ni.

Происхождение. Аннабергит встречается исключительно в зонах окисления рудных месторождений, содержащих в первичных рудах арсениды никеля. Как правило, он непосредственно замещает их.

Месторождения. В значительных скоплениях был известен в месторождениях никелевых арсенидов в Аннаберге и Шнееберге (Саксония). Находки его у нас на Урале, Северном Кавказе и в других местах имеют лишь минералогическое значение.

КАБРЕРИТ — (Ni, Mg)[AsO₄]₂ · 8H₂O. Монокл. с. Редкий. Представляет магнетиальную разновидность аннабергита. Цвет яблочно-зеленый. $n_g = 1.689$, $n_m = 1.654$, $n_p = 1.620$; $n_g - n_p = 0.069$. Оптически отрицательный. $2V$ около 90° . Тв. 2. Уд. вес 2.96—3.0. Встречен в Сьерра-Кабрера (Испания) в буром шпате и Лаврионе (Греция).

ЭРИТРИН — $\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Эритрос — по-гречески «красный». Синоним: кобальтовые цветы.

Химический состав. CoO 37.5%, As_2O_5 38.5%, H_2O 24.0%. В виде изоморфной примеси устанавливаются Ni, Mg, Fe²⁺, Ca, а также механические примеси посторонних веществ.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC . Редко встречающиеся кристаллы мелки. Обладают игольчатым или тонкопластинчатым обликом. Обычно распространен в виде землистых масс («кобальтовый обмет»).

Цвет эритрина малиновый, персиково-красный, темнорозовый. Черта бледнокрасная. Блеск кристаллов стеклянный, землистых масс матовый, на плоскостях спайности — перламутровый стлив. **Оптические константы.** $N_g = 1.701$, $N_m = 1.663$, $N_p = 1.629$; $N_g - N_p = 0.072$. Оптически отрицательный или положительный. $2V$ около 90° . Дисперсия слабая. $NgNp \perp (010)$; $cNg = 32^\circ$. Плеохроизм: по Np — бледнорозовый, по Nm — бледнофиолетовый, по Ng — красный.

Твердость 1.5 — 2.5 до 1 (для землистых масс). **Спайность** по {010} весьма совершенная. **Уд. вес** 2.95. **Прочие свойства.** Обладает некоторой растворимостью. Просачивающимися водами может вымываться.

Диагностические признаки. Легко узнается по бросающемуся в глаза розовому или красному цвету, землистому состоянию и ассоциации с сульфидарсенидами и арсенидами кобальта: кобальтином, смальтином и др.

П. п. тр. сплавляется в серый шарик, выделяя запах мышьяка и окрашивая пламя в светлосиний цвет. Очень характерны густые синие перлы буры и фосфорной соли. В закрытой трубке выделяет много воды. Растворяется в HCl, причем раствор приобретает розово-красный цвет.

Происхождение. Так же как и аннабергит, встречается в зонах окисления месторождений, руды которых содержат арсениды кобальта. Известны псевдоморфозы по смальтину.

Месторождения. Месторождения те же, что аннабергита, так как арсениды никеля и кобальта, как мы знаем, встречаются большей частью совместно. Однако в ряде месторождений присутствуют только арсениды кобальта, поэтому эритрин не сопровождается аннабергитом. Таковы, например, месторождение Дашкесанское (Азербайджанская ССР), Ак-Джилга (в Алайском хребте, Средняя Азия) и др.

КЕТТИГИТ — $\text{Zn}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Содержит также Co и отчасти Ni. Монокл. с. Редкий. В виде корочек или сплошных масс белого или розового цвета (Co) с листовато-волокнистым строением. $N_g = 1.717$, $N_m = 1.683$, $N_p = 1.662$; $N_g - N_p = 0.055$. $cNg = 37^\circ$. Оптически положительный. $2V = 74^\circ$. Тв. 2.5 — 3. Уд. вес 3.32. Образуется при окислении сульфидных руд цинка, богатых арсенидами. Встречен в кобальтовом месторождении Даниель (близ Шнееберга, Саксония).

БОБЬЕРИТ — $\text{Mg}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Разновидность, содержащая Ca, называется отфеилитом. Монокл. с. В мелкокристаллических агрегатах белого цвета. $N_g = 1.543$, $N_m = 1.520$, $N_p = 1.510$; $N_g - N_p = 0.033$. Оптически положительный. $2V = 71^\circ$. $NgNp = (010)$; $cNg = 30^\circ$. Тв. 2. Уд. вес 2.4. Встречен в гуано Тарапака (Чили).

ХЁРНЕЗИТ — $\text{Mg}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Синоним: гернезит. Монокл. с. Редкий. Наблюдается в кристаллах, похожих на гипс, а также в снежно-белых массах. $N_g = 1.596$, $N_m = 1.571$, $N_p = 1.563$; $N_g - N_p = 0.033$. Оптически положительный. $2V = 60^\circ$. $NgNp \perp (010)$; $cNg = 31^\circ$. Тв. 1. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.73. Легко плавко. Легко растворяется в кислотах. Наблюдался в зонах окисления месторождений Банат и Нагиаг (Румыния), Яхнимов (Чехословакия) и в других местах.

СИМПЛЕЗИТ — $\text{Fe}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. В мелких призматических кристаллах и в виде шаровых конкреций с радиально-лучистым строением. Бесцветный. Частично окисленные разности окрашены в зеленовато-синий цвет. $N_g = 1.702$, $N_m = 1.668$, $N_p = 1.635$; $N_g - N_p = 0.067$. Оптически отрицательный. $2V = 87^\circ$. Дисперсия довольно сильная; $r > v$. $NgNp \perp (010)$; $cNg = 32^\circ$. Плеохроичен. Тв. 2.5.

Уд. вес 2.96. Образуется в зонах окисления рудных месторождений, богатых арсенидами железа (леллингитом и арсенопиритом): Леллинг (в Каринтии, Югославия), Нерчинские рудники (в Забайкалье) и др.

2. ГРУППА ГОПЕЙТА

Эта группа представлена четырехводными фосфатами двухвалентных металлов: Zn, Fe²⁺, Mn²⁺ и Ca (правда в комбинации с Fe²⁺ и Mn²⁺).

	a_0	b_0	c_0	β	
Гопейт $\text{Zn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.	10.64	18.32	5.03	
Фосфофиллит . . . $\text{Zn}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.	10.23	5.08	10.49	$120^\circ 15'$
Лудламмит $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	10.48	4.63	9.16	$100^\circ 36'$
Парагопейт $\text{Zn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Триклин. с.	5.755	7.535	5.2921	
Стюартит $\text{Mn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	"	"	"	"
Месселит $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	6.59	6.81	5.76	"
Аналит $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	"	6.41	6.88	5.862	"

ГОПЕЙТ — $\text{Zn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Встречается в хорошо образованных бесцветных мелких плоскопризматических кристаллах, а также в почковидных формах серовато-белого цвета. Установлены две срастающиеся друг с другом модификации гопейта α и β , отличающиеся лишь оптическими свойствами. Для α -гопейта: $N_g = 1.592$, $N_m = 1.591$, $N_p = 1.572$; $2V = 37^\circ$; $NgNp = (001)$; $Ng = a$. Для β -гопейта: $N_g = 1.582$, $N_m = 1.582$, $N_p = 1.574$; $2V = 0^\circ$; $Np = b$, $Ng = c$. Блеск стеклянный. Спайность по (100) и (010) средняя, по (001) несовершенная. Тв. 3. Уд. вес 3.04. Как экзогенный минерал встречается вместе с каламином (силикатом Zn) в пустотах выщелачивания в зонах окисления свинцово-цинковых месторождений Моренэ (Бельгия), Брокен-Хилл (Родезия) и в других местах.

ФОСФОФИЛЛИТ — $\text{Zn}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Псевдоромбический. Морфологически очень похож на гопейт. Характерно, что такие свойства фосфофиллита, как оптические константы, твердость и удельный вес, занимают промежуточное положение между значениями этих свойств для ромбической (гопейт) и триклинной (парагопейт) модификаций (фиг. 435). $N_g = 1.616$, $N_m = 1.614$, $N_p = 1.594$; $Ng - Np = 0.022$. Оптически отрицательный. $2V = 50$ до 54° . $NgNp \perp (010)$; $aNm = 50^\circ$. Тв. 3.5. Уд. вес 3.130. Встречен в Гагендорфе (Бавария, Германия).

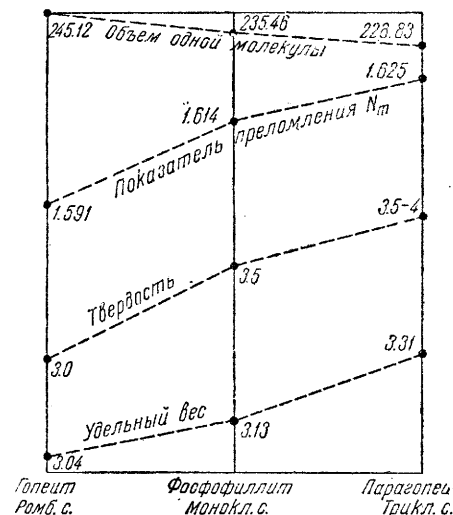
ПАРАГОПЕЙТ — $\text{Zn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. Мелкие таблитчатые бесцветные кристаллы с глубокой штриховкой. Блеск стеклянный. $N_g = 1.637$, $N_m = 1.625$, $N_p = 1.614$; $Ng - Np = 0.023$. Оптически положительный. $2V$ большой. $r < v$. Тв. 3.5 — 4. Спайность средняя по (010). Уд. вес 3.307. Встречен в Брокен-Хилле (Родезия).

ЛУДЛАМИТ — $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Ленерит — магниальная разновидность. Встречается в таблитчатых кристаллах зеленого цвета. $N_g = 1.688$, $N_m = 1.667$, $N_p = 1.650$; $Ng - Np = 0.038$. Оптически положительный. $2V$ большой. Спайность по (001). Тв. 3.5. Уд. вес 3.14. Встречен в Палермо (Нью-Гемпшир, США), около Трюро (Корнуолл, Англия).

СТЮАРТИТ — $\text{Mn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. Редкий. В мелких кристаллах и волокнистых агрегатах белого цвета. $N_g = 1.69$, $N_m = 1.66$, $N_p = 1.63$; $Ng - Np = 0.06$. Оптически отрицательный. $2V$ большой с сильной дисперсией. Твердость неизвестна. Спайность по (010). Уд. вес 2.94. Найден в Пала (Калифорния, США).

МЕССЕЛИТ — $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. Существование этого минерального вида не совсем достоверно. По данным рентгенометрических исследова-

¹ $\alpha = 93^\circ 17'$, $\beta = 91^\circ 55'$, $\gamma = 91^\circ 19'$.
² $\alpha = 101^\circ 34'$, $\beta = 104^\circ 05'$, $\gamma = 71^\circ 31'$.



Фиг. 435. Различия в физических свойствах полиморфных минералов ряда модификации: гопейт — фосфофиллит — парагопейт

ний и прочим признакам, он, повидимому, представляет смесь неизмененного анапайта и частично дегидратированного коллинсита. В мелких таблитчатых кристаллах. Бесцветный или буроватый (для частично окисленных разновидностей). $Ng=1.680$, $Nm=1.653$, $Np=1.644$; $Ng-Np=0.036$. Оптически положительный. $2V$ средний. Тв. 3—3.5. Уд. вес 3. Встречался близ Дармштадта (Гессен, Германия).

АНАПАЙТ — $Ca_2Fe^{II}[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$. Синоним: таманит. Триклин. с. Редкий. В бесцветных или зеленовато-белых таблитчатых кристалликах. $Ng=1.649$, $Nm=1.613$, $Np=1.602$; $Ng-Np=0.047$. Оптически положительный. $2V=53^\circ$. Тв. 3.5. Спайность по (101) совершенная и по (010) средняя. Уд. вес 2.812. Установлен в бурых железняках Таманского полуострова (на Черном море).

3. ГРУППА РЕДДИНГИТА

Здесь отнесены нормальные фосфаты, арсенаты и ванадаты с 3 молекулами воды. Катионами в них являются: Fe^{II} , Mn^{II} , Zn и Cu . Рентгенометрически не все из них изучены.

Фосфоферрит	$Fe_3^{II}[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$	Ромбич. с.	a_0	b_0	c_0
Реддингит	$(Mn^{II}, Fe^{II})_3[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$	"	5.92	10.06	8.70
Венцелит	$(Mn^{II}, Fe^{II})_3[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$	Монокл. с.			
Балдауфит	$(Fe^{II}, Mn^{II})_3[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$	"			
Леграндит	$Zn_3[AsO_4]_2 \cdot 3H_2O$	Монокл. с. ?	12.70	7.90	10.18
Узбекит	$Cu_3[AsO_4]_2 \cdot 3H_2O$	" ?			

Здесь же условно опишем единственный пятиводный арсенат меди:

Трихальцит $Cu_3[AsO_4]_2 \cdot 5H_2O$ Ромбич. с.

ФОСФОФЕРРИТ — $Fe_3^{II}[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$. Ромбич. с. Редкий. В кристаллах столбчатого облика. Цвет белый, желтый или бледнозеленый. $Ng=1.700$, $Nm=1.678$, $Np=1.669$; $Ng-Np=0.031$. Оптически положительный. $2V$ средний. Тв. 4—5. Спайность по (010) несовершенная. Уд. вес 3.16. Встречен в Гагендорфе (Бавария, Германия).

РЕДДИНГИТ — $(Mn^{II}, Fe^{II})_3[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$. Ромбич. с. Редкий. В кристалликах дигипирамидального облика, похожих на кристаллы скородита. Цвет розовато- или желтовато-белый. $Ng=1.683$, $Nm=1.662$, $Np=1.655$; $Ng-Np=0.028$ ($Mn:Fe=3:1$). Оптически положительный. $2V=65^\circ$. Тв. 3—3.5. Спайность по (010) несовершенная. Уд. вес 3.22. Встречен в месторождениях Брэнчвилл, Реддинг, Фейрфилд (Коннектикут, США).

ВЕНЦЕЛИТ — $(Mn^{II}, Fe^{II})_3[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$. Монокл. с. Очень редкий. В виде мелких кристаллов бледного розово-красного цвета. $Ng=1.657$, $Nm=1.655$, $Np=1.646$; $Ng-Np=0.011$. Оптически отрицательный. $2V$ средний. Твердость и удельный вес неизвестны. Встречен в месторождении Гагендорф (Бавария, Германия).

БАЛДАУФИТ — $(Fe^{II}, Mn^{II})_3[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$. Монокл. с. Изоморфен с венцелитом. Цвет мясо-красный. $Ng=1.662$, $Nm=1.657$, $Np=1.652$; $Ng-Np=0.010$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. Остальные свойства те же, что и у венцелита. Найден в том же месторождении Гагендорф (Бавария, Германия).

ЛЕГРАНДИТ — $Zn_3[AsO_4]_2 \cdot 3H_2O$. Монокл. с. ? Редкий. Кристаллики призматического облика. Бесцветный или канаречно-желтый. $Ng=1.735$, $Nm=1.690$, $Np=1.675$; $Ng-Np=0.060$. Оптически положительный. Уд. вес 3.98—4.04. Описан в Флор-де-Пена (Лампасос, Мексика) с миметезитом на сфалерите.

УЗБЕКИТ — $Cu_3[AsO_4]_2 \cdot 3H_2O$. Сингония неизвестна. Встречался в темнозеленых корочках. $Ng=2.07$, $Nm=2.04$, $Np=2.01$; $Ng-Np=0.06$. Двусный, оптически отрицательный. $2V$ большой. Твердость и удельный вес неизвестны. Найден у сел. Потехино (Минусинский район), в месторождениях Кара-Чагыр, Алмалык (Таджикская ССР).

ТРИХАЛЬЦИТ — $Cu_3[AsO_4]_2 \cdot 5H_2O$. Ромбич. с. В радиальнолучистых агрегатах и пластинках зеленого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.698$, $Nm=1.686$, $Np=1.670$; $Ng-Np=0.028$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. Плеохроизм не наблюдается. Тв. 2.5. Уд. вес неизвестен. Довольно легко плавится. Растворяется в HCl. Встречен в Турьинских рудниках на Сев. Урале и в Пайн Крик (Айдахо, США).

4. ГРУППА КОЛЛИНСИТА

В этой группе объединены двухводные фосфаты и арсенаты Ca и отчасти Mg, Fe^{II} , Co и Mn типа $A_2B[XO_4]_2 \cdot 2H_2O$. В сущности, они представляют двойные соли с примерным соотношением $Ca:(Mg, Fe, Mn)=2:1$. Кристаллизуются в триклинной и моноклинной сингониях.

		a_0	b_0	c_0	β
Коллинсит	$Ca_2(Mg, Fe)[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$	Триклин. с.	5.70	6.72	5.38 ¹
Фейрфилдит	$Ca_2(Mn^{II}, Fe^{II})[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$	" "	5.77	6.56	5.47 ²
Розелит	$Ca_2(Co, Mg)[AsO_4]_2 \cdot 2H_2O$	Монокл. с.	5.60	12.80	5.60 100°45'
Брандтит	$Ca_2Mn[AsO_4]_2 \cdot 2H_2O$	" "	5.65	12.80	5.65 99°30'

Здесь же опишем единственный одноводный ванадат Pb и Mn:

Бракебушит $Pb_2(Mn^{II}, Fe^{II})[VO_4]_2 \cdot H_2O$ Монокл. с. 8.92 6.16 7.69 111°47'

КОЛЛИНСИТ — $Ca_2(Mg, Fe)[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$. Триклин. с. Редкий. Встречен в виде волокнистых агрегатов в фосфоритовых конкрециях асфальтовых жил. Цвет светло-бурый. $Ng=1.657$, $Nm=1.642$, $Np=1.632$; $Ng-Np=0.025$. Оптически положительный. $2V=80^\circ$. Тв. 3.5. Спайность по (001). Уд. вес 2.99. Найден в Британской Колумбии.

ФЕЙРФИЛДИТ — $Ca_2(Mn^{II}, Fe^{II})[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$. Триклин. с. В призматических кристаллах, волокнистых и листоватых агрегатах белого или зеленовато-белого цвета. $Ng=1.652$, $Nm=1.64$, $Np=1.633$; $Ng-Np=0.019$. Оптически положительный. $2V$ большой. Тв. 3.5. Спайность по (001), (010) и (110). Уд. вес 3.08. Встречен в месторождениях Брэнчвилл, Фейрфилд (Коннектикут, США) и в других местах.

РОЗЕЛИТ — $Ca_2(Co, Mg)[AsO_4]_2 \cdot 2H_2O$. Монокл. с. Редкий. Наблюдался в виде друз мелких кристаллов и сферических конкреций розового или красного цвета. Показатели преломления колеблются; для темноокрашенных разновидностей (показаны в скобках) они выше. $Ng=1.719$ (1.735), $Nm=1.704$ (1.728), $Np=1.694$ (1.725); $Ng-Np=0.025$ (0.010). Оптически положительный. $2V=60^\circ$. Дисперсия значительная; $r < v$. Тв. 3.5. Спайность по (010). Уд. вес 3.69. Найден в Шнееберге (Саксония).

БРАНДИТ — $Ca_2Mn^{II}[AsO_4]_2 \cdot 2H_2O$. Монокл. с. Редкий. В призматических кристалликах и радиальнолучистых агрегатах белого цвета. $Ng=1.724$, $Nm=1.711$, $Np=1.709$; $Ng-Np=0.015$. Оптически положительный. $2V=23^\circ$. $r < v$. Тв. 3.5. Спайность по (010). Уд. вес 3.67. Встречен в Пайсберге (Вермланд, Швеция).

БРАКЕБУШИТ — $Pb_2(Mn, Fe)[VO_4]_2 \cdot H_2O$. Монокл. с. В небольших количествах содержит также Zn и Cu. Наблюдался в призматических кристаллах черного цвета. $Ng=2.48$, $Nm=2.36$, $Np=2.28$; $Ng-Np=0.20$ (для Li-света). Оптически положительный. $2V$ большой. Дисперсия довольно сильная; $r > v$. Уд. вес 6.05. Найден в Сиерра-де-Кордоба (Аргентина).

5. ГРУППА СКОРОДИТА

Эта группа обнимает диморфные водные нормальные фосфаты и арсенаты трехвалентных металлов Al и Fe^{III} ; кристаллизующиеся в ромбической и моноклинной сингонии.

		a_0	b_0	c_0	β
Варисцит	$Al[PO_4] \cdot 2H_2O$	Ромбич. с.	9.85	9.55	8.50
Мансфилдит	$Al[AsO_4] \cdot 2H_2O$	" "			
Баррандит	$(Al, Fe)[PO_4] \cdot 2H_2O$	" "	10.05	9.80	8.65
Штрэнгит	$Fe^{III}[PO_4] \cdot 2H_2O$	" "			
Фосфоскородит	$Fe^{III}[PO_4, AsO_4] \cdot 2H_2O$	" "	10.30	10.00	8.90
Скородит	$Fe^{III}[AsO_4] \cdot 2H_2O$	" "			
Метаварисцит	$Al[PO_4] \cdot 2H_2O$	Монокл. с.	5.15	9.45	8.45 ~90°
Клинобаррандит	$(Al, Fe)[PO_4] \cdot 2H_2O$	" "			
Фосфосидерит	$Fe^{III}[PO_4] \cdot 2H_2O$	" "	5.30	9.80	8.65 89°24'
Вилатент	$(Fe^{III}, Mn^{III})[PO_4] \cdot 2H_2O$	" "			

Описание перечисленных минералов группы скородита приведем в порядке их состава по катионам Al, Fe, Mn.

Кроме того, здесь же рассмотрим следующие, не вполне изученные минералы:

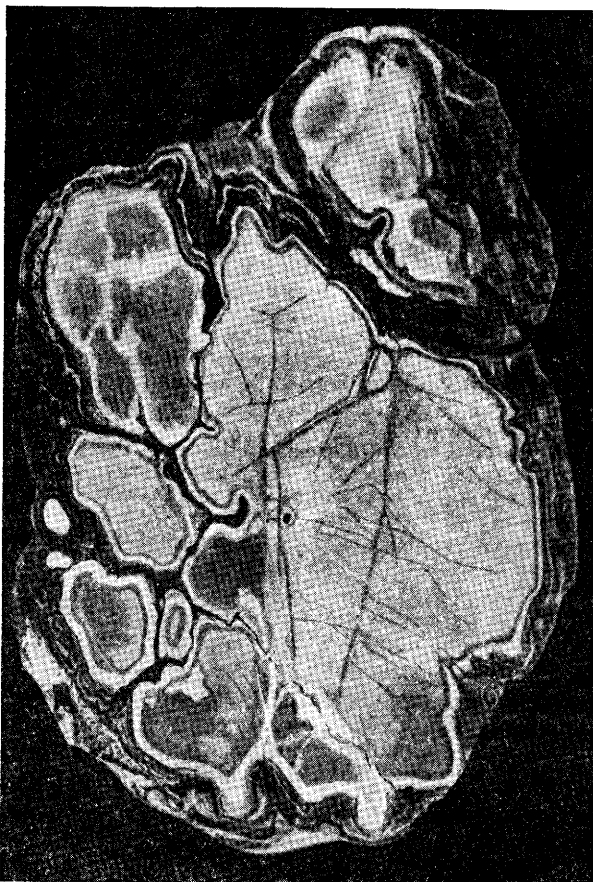
		a_0	b_0	c_0	β
Ферванит	$Fe^{III}[VO_4] \cdot 2H_2O$	Монокл. с. ?			
Чёрцит	$(Ce, Ca)[PO_4] \cdot 2H_2O$	Ромбич. с.			
Вейншенкит ³	$(Y, Er)[PO_4] \cdot 2H_2O$	Монокл. с.	6.48	15.12	6.28 129°24'

¹ $\alpha = 96^\circ 48'$, $\beta = 107^\circ 16'$, $\gamma = 104^\circ 32'$.

² $\alpha = 102^\circ 05'$, $\beta = 108^\circ 05'$, $\gamma = 90^\circ 05'$.

³ Под этим же названием описана разновидность магнезиально-известковистого амфибола.

ВАРИСЦИТ — $Al[PO_4] \cdot 2H_2O$. Ромбич. с. Редко встречающиеся кристаллы имеют октаэдрический облик. Обычно наблюдается в виде корочек с почковидной поверхностью или в виде желваков (фиг. 436) Цвет зеленый, темнозеленый, голубой, желтый. Блеск кристаллов стеклянный, тонкозернистых плотных желваков восковой (в изломе). $Ng=1.594$, $Nm=1.586$, $Np=1.569$; $Ng-Np=0.025$. Оптически отрицательный. $2V$ около 50° . Ng совпадает с удлинением. Тв. 5. Спайность отсутствует. Уд. вес 2.52. П. п. тр. не плавится. В кислотах растворяется после прокалывания.



Фиг. 436. Фотография полированной конкреции варисцита. $\frac{2}{3}$ нат. вел.

Серые жилки в центре конкреции — темнозеленый варисцит среди нормального варисцита; белые наружные каёмки — плотный псевдовавеллит, за которым следует тонкополосчатая зона более раннего псевдовавеллита; черные неправильные прожилки — снаружи тонкозернистый кварц

зеленый. $Ng=1.680$, $Nm=1.660$, $Np=1.650$; $Ng-Np=0.030$. Оптически положительный. $2V$ средний. $Ng=c$. Тв. 4.5. Уд. вес 2.6. Найден вместе с другими фосфатами в Церховике (Чехословакия) среди песчаников, в Манхэттене (Невада, США), на острове Гран Рок (Венецуэла) и др.

КЛИНОБАРРАНДИТ — $(Al, Fe)[PO_4] \cdot 2H_2O$. Моноклиная модификация двуводного фосфата алюминия и железа. Вместе с баррандитом наблюдался в Манхэттене (Невада, США). Оптические константы не приводятся.

ШТРЕНГИТ — $Fe^{2+}[PO_4] \cdot 2H_2O$. Ромбич. с. Кристаллы редки и имеют пирамидальный облик. Обычно распространен в сферических и почковидных желваках. Цвет розовый, красный, белый. $Ng=1.762$ (1.745), $Nm=1.732$ (1.708), $Np=1.730$ (1.708); $Ng-Np=0.032$ (0.037). Оптически положительный. $2V=29^\circ$. $NgNp=(100)$; $Ng=c$. Тв. 3—4. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 2.87. Встречается в зонах окисле-

ния железорудных месторождений в Тюрингии (Германия), Кируна (Швеция) и др.

ФОСФОСИДЕРИТ — $Fe^{3+}[PO_4] \cdot 2H_2O$. Моноклиная модификация двуводного фосфата трехвалентного железа. Кристаллы призматические и таблитчатые. Цвет красный, розовый, фиолетовый. $Ng=1.738$, $Nm=1.725$, $Np=1.692$; $Ng-Np=0.046$. Оптически отрицательный. $2V=62^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNg=5^\circ$. Тв. 3.5—4. Спайность по (010) совершенная и по (001) ясная. Уд. вес 2.76. Легко плавится. Растворяется в HCl. Встречен в окисленных железных рудах близ Зигена (Вестфалия, Германия) и в других местах.

ФОСФОСКОРОДИТ — $Fe^{3+}[PO_4, AsO_4] \cdot 2H_2O$. Отношение As:P по одному анализу равно 1:1. Ромбич. с. Встречен в мелких полупрозрачных кристалликах октаэдрического облика. Цвет серый с желтоватым или розоватым оттенком. Блеск стеклянный. $Ng'=1.777-1.789$, $Np'=1.758-1.762$. Оптически двуосный, положительный. Хрупкий. Уд. вес 3.35—3.5. Встречен в низах зоны окисления среди кремнисто-гипсовой сыпучки Блявинского колчеданного месторождения (на Ю. Урале) в ассоциации с ярозитом и ошалом.

СКОРОДИТ — $Fe^{3+}[AsO_4] \cdot 2H_2O$. Скородон — по-гречески «чеснок». Назван по характерному запаху, похожему на запах чеснока, издаваемому при резком ударе по минералу.

Химический состав. Fe_2O_3 34.6%, As_2O_5 49.8%, H_2O 15.6%. Известны разности с содержанием Al_2O_3 до 7.1% — алюмоскородит. В сплошных массах часты загрязнения посторонними примесями, главным образом SiO_2 .

Сингония ромбическая; дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Облик кристаллов** дипирамидальный, иногда в комбинации с призмами (фиг. 437). Нередко наблюдается в мелкокристаллических друзах. Обычно распространен в плотных землистых массах.

Цвет скородита зеленовато-белый, яблочно-зеленый, голубовато-зеленый, буровато-серый, иногда белый (в скрытокристаллических землистых массах). Нечистая, частично гидролизованная разность, окрашенная гидроокислами железа, — птитит — красновато-бурого цвета. **Черта** белая.

Оптические константы. $Ng=1.79-1.81$, $Nm=1.77-1.79$, $Np=1.76-1.78$; $Ng-Np=0.028-0.032$. Для алюмоскородита показатели преломления ниже: $Ng=1.728$, $Np=1.712$; $Ng-Np=0.016$. Оптически положительный. $2V=62^\circ$ до 70° . Дисперсия сильная; $r>v$. $NgNp=(100)$; $Ng=c$.

Твердость 3.5. Хрупок. **Излом** неровный. **Спайность** несовершенная по {100}; Уд. вес 3.3.

Диагностические признаки. Характерны бледно-зеленые тона окраски пирамидальных кристалликов в пустотах или сплошных, часто матовых масс. Очень характерна ассоциация с остатками незамещенного арсенопирита.

П. п. тр. легко плавится, окрашивая пламя в голубой цвет и издавая запах чеснока. На угле с содой образует черный магнитный шлак. Легко растворяется в HCl и частично в HNO_3 . Раствор КОН быстро окрашивает порошок минерала в красновато-бурый цвет.

Происхождение. Образуется иногда в значительных массах в зонах окисления богатых арсенопиритом месторождений. Обычно развивается непосредственно по арсенопириту и лёллингиту метасоматическим путем.

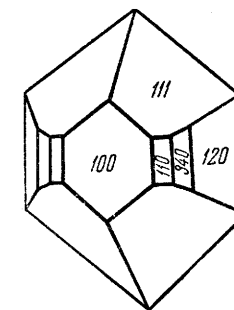
Месторождения. В СССР встречается во многих месторождениях сульфидных руд, богатых арсенопиритом. В месторождении Брич-Мулла (к северо-востоку от Ташкента) скородит найден в больших количествах как в виде плотных зернистых масс, так и в виде скрытокристаллических гелевидных образований с восковым блеском различ-

МЕТАВАРИСЦИТ — $Al[PO_4] \cdot 2H_2O$. Моноклиная модификация двуводного фосфата алюминия. Встречавшиеся кристаллики имели таблитчатый или призматический облик. Цвет зеленый, синий, белый; окраска часто неоднородная. $Ng=1.582$, $Nm=1.558$, $Np=1.551$; $Ng-Np=0.031$. Оптически положительный. $2V$ средний. Тв. 4. Уд. вес 2.54. Как продукт изменения варисцита найден в районе Люцин (Юта, США).

МАНСФИЛДИТ — $Al[AsO_4] \cdot 2H_2O$. Ромбич. с. Согласно рентгенометрическим исследованиям, аналогичен скородиту. Наблюдался в ячеистых массах белого цвета. $Ng=1.642$, $Nm=1.624$, $Np=1.622$; $Ng-Np=0.020$. Оптически положительный. $2V$ средний. Тв. 3.5. Уд. вес 3.031. В ассоциации с реальгаром был встречен в каолинитовой глине в Хобарт Бьютт (Орегон, США).

БАРРАНДИТ — $(Al, Fe)[PO_4] \cdot 2H_2O$. Ромбич. с. Синоним: редондит. Встречался в параллельно-волокнистых агрегатах. Цвет серый, желтый, красный,

Фиг. 437. Кристалл скородита



Фиг. 437. Кристалл скородита

ной окраски: белой, зеленой всех оттенков, бурой и даже черной. Из других месторождений укажем: Такели в горах Карамазара (Таджикская ССР), Кочкарское и Жетыгаринское на Ю. Урале, Запокровское, Шерловая гора и др. в Вост. Забайкалье.

Необходимо указать, что по аналогии с другими соединениями, относящимися к этой группе, в природных условиях, по всей вероятности, существует также моноклинная модификация двуводного арсената трехвалентного железа — клинскородит. Данных по описанию и распространению этой модификации пока нет. Весьма возможно, что описанный в литературе скородит с оптическими константами: $Ng = 1.765$, $Nm = 1.742$, $Np = 1.738$; $Ng - Np = 0.027$ является моноклинным.

ВИЛАТЕИТ — $(Fe^{2+}, Mn^{2+})[PO_4] \cdot 2H_2O$. Монокл. с. Цвет фиолетовый. Оптически отрицательный. $Nm = 1.74$. Двупреломление довольно высокое. Тв. 3. Уд. вес 2.75. Встречен в пегматите близ Шантелуба (Франция).

ФЕРВАНИТ — $Fe^{2+}[VO_4] \cdot 2H_2O$. Монокл. с.? Наблюдался в волокнистых массах золотисто-бурого цвета. $Ng = 2.224$, $Nm = 2.222$, $Np = 2.186$; $Ng - Np = 0.038$. Двусный, оптически отрицательный. Встречен в ванадиеносных песчаниках в Колорадо и Юта (США).

ЧЕРЧИТ — $(Ce, Ca)[PO_4] \cdot 2H_2O$. Ромбич. с. Наблюдался в мельчайших таблитчатых кристалликах и в виде налетов бледного дымчато-серого цвета с красным оттенком. $Ng = 1.654$, $Nm = Np = 1.620$; $Ng - Np = 0.034$. Оптически положительный. $2V$ близок к 0° . Тв. 3—3.5. Уд. вес 3.14. Встречен в Корнуолле (Англия).

ВЕЙНШЕНКИТ¹ — $(Y, Er)[PO_4] \cdot 2H_2O$. Монокл. с. Встречен в виде шаровидных конкреций и в игольчатых радиально-лучистых агрегатах белого цвета. $Ng = 1.645$, $Nm = 1.608$, $Np = 1.600$; $Ng - Np = 0.045$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. $Np = b$; $cNg = 30^\circ$. Твердость и удельный вес неизвестны. Легко растворяется в кислотах. Найден в железных лимонитовых рудах Амберг-Ауэрбах в Баварии (Германия).

В. Основные водные фосфаты, арсенаты и ванадаты

Относящиеся сюда основные водные соли, особенно фосфорной кислоты, характеризуются широким разнообразием.

Эти соединения встречаются почти исключительно в коре выветривания и в осадочных отложениях, образуясь в условиях щелочной среды большей частью в виде землистых колломорфных масс, нередко с радиально-волокнистым строением. Поэтому не случайно, что в их составе почти постоянно присутствуют примеси адсорбированных посторонних веществ. Многие из них богаты водой, часть которой удерживается очень слабыми связями. Этим объясняется широко устанавливаемое непостоянство ее содержания. Указанные причины сильно затрудняют не только их классификацию, но и идентификацию.

В виде самостоятельных групп мы выделим лишь группы урановых слюдов, бирюзы и некоторые другие. Остальные, разнообразные по составу минералы сгруппированы по катионам.

1. ГРУППА УРАНОВЫХ СЛЮДОК

Под этим названием подразумевается довольно обширная группа водных основных фосфатов, арсенатов и ванадатов, представляющих главным образом двойные соли двухвалентных металлов: Su^{2+} и Ca^{2+} , затем Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ba^{2+} , Pb^{2+} и K^{1+} с U^{6+} ; последний, как считают, с добавочными анионами O образует комплексный катион $(UO_2)^{2+}$,

¹ Под этим же названием описана разновидность магнезиально-известкового амфибола.

однако это еще не может считаться доказанным. Наиболее распространены соединения с 8 частицами H_2O . Следует добавить, что далеко еще не выявлены все встречающиеся в природе минеральные виды.

Характернейшей их особенностью является совершенная спайность по одному направлению, что сближает их со слюдами.

Кристаллические структуры урановых слюдов являются типичными слоистыми. Слои представлены, очевидно, двойными листами тетраэдрических групп XO_4 , связанными между собой катионами U^{6+} , находящимися в шестерном окружении ионов кислорода. Между такими слоями могут располагаться катионы Ca , Ba , Va ... и молекулы H_2O . Количество молекул H_2O сильно варьирует. Наиболее распространены соединения с 12, 8 и 6 молекулами H_2O . Богатые водой разности в воздушной обстановке, в связи с низкой упругостью паров во внешней среде, подвергаются дегидратации, особенно усиливающейся при нагревании. В соответствии с этим меняются и некоторые физические свойства этих минералов (удельный вес и показатели преломления).

Все относящиеся сюда минеральные виды обладают яркой желтой или зеленой окраской, перламутровым отливом по спайности, сравнительно низкой твердостью, легкой растворимостью в кислотах и сильной радиоактивностью. Эти соединения легко получают искусственным путем из холодных растворов соответствующего состава и при соответствующей концентрации.

Наконец, почти все они встречаются в одинаковых условиях, являясь продуктами зон окисления урановых месторождений. Существенные скопления этих минералов имеют практическое значение как источник урана, радия, иногда ванадия.

По содержанию воды мы их разобьем на подгруппы, не разделяя по сингониям.

		a_0	c_0
Трэггерит	$U_3[AsO_4]_2O_6 \cdot 12H_2O$		
Торбернит	$CuU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 12H_2O$	Монокл. с.	
Цейнерит	$CuU_2[AsO_4]_2O_4 \cdot 12H_2O$	Тетраг. с.	
Ураношпатит	$CaU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 12H_2O$	Ромбич. с.	
Метаторбернит	$CuU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$	Тетраг. с.	7.05
Метацейнерит	$CuU_2[AsO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$	" "	20.5
α -ураноспинит	$CaU_2[AsO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$	" "	
β -ураноспинит	$CaU_2[AsO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$	Ромбич. с.	
Фритчеит	$MnU_2[PO_4]_2VO_4 \cdot 8H_2O$	Тетраг. с.?	
Бассетит	$FeU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$	Монокл. с.	
Отунит	$CaU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$	Тетраг. с.	6.99
Салейт	$MgU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$	" "	20.63
Ураноцирцит	$BaU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$	" "	
Тюямунит	$CaU_2[VO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$	" "	
Фосфуранилит	$U_3[PO_4]_2O_6 \cdot 6H_2O$	Монокл. с.	
Ферганит	$U_3[VO_4]_2O_6 \cdot 6H_2O$	Ромбич. с.	
Карнотит	$K_2U_2[VO_4]_2O_4 \cdot 3H_2O$	" "	
Сенгьерит	$Cu_2U_2[VO_4]_2(OH)_2O_4 \cdot 9H_2O$	" "	

Здесь же целесообразно рассмотреть и другие урансодержащие фосфаты и ванадаты, хотя и не относящиеся к данной группе:

Ренардит	$PbU_4[PO_4]_2O_{10} \cdot 9H_2O$	Ромбич. с.
Девиндит	$Pb_3U_5[PO_4]_4O_{12} \cdot 12H_2O$	" "
Люмонит	$Pb_2U_3[PO_4]_2O_8 \cdot 5H_2O$	" "
Парсонсит	$Pb_2U[PO_4]_2O_2 \cdot H_2O$	Монокл. с.
Раунит	$CaO \cdot 2UO_3 \cdot 6V_2O_5 \cdot 20H_2O$?
Уванит	$2UO_3 \cdot 3V_2O_5 \cdot 15H_2O$	Ромбич. с.
Вальпургит	$Bi_{10}U_8[AsO_4]_4O_{16} \cdot 10H_2O$	Триклин. с.

ТРЕГЕРИТ — $U_3[AsO_4]_2O_6 \cdot 12H_2O$. Монокл. с. В чешуйчатых и мелкопластинчатых агрегатах лимонно-желтого или буровато-желтого цвета. По облику напоминает кристаллы гипса. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Оптически отрицательный. $2V$ небольшой. $Ng=1.630$, $Nm=1.624$, $Np=1.580-1.585$; $Ng-Np=0.044-0.045$.

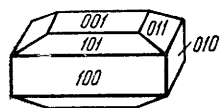
Угол погасания $12-14^\circ$. Тв. 2—3. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 3.23—3.3. При нагревании, теряя воду, становится золотисто-бурый. С бурой дает зеленый перл урана. Встречен в ряде месторождений в зоне окисления как у нас, так и за границей. Всюду является вторичным минералом, образовавшимся за счет урановой смолки и других первичных урансодержащих минералов, иногда в сростании с цейнеритом.

ТОРБЕРНИТ — $CuU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 12H_2O$. Синоним: хальколит.

Химический состав. Согласно имеющемуся анализу: CuO 7.73%, UO_3 14.50%, P_2O_5 14.50%, H_2O 20.30%. Довольно точно совпадает с теоретическим составом. При 45° уходят 4 частицы воды; образуется метаторбернит.

Установлен также промежуточный между торбернитом и цейнеритом, не получивший названия, минеральный вид состава: $CuU_2[PO_4,AsO_4]_2O_4 \cdot 12H_2O$ с содержанием P_2O_5 10.47% и As_2O_5 7.20%.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. L^4L^25PC . **Облик кристаллов.** Кристаллы мелкие, хорошо образованы и обладают таблитчатым обликом (фиг. 438). Встречается обычно в виде чешуйчатых скоплений и порошковатых налетов. Наблюдались случаи закономерного сростания с отунитом.



л. 438. Кристалл Фи торбернита

Цвет торбернита изумрудно-зеленый. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $2V$ мал. $Nm=1.590-1.592$, $Np=1.576-1.582$; $Nm-Np=0.010-0.014$. Для промежуточного минерального вида: $Nm=1.606$, $Np=1.579$; $Nm-Np=0.027$. Плеохроизм ясный: по Nm — зеленый, по Np — светло-зеленый, светлосиний.

Твердость 2—2.5. **Спайность** по {001} совершенная. Уд. вес 3.2—3.6. Сильно радиоактивный.

Диагностические признаки. Характерны совершенная спайность (как у слюды) и яркозеленый цвет. От других зеленых минералов этой группы можно отличить с помощью измерения оптических констант, химических реакций и по радиоактивности.

П. п. тр. сплавляется в черный шарик. С содой в восстановительном пламени получается королек меди. Растворяется в HNO_3 ; при прибавлении аммиака раствор становится синим (медь), причем выпадает желтый осадок.

Происхождение. Образуется в зонах окисления пегматитов и гидротермальных урановых, вольфрамовых, оловянных и прочих месторождений, содержащих в первичных рудах те или иные минералы урана и фосфора. Наблюдается обычно в небольших количествах на поверхности трещин и пустот от выщелачивания, часто на лимоните, иногда в ассоциации с отунитом и другими вторичными урансодержащими минералами.

Месторождения. Торбернит принадлежит к числу широко распространенных минералов. В небольших количествах он встречается в зоне окисления урансодержащих месторождений как у нас, так и за границей.

Метаторбернит — $CuU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$. Тетраг. с. В мелких пластинчатых кристаллах изумрудно-зеленого цвета. Оптически положительный (отличие от торбернита). $Ng=1.625$, $Nm=1.623$. Тв. 2—2.5. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 3.68. При нагревании до 100° переходит в ромбическую модификацию. Найден в трещинах среди песчаника в Гиннслэйк Маунтенс (Юта, США), в Катанге (Бельгийское Конго) и в других местах.

Цейнерит — $CuU_2[AsO_4]_2O_4 \cdot 12H_2O$. Тетраг. с. Кристаллики таблитчатого или пирамидального облика. Цвет яблочно-зеленый до изумрудно-зеленого. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Оптически отрицательный. $Nm=1.585$, $Np=1.576$; $Ng-Np=0.09$ *. Тв. 2—2.5. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 3.2—3.3. Сильно радиоактивный. При нагревании на угле дает запах мышьяка. Найден в зоне окисления в месторождении Шнееберг, содержащем в первичных рудах арсениды никеля и кобальта, самородный висмут, уранинит и др. Ассоциирует с другими урановыми слюдками (трегеритом, ураноферитом, ураноспинитом и пр.).

Метацийнерит — $CuU_2[AsO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$. Тетраг. с. По многим признакам похож на цейнерит, но, как менее водный арсенат, естественно, отличается от него по некоторым физическим свойствам, в частности по оптическим константам. Оптически отрицательный. $Nm=1.643$ (1.651), $Np=1.623$ (1.635); $Ng-Np=0.020$ (0.016) *. Тв. 2—2.5. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 3.28. Сильно радиоактивен. Встречен в месторождении Шнееберг в Саксонии, и в других местах.

Ураношпатит — $CaU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 12H_2O$. Ромбич. с. (псевдотетрагональный). Наблюдался в удлиненных табличках и двойниках прорастания бледнозеленого цвета. Двуосный, оптически отрицательный. $2V=69^\circ$. $Ng=1.521$, $Nm=1.510$, $Np=1.488$; $Ng-Np=0.033$. $NgNp=(010)$; $Ng=a$. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 2.50. Растворим в кислотах. Встречен в Редрес (Корнуолл, Англия).

α-Ураноспинит — $CaU_2[AsO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$. Тетрагональная модификация. Кристаллы таблитчатые лимонно-желтого и чижево-зеленого цвета. Спайность по-гречески «чиж». Оптически положительный. $Ng=1.586$, $Nm=1.560$; $Ng-Nm=0.026$. Спайность по (001) совершенная. Тв. 2—3. Уд. вес 3.0—3.45. П. п. тр. на угле выделяет окислы As с характерным запахом. Пламя окрашивает в оранжево-красный цвет (Са). С бурой дает зеленый перл урана. Найден в месторождении Шнееберг с цейнеритом, ураноферитом, трегеритом, вальпургитом и другими минералами.

β-Ураноспинит — $CaU_2[AsO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$. Ромбическая модификация. Оптически отрицательный. $2V=46^\circ(62^\circ)$. $Ng=1.587$ (1.572), $Nm=1.582$ (1.567) и $Np=1.560$ (1.550); $Ng-Np=0.027$ (0.022). Ближе не изучен. Кристаллы по периферии иногда образуют зонально тетрагональной модификацией α-ураноспинита.

Фритчейт — $MnU_2[PO_4,VO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$. Тетраг. с.? В призматических кристалликах красновато-бурого и красного цвета. Блеск стеклянный и перламутровый на плоскостях спайности по (001). Тв. 2—3. Уд. вес 3.50. Найден в Иоганнсбургенштадте (Саксония) в ассоциации с торбернитом.

Бассетит — $FeU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$. Монокл. с. Цвет желтый. $Ng=1.580$, $Nm=1.574$, $Np=1.558$; $Ng-Np=0.022$. Оптически отрицательный. $2V=62^\circ$. Спайность по трем направлениям. Уд. вес 3.10. Под действием кварцевой лампы не люминесцирует. Найден в руднике Бассет (Корнуолл, Англия). Образуется, очевидно, в восстановительных условиях.

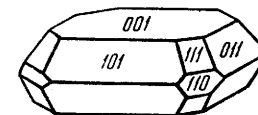
Отунит — $CaU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$. Синонимы: аутунит, отёнит. Назван по местности Autun во Франции.

Химический состав. CaO 6.1%, UO_3 62.7%, P_2O_5 15.5%, H_2O 15.7%. Иногда присутствуют примеси: BaO , MgO , Fe_2O_3 и др. (обычно в очень незначительных количествах). В отуните были установлены также актиний и полоний.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. L^4L^25PC . **Облик кристаллов.** Кристаллы тонко таблитчатые (фиг. 439), слюдоподобные, квадратной формы. По углам между гранями близок к торберниту. Наблюдаются друзы мелких кристалликов или чешуйчатые агрегаты.

Цвет отунита зеленый, зеленовато-желтый, серно-желтый. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. **Оптические константы.** Оптически двуосный, отрицательный до одноосного. $2V$ до 33° . $Ng=1.577-1.578$ (1.594), $Nm=1.575-1.576$ (1.590), $Np=1.553-1.556$; $Ng-Np=0.022-0.024$.

Твердость 2—2.5. Хрупок. **Спайность** по 001 весьма совершенная; наблюдается также по 100 и 010 менее совершенная. Уд. вес 3.05—3.19. **Прочие свойства.** Сильно радиоактивен. Обнаруживает люминес-



Фиг. 439. Кристалл отунита

* Данные показателей преломления для цейнерита и метацийнерита, сообщаемые в справочной литературе, очевидно, перепутаны: более богатое водой одно и то же соединение не может иметь более высокого значения показателей преломления

ценцию. В ультрафиолетовых лучах светится желто-зеленым цветом.

Диагностические признаки. От других похожих по цвету урановых слюдов с уверенностью можно отличить с помощью спектрального и химического анализов.

П. п. тр. слегка вспучивается и сплавляется в черный шарик. Пламя окрашивает в оранжево-красный цвет (Са). В закрытой трубке выделяет много воды. С бурой дает реакцию на уран. В азотной кислоте растворяется; раствор окрашивается в зеленый цвет.

Происхождение. Как и все урановые слюдки, образуется в зонах окисления урановых месторождений и ураносодержащих пегматитов.

Месторождения, в которых встречается отунит, довольно многочисленны: Отён (департамент Луара, Франция); Шнееберг, Иоганн-георгенштадт, Фалькенштейн и Шварценберг в Саксонии; Редрес (Корнуолл, Англия); пегматиты Мадагаскара, и др.

САЛЕИТ — $MgU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$. Ромбич. с. Во многом аналогичен отуниту. Псевдотетрагональный. В пластинках почти квадратного сечения. Цвет лимонно-желтый. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Оптически двуосный, отрицательный. $Ng = Nm = 1.574$, $Np = 1.570$; $Ng - Np = 0.004$. Оптически отрицательный. $2V = 61^\circ$. $Np = c$. Тв. 2—3. Уд. вес немного меньше, чем 3.3. Найден с другими урановыми слюдами в Шинколовбе (Катанга, Бельгийское Конго).

УРАНОЦИРИТ — $BaU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$. Ромбич. с. Псевдотетрагональный. Кристаллики пластинчатые с квадратным обликком. Цвет желтовато-зеленый. Оптически двуосный, отрицательный. $2V = 10^\circ$. $Ng = Nm = 1.623$, $Np = 1.610$; $Ng - Np = 0.013$. Тв. 2—2.5. Уд. вес 3.53—3.55. При нагревании в колбочке теряет воду и становится лимонно-желтым. После смачивания концентрированной серной кислотой окрашивает пламя в зеленый цвет (Ва). С бурой дает перл, характерный для урана. Сильно радиоактивный. В ультрафиолетовых лучах светится зеленым цветом. Встречен в Вельзendorf (Бавария, Германия), Романейре (Испания) и в других местах.

ТЮЯМУНИТ — $CaU_2[VO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$. Название дано по месту нахождения. Установлен К. А. Ненадквичем.

Химический состав. СаО 5.87%, UO_3 59.96%, V_2O_5 19.06%, H_2O 15.11%. В виде примесей в незначительных количествах присутствуют: Na_2O , K_2O , MgO, CuO (иногда до 4%), SiO_2 и др.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Облик кристаллов** тонкопластинчатый (фиг. 440). Наблюдались формы: {100}, {010}, {110}, {120}, {001}, {101} и {111}. **Агрегаты.** Распространен в тонкочешуйчатых землянистых массах. Наблюдается также в виде налетов и корочек в полостях.



Фиг. 440. Кристалл туюмунита

Цвет туюмунита яркожелтый (канаречный), иногда с зеленоватым или оранжевым оттенком.

Блеск сильный, на плоскостях спайности перламутровый. **Оптические константы.** Оптически двуосный, отрицательный. $2V = 36$ до 57° . Дисперсия сильная; $r < v$. $Ng = 1.895$, $Nm = 1.870$, $Np = 1.670$; $Ng - Np = 0.225$. $NgNp = (010)$; $Ng = a$. Плеохроизм: по Np — бесцветный, по Nm и Ng — желтый.

Твердость 1. Хрупок. **Спайность** по {001} совершенная, по {010} и {100} средняя. **Уд. вес** 3.31—4.35 (колеблется в зависимости от содержания воды). **Прочие свойства.** Сильно радиоактивен.

Диагностические признаки. От урановых слюдов другого состава отличим лишь по данным химических реакций и оптическим константам. В тонкодисперсных скоплениях он похож на яркожелтые выцветы некоторых сульфатов железа. Отличается от них трудной растворимостью в воде и радиоактивностью.

П. п. тр. легко плавится. С бурой дает ясную реакцию на уран (в отсутствие меди). В закрытой трубке выделяет много воды. В кислотах легко растворяется. Реакция с перекисью водорода на ванадий. В соответствующих растворах и концентрациях катион Ca^{2+} способен замещаться K_2^{1+} с образованием карнотита.

Происхождение. Вместе с другими минералами экзогенного происхождения встречается в приповерхностных частях месторождений ураносодержащих минералов. Образуется также в присутствии органических веществ, с которыми вообще часто связаны минералы ванадия.

Весьма возможно также, что туюмунит может образоваться за счет карнотита в осадочных породах путем воздействия на него вод, содержащих бикарбонат кальция. Экспериментальные исследования подтверждают возможность замещения калия кальцием.

Месторождения. Встречается обычно в виде землистых скоплений в ассоциации с гипсом в трещинках среди осадочных пород, содержащих органические остатки. Из месторождений отметим: Парадокс Уоллей (Колорадо, США) в ванадиеносных песчаниках, Генти Маунтенс (Юта, США) в таких же песчаниках, и в других местах.

ФОСФУРАНИЛИТ — $U_3[PO_4]_2O_6 \cdot 6H_2O$. Монокл. с. Встречается в виде порошковой массы и налетов темнолимонно-желтого цвета. Блеск перламутровый по плоскостям спайности. Оптически отрицательный. $Ng = Nm = 1.720$, $Np = 1.691$; $Ng - Np = 0.029$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. Дисперсия сильная. Твердость неизвестна. Уд. вес 3.0. Является продуктом разложения урановой смолки. В граните в районе Иоганн-георгенштадта (Саксония), очевидно, как продукт выветривания; Флейт Рок Майн (Северная Каролина, США) и в других местах.

ФЕРГАНИТ — $U_3[VO_4]_2O_6 \cdot 6H_2O$. Ромбич. с. Слабо изучен. Наблюдался в виде чешуек светложелтого цвета. Спайность по одному направлению весьма совершенная. Двупреломление невысокое. $2V$ большой. Тв. 2—2.5. Уд. вес 3.31. Сильно радиоактивен. Наблюдался также в Колорадо (США).

КАРНОТИТ — $K_2U_2[VO_4]_2O_4 \cdot 3H_2O$. Назван по имени А. Карно. **Химический состав.** K_2O 10.44%, UO_3 63.41%, V_2O_5 20.16%, H_2O 5.99%. В виде примесей устанавливаются: Na_2O , MgO, CaO, в очень незначительных количествах CuO, PbO и др.

Сингония ромбическая. Обычно наблюдается в порошковатых массах и в виде налетов.

Цвет карнотита яркожелтый или зеленовато-желтый. **Блеск** сильный, на плоскостях спайности перламутровый. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $2V = 50^\circ$. $Ng = 1.950$, $Nm = 1.925$, $Np = 1.750$; $Ng - Np = 0.200$. Плеохроизм: по Np — серовато-желтый, по $Nm = Ng$ — лимонно-желтый.

Твердость 2—3.5. Хрупок. **Спайность** совершенная по {001}. **Уд. вес** 4.46. Сильно радиоактивен.

Диагностические признаки. Во многом похож на туюмунит. Отличим по оптическим константам.

П. п. тр. легко сплавляется в черный шарик, окрашивая пламя в бледнофиолетовый цвет (следует наблюдать сквозь синее стекло, поглощающее желтый оттенок света Na). С бурой дает перл урана. Легко растворяется в кислотах. Реакция на ванадий с перекисью водорода. Порошок, слегка смоченный соляной кислотой, становится кроваво-красным (присутствие ванадия).

Происхождение. Распространен в зоне выветривания осадочных пород, главным образом песчаников, обогащенных органическими остатками.

Месторождения. Впервые был найден в ванадиеносных песчаниках юрского возраста в штатах Юта и Колорадо (США).

Встречен также в известковых песчаниках в провинции Катанга (Бельгийское Конго), Радум Хилл (Австралия) и др.

СЕНГИЕРИТ — $\text{Cu}_2\text{U}_2[\text{VO}_4]_2[\text{OH}]_2\text{O}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Наблюдался в виде пластинок ромбической формы. Цвет зеленый. $N_g = 1.94-1.97$, $N_m = 1.92-1.94$, $N_p = 1.76-1.77$; $N_g - N_p = 0.16-0.17$. Оптически отрицательный. $2V = 37-39^\circ$. Дисперсия сильная; $r < v$. $NgNp = (010)$; $Ng = a$. Тв. 2.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес около 4. Встречен в районе Катанга (Бельгийское Конго) вместе с другими минералами зоны окисления.

РЕНАРДИТ — $\text{PbU}_4[\text{PO}_4]_2\text{O}_{10} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. В мелких таблитчатых кристалликах желтого цвета. Блеск на плоскостях спайности (100) перламутровый. Оптически отрицательный. $2V = 70^\circ$. $Ng = 1.739$, $Nm = 1.736$, $Np = 1.715$; $Ng - Np = 0.024$. $NgNp = (001)$; $Ng = b$. Твердость неизвестна. Уд. вес 4.05. Найден в Казоло (Катанга, Бельгийское Конго) с торбернитом и др.

ДЕВИНДИТ — $\text{Pb}_3\text{U}_5[\text{PO}_4]_4\text{O}_{12} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. В таблитчатых кристалликах и плотных массах канареечно-желтого цвета. Блеск по (100) перламутровый. Оптически положительный. $2V$ большой. $Ng = 1.765$, $Nm = 1.763$, $Np = 1.762$; $Ng - Np = 0.003$. Не плеохроичен. Твердость неизвестна. Уд. вес 4.1-5.0. Растворим в кислотах. Найден в провинции Катанга (Бельгийское Конго) с торбернитом.

ДЮМОНТИТ — $\text{Pb}_2\text{U}_3[\text{PO}_4]_2\text{O}_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. В призматических и таблитчатых кристалликах желтого цвета. Оптически положительный. $2V$ большой. $Nm = 1.89$, $Np = 1.88$. $NgNp = (001)$. Сильно плеохроичен. Найден в провинции Катанга (Бельгийское Конго).

ПАРСОНСИТ — $\text{Pb}_2\text{U}[\text{PO}_4]_2\text{O}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл. или триклин. с. В мелких призматических бесцветных или светложелтых кристаллах. Оптически двуосный, отрицательный. $Ng = 1.862$, $Np = 1.850$; $Ng - Np = 0.012$. $cNg = 12^\circ$ в плоскости (010). Найден в Казоло (Катанга, Бельгийское Конго) и в Вельзендорфе (Бавария, Германия).

РАУВИТ — $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 6\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$. Формула приблизительная. В землистых и порошковатых массах пурпурно-красного цвета. Черта светлобурая до желтой. Оптически анизотропный. Твердость и уд. вес неизвестны. $N = 1.88$. Найден в Сан-Рафаэле (Юта, США) в выветрелых асфальтоносных песчаниках в ассоциации с карнотитом.

УВАНИТ — $2\text{UO}_3 \cdot 3\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. В мелкозернистых массах буровато-желтого цвета. Оптически двуосный, полжигительный. $2V = 52^\circ$. $Ng = 2.057$, $Nm = 1.879$, $Np = 1.817$; $Ng - Np = 0.240$. Сильный плеохроизм в бурых и желтых тонах. Найден около Сан-Рафаэля (Юта, США) в асфальтоносных песчаниках с карнотитом, торбернитом, гипсом и др.

ВАЛЬПУРГИТ — $\text{V}_{10}\text{U}_3[\text{AsO}_4]_4\text{O}_{16} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. В таблитчатых кристаллах восково-желтого или оранжево-желтого цвета. Блеск стеклянный до алмазного. $Ng = 2.00-2.05$, $Nm = 1.975-2.00$, $Np = 1.87-1.90$; $Ng - Np = 0.14-0.15$. Оптически отрицательный. $2V = 52^\circ$. Np почти \perp (010). Угол погасания с осью c в плоскости (010) около 12° ; $cNm = 8^\circ$ в плоскости (100). Тв. 3.5. Спайность совершенная по (010). Уд. вес 5.65. П. п. тр. плавится, бурет. С KJ и S на угле дает яркокрасный налет VJ_3 . С бурой получается зеленый перл урана. Найден в жиле Вальпургис (Шнееберг, Саксония) с трегеритом, цейнеритом, торбернитом, ураноферитом и другими минералами.

2. ГРУППА БИРЮЗЫ

Здесь объединяются пятиводные основные фосфаты Cu, Al и Fe, кристаллизующиеся в триклинной сингонии.

Бирюза	$\text{CuAl}_6[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Триклин. с.
Алюмохалькосидерит	$\text{CuAl}_2\text{Fe}_4[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	" "
Халькосидерит	$\text{CuFe}_6[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	" "

Здесь же опишем арсенаты меди и трехвалентных металлов:

Лироконит	$\text{Cu}_2\text{Al}[\text{AsO}_4][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Церулеит	$\text{CuAl}_4[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$?
Миксит	$\text{Cu}_{10}\text{Bi}[\text{AsO}_4]_5[\text{OH}]_8 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.

БИРЮЗА — $\text{CuAl}_6[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Синоним: каллаит (древнее название бирюзы). Разновидность, богатая железом ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 20-21\%$) названа рашлеитом.

Химический состав. CuO 9.57%, Al_2O_3 36.84%, P_2O_5 34.12%, H_2O 19.47%. Устанавливаются различные примеси.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. $a_0 = 7.47$, $b_0 = 9.93$, $c_0 = 7.67$; $\alpha = 111^\circ 39'$, $\beta = 115^\circ 23'$, $\gamma = 69^\circ 26'$. Изоморфна с халькосидеритом и алюмохалькосидеритом. Кристаллы мелкие, встречаются очень редко. Обычно этот минерал распространен в скрытокристаллических массах почковидной формы или в виде корок, прожилков и неправильной формы скоплений.

Цвет бирюзы небесно-голубой, яблочно-зеленый, зеленовато-серый. **Блеск** восковой. **Оптические константы.** Оптически положительная. $2V = 40^\circ$. Дисперсия сильная; $r < v$. $Ng = 1.65$, $Nm = 1.62$, $Np = 1.61$; $Ng - Np = 0.04$.

Твердость 5-6. Довольно хрупкая. **Спайность** практически отсутствует. Излом слегка раковистый. **Уд. вес** 2.60-2.83.

Диагностические признаки. Для бирюзы характерны цвет и восковой блеск. Однако в ряде случаев для отличия от похожей иногда на нее хризоколлы и других минералов меди приходится прибегать к химическим реакциям.

П. п. тр. растрескивается, бурет. Пламя окрашивает в бледнозеленый цвет. В закрытой трубке выделяет много воды. С бурой и фосфорной солью дает реакцию на медь. В кислотах растворяется. Дает реакцию на фосфор.

Происхождение. Бирюза образуется в условиях выветривания, часто вместе с лимонитом, при воздействии меденосных поверхностных растворов на горные породы, содержащие глинозем (в полевых шпатах и др.) и фосфор (в виде апатита и др.). Известны случаи образования бирюзы за счет ископаемых костей и зубов животных («костяная бирюза» или одонтолит). Органическое происхождение такой бирюзы отчетливо устанавливается в шлифах под микроскопом.

Практическое значение. Лучшие по окраске разности бирюзы (небесно-голубого цвета) употребляются на украшения. Худшие разности поддаются искусственной окраске.

Месторождения. Лучшая бирюза в течение ряда столетий добывалась в Маданском месторождении (около г. Нишапура в Иране), где она вместе с лимонитом образовалась в виде неправильной формы скоплений и тонких прожилков среди выветрелой изверженной породы — трахита. Как драгоценный камень, бирюза отсюда шла в Европу через Турцию (отсюда французское название этого минерала «тюркуаз»). Из остальных месторождений упомянем: Вадимагара (на Синайском полуострове), Кара-Тюбе (к югу от г. Самарканда), Нура-Тай (р. Исфара, Фергана).

АЛЮМОХАЛЬКОСИДЕРИТ — $\text{CuAl}_2\text{Fe}_4[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. Является промежуточным минеральным видом между бирюзой и халькосидеритом. Цвет травяно-зеленый или синева-зеленый. По физическим свойствам во многом похож на бирюзу. Тв. 4-5. Уд. вес 3.0. В шаровидных образованиях и корочках на кварце и топазе в ассоциации с фармакосидеритом в Шнекенштейне (Фохтланд, Германия).

ХАЛЬКОСИДЕРИТ — $\text{CuFe}_6[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. $a_0 = 7.66$, $b_0 = 10.18$, $c_0 = 7.88$; $\alpha = 112^\circ 29'$, $\beta = 115^\circ 18'$, $\gamma = 69^\circ 00'$. Наиболее богатый железом минеральный вид из группы бирюзы. Цвет светлозеленый. Оптически отрицательный. $2V = 24^\circ$. Дисперсия очень сильная; $r > v$. $Ng = 1.845$, $Nm = 1.840$, $Np = 1.773$; $Ng - Np = 0.072$. Np близка к b . Тв. 4-5. Уд. вес 3.22. Описан в Лискирде (Корнуолл, Англия), Бисби (Аризона, США) и в других местах.

ЛИРОКОНИТ — $\text{Cu}_2\text{Al}[\text{AsO}_4][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Содержит фосфор. Монокл. с. $a_0 = 12.67$, $b_0 = 7.55$, $c_0 = 9.86$ и $\beta = 91^\circ 23'$. Кристаллы обладают пирамидальным обликом. Встречается также в зернистых агрегатах небесно-голубого, реже зеленого цвета. Оптически отрицательный. $2V = 67^\circ$. $Ng = 1.675$, $Nm = 1.652$, $Np = 1.612$; $Ng - Np = 0.063$. $NgNp \perp (010)$; $cNg = 25^\circ$. Тв. 2 и 2.5. Спайность по (110) и (011) несовершенная. Уд. вес 2.88-2.98. Встречается с другими минералами меди в зонах окисления рудных месторождений близ Баньска Быстрицы (Чехословакия), Корнуолла (Англия), в Преображенском руднике (Башкирская АССР) и в других местах.

ЦЕРУЛЕИТ — $\text{CuAl}_4[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Сингония неизвестна. Редкий. Встречается в виде мелких кристалликов и плотных скрытокристаллических масс бирюзового-голубого цвета. Тв. 2—3. Гуанако, Талтал (Чили).

МИКСИТ — $\text{Cu}_{10}\text{Bi}[\text{AsO}_4]_5[\text{OH}]_8 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Редкий. В игольчатых кристалликах и в виде корочек изумрудно-зеленого цвета. Оптически положительный. $2V$ мал. $Ng=1.830$, $Nm=Np=1.745$; $Ng-Np=0.085$. $Ng=c$. Тв. 3—4. Уд. вес 3.79. Легкоплавко. Вместе с другими минералами меди наблюдался в зонах окисления рудных месторождений Тинтик (Юта, США), Виттихен (Баден, Германия), Яхимов (Чехословакия) и в других местах.

3. ВОДНЫЕ ОСНОВНЫЕ ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ МЕДИ, ЦИНКА И СВИНЦА

Тагилит	$\text{Cu}_2[\text{PO}_4][\text{OH}] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Элит	$\text{Cu}_5[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с. ?
Аракаваит	$\text{ZnCu}_2[\text{PO}_4][\text{OH}]_3 \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Весцелит	$(\text{Zn}, \text{Cu})_4[\text{PO}_4, \text{AsO}_4][\text{OH}]_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$?
Спенсерит	$\text{Zn}_2[\text{PO}_4][\text{OH}] \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Тсумебит	$(\text{Pb}, \text{Cu})_5[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	" "
Бартит	$\text{Zn}_3\text{CuAs}_6\text{O}_{18}[\text{OH}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл. с. ?
Эвхронит	$\text{Cu}_2[\text{AsO}_4][\text{OH}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Лейкохальцит	$\text{Cu}_2[\text{AsO}_4][\text{OH}] \cdot \text{H}_2\text{O}$	" "
Корнваллит	$\text{Cu}_5[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	" "
Тиролит	$\text{Cu}_9\text{Ca}_2[\text{AsO}_4]_4[\text{OH}]_{10} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	" "
Халькофиллит	$\text{Cu}_4[\text{AsO}_4][\text{OH}]_5 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	Гексаг. с.

Здесь же условно опишем единственный водный основной фосфат кальция, а также фосфат и арсенат Na, Cu и Ca.

Изоклазит	$\text{Ca}_2[\text{PO}_4][\text{OH}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Фрейринит	$\text{Na}_2(\text{Cu}, \text{Ca})_3[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_3 \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$	Тетраг. с.
Семплеит	$\text{NaCaCu}_5[\text{PO}_4]_4\text{Cl} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.

ТАГИЛИТ — $\text{Cu}_2[\text{PO}_4][\text{OH}] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Наблюдается в почковидных, шаровидных агрегатах волокнистого строения. Цвет изумрудно-зеленый. Черта зеленая. Оптически отрицательный. $2V$ мал. $Ng=1.85$, $Nm=1.84$, $Np=1.69$; $Ng-Np=0.016$. Тв. 3—4. Уд. вес 4.08. Как вторичный минерал встречался в Меднорудянском месторождении (Нижний Тагил, Урал) на лимоните. Впервые установлен Р. Германом.

ЭЛИТ — $\text{Cu}_5[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. ? Встречается в натечных почковидных массах с концентрически-зональным строением (фиг. 441 и 442). Цвет темнозеленый, черновато-зеленый. Черта зеленая. Блеск стеклянный, сильный. $Ng=1.864$, $Nm=1.857$, $Np=1.805$; $Ng-Np=0.059^*$. Оптически отрицательный. $2V=45^\circ$. Погасание прямое. Плеохроизм: по Np — яркозеленый, по Nm — зеленый, по Ng — желтовато-зеленый. Тв. 4—4.5. Спайность по одному направлению весьма совершенная. Уд. вес 3.8—4.27. П. п. тр. сильно растрескивается, чернеет, сплавляется в королек, содержащий зерно меди. В азотной кислоте растворяется.

Как минерал зоны окисления рудных месторождений впервые был установлен в Эль (близ Ленца на Рейне). Встречался также в Либетень (близ Баньска Быстрицы, Чехословакия), в Меднорудянском месторождении, у г. Нижний Тагил (Урал), в Алтын-Тюбе (Центральный Казахстан) и в других местах.

В процессе дегидратации переходит в дигидрит.

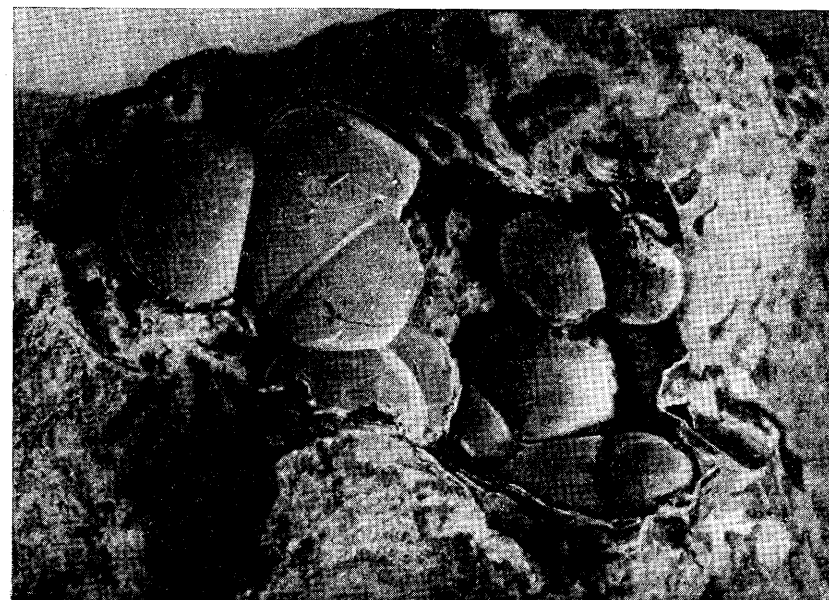
АРАКАВАИТ — $\text{ZnCu}_2[\text{PO}_4][\text{OH}]_3 \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$. Синоним: кипушит. Монокл. с. Цвет синий или синевато-зеленый. Оптически положительный. $2V=38^\circ$. $Ng=1.658$, $Nm=1.622$, $Np=1.622$; $Ng-Np=0.036$. Тв. 3.5. Уд. вес 3.09. Рудник Аракава (Уго, Япония), Кипуши (Катанга, Бельгийское Конго).

ВЕСЦЕЛИТ — $(\text{Zn}, \text{Cu})_4[\text{PO}_4, \text{AsO}_4][\text{OH}]_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Триклин. или монокл. с. Цвет зеленовато-синий. Оптически положительный. $2V=71^\circ$. Дисперсия сильная; $r < v$. $Ng=1.695$, $Nm=1.658$, $Np=1.640$; $Ng-Np=0.055$. Тв. 3.5—4. Уд. вес 3.53. Брокен-Хилл (Родезия) и др.

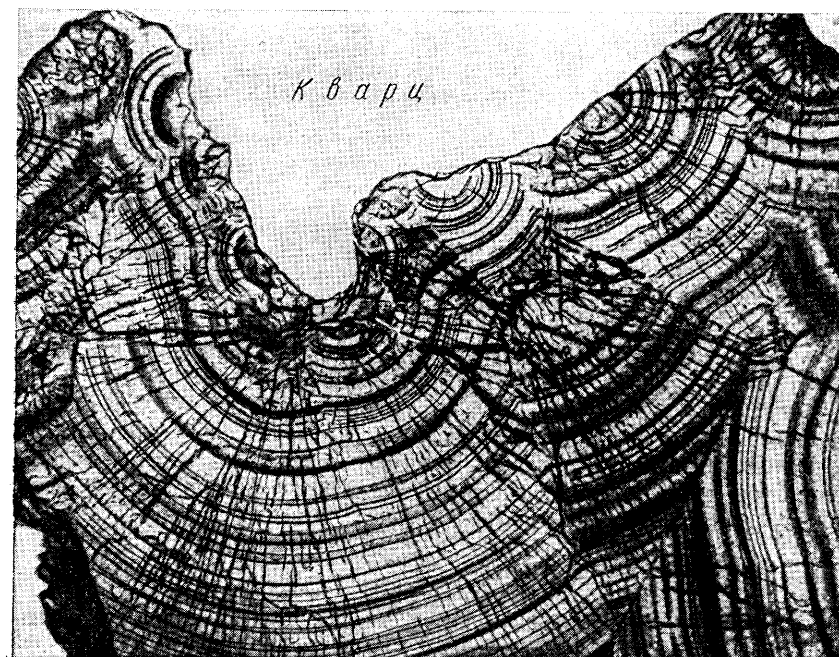
СПЕНСЕРИТ — $\text{Zn}_2[\text{PO}_4][\text{OH}] \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В кристалликах белого цвета. Оптически отрицательный. $2V=49^\circ$. $Ng=1.606$, $Nm=1.602$, $Np=1.586$; $Ng-Np=0.020$. $Ng=b$; Np близка к a . Тв. 2.5—3. Спайность по (001) весьма совершенная, по (111) ясная. Уд. вес 3.12. Гудзон Бэй (Салмо, Британская Колумбия).

ТСУМЕБИТ — $(\text{Pb}, \text{Cu})_5[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В мелких таблитчатых кристаллах изумрудно-зеленого цвета. Оптически положительный. $2V=89^\circ$. $Ng=1.956$,

* Оптические константы приведены по Ф. В. Чухрову.



Фиг. 441. Почковидные образования элита. Месторождение Алтын-Тюбе По Ф. В. Чухрову. Нат. вел.



Фиг. 442. Строение почковидного элита в тонком шлифе под микроскопом. Успенское месторождение. По Ф. В. Чухрову. № 45.

$Nm=1.920$, $Np=1.885$; $Ng-Np=0.071$. Тв. 3.5. Уд. вес 6.1. Тсумб (Оттави, Юго-Западная Африка).

БАРИТ — $Zn_2CuAs_2O_{18}[OH]_2 \cdot H_2O$. Редкий. Монокл. с.? Встречается в мелких кристаллах травяно-зеленого цвета. $Ng=1.783$, $Nm=1.774$, $Np=1.770$; $Ng-Np=0.013$. Оптически положительный. $2V$ средний. Тв. 3. Спайность отсутствует. Уд. вес 4.19. Встречен в пустотах (дрюзах) среди доломита в Гушабе (близ Оттави, Юго-Западная Африка).

ЭВХРОИТ — $Cu_2[AsO_4][OH] \cdot 3H_2O$. Ромбич. с. $a_0=10.05$, $b_0=10.50$ и $c_0=6.11$. Кристаллы призматического облика. Цвет яркий изумрудно-зеленый. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $2V=29^\circ$. $Ng=1.733$, $Nm=1.698$, $Np=1.695$; $Ng-Np=0.038$. $NgNp=(100)$; $Ng=c$. Тв. 3.5—4. Уд. вес 3.39. В довольно крупных кристаллах, похожих на диоптаз, был встречен у Либетени (близ Нейзоля), Банья Быстрица (Чехословакия).

ЛЕЙКОХАЛЬЦИТ — $Cu_2[AsO_4][OH] \cdot H_2O$. Ромбич. с. Редкий. В кристаллах игольчатого облика и волокнистых массах. Цвет белый. Оптически положительный. $2V$ большой. $Ng=1.84$, $Nm=1.80$, $Np=1.79$; $Ng-Np=0.05$. Спессарт (Бавария, Германия), Карамазар (Таджикская ССР).

КОРНВАЛЛИТ — $Cu_5[AsO_4]_2[OH]_4 \cdot H_2O$. Ромбич. с. В малахитоподобных массах изумрудно-зеленого цвета. Оптически положительный. $2V$ мал. $Ng=1.85$, $Nm=1.81$, $Np=1.81$; $Ng-Np=0.04$. Вместе с другими вторичными минералами меди встречен в месторождении Лискирд и др. (Корнуолл, Англия).

ТИРОЛИТ — $Cu_9Ca_2[AsO_4]_4[OH]_{10} \cdot 10H_2O$. $a_0=10.50$, $b_0=54.71$, $c_0=5.59$. Ромбич. с. В сплошных массах и кристаллических агрегатах бледнозеленого цвета. Оптически отрицательный. $Ng=1.730$, $Nm=1.726$, $Np=1.694$; $Ng-Np=0.036$. $NgNp=(010)$; $Ng=a$. Тв. 1—1.5. Уд. вес 3.27. Либетень (Чехословакия), Тироль (Австрия), Березовское месторождение на Урале (близ Свердловска), Саяк 1 (Казахстан и в др.

ХАЛЬКОФИЛЛИТ — $Cu_4[AsO_4][OH]_5 \cdot 9H_2O$. Гексаг. с. $a_0=10.75$ и $c_0=57.40$. В таблитчатых кристаллах, а также в листоватых агрегатах изумрудно- или травяно-зеленого цвета. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Оптически отрицательный. $Nm=1.632$, $Np=1.575$; $Nm-Np=0.057$. Тв. 2. Спайность по (0001) весьма совершенная. Уд. вес 2.4—2.66. Встречается в зонах окисления медных месторождений: Редрес, Лискирд и др. (Корнуолл, Англия), Бисби (Аризона, США), Медно-рудянский рудник на Урале и др.

ИЗОКЛАЗИТ — $Ca_2[PO_4][OH] \cdot 2H_2O$. Монокл. с. В мелких кристалликах белого цвета. Оптически положительный. $Ng=1.580$, $Nm=1.568$, $Np=1.565$; $Ng-Np=0.015$. Тв. 1.5. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.9. Встречен в месторождении Яхимов (Чехословакия).

ФРЕЙРИН — $Na_3(Cu, Ca)_3[AsO_4]_2[OH]_3 \cdot 1.5H_2O$. Вероятно, тетраг. с. Очень редкий. Цвет зеленовато-синий. Оптически отрицательный. $Nm=1.748$, $Np=1.645$; $Nm-Np=0.103$. Твердость неизвестна. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 3.3. Фрейрина (Чили).

СЕМПЛЕИТ — $NaCaCu_5[PO_4]_4Cl \cdot 5H_2O$. Ромбич. с. $a_0=9.70$, $b_0=38.40$ и $c_0=9.65$. Встречался в псевдотетрагональных плоских кристаллах, окрашенных в бледный сине-вато-зеленый цвет, и в корочках светлосиней окраски. Блеск стеклянный. $Ng=1.679$, $Nm=1.677$, $Np=1.629$; $Ng-Np=0.050$. $Ng=c$. $Np=b$. Оптически отрицательный. $2V=5-20^\circ$. Дисперсия: $r > v$. Тв. 4. Спайность совершенная по (010), хорошая по (100) и (001). Уд. вес 3.20. Найден в Чукикамата (Чили) в ассоциации с гипсом, атакамитом, ярозитом и другими минералами, характерными для зоны окисления в условиях жаркого климата.

4. ВОДНЫЕ ОСНОВНЫЕ АРСЕНАТЫ ДВУХВАЛЕНТНОГО МАРГАНЦА

Водные арсенаты закиси марганца образуются в условиях недостатка кислорода. При доступе воздуха они легко окисляются. Этим объясняются редкие находки описываемых минералов, к тому же слабо изученных.

Гемафибрит . . . $Mn_3 \cdot [AsO_4][OH]_3 \cdot H_2O$ Ромбич. с.
Акрохордит . . . $(Mn^{2+}, Mg)_3[AsO_4]_2[OH]_4 \cdot 5H_2O$ Монокл. с.

ГЕМАФИБРИТ — $Mn_3 \cdot [AsO_4][OH]_3 \cdot H_2O$. Ромбич. с. Наблюдался в шаровидных агрегатах с радиально-лучистым строением буровато-красного цвета. При окислении чернеет. Оптически положительный. $2V=35^\circ$. $Ng=1.93$, $Nm=1.88$, $Np=1.87$; $Ng-Np=0.06$. $NgNp=(100)$; $Ng=c$. Тв. 3. Спайность по (010). Уд. вес 3.6. В марганцевом месторождении Мосс (Нордмарк, Швеция).

* Формула приближительная.

АКРОХОРДИТ — $(Mn^{2+}, Mg)_3[AsO_4]_2[OH]_4 \cdot 5H_2O$. Монокл. с. В шаровидных агрегатах мелких кристаллов красно-бурого цвета с желтым оттенком. Оптически положительный. $2V$ средний. $Ng=1.683$, $Nm=1.676$, $Np=1.672$; $Ng-Np=0.011$. Тв. 4.5. Уд. вес 3.20. Вместе с баритом и пирохроитом установлен в месторождении Лонгбан (Вермланд, Швеция).

5. ВОДНЫЕ ОСНОВНЫЕ ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ АЛЮМИНИЯ И ТРЕХВАЛЕНТНОГО ЖЕЛЕЗА

Здесь приведены все описанные в литературе минералы, относящиеся к этой группе. Однако ряд из них требует дополнительного изучения, так как достоверность их самостоятельного существования не может считаться доказанной.

Вавеллит	$Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 9H_2O$	Ромбич. с.
Вашегит	$Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 6H_2O$?
Церулеолактит	$Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 5H_2O$?
Стерретит	$Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 2.5H_2O$	Ромбич. с.
Сферит	$Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 12H_2O$	" ? "
Эвансит	$Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 6H_2O \cdot aq$	" ? "
Тинтицит	$Fe_3 \cdot [PO_4]_2[OH]_3 \cdot 3H_2O$	Ромбич. с. ?
Бераунит	$Fe_3 \cdot [PO_4]_2[OH]_3 \cdot 2.5H_2O$	Монокл. с.
Какосенит	$Fe_2 \cdot [PO_4][OH]_3 \cdot 4.5H_2O$	Гексаг. с.
Дельвоксит	$Fe_3 \cdot [PO_4][OH]_3 \cdot 3.5H_2O \cdot aq$?
Азовскит	$Fe_3 \cdot [PO_4][OH]_3 \cdot 3H_2O \cdot aq$?
Фармакосидерит	$Fe_5 \cdot [AsO_4]_2[OH]_6 \cdot 6-8H_2O$	Кубич. с. $a_0=7.94$
Феррисимплезит	$Fe_3 \cdot [AsO_4]_2[OH]_3 \cdot 6H_2O$?
Лискирдит	$(Al, Fe)_2[AsO_4][OH]_3 \cdot 2.5H_2O$	Ромбич. с.
Сармиентит	$Fe_4 \cdot [AsO_4]_2[SO_4]_2[OH]_2 \cdot 10H_2O$	Монокл. с.

ВАВЕЛЛИТ — $Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 9H_2O$. Синоним: цефаровичит. Ромбич. с. Иногда присутствует F (до 2%). Гарбортит того же состава, но содержит меньше H_2O . Разность, обогащенная SO_4 , названа крибергитом. Обычно встречается в виде желваков шаровидной и других форм, нередко с радиально-лучистым строением. Изредка в звездчатых агрегатах. Цвет белый с желтоватым, зеленым, серым и другими оттенками. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $Ng=1.552$, $Nm=1.534$, $Np=1.525$; $Ng-Np=0.027$. Тв. 3.25. Спайность ясная по (101) и (010). Тв. 3.5—4. Хрупок. Уд. вес 2.32—2.34. П. п. тр. вспучивается, распадаясь на мелкие неплывкие частички. Растворим в HCl и KOH.

Встречается сравнительно часто, иногда в значительных скоплениях (в месторождениях фосфорита). Окрестности Черговичи и Збиров (близ Бороуна, Чехословакия), Амберг, Оберпфальц (Бавария, Германия) и др. В СССР был встречен в Шимшижских горах (Златоустовский район, Южный Урал) и близ Дмитровского рудника (Нерчинский район, в Забайкалье).

ВАШЕГИТ — $Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 6H_2O$. Наблюдался в волокнистых массах белого или буровато-желтого цвета. $Nm=1.48$; $Ng-Np=0.02$. Тв. 2—3. Уд. вес 1.96. Железный рудник Вашегит (Чехословакия), Манхэттен (Невада, США).

ЦЕРУЛЕОЛАКТИТ — $Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 5H_2O$. В скрытокристаллических или волокнистых массах белого цвета с голубоватым оттенком. Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.588$, $Nm=1.580$; $Ng-Nm=0.008$. Тв. 5. Уд. вес 2.55—2.70. Встречен в зонах окисления рудных месторождений Ист Уайтленд (Пенсильвания, США) и др.

Описанный в свое время планерит из Гумешевского медного месторождения на Урале, считающийся идентичным с церулеолактитом, на самом деле, вероятно, другой минерал (содержит больше воды; $Nm=1.517$).

СТЕРРЕТИТ — $Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 2.5H_2O$. Синоним: эгонит. Ромбич. с. Размеры элементарной ячейки: $a_0=8.90$, $b_0=10.20$, $c_0=5.43$. Встречается в бесцветных призматических кристалликах. Оптически отрицательный. $2V=60^\circ$. $r > v$. $Ng=1.601$, $Nm=1.590$, $Np=1.572$; $Ng-Np=0.029$. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Тв. 5. Спайность по (110) ясная и по (001) несовершенная. Уд. вес 2.36. Встречен в пустотах желваков псевдовавеллита в месторождении фосфоритов (варисцита) близ Фейрфилда (Юта, США).

СФЕРИТ — $Al_3[PO_4]_2[OH]_3 \cdot 12H_2O$. Ромбич. с. Наблюдался в шаровидных конкрециях с радиально-волокнистым строением. Цвет светлосерый с голубоватым оттенком. Оптически отрицательный. $2V$ большой. $Ng=1.588$, $Nm=1.576$, $Np=1.562$; $Ng-Np=0.026$. $Ng=c$. Спайность ясная в одном направлении. Тв. 4. Уд. вес 2.5. Найден около Бенigna (Чехословакия).

ЭВАНСИТ — $Al_3[PO_4][OH]_6 \cdot 6H_2O \cdot aq$. Изучен недостаточно. Наблюдался в колломорфных почковидных или гроздевидных массах белого цвета. $Nm=1.485$. Тв. 4. Уд. вес 2. Гора Железняк (Словакия), в каменноугольном районе Куза (Алабама, США) и Гольдбург (Айдахо, США) и др.

ТИНТИЦИТ — $Fe_3 \cdot [PO_4]_2[OH]_3 \cdot 3H_2O$. Ромбич. с.? Встречен в виде глиноподобного вещества кремово-белого цвета. $N \approx 1.745$. Тв. 2.5. Уд. вес 2.82. Минерал был обнаружен в пещерах среди новообразований, возникшие в результате реакции гуано летучих мышей с гидроокислами железа (за счет пирита, содержащегося в известняках). Интересно, что форма и размеры кристалликов (около 1 микрона) были определены с помощью стереоэлектронных микрофотографий.

БЕРАУНИТ — $Fe_3 \cdot [PO_4]_2[OH]_3 \cdot 2.5H_2O$. Синоним: элеонорит. Монокл. с. В дру-
 зях мелких кристаллов или в шаровидных конкрециях радиально-лучистого строения. Цвет красновато-бурый или красный. Оптически положительный. $2V$ средний. $Ng=1.815$, $Nm=1.786$, $Np=1.775$; $Ng-Np=0.040$. $Ng=b$; $cNm=15^\circ$. Тв. 2. Спайность по (100) ясная. Уд. вес 2.87—2.98. Найден в Бенигна (Чехословакия) и близ Подольска (Московская область).

КАКОКСЕНИТ — $Fe_2 \cdot [PO_4]_2[OH]_3 \cdot 4.5H_2O$. Гексаг. с. В радиально-лучистых агрегатах желтого или буровато-желтого цвета. Темнеет на воздухе (очевидно, присутствует закись железа). Оптически положительный. $Ng=1.640$ — 1.656 , $Nm=1.580$ — 1.585 ; $Ng-Nm=0.063$. Тв. 2.5—3. Уд. вес 3.38. Найден в Бенигна (Чехословакия) и др.

ДЕЛЬВОКСИТ — $Fe_2 \cdot [PO_4]_2[OH]_3 \cdot 3.5H_2O \cdot aq$. В колломорфных образованиях желтовато-бурого или буровато-черного цвета. $N=1.716$. Тв. 2.5. Уд. вес 1.80—2.0. В почковидных конкрециях и плотных массах встречался в Литошице (Чехословакия) и Берно (Визе, Бельгия).

АЗОВСКИТ — $Fe_3 \cdot [PO_4]_2[OH]_3 \cdot 3H_2O \cdot aq$ ($6H_2O$ легко удаляются при температуре ниже 110°). В плотных массах, желваках и в виде корочек темнокоричневого цвета. Изучен недостаточно. $Nm=1.758$. Тв. 4. Уд. вес 2.5—3.0. Найден на Таманском полуострове в месторождениях бурого железняка.

Под названием шегренит¹ описан также основной водный фосфат трехвалентного железа — $Fe_5 \cdot [PO_4]_3[OH]_6 \cdot H_2O$ неизвестной сингонии.

ФАРМАКОСИДЕРИТ — $Fe_5 \cdot [AsO_4]_3[OH]_6 \cdot (6-8)H_2O$. Кубич. с. $a_0=7.94$. Наблюдающиеся кристаллы имеют форму кубов, иногда притупленных на углах гранями тетраэдра. Цвет оливково- или изумрудно-зеленый. Черта бледнозеленая. $N=1.676$ (1.693). При обычной температуре анизотропен. Тв. 2.5. Спайность по (100) несовершенная. Уд. вес 2.9—3.0. Встречается в зонах окисления рудных месторождений как продукт разложения арсенопирита, эннергита и теннантита: в Шварценберге (Саксония), Редрес (Корнуолл) и др. В СССР был встречен в Березовском месторождении на Урале (близ Свердловска), Кочкарском золоторудном месторождении (Челябинская область), Брич-Мулла (Казахская ССР) и др.

ФЕРРИСИМПЛЕЗИТ — $Fe_3 \cdot [AsO_4]_2[OH]_3 \cdot 6H_2O$. В волокнистых агрегатах, смоляноподобных массах красновато-бурого цвета. Двупреломление сильное. $Nm=1.650$. Твердость неизвестна. Уд. вес 2.89. Встречается в верхних частях рудных месторождений, как продукт окисления симплезита.

ЛИСКИРДИТ — $(Al, Fe)_2[AsO_4][OH]_3 \cdot 2.5H_2O$. Ромбич. с.? В тонких слоистых корочках белого цвета с голубоватым оттенком. Оптически положительный. $Ng=1.689$, $Nm=1.675$, $Np=1.661$; $Ng-Np=0.028$. Тв. 4. Спайность по (010). Уд. вес 3.0. Лискирд (Корнуолл, Англия).

САРМИЕНТИТ — $Fe_4 \cdot [AsO_4]_2[SO_4]_2[OH]_2 \cdot 10H_2O$. Монокл. с. Наблюдался в призматических кристаллах, бледно окрашенных в желтовато-оранжевый цвет. $Ng=1.689$, $Nm=1.635$, $Np=1.628$; $Ng-Np=0.061$. Оптически положительный. $Np=a$; $cNg=12^\circ$. Уд. вес 2.58. Найден на месторождении Св. Елены (Барреаль, Аргентина) в ассоциации с сульфатами: фиброферритом, копиапитом, ботриогеном, сомольнокитом, гипсом и эпсомитом.

6. ПРОЧИЕ ДВОЙНЫЕ И СЛОЖНЫЕ ВОДНЫЕ ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ

Здесь сведены вместе разнообразные по составу основные фосфаты и арсенаты. В большинстве их из трехвалентных катионов принимает участие Al^{3+} . Допускают, что по крайней мере часть этих соединений, подобно многим силикатам, может иметь сложные кристаллические решетки типа каркасов.

¹ Под этим же названием описан CO_2 -содержащий гидрат магния и трехвалентного железа — $Mg_3Fe_2 \cdot [CO_3][OH]_6 \cdot 4H_2O$.

Таранакит	$K(Al, Fe)_3[PO_4]_3[OH] \cdot 8H_2O$?
Миньюлит	$KAl_2[PO_4]_2[OH, F] \cdot 4H_2O$	Ромбич. с.
Рошерит	$Ca(Mn^{2+}, Fe^{2+})Al[PO_4]_2[OH] \cdot 2H_2O$	Монокл. с.
Крандаллит	$CaAl_4[PO_4]_2[OH]_3 \cdot H_2O$	Тригон. с. ?
Дельтаит	$Ca_4Al_5[PO_4]_4[OH]_{11} \cdot 1.5H_2O$	Тригон. с.
Оверит	$Ca_3Al_8[PO_4]_8[OH]_6 \cdot 15H_2O$	Ромбич. с.
Монтгомериит	$Ca_4Al_5[PO_4]_6[OH]_5 \cdot 11H_2O$	Монокл. с.
Деннисонит	$Ca_3Al[PO_4]_2[OH]_3 \cdot H_2O$	Гексаг. с. ?
Гордонит	$MgAl_2[PO_4]_2[OH]_2 \cdot 8H_2O$	Триклин. с.
Воксит	$Fe^{2+}Al_2[PO_4]_2[OH]_2 \cdot 5H_2O$	" "
Паравоксит	$Fe^{2+}Al_2[PO_4]_2[OH]_2 \cdot 9H_2O$	" "
Метавоксит	$Fe^{2+}Al_2[PO_4]_2[OH]_2 \cdot 3H_2O$	Монокл. с.
Созалит	$(Mg, Fe)_3Al_4[PO_4]_4[OH]_6 \cdot 2H_2O$?
Эосфорит	$(Mn, Fe^{2+})Al[PO_4][OH]_2 \cdot H_2O$	Ромбич. с.
Чильдренит	$(Fe^{2+}, Mn^{2+})Al[PO_4][OH]_2 \cdot 2H_2O$	" "
Люнебургит	$Mg_3V_2[PO_4]_3[OH]_6 \cdot 5H_2O$	Монокл. с.
Моринит	$Na_2Ca_3Al_5H[PO_4]_4F_6 \cdot 8H_2O$	" "
Лехиит	$(Na, K)_2Ca_5Al_8[PO_4]_8[OH]_{12} \cdot 6H_2O$	Монокл. с. ?
Энглишит	$(Na, K)_2Ca_4Al_8[PO_4]_8[OH]_{10} \cdot 9H_2O$	Монокл. с.
Псевдовавеллит	$CaAl_3[PO_4]_2[OH]_5 \cdot H_2O$	Тригон. с.
Миллизит	$(Na, K)_2Ca_2Al_2[PO_4]_8[OH]_{18} \cdot 8H_2O$?
Вардит	$Na_2CaAl_3[PO_4]_8[OH]_{18} \cdot 8H_2O$	Тетраг. с. ?
Ландезит	$Mn_{10}Fe_3 \cdot [PO_4]_5[OH]_5 \cdot 11H_2O$	Ромбич. с.
Кальциферрит	$(Ca, Mg)_3(Fe^{2+}, Al)_3[PO_4]_4[OH]_3 \cdot 8H_2O$?
Борицит	$CaFe_4 \cdot [PO_4]_2[OH]_3 \cdot 3H_2O$?
Берманит	$(Mn^{2+}, Mg)_5(Mn^{2+}, Fe^{2+})_8[PO_4]_8[OH]_{10} \cdot 15H_2O$	Ромбич. с.
Юконит	$CaFe_2 \cdot [AsO_4]_2[OH]_2 \cdot 6H_2O$?
Мацапилит	$Ca_3Fe_4 \cdot [AsO_4]_4[OH]_6 \cdot 3H_2O$	Ромбич. с. ?

ТАРАНАКИТ — $K(Al, Fe)_3[PO_4]_3[OH] \cdot 8H_2O$. Синонимы: миннервит, пальмерит. Наблюдается в аморфных и землистых массах белого цвета. $Nm=1.502$. Уд. вес 2.15. Как продукт разложения гуано встречается в пещерах: грот Минервы (долина Оды, Франция), на горе Альбурно (Салерно, Италия) и в других местах.

МИНЬЮЛИТ — $KAl_2[PO_4]_2[OH, F] \cdot 4H_2O$. Ромбич. с. $a_0=9.35$, $b_0=9.74$, $c_0=5.52$. В волокнистых или радиально-лучистых агрегатах белого цвета. $Ng=1.538$, $Nm=1.534$, $Np=1.531$; $Ng-Np=0.007$. Оптически положительный. $2V$ большой. $NgNp=(100)$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.45. С лимонитом, кварцем, апатитом встречен в Миньюло (Дангараган, Австралия).

РОШЕРИТ — $Ca(Mn^{2+}, Fe^{2+})Al[PO_4]_2[OH] \cdot 2H_2O$. Монокл. с. В таблитчатых кристаллах бурого цвета (вероятно, частично окисленных). Оптически отрицательный. $2V$ большой. Дисперсия очень сильная; $r>c$. $Ng=1.643$, $Nm=1.639$, $Np=1.624$; $Ng-Np=0.019$. Тв. 4.5. Спайность по (001) совершенная, по (010) ясная. Уд. вес 2.92. Неплавкий. Найден в пегматитах в Грейфенштейне, Эренфридерсдорф (Саксония).

КРАНДАЛЛИТ — $CaAl_4[PO_4]_2[OH]_3 \cdot H_2O$. Тригон. с.? В волокнистых образованиях белого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.595$, $Np=1.585$; $Nm-Np=0.010$. Тв. 4. Уд. вес не определен. Спайность параллельно удлинению. Встречен в кварцевых жилах близ Сильвер Сити (Юта, США) и в других местах.

ДЕЛЬТАИТ — $Ca_4Al_5[PO_4]_4[OH]_{11} \cdot 1.5H_2O$. Тригон. с. Размеры элементарной ячейки: $a, b, c=6.71$ и $\alpha=62^\circ 40'$. Возможно, изоморфен с псевдовавеллитом. В тонких игольчатых кристалликах с треугольным сечением и в сложных лучистых образованиях серого цвета. Оптически положительный. $Ng=1.650$, $Nm=1.640$; $Ng-Nm=0.010$. Тв. 5. Уд. вес 2.95. Встречен в числе других фосфатов в месторождении Фейрфилд (Юта, США).

ОВЕРИТ — $Ca_3Al_8[PO_4]_8[OH]_6 \cdot 15H_2O$. Ромбич. с. Размеры элементарной ячейки: $a_0=14.75$, $b_0=18.74$, $c_0=7.12$. Встречен в плоских бесцветных или бледнозеленых призматических кристалликах. Оптически отрицательный. $2V=75^\circ$. $Ng=1.580$, $Nm=1.574$, $Np=1.568$; $Ng-Np=0.012$. $Ng=b$, $Np=c$. Тв. 4. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.53. Встречен в пустотах измененных варисцитовых желваков в месторождении Фейрфилд (Юта, США).

МОНТГОМЕРИИТ — $Ca_4Al_5[PO_4]_6[OH]_5 \cdot 11H_2O$. Монокл. с. Размеры элементарной ячейки: $a_0=9.99$, $b_0=24.10$, $c_0=6.25$. Встречается в бесцветных или зеленых плоских кристалликах призматического облика в пустотах желваков измененного варисцита. Оптически отрицательный. $2V=75^\circ$. $Ng=1.582$, $Nm=1.578$, $Np=1.572$; $Ng-Np=0.010$. $Ng=b$; $cNp=60^\circ$. Тв. 4. Спайность по (010) совершенная, по (100) несовершенная. Уд. вес 2.53. Установлен вместе с другими фосфатами в месторождении Фейрфилд (Юта, США).

ДЕННИСОНИТ — $\text{Ca}_3\text{Al}[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Гексаг. с? В виде белых корочек в желваках варисцита. Оптически отрицательный. $Nm=1.601$, $Np=1.591$; $Nm-Np=0.010$. Тв. 4.5. Спайность по (0001). Уд. вес 2.85. Найден в месторождении фосфатов Фейрфилд (Юта, США).

ГОРДОНИТ — $\text{MgAl}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. Размеры элементарной ячейки: $a_0=5.25$, $b_0=10.49$, $c_0=6.97$; $\alpha=107^\circ 20'$, $\beta=111^\circ 12'$, $\gamma=72^\circ 12'$ (см. паравоксит). В бесцветных плоскопризматических кристалликах или в тонких корочках белого цвета. Оптически положительный. $2V=76^\circ$. $Ng=1.558$, $Nm=1.548$, $Np=1.534$; $Ng-Np=0.024$. Тв. 3.5. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.23. Вместе с другими фосфатами в месторождении Фейрфилд (Юта, США).

ВОКСИТ — $\text{Fe} \cdot \text{Al}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. В виде голубых или синих кристалликов табличатого облика. Оптически положительный. $2V=35^\circ$. $r > v$. $Ng=1.562$. $Nm=1.555$, $Np=1.551$; $Ng-Np=0.011$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.45. Найден в ассоциации с вавеллитом в оловянном месторождении Жажагуа (Боливия).

ПАРАВОКСИТ — $\text{Fe} \cdot \text{Al}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. $a_0=5.23$, $b_0=10.52$, $c_0=6.955$; $\alpha=107^\circ 16'$, $\beta=111^\circ 24'$, $\gamma=72^\circ 29'$. В бесцветных мелких призматических кристаллах. Оптически положительный. $2V=35^\circ$. $Ng=1.573$, $Nm=1.558$, $Np=1.554$; $Ng-Np=0.019$. Тв. 3. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.3. В ассоциации с вавеллитом в оловянном месторождении Жажагуа (Боливия).

МАВЕЛЛОВОКСИТ — $\text{Fe} \cdot \text{Al}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В волокнистых агрегатах белого цвета с шелковистым блеском или в бесцветных игольчатых кристалликах. Оптически положительный. $Ng=1.577$, $Nm=1.561$, $Np=1.550$; $Ng-Np=0.027$. Тв. 3. Уд. вес 2.34. В оловянном месторождении Жажагуа (Боливия).

СОЗАЛИТ — $(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_4[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с? Наблюдался в грубо-волокнистых массах темного цвета. $Ng=1.652$, $Nm=1.642$, $Np=1.618$; $Ng-Np=0.034$. Оптически двусный, отрицательный. $2V$ около 70° . Np перпендикулярна к плоскости спайности. Удлинение по Ng . Спайность по (010). Уд. вес 3.087. Как продукт изменения скорзалита встречен в бразилианитсодержащих пегментах близ Дивино (Минас Жерайс, Бразилия).

ЭОСФОРИТ — $(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})\text{Al}[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. В мелких призматических кристаллах желтого или розово-красного цвета. Оптически отрицательный. $Ng=1.662$, $Nm=1.655$, $Np=1.633$; $Ng-Np=0.029$. Тв. 5. Спайность по (100) ясная. Уд. вес 3.14. Брэнчвилл (Коннектикут, США), Бекфилд (Мэйн, США) и др.

ЧИЛЬДРЕНИТ — $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{Al}[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. $a_0=10.38$, $b_0=13.36$ и $c_0=6.91$. Очевидно, изоморфен с эосфоритом. Наблюдался в кристаллах желтовато-белого цвета. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $2V=45^\circ$. Дисперсия сильная; $r > v$. $Ng=1.684$, $Nm=1.678$, $Np=1.643$; $Ng-Np=0.041$. $Ng-Np=(010)$. Тв. 4.5—5. Спайность по (100) несовершенная. Уд. вес 3.18—3.24. Встречен в Грейфенштейне близ Эренфридерсдорфа (Саксония), около Тавистока (Девоншир) в Сент-Остелле (Корнуолл, Англия) и в других местах.

ЛЮНЕБУРГИТ — $\text{Mg}_3\text{V}_2[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В виде бесцветных шестисторонних табличек, а также в волокнистых или землистых массах белого цвета. Оптически отрицательный. $2V$ средний. $Ng=1.545$, $Nm=1.541$, $Np=1.520$; $Ng-Np=0.025$. $Nm=b$; Ng и Np около 45° относительно удлинения. Спайность по призме. Тв. 1. Уд. вес 1.91—2.05. Люнебург (Ганновер, Германия), Мехилонес (Тарапака, Чили). Встречен также в Стебниковском месторождении калийных солей (к югу от Дрогобыча, Западная Украина).

МОРИНИТ — $\text{Na}_2\text{Ca}_3\text{Al}_3\text{H}[\text{PO}_4]_4\text{F}_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В плотных массах винно-красного или белого цвета. $Ng=1.563$, $Nm=1.562$, $Np=1.551$; $Ng-Np=0.012$. Оптически отрицательный. $2V=38^\circ$. $r < v$. $Nm=b$; угол погасания 30° . Тв. 4. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 2.94. Легко плавится. В кислотах не растворяется. Вместе с другими фосфатами встречен в Монтебра (Франция).

ЛЕХИИТ — $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}_5\text{Al}_5[\text{PO}_4]_8[\text{OH}]_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с? В грубоволокнистых корках белого цвета. Оптически отрицательный. $2V$ большой. $Ng=1.629$, $Nm=1.615$, $Np=1.600$; $Ng-Np=0.029$. Тв. 5.5. Уд. вес 2.89. Вместе с другими фосфатами в месторождении Фейрфилд (Юта, США).

ЭНГЛИШИТ — $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}_4\text{Al}_5[\text{PO}_4]_8[\text{OH}]_{10} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В тонкозернистых массах в смеси с вадитом в фосфатных желваках. Оптически отрицательный. $2V$ большой. $Ng=1.572$, $Nm=1.572$, $Np=1.570$; $Ng-Np=0.002$. $Np=c$. Тв. 3. Спайность по (001) весьма совершенная. Уд. вес 2.65. В фосфатном месторождении Фейрфилд (Юта, США).

ПСЕВДОВАВЕЛЛИТ — $\text{CaAl}_3[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Возможно, изоморфен с крадаллитом. Иногда содержит до 2—3% Ег, У и Се. Тригон. с. Кристаллы игольчатого облика. Наблюдался также в виде сферолитов и корочек лучистого строения на лимоните и вавеллите. Цвет белый, желтый. Оптически положительный. $Ng=1.623$, $Nm=1.618$; $Ng-Nm=0.005$. Тв. 5. Уд. вес 2.92. Как продукт изменения других фосфатов, в месторождении Фейрфилд (Юта, США), Амберг (Бавария, Германия) и в других местах.

МИЛЛИЗИТ — $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}_2\text{Al}_{12}[\text{PO}_4]_8[\text{OH}]_{18} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Сингония неизвестна. В волокнистых агрегатах белого цвета. Оптически двусный, отрицательный. $2V$ средний. $Ng=1.602$, $Nm=1.598$, $Np=1.584$; $Ng-Np=0.018$. $Np=c$. Тв. 5.5. Уд. вес 2.83. Вместе с фортитом встречен в фосфатных желваках в месторождении Фейрфилд (Юта, США).

ВАРДИТ — $\text{Na}_4\text{CaAl}_{12}[\text{PO}_4]_8[\text{OH}]_{18} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Тетраг. с? В концентрически-скорлуповатых корках светлогозеленого или голубовато-зеленого цвета в пустотах желваков варисцита. Оптически положительный. $Ng=1.599$, $Nm=1.590$; $Ng-Nm=0.009$. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 2.81. В месторождении фосфатов Фейрфилд (Юта, США).

ЛАНДЕЗИТ — $\text{Mn}_{10}\text{Fe}_3^{2+}[\text{PO}_4]_8[\text{OH}]_5 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$? Ромбич. с. Наблюдался в плохо образованных кристаллах октаэдрического облика. Цвет бурый. Оптически двусный, отрицательный. $2V$ большой. $Ng=1.735$, $Nm=1.728$, $Np=1.720$; $Ng-Np=0.015$. Тв. 2. Две спайности под прямым углом. Уд. вес 3.02. Как продукт изменения реддингита встречен в Поленде (Мэйн, США).

КАЛЬЦИОФЕРРИТ — $(\text{Ca}, \text{Mg})_3(\text{Fe}, \text{Al})_3[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Сингония неизвестна. Встречается в виде желваков желтого или зеленого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.575$, $Np=1.570$; $Nm-Np=0.005$. Тв. 2.5. Спайность по (001) весьма совершенная. Уд. вес 2.53. Найден в глине около Баттенберга (Гессен, Германия).

Близкий по составу к кальциоферриту фосфат встречается также в Керченском месторождении в Крыму. Здесь же были описаны слабо изученные водные фосфаты под названием керчинит, также содержащие CaO и Fe_2O_3 .

БОРИЦКИТ — $\text{CaFe}_4^{2+}[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Синонимы: борикит, боржицкит. В коллоидных плотных массах красновато-бурого цвета. $N=1.57—1.67$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.7. Плавится. В Наначовичи (близ Кладно, Чехословакия), Леобен (Штирия, Австрия), Тинтик (Юта, США).

По составу борикит похож на минерал, описанный под названием фушерита, содержащий меньшее количество воды ($N=1.648$), а также пидит ($N=1.64$). Удельный вес и твердость почти одинаковы.

БЕРМАНИТ — $(\text{Mn}^{2+}, \text{Mg})_5(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})_8[\text{PO}_4]_8[\text{OH}]_{10} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Наблюдался в дипирамидальных кристаллах табличатого облика. Размеры элементарной ячейки: $a_0=6.25$, $b_0=8.92$, $c_0=19.60$. Цвет красновато-бурый. Оптически отрицательный. $Ng=1.748$, $Nm=1.725$, $Np=1.678$; $Ng-Np=0.070$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.84. Встречен в прожилках, пересекающих триплит близ Багдадского месторождения (Аризона, США).

ЮКОНИТ — $\text{CaFe}_2^{2+}[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Сингония неизвестна. Встречен в конкрециях неправильной формы. Цвет почти черный с бурым оттенком. Тв. 2—3. Уд. вес 2.8. Оз. Тагис (Юкон, Канада).

МАЦАПИЛИТ — $\text{Ca}_3\text{Fe}_4^{2+}[\text{AsO}_4]_4[\text{OH}]_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с? В тонких призматических кристаллах черного цвета. Оптически отрицательный, почти одноосный. $Nm=1.898$, $Np=1.815$; $Nm-Np=0.083$. Плеохроизм: по Np —почти бесцветный, по Nm —темный красно-бурый. Тв. 4.5. Уд. вес 3.6. Встречен в Мацапиль (Цакатекас, Мексика).

7. ГРУППА ОСОБЫХ ВАНАДАТОВ

Здесь объединены особые солеобразные соединения, содержащие пятивалентный ванадий. Их состав не укладывается в обычные для ванадатов химические формулы с анионным комплексом $[\text{VO}_4]^{3-}$. По всей вероятности, подобно силикатам мы здесь имеем более сложные комплексные анионы. Кристаллические структуры ни для одного из этих минералов до сих пор не были исследованы.

Россит	$\text{CaV}_2\text{O}_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Триклин с.
Метароссит	$\text{CaV}_2\text{O}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	" "
Хьюэтит	$\text{CaH}_2\text{V}_6\text{O}_{17} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Паскоит	$\text{Ca}_2\text{V}_6\text{O}_{17} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Меланованадит	$\text{Ca}_2\text{V}_2 \cdots \text{O}_6[\text{V}_6\text{O}_{17}] \cdot n\text{H}_2\text{O}?$	" "
Фернандинит	$\text{CaV}_2 \cdots \text{H}_{20}[\text{VO}_4]_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	" "
Корвусит	$\text{V} \cdots \text{V}_6\text{O}_{17} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	" "

РОССИТ — $\text{CaV}_2\text{O}_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. Редкий. В призматических кристаллах желтого цвета. Блеск перламутровый на плоскостях спайности. $Ng=1.840$, $Nm=1.770$, $Np=1.710$; $Ng-Np=0.130$. Оптически положительный. $2V$ большой. Сильная дисперсия. Тв. 2—3. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.45. В виде стекловидных зерен в метароссите был встречен в песчаниках Булл Пен Каньон (Колорадо, США).

МЕТАРОССИТ — $\text{CaV}_2\text{O}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. Цвет желтый. Блеск стеклянный, перламутровый на плоскостях спайности. $Ng > 1.85$, $Np = 1.840$. $2V$ большой. Сильная дисперсия. Мягкий. Удельный вес неизвестен. Обнаружен там же, где и россит.

ХЬЮЭТИТ — $\text{CaH}_2\text{V}_6\text{O}_{17} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Очень редкий. Наблюдался в виде микроскопических иголок густокрасного цвета. Оптически отрицательный $Ng = 2.35$, $Nm = 2.18$, $Np = 1.77$; $Ng - Np = 0.58$. Ng параллельно удлинению. Уд. вес 2.5—2.6. Как продукт окисления патронита (сульфида ванадия) установлен в Минас Рагра (Перу). Метахьюэтит по составу и свойствам мало чем отличается от хьюэтиита. Найден в ванадиеносных песчаниках Парадокс и Монтразе (Колорадо, США).

ПАСКОИТ — $\text{Ca}_2\text{V}_6\text{O}_{17} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Очень редкий. Цвет оранжевый. Черта желтая. Оптически отрицательный. $Ng = 1.825$, $Nm = 1.815$, $Np = 1.775$; $Ng - Np = 0.050$. Оптически отрицательный. Сильная дисперсия. $NgNp \perp (010)$; $Np = b$. Тв. 2.5. Уд. вес 2.46. Минас Рагра (Перу).

МЕЛАНОВАНАДИТ — $\text{Ca}_2\text{V}_2 \cdots \text{O}_6[\text{V}_6\text{O}_{17}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$? Монокл. с. В призматических и игольчатых кристаллах черного цвета. Черта темная, красновато-бурая. $Ng = 1.98$, $Nm = 1.96$, $Np = 1.73$; $Ng - Np = 0.25$. Оптически отрицательный. $2V$ небольшой. $NgNp \perp (010)$, $Ng = b$. В плоскости (010) угол погасания 15° . Плеохроизм: по Np — желто-бурый, по $Nm = Ng$ — темнокрасно-бурый. Тв. 2.5. Уд. вес 3.477. Легко плавится. В кислотах растворяется. Гигроскопичен; во влажной атмосфере поглощает до 16.6% воды. Найден в Минас Рагра, близ Серро де Паско (Перу), в ассоциации с паскоитом и сульфидом ванадия — патронитом.

ФЕРНАДИНИТ — $\text{CaV}_2 \cdots \text{H}_{20}[\text{VO}_4]_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Очень редкий. Сингония неизвестна. В волокнистых агрегатах бледнозеленого цвета. $N = 2.05$. Частично растворим в воде. Минас Рагра, Серро де Паско (Перу).

КОРВУСИТ — $\text{V} \cdots \text{V}_6\text{O}_{17} \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Содержит также UO_3 (до 3%), Fe_2O_3 , CaO и K_2O . Сингония неизвестна. Цвет синевато-черный с красноватым оттенком. Тв. 2.5—3. Излом раковистый. Уд. вес 2.82. В ассоциации с гипсом, карнотитом и другими минералами ванадия встречается в песчаниках Юта и Колорадо (США).

VIII класс. АРСЕНИТЫ

Сюда относится очень немногочисленная группа минералов, являющихся солями кислоты H_2AsO_3 . Чтобы не создавать особого класса, здесь же условно опишем очень редкие и слабо изученные селениты и теллуриды. Сложные окислы сурьмы в комбинации с окислами других металлов по кристаллическим структурам непохожи на соли. Они описаны выше в разделе окислов (в группе пирохлора).

Характерной особенностью кристаллических структур относящихся сюда минералов является то, что комплексные анионы $[\text{AsO}_3]^{3-}$, $[\text{SeO}_3]^{2-}$ и $[\text{TeO}_3]^{2-}$ имеют вид тупых пирамид, основание которых сложено тремя ионами кислорода, а вершина занята катионом (As, Se, Te). Эту фигуру можно получить из тетраэдрической группировки AsO_4 , удалив один ион кислорода.

		a_0	b_0	c_0
Армангит . . .	$\text{Mn}_3[\text{AsO}_3]_2$	Тригон. с.	13.44	8.72
Тригонит . . .	$\text{Pb}_3\text{MnH}[\text{AsO}_3]_3$	Монокл. с.		
Трипкеит . . .	$\text{Cu}_5[\text{AsO}_3]_2\text{O}_2?$	Тетраг. с.		
Финнеманит . . .	$\text{Pb}_5[\text{AsO}_3]_3\text{Cl}$	Гексаг. с.	10.2	6.97
Экдемит . . .	$\text{Pb}_6[\text{AsO}_3]_2\text{Cl}_4\text{O}?$	Тетраг. с. ?	10.8	25.6
Халькоменит . . .	$\text{Cu}[\text{SeO}_3] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.	6.65	9.10
Дурденит . . .	$\text{Fe}_2 \cdots [\text{TeO}_3]_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с. ?		7.36
Маккейит . . .	$\text{Fe}_2 \cdots [\text{TeO}_3]_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Тетраг. с.	11.70	14.95

Кроме того, имеются указания на находки слабо изученных селенита свинца — молибдомениита, селенита никеля — альфельдита, и селенита кобальта — кобальтомениита

АРМАНГИТ — $\text{Mn}_3[\text{AsO}_3]_2$. Тригон. с. Очень редкий. В призматических кристаллах черного цвета. Черта бурая. Тв. 4. Спайность неясная по (0001). Уд. вес 4.23. Оптически отрицательный. $Nm = 2.01$, $Np = 1.99$; $Nm - Np = 0.02$. Растворяется в HCl . Встречен в марганцевом месторождении Лонгбан (Вермланд, Швеция) в ассоциации с баритом, кальцитом и флюоритом.

ТРИГОНИТ — $\text{Pb}_3\text{MnH}[\text{AsO}_3]_3$. Монокл. с. Очень редкий. В мелких клинообразных кристаллах серно-желтого цвета. Оптически отрицательный. $Ng = 2.12$, $Nm = 2.10$, $Np = 2.07$; $Ng - Np = 0.05$. $2V$ большой. $NgNp = (010)$; $cNg = 45^\circ$. Тв. 2—3. Спайность совершенная по (010). Уд. вес 8.3. Встречен в Лонгбане (Вермланд, Швеция).

ТРИПКЕИТ — $\text{Cu}_5[\text{AsO}_3]_2\text{O}_2?$ Тетраг. с. Очень редкий. В мелких голубовато-зеленых кристаллах. Оптически положительный. $Ng = 2.12$, $Nm = 1.90$; $Ng - Np = 0.22$. Тв. низкая. Спайность по (100) весьма совершенная, по (110) менее совершенная. Уд. вес неизвестен. Легко плавится. Встречен в Копиапо (Атакама, Чили).

ФИННЕМАНИТ — $\text{Pb}_5[\text{AsO}_3]_3\text{Cl}$. Гексаг. с. Очень редкий. В призматических кристаллах серого или черного цвета. Оптически отрицательный. $Nm = 2.295$, $Np = 2.285$; $Nm - Np = 0.010$. Тв. 2.5. Спайность ясная по пирамиде. Уд. вес 7.26. Встречен в Лонгбане (Вермланд, Швеция) в виде кристаллических корок в гематитовых рудах.

ЭКДЕМИТ — $\text{Pb}_6[\text{AsO}_3]_2\text{Cl}_4\text{O}?$ Тетраг. или ромбич. с. Редкий. В виде кристаллических корок или в сплошных массах яркогожелтого или зеленого цвета. Оптически отрицательный, одноосный, иногда двуосный. $Nm = 2.32$, $Np = 2.25$; $Nm - Np = 0.07$. Тв. 5. Уд. вес 6.9—7.1. Встречен в месторождениях Лонгбан и Пайсберг (Вермланд, Швеция), а также в Шульце и Пинале (Аризона, США).

ХАЛЬКОМЕНИТ — $\text{Cu}[\text{SeO}_3] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Очень редкий. В мелких кристаллах синего цвета. $Ng = 1.732$, $Nm = 1.731$, $Np = 1.710$; $Ng - Np = 0.022$. Оптически отрицательный. $2V$ очень мал. $NgNp = (010)$ для красных и зеленых лучей и перпендикулярна к (010) для синих лучей. Тв. 2.5—3. Уд. вес 3.76. Легко плавится. Встречен в Сиерро де Качента близ Мендоса (Аргентина) с селенидами меди и серебра, а также в Сиерра де Уманго и Сиерра Фаматина (Аргентина), Хиако Пакаак (Боливия) как продукт окисления селенидов меди и никеля.

ДУРДЕНИТ — $\text{Fe}_2 \cdots [\text{TeO}_3]_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Синоним: эммонсит. Монокл. с.? В мелких почковидных образованиях зеленовато-желтого цвета. $Ng = 1.96$, $Nm = 1.95$, $Np = 1.70$; $Ng - Np = 0.26$. Оптически отрицательный. $2V = 23^\circ$. Дисперсия очень сильная; $r > v$. $NgNp = (010)$; $Np = c$. Тв. 2—2.5. Спайность совершенная в одном направлении. Уд. вес 4.52. Легко плавится. Растворяется в кислотах. Встречен в Теусигальпа (Гондурас), Калаверас (Калифорния), Сильер Сити (Нью-Мексико) и др.

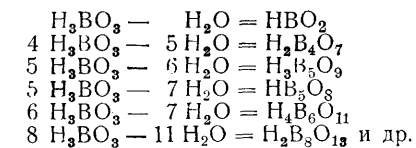
МАККЕИТ — $\text{Fe}_2 \cdots [\text{TeO}_3]_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Тетраг. с. Встречается в призматических кристаллах оливково-зеленого или черновато-зеленого цвета. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $Ng = 2.21$, $Nm = 2.19$, Тв. 4.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 4.86. Найден в Голдфилде (Невада, США) как вторичный продукт в пустотах риолитов в ассоциации с теллуридом, алунином, баритом, кварцем и блакентом.

Блакеит, содержащий Fe и Te (формула не установлена), как показывает рентгенометрическое исследование, является новым минералом. Цвет красновато-бурый. Оптически почти изотропный. $N = 2.16$. Встречен в Голдфилд (Невада, США).

IX класс. БОРАТЫ

Общие замечания. К этому классу принадлежат борнокислые соединения — соли борных кислот, к числу которых, кроме ортокислоты HBO_3 , относятся метаборная кислота HBO_2 и так называемые полиборные кислоты.

Эти гипотетические полиборные кислоты выводятся отнятием того или иного количества частиц H_2O от соответствующего количества частиц нормальной ортокислоты. В природных условиях более часто встречаются соли следующих борных кислот:

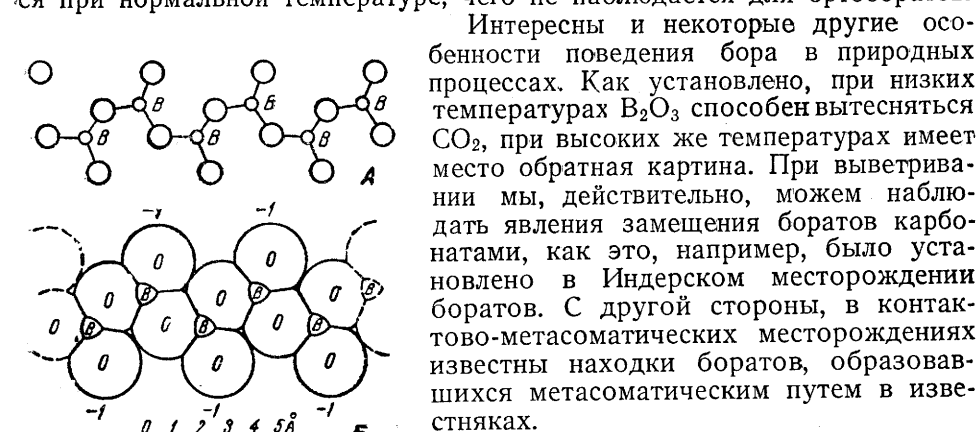


Комплексный анион солей ортоборной кислоты $[\text{BO}_3]^{3-}$, имеющий форму плоского треугольника, обладает в общем значительно меньшими размерами, чем анионы $[\text{PO}_4]^{3-}$, $[\text{AsO}_4]^{3-}$ и $[\text{VO}_4]^{3-}$. Поэтому естественно, что оптимальными катионами для образования прочных кристаллических решеток являются катионы трехвалентных металлов, обладающие относительно малыми размерами. К ним должен быть отнесен

прежде всего Al^{3+} , затем Fe^{3+} и Mn^{3+} , для которых известны основные соли в сочетании с двухвалентными катионами малых ионных радиусов (Mg , Fe^{2+} , Mn^{2+}). Характерны также кислые и основные ортосоли Mg^{2+} . Кальций наблюдается только в двойных солях.

Все эти ортобораты встречаются исключительно в виде безводных соединений. Нормальные ортобораты не растворяются не только в воде, но и в кислотах (или разлагаются в них с трудом), плавятся при высокой температуре и обладают относительно высокой или повышенной твердостью.

Для полиборатов в числе катионов, кроме Mg^{2+} , весьма характерны также более крупные катионы Ca^{2+} и Na^{+} , причем они распространены почти исключительно в виде водных солей. Полибораты Na^{+} и других сильных катионов легко растворимы в холодной воде, а двойные бораты Na^{+} и Ca^{2+} — в горячей воде. Даже чистые полибораты Ca^{2+} и Mg^{2+} без труда разлагаются кислотами. Безводные полибораты магния (например, борацит) в водной среде постепенно гидратируются при нормальной температуре, чего не наблюдается для ортоборатов.



Фиг. 443. Цепочки связанных комплексов BO_3 .

А — положение центров ионов; В — вид цепочки в кристаллической структуре

Интересны и некоторые другие особенности поведения бора в природных процессах. Как установлено, при низких температурах B_2O_3 способен вытесняться CO_2 , при высоких же температурах имеет место обратная картина. При выветривании мы, действительно, можем наблюдать явления замещения боратов карбонатами, как это, например, было установлено в Индерском месторождении боратов. С другой стороны, в контактово-метасоматических месторождениях известны находки боратов, образовавшихся метасоматическим путем в известняках.

Бор относится к числу довольно подвижных элементов в водных растворах, содержащих такие компоненты, как Cl , OH и особенно F , к которым он имеет значительное химическое сродство. Поэтому концентрация и образование борных соединений происходят в остаточных продуктах тех или иных геологических процессов, отчасти, например, в пегматитах и гидротермальных образованиях (ортобораты, боросиликаты), но главным образом в обогащенных бором усыхающих соленосных бассейнах (полибораты, изредка водные боросиликаты — сирлезит, гомилит, бакерит).

По ряду кристаллохимических свойств бораты стоят ближе к силикатам, чем к другим кислородным солям. Ортобораты, характеризующиеся наличием в кристаллических структурах изолированных комплексных анионов $[BO_3]^{3-}$, мало чем отличаются от типичных кислородных солей, в том числе и ортосиликатов с их изолированными группами $[SiO_4]^{4-}$. Однако наряду с этим во многих боратах, как и в силикатах, в отличие от других типов солей, устанавливаются более сложные комплексные анионы, состоящие из сочлененных друг с другом групп $[BO_3]^{3-}$ с образованием общих вершин треугольников (фиг. 443), в результате чего возникают так называемые протяженные анионы в виде отрицательно заряженных цепочек, слоев и т. д., характерные для полибора-

тов. К сожалению, эти типы кристаллических структур в боратах изучены очень слабо. Более реальное представление о них мы получим в классе силикатов.

Близость между полиборатами и полисиликатами выражается также в том, что при совместном участии в кристаллических постройках B и Si (в боросиликатах) часто оба находятся в четверном окружении атомов кислорода. Поразительное сходство между двумя этими элементами заключается также и в том, что минералы, образуемые ими, при переходе из расплавленного состояния в твердое способны легко давать стекло.

При классификации боратов в соответствии с указанными выше особенностями этих соединений прежде всего необходимо различать: 1) безводные бораты, 2) водные бораты.

Дальнейшую группировку минералов ввиду их немногочисленности целесообразно производить по катионам (там, где это возможно).

БЕЗВОДНЫЕ БОРАТЫ

Безводные бораты представлены главным образом солями ортоборной кислоты (нормальными, кислыми и основными). Единичные минералы относятся к мета- и полиборатам.

Число относящихся сюда различных по составу минералов сравнительно невелико, и потому не представляется возможным выделять среди них какие-либо группы. Мы объединим их лишь по типам солей: 1) кислые, 2) нормальные и 3) основные.

А. Кислые безводные ортобораты

В числе катионов среди рассматриваемых здесь соединений, естественно, встречаются двухвалентные металлы: Mg^{2+} , Zn^{2+} , Mn^{2+} и Ca^{2+} .

		a_0	b_0	c_0
Ашарит	$MgHBO_3$	Ромбич. с.		
Магнезиосуссексит	$(Mn^{2+}, Mg)HBO_3$	" "		
Суссексит	$Mn^{2+}HBO_3$	" "		
Ровеит	$CaMn^{2+}[HBO_3]_2$	" "	8.27	9.01 6.62

АШАРИТ — $MgHBO_3$ или $2MgO \cdot B_2O_3 \cdot H_2O$. Название дано по географическому признаку: Ашария — старое название латинской провинции (Ашерслебен в Саксонии). Синонимы: ссабелеит (название, принятое в американской литературе), камселлит и β -ашарит.

Химический состав. MgO 47.91%, B_2O_3 41.38%, H_2O 10.71%. Иногда присутствует марганец. Существует изоморфный ряд ашарит — суссексит. Устанавливается незначительное содержание фтора.

Сингония ромбическая. Встречается в рыхлых мелоподобных, реже плотных массах параллельно-волокнистого или тонкоигольчатого строения.

Цвет белый. **Блеск** стеклянный, рыхлые массы матовые. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $2V$ мал. $Ng = 1.650$, $Nm = 1.646$, $Np = 1.575$; $Ng - Np = 0.075$. Показатели преломления увеличиваются по мере увеличения изоморфной примеси марганца (фиг. 444).

Твердость 3—3.5. Рыхлые мелоподобные массы марают пальцы. **Уд. вес** 2.65; возрастает по мере увеличения содержания марганца (см. фиг. 444).

Диагностические признаки. По внешнему виду можно предположить определить в случае парагенезиса с другими боратами. Точно установить можно лишь с помощью измерения оптических констант и химического анализа.

П. п. тр. сплавляется в эмаль, сильно окрашивая пламя в зеленый цвет (присутствие бора). В воде нерастворим. В кислотах растворяется с трудом. Главную массу воды выделяет лишь при температуре выше 800°.

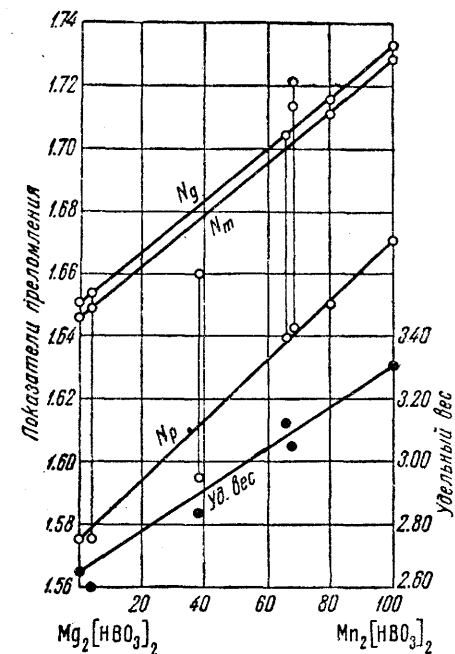
Происхождение. Ашарит чаще встречается как вторичный минерал в соленосных осадочных месторождениях боратов. Он образуется в условиях сухого жаркого климата как продукт естественной переработки и дегидратации других, по преимуществу водных борнокислых соединений. В Индерском месторождении развивается в зоне выветривания

чаще всего за счет гидроборачита, реже иньюита и колеманита. Метасоматическим путем он скопляется также в глинах. В пустотах, образовавшихся при выщелачивании, ашарит наблюдался в виде коллоидных почковидных масс радиально-лучистого или игольчатого строения.

Известны также случаи нахождения ашарита в контактово-метасоматических месторождениях в известняках или доломитах в ассоциации с серпентином (гидросиликатом магния).

Практическое значение. В тех случаях, когда он встречается в значительных массах, он вместе с другими боратами представляет промышленный интерес.

Бораты являются минеральным сырьем для получения из них борной кислоты, имеющей разнообразное применение. В химической промышленности она является исходным материалом для получения солей бора. Наряду с бурой она применяется в производстве эмали для железных сосудов и глазурей (коэффициент расширения такой эмали близок к коэффициенту расширения металла), для пропитывания свечных фитилей с целью придания им жесткости во время горения, в кожевенном деле,



Фиг. 444. Диаграмма изменений показателей преломления и удельного веса анализированных минералов изоморфного ряда ашарит — суссексит (в весовых процентах)

Значительное отклонение данных третьего справа минерала объясняется, очевидно, тем, что константы измерены не для того вещества, которое подверглось химическому анализу (они относятся к составу минерала примерно с 10% суссекситовой молекулы). Константы для чистого суссексита получены путем экстраполяции.
По В. Шалеру

в медицине и т. д. Буря, кроме того, используется в стекольном производстве при изготовлении ламповых и других стекол, подвергающихся колебаниям температуры, а также стекла «пирекс» (с 11.8% B_2O_3) для лабораторной посуды (для оптических ахроматических линз, изготовляющихся фирмой Цейсс, шло стекло с содержанием B_2O_3 до 56%). Благодаря способности растворять окислы металлов, буря применяется при паянии как пламень, не позволяющий образоваться окислам на спаиваемой поверхности.

Буря добавляется в бумажную массу с целью получения глянцево-высших сортов, а также невоспламеняющейся бумаги и изделий из нее. Кроме того, соединения бора имеют очень важное значение для

удобрения почв; при правильной дозировке удается установить оптимальный режим питания растений калийными солями и тем самым повысить урожайность.

Месторождения. В 1934 г. в районе оз. Индер (к северу от Каспийского моря) среди пустынной местности с резко континентальным климатом было открыто первое в Союзе крупное месторождение боратов. Ашарит в этом месторождении является главным минералом промышленных руд. Он входит в состав боратовых залежей среди гипсов, представляющих шляпу соляного купола, который внизу сложен большими массами каменной соли, иногда в смеси с сильвинитом, а также пластами ангидрита (пермского возраста). При выветривании этого купола за счет рассеянных в соляной залежи первичных боратов с течением времени образовались скопления относительно трудно растворимых вторичных боратов, в том числе и ашарита.

Из иностранных месторождений отметим следующие: близ Ашерслебена и в Ней-Страссфурте (Саксония), Рецбанья (Румыния), близ оз. Дуглас (Британская Колумбия) с серпентином в доломитах, Гунгари (Невада, США).

МАГНЕЗИОСУССЕКСИТ — $(Mn^{++}, Mg)HBO_3$. Ромбич. с. В виде прожилков параллельно-волокнутого строения белого цвета, иногда с желтоватым оттенком. Блеск шелковистый. Показатели преломления и удельный вес занимают промежуточное положение между значениями этих величин для ашарита и суссексита (см. фиг. 444). Тв. 3. Встречен среди железных руд у оз. Мичиган (США) и в контактово-метасоматическом месторождении Франклин (Нью-Джерси, США). В последнем месторождении магнезиосуссексит содержит Zn.

СУССЕКСИТ — $Mn^{++}HBO_3$. Ромбич. с. Обычно содержит MgO , иногда ZnO и CaO . В виде прожилков или жил параллельно-волокнутого строения. Цвет белый с желтым или розовым оттенком. Для чистого суссексита показатели преломления, выведенные путем экстраполяции (см. фиг. 444): $Ng=1.732$, $Nm=1.728$, $Np=1.670$; $Ng-Np=0.062$. Оптически отрицательный. 2V мал. Тв. 3. Уд. вес 3.1—3.3. В запаянной трубке темнеет (окисление двухвалентного марганца). П. п. тр. плавится, окрашивая пламя в зеленый цвет. Перл бурый дает реакцию на марганец. Встречен в контактово-метасоматических месторождениях Франклин и Стерлинг-Хилл (Нью-Джерси, США).

РОВЕИТ — $CaMn^{++}[HBO_3]_2$. Ромбич. с. В виде изоморфных примесей содержит также Mg (1.66%) и Zn (3.13%). Очень редкий. Наблюдался в мелких кристалликах, не поддававшихся измерению. Цвет светлобурый. Оптически отрицательный. $Ng=1.663$, $Nm=1.660$, $Np=1.648$; $Ng-Np=0.015$. Тв. 5. Спайность по (101) несовершенная. Сплавляется в черное стекло, окрашивая пламя в зеленый цвет. В разбавленной HCl растворяется нацело. Встречен в ассоциации с франклинитом, томсонитом, виллемитом и цинкитом в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

Б. Нормальные безводные ортобораты

		a_0	b_0	c_0
Еремеевит . . .	$Al[BO_3]$	Гексаг. с.	8.57	8.17
Котоит	$Mg_3[BO_3]_2$	Ромбич. с.	5.41	8.42
Норденшельдит .	$CaSn[BO_3]_2$	Тригон. с.	4.85	15.92

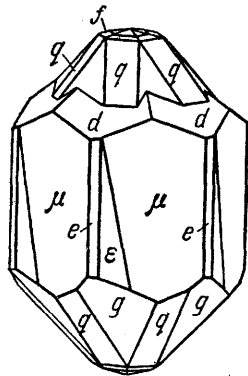
Здесь же опишем сложный безводный полиборат:

Родицит . . $KNaLi_4Al_4Be_3B_{10}O_{27}$ Кубич. с. 7.30

ЕРЕМЕЕВИТ — $Al[BO_3]$. Назван в честь известного русского минералога акад. П. В. Еремеева (1839—1899), открывшего этот минерал. Гексаг. с.; дигипирамидальный в. с. Очень редкий. Встречен в виде кристаллов столбчатого облика (фиг. 445). Развиты грани гексагональной призмы в комбинации с гексагональными дипирамидами. Бесцветный или бледножелтый. Блеск стеклянный. Оптически одноосный отрицательный, или двуосный с очень малым углом оптических осей. $Nm=1.640$. Двупре-

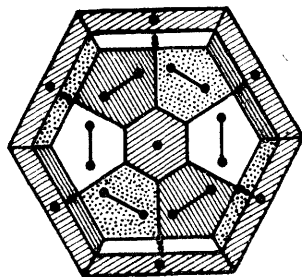
ломление среднее. В базальном сечении обнаруживает резкие оптические аномалии. Одноосен только в наружной оболочке и иногда во внутреннем ядре (фиг. 446). Промежуточная же часть кристалла распадается на различно ориентированные двuosные прорастающие секторы, отделяющиеся от наружной каймы зоной, обнаруживающей возрастание 2V от 0 до величины его в отдельных секторах.

Тв. 6.5. Спайность отсутствует. Излом неровный, раковистый. Уд. вес 3.28



Фиг. 445. Кристалл еремеевита (схематизированный двойник)

μ — вцинали $\{11\bar{2}0\}$, ϵ — вцинали $\{21\bar{3}0\}$, e $\{2130\}$, d $\{1011\}$, q $\{707\bar{5}\}$, f $\{1013\}$, g $\{4153\}$



Фиг. 446. Сложный тройник еремеевита (под микроскопом)

Периферическая зона — одноосный гексагональный минерал; следующие две зоны сложены оптически двuosными секторами, ядро представлено одноосным кристаллическим веществом

П. п. тр. не плавится, но мутнеет. Пламя окрашивает в зеленый цвет (улетучивание B_2O_3). В кислотах нерастворим. Тонкий порошок переходит в раствор в крепкой едкой щелочи при кипячении.

Был найден только в одном пункте на земном шаре: в гранитной древесине на горе Сокутуй Адун-Чилонгского хребта (Восточная Сибирь).

КОТОИТ — $Mg_3[BO_3]_2$. Ромбич. с. Встречается в бесцветных зернах или зернистых массах белого цвета. $Ng=1.673$, $Nm=1.653$, $Np=1.62$; $Ng-Np=0.053$. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Оптически положительный. $2V=21^\circ$. Тв. 6.5. Спайность по (110) совершенная. Уд. вес 3.06—3.11. В разбавленной HCl не растворяется. Трудноплавок. Найден с форстеритом, шпинелью, людвицитом и другими минералами в контактово-метасоматическом месторождении Хол Кол (Корея), а также в Рецбанья (Румыния).

НОРДЕНШЕЛЬДИТ — $CaSn[BO_3]_2$. Тригон. с. Очень редкий. В пластинчатых кристаллах по базопинакоиду. Цвет серно-желтый. Оптически отрицательный. $Nm=1.77$. Тв. 5.5—6. Спайность по (0001). Уд. вес 4.20. Не плавится. Вполне разлагается в HCl. Найден на острове Арё (Лангезундфиорд, Южная Норвегия).

РОДИЦИТ — $KNaLi_4Al_4Be_3B_{10}O_{27}$. Содержит также иногда Cs и Rb. Кубич. с. В белых просвечивающих додекаэдрах. $N=1.69$. Тв. 8. Уд. вес 3.4. Встречался в Антандрокомби на Мадагаскаре и в других месторождениях.

В. Основные безводные бораты

Сюда относятся ортобораты с добавочными анионами: O, OH, F, Cl. Из катионов в этих соединениях участвуют: Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , отчасти вместе с Fe^{3+} , Mn^{3+} , и Ti^{4+} .

Здесь же опишем основной полиборат Mg и борат Be.

	a_0	b_0	c_0
Флюоборит $Mg_3[BO_3][F, OH]_3$			
Людвицит $(Mg, Fe)Fe \cdot [BO_3]O_2$			
Пинакиолит $(Mg, Mn)_2Mn \cdot [BO_3]O_2$			
Барвикит $(Mg, Fe)Ti[BO_3]_2O_2$			
Борацит $Mg_6[B_{14}O_{26}]Cl_2$	Кубич. с.	12.10	
Гамбергит $Be_2[BO_3][OH]$	Ромбич. с.	9.73 12.18 4.42	

Кроме того, в литературе указываются следующие найденные в Аляске минералы сложного состава:

Гулсит $12(Mg, Fe)O \cdot 2Fe_2O_3 \cdot SnO_3 \cdot 3B_2O_3 \cdot 2H_2O$ Ромбич. с.
 Пайгеит $30FeO \cdot 5Fe_2O_3 \cdot SnO_3 \cdot 6B_2O_3 \cdot 5H_2O$?

Поскольку они плохо изучены, на описании последних останавливаться не будем.

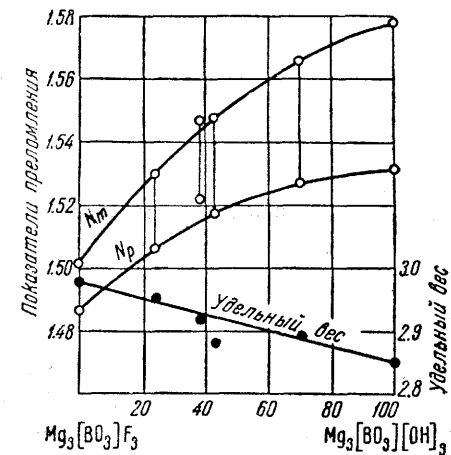
ФЛЮОБОРИТ — $Mg_3[BO_3][F, OH]_3$. Гексаг. с. По существу мы здесь имеем непрерывный изоморфный ряд: $Mg_3[BO_3][F_3-Mg_3[BO_3][OH]_3]$. Содержание фтора, по данным химических анализов, колеблется от 9 до 21% и H_2O — от 3 до 11%. Бесцветный. Оптически отрицательный. Показатели преломления колеблются в зависимости от состава; с увеличением отношения $OH:F$ они возрастают (фиг. 447). Nm от 1.530 до 1.566, Np от 1.507 до 1.528. Показатели для крайних чистых членов на диаграмме получены путем экстраполяции. Тв. 3.5. Уд. вес 2.89—2.85, падает по мере возрастания отношения $OH:F$. Встречался в ассоциации с цинкиком, людвицитом, муритом и другими минералами в месторождениях Франклин (Нью-Джерси, США), Селибин (Малайя) и Таллгруван (Норберг, Швеция).

ЛЮДВИГИТ — $(Mg, Fe)Fe \cdot [BO_3]O_2$ или $Fe \cdot [BO_3] \cdot 2(Mg, Fe)O$. Синоним: вонсенит. Ромбич. с. Судя по данным химических анализов, в природе существует изоморфный ряд от чисто железистого минерального вида — ферролюдвигита $Fe \cdot [BO_3]O_2$ до чисто магниального — $Mg_2Fe \cdot [BO_3]O_2$. Оптически этот ряд слабо изучен. Цвет темнозеленый до зеленовато-черного (у железистых разновидностей). Блеск алмазный. $Ng=1.98$ (2.02), $Nm=1.85$, $Np=1.84$ (1.85); $Ng-Np=0.14$ (0.17). В скобках даны цифры для железистой разновидности. Оптически положительный. $2V$ мал. Дисперсия очень сильная; $r > v$. $Ng=c$. Тв. 5. Уд. вес 4.0. Растворим в кислотах. Встречался в Баске (Швеция); в Риверсайд Солт Лэйк (Юта, США) в кристаллическом известняке у контакта с гранитом; в Донинском железорудном месторождении (Нерчинский район, Забайкалье) с магнетитом в виде вкрапленности в кристаллическом известняке; в Якутской АССР и в других местах.

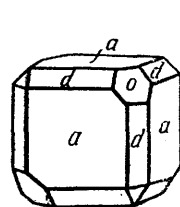
ПИНАКИОЛИТ — $(Mg, Mn)_2Mn \cdot [BO_3]O_2$ или $Mn \cdot [BO_3] \cdot 2(Mg, Mn)O$. Ромбич. с. Редкий. В мелких прямоугольных таблитчатых кристаллах черного цвета. Блеск полуметаллический. Оптически отрицательный. $2V=32^\circ$. $Ng=2.065$, $Nm=2.05$, $Np=1.908$; $Ng-Np=0.157$, $NgNp=(001)$; $Np=b$. Тв. 6. Уд. вес 3.88. Растворим в HCl. Встречен в марганцевых рудниках Лонгбан (Вермланд, Швеция).

ВАРВИКИТ — $(Mg, Fe)Ti[BO_3]_2O_2$ или $(Mg, Fe)Ti[BO_3]_2 \cdot 2(Mg, Fe)O$. Ромбич. с. Очень редкий. В удлиненных призматических кристаллах темнорубого цвета. Оптически положительный. $2V=59^\circ$. $Ng=1.830$, $Nm=1.809$, $Np=1.806$; $Ng-Np=0.024$. $NgNp=(010)$; $Np=c$. Плеохроизм: по Np — желтовато-бурый, по Nm — красновато-бурый и по Ng — бурый. Тв. 3—4. Спайность по (100). Уд. вес 3.36. Разлагается в H_2SO_4 . Город Уорвик (Нью-Йорк, США).

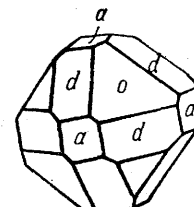
БОРАЦИТ — $Mg_6[B_{14}O_{26}]Cl_2$. Псевдокубический. Выше 265° становится кубическим, $a_0=12.1$. Ниже 265° претерпевает превращение в ромбическую модификацию;



Фиг. 447. Диаграмма изменений показателей преломления и удельного веса анализируемых минералов изоморфного ряда флюоборитов (в весовых процентах). По В. Шалеру



Фиг. 448. Кристалл борацита
 $a\{100\}$, $o\{111\}$
 $d\{110\}$



Фиг. 449. Кристалл барвикита

$a_0=12.07$, $b_0=c_0=17.07$. Облик кристаллов кубический или октаэдрический (фиг. 448 и 449). Наблюдается также в сплошных тонкозернистых массах, иногда похожих на мрамор.

Цвет белый с сероватым, желтоватым или зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный сильный. Оптически положительный. $2V$ большой. $Ng=1.673$, $Nm=1.667$, $Np=1.662$; $Ng-Np=0.011$. Тв. 7. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Уд. вес 2.95. П. п. тр. сплавляется довольно легко в белый эмалевый шарик, окрашивая пламя в зеленый цвет. В воде нерастворим. В HCl растворяется медленно. При выветривании, благодаря присутствию Mg, поглощает воду, становится волокнистым, превращаясь в водный борат магния.

Встречается в соляных месторождениях с карналлитом, сильвинном, галитом, гипсом, ангидритом и другими минералами. Образуется, очевидно, в процессе метаморфизма путем обезвоживания первоначально водных боратов магния. Стассфурт, Люнебург, Ганновер (Германия) и др. Имеет промышленное значение, как источник бора.

ГАМБЕРГИТ — $Be_2[VO_3][OH]$. Ромбич. с. Кристаллическая структура отличается некоторыми особенностями. Характерным является то, что каждый ион кислорода является общим для двух тетраэдров вокруг Be и треугольника вокруг V. Каждый ион OH связан только с двумя ионами Be.

Встречается в серовато-белых призматических кристаллах. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $2V$ большой. $Ng=1.628$, $Nm=1.588$, $Np=1.554$; $Ng-Np=0.074$. $NgNp=(010)$; $Np=a$. Тв. 7.5. Спайность по (010) совершенная и по (100) средняя. Уд. вес 2.347. В кислотах нерастворим. Не плавится. Найден в пегматитовой жиле близ Гельгераена (Лангезундфиорд, Южная Норвегия), также на Мадагаскаре (Бетафо) и в других местах.

ВОДНЫЕ БОРАТЫ

Почти все рассматриваемые здесь водные соли представлены полиборатами Mg, Na и Ca, и только три минерала относятся к водным солям метаборной кислоты HBO_2 .

1. ВОДНЫЕ МЕТАБОРАТЫ

Сюда относятся соли кислоты HBO_2 :

		a_0	c_0
Типлеит . . .	$Na_2[BO_2]Cl \cdot 2H_2O$	Тетраг. с.	7.27 4.84
Пинноит . . .	$Mg[BO_2]_2 \cdot 3H_2O$	" "	6.13 5.54
Бандилит . . .	$Cu[BO_2]Cl \cdot 2H_2O$	" "	6.13 5.54

ТИПЛЕИТ — $Na_2[BO_2]Cl \cdot 2H_2O$. Тетраг. с. Наблюдался в виде плоских кристаллов, иногда почковидных скоплений. Цвет белый или бледножелтый. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Nm=1.519$, $Np=1.503$; $Nm-Np=0.016$. Тв. 3—3.5. Очень хрупкий. Уд. вес 2.076. Легко растворяется в воде. Сплавляется в эмалевый шарик. В виде корочек найден в оз. Борном (Калифорния) в ассоциации с галитом и тронной.

ПИННОИТ — $Mg[BO_2]_2 \cdot 3H_2O$. Тетраг. с. Редкий. Встречается обычно в желваках радиально-волокнистого строения. Цвет соломенно- или серно-желтый. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $Ng=1.575$, $Nm=1.565$; $Ng-Nm=0.010$. Тв. 3—4. Уд. вес 2.29. Известен в соляных залежах Стассфурта в Саксонии.

БАНДИЛИТ — $Cu[BO_2]Cl \cdot 2H_2O$. Тетраг. с. Очень редкий. Наблюдался в толсто-таблитчатых кристаллах темносинего цвета с зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Nm=1.692$, $Np=1.640$; $Nm-Np=0.052$. Тв. 2.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 2.810. П. п. тр. окрашивает пламя в зеленый цвет. В открытой трубке выделяет воду и желтый кристаллический возгон, который при окислении чернеет. Разлагается водой, причем в раствор переходит $CuCl_2$, в осадке остается яркозеленый борат меди. С аммиаком дает густосиний раствор.

Встречается обычно в виде корочек в трещинах вместе с хлоридами меди — антофагаститом и атакамитом в зоне окисления в Калама (Антофагаста, Чили). Образуется, очевидно, при избытке в растворах хлористой меди.

2. ВОДНЫЕ ТЕТРАБОРАТЫ

Сюда относятся исключительно бораты натрия, различающиеся по количеству молекул воды и, соответственно, физическим свойствам.

		a_0	b_0	c_0	β	
Бура	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$	Монокл. с.	11.82	10.61	12.30	106°35'
Тинкалкониит	$Na_2B_4O_7 \cdot 5H_2O$	Тригон. с.	11.3		0.9	
Кернит	$Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O$	Монокл. с.	15.65	9.07	27.01	108°52'

БУРА — $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$. Монокл. с. Встречается иногда в крупных призматических кристаллах (фиг. 450). Распространена также в землистых массах. Бесцветная, но обычно белая с сероватым, синеватым или зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный. $Ng=1.472$, $Nm=1.470$, $Np=1.447$; $Ng-Np=0.025$. Оптически отрицательная. $2V=39^\circ$. Дисперсия сильная; $r > v$. $Np=b$; $cNg=56^\circ$.

Тв. 2—2.5. Спайность по (010) совершенная, по (110) несовершенная. Уд. вес 1.69—1.72. П. п. тр. сильно вспучивается, затем сплавляется в прозрачный шарик. В воде растворяется; раствор обнаруживает слабо щелочную реакцию. Вкус сладковато-щелочной, слабый. На воздухе дегидратируется и превращается в тонкий белый порошок (вероятно, тинкалкониит или кернит). Обладает способностью при сплавлении растворять в себе окислы металлов. О применении см. ашарит.

Бура образуется в усыхающих боросодержащих соляных озерах. В больших массах вместе с другими солями натрия встречается по берегам озер Кашмира и Тибета; здесь существовали старинные промыслы. Значительные отложения буры известны в некоторых озерах Калифорнии: район Долины Смерти (Сан-Бернардино), где она возникает повидимому, за счет выщелачивания залежей коллеманита или кернита. В СССР месторождения буры неизвестны, если не считать находки ее в незначительных количествах в грязевых сопках в Крыму близ Керчи, на Таманском полуострове и в Азербайджанской ССР.

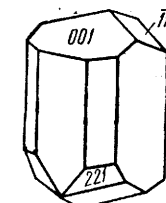
ТИНКАЛКОНИИТ — $Na_2B_4O_7 \cdot 5H_2O$. Тригон. с.; ромбоэдрический в. с. Кристаллы октаэдровидные (благодаря комбинации с пинакоидом). Искусственно легко получается. Оптически положительный. $Ng=1.474$, $Nm=1.461$; $Ng-Nm=0.013$. Уд. вес 1.880. В виде матовых белых пленок тонкокристаллического строения встречается в месторождении Крамер и в виде кристаллов в районе оз. Сирис в Калифорнии.

КЕРНИТ — $Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O$. Синоним: разорит. Монокл. с. В бесцветных кристалликах со стеклянным, а на плоскостях спайности перламутровым блеском. $Ng=1.488$, $Nm=1.472$, $Np=1.454$; $Ng-Np=0.034$. $2V=-80^\circ$. $Np=b$; $cNg=70^\circ$. Тв. 3. Спайность по (001) и (100) совершенная, по (101) ясная. Уд. вес 1.953. П. п. тр. вспучивается и сплавляется в прозрачное стекло. В холодной воде, хотя и медленно, растворяется. Из насыщенных растворов выпадает при температурах выше 56° . Верхний предел существования кернита 152° (точка плавления). С помощью воды легко переходит в декагидрат (буру) на холоду. Встречен при бурении соленосных отложений в пустыне района Керн в Калифорнии на глубине нескольких десятков метров. В ассоциации с кальцитом, улекситом, реальгаром и другими минералами находится в промышленных количествах в месторождении Крамер в Калифорнии.

3. ВОДНЫЕ ПЕНТАБОРАТЫ

Пентабораты кислот $H_3B_5O_9$ и $H_2B_5O_8$ представлены двойными солями натрия и кальция (улексит) и диморфной солью NH_4 .

Улексит	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$	Тригон. с.
Проберит	$NaCaB_5O_9 \cdot 5H_2O$	Монокл. с.
Аммониторит	$NH_4B_5O_8 \cdot 2.5H_2O$	Монокл. с. ?
Лардереллит	$NH_4B_5O_8 \cdot 2.5H_2O$	Монокл. с.



Фиг. 450.
Кристалл буры

УЛЕКСИТ — $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Назван в честь химика Г. Улекса, впервые давшего правильный анализ минерала. Синоним: боронатро-кальцит.

Химический состав. Na_2O 7.7%, CaO 13.8%, B_2O_3 43.0%, H_2O 35.5%. Из примесей в незначительных количествах присутствуют K_2O и MgO , а также посторонние вещества.

Сингония моноклинная. Наблюдается в виде желваков и в почковидных массах с асбестовидным или игольчатым, иногда спутанно-волоконистым строением. Изредка встречаются тонкопластинчатые агрегаты.

Цвет улексита белый. **Блеск** стеклянный, шелковистый, редко перламутровый. **Оптические константы.** $N_g=1.519$, $N_m=1.505$, $N_p=1.496$; $N_g-N_p=0.023$. Оптически положительный. $2V$ средний. $cNm=2-4^\circ$; $Np=b$.

Твердость 1. Спайность наблюдается под микроскопом в трех направлениях, пересекающихся под прямым углом и придающих пластинкам прямоугольный облик. **Уд. вес** 1.65.

Диагностические признаки. Характерны низкая твердость, часто наблюдаемое асбестовидное строение массы с шелковистым блеском и нерастворимость в воде. Для более правильной диагностики необходимы химические реакции и определения оптических констант.

П. п. тр. вспучивается и легко плавится в прозрачное стекло, содержащее пузырьки. Пламя окрашивает в зеленоватый цвет. В холодной воде почти не растворяется; растворим в горячей воде. В кислотах легко переходит в раствор.

Происхождение. Встречается в высохших бороносных соляных озерах и особенно среди солончаков, образуясь в условиях жаркого сухого климата.

При выветривании соляных куполов, включающих бораты, улексит может образоваться за счет гидроборацита, иногда иньонита при условии относительно высокой концентрации натрия в просачивающихся растворах. При более низкой концентрации этого элемента сам может переходить в иньонит. В горизонтах застойных вод в процессе потери растворами воды через испарение развивается метасоматическим путем во вмещающих породах, в частности в глинах.

Практическое значение. Как и другие бораты, в случае массовых скоплений представляет промышленный интерес, в качестве источника борнокислых соединений. О применении см. ашарит.

Месторождения. В больших массах встречается в ряде солончаковых месторождений Калифорнии: Долина Смерти, в районе пустыни Уэлс в Керн, в Ланге (Лос-Анжелос) с колеманитом, а также в пустынных районах штата Невада — Эсмеральдо и др., в сухих районах Тарапака (Чили) и др. В СССР встречается в ряде мест Индерского месторождения боратов.

ПРОБЕРТИТ — $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Синоним: крамертит. Монокл. с. $a_0=13.88$, $b_0=12.56$, $c_0=6.609$; $\beta=107^\circ 40'$. Кристаллы призматического облика. Встречается также в радиально-лучистых агрегатах. Бесцветный, прозрачный или белого цвета. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $2V=73^\circ$. $N_g=1.544$, $N_m=1.525$, $N_p=1.515$; $N_g-N_p=0.029$. Тв. 3.5. Спайность по (110) совершенная. Уд. вес 2.141. Встречается в ряде солончаковых месторождений Калифорнии: Крамер, Керн в ассоциации с бурой и кернитом, а также близ Риана (Иньо) с улекситом.

АММОНИОБОРИТ — $\text{NH}_4\text{B}_5\text{O}_8 \cdot 2.5\text{H}_2\text{O}$. Монокл. или триклин. с. Диморфный. В чешуйчатых агрегатах. Цвет белый с желтоватым оттенком. Оптически двуосный, положительный. $N_g=1.540$, $N_m=1.487$, $N_p=1.470$; $N_g-N_p=0.070$. Мягкий. Спайность отсутствует. Уд. вес не определен. Медленно растворяется в холодной воде. Встречен в лагунах Тосканы, Лардерелло (Италия).

ЛАРДЕРЕЛЛИТ — $\text{NH}_4\text{B}_5\text{O}_8 \cdot 2.5\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Вторая модификация аммонийборита. В мелких пластинках с ромбическими очертаниями. Бесцветный или белый с желтоватым оттенком. Оптически положительный. $2V=60^\circ$. $N_g=1.561$, $N_m=1.509$, $N_p=1.493$; $N_g-N_p=0.068$. Мягкий. Спайность по (001) совершенная. Спайные обломки ромбов напоминают гексагональные пластинки. Уд. вес не определен. Встречается в лагунах Тосканы, Лардерелло (Италия).

4. ВОДНЫЕ ГЕКСАБОРАТЫ

К гексаборатам принадлежат соли кислоты $\text{H}_4\text{B}_6\text{O}_{11}$. К ним относятся исключительно соли Mg и Ca, широко различающиеся по содержанию воды. Не разбивая на группы, опишем их в следующем порядке:

		a_0	b_0	c_0	β
Индерит	$\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$	8.14	10.47	6.33 ¹	
Курнаковит	$\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$				
Индерборит	$\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$				
Гидроборацит	$\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$				
Иньонит	$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$				
Мейергофферит	$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	6.60	8.33	6.48 ²	
Колеманит	$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$				
Витчит	$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	6.72	41.26	41.20	121°02'
Гилгардит	$\text{Ca}_3[\text{B}_6\text{O}_{11}]_3\text{Cl}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	11.35	11.12	6.20	90°00'
Парагилгардит	$\text{Ca}_3[\text{B}_6\text{O}_{11}]_3\text{Cl}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	11.24	22.28	6.20 ³	

ИНДЕРИТ — $\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$. Триклин. с. Встречается в виде небольших желваков и игольчатых агрегатов. Цвет белый. Блеск стеклянный. $N_g=1.515$, $N_m=1.508$, $N_p=1.488$; $N_g-N_p=0.027$. Np близка к b ; $cNg=22^\circ$. $2V=63^\circ$. Тв. 3. Уд. вес 1.86. Легко растворим в разбавленной горячей HCl. Дегидратация происходит в пределах температур 66—159°. Как вторичный минерал встречен в Индерском месторождении боратов (к северу от Каспийского моря) и в одном из американских месторождений

КУРНАКОВИТ — $\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Назван в честь известного советского ученого акад. Н. С. Курнакова. Обнаружен в виде линз неправильной формы среди ашарита. Образует плотные агрегаты белого цвета. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $2V=80^\circ$. $N_g=1.525$, $N_m=1.510$, $N_p=1.489$; $N_g-N_p=0.037$. $NgNp=(010)$. Тв. 3. Уд. вес 1.85. П. п. тр. сплавляется в эмаль. В воде нерастворим. В кислотах растворяется при нагревании. Дегидратация совершается в пределах 60—159°. Как вторичный минерал встречается в Индерском месторождении боратов. Образуется в гипсовой шляпе соляного купола за счет магниесодержащих боратов.

ИНДЕРБОРИТ — $\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$. Синоним: метагидроборацит. Монокл. с. Встречен в виде зернистой массы с включениями ашарита и бесцветных кристаллов копьевидного облика в пустотах. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $2V=76^\circ$. $N_g=1.534$, $N_m=1.516$, $N_p=1.487$; $N_g-N_p=0.047$. $NgNp=(010)$; $cNp=2.5^\circ$; $Nm=b$. Тв. 2.5—3. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 1.934. П. п. тр. сильно растрескивается; сплавляется в белый шарик. В воде нерастворим. В HCl легко растворяется. Образуется при разложении гидроборацитовых масс в гипсовой шляпе Индерского месторождения боратов.

ГИДРОБОРАЦИТ — $\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Название не связано с борацитом, от которого весьма существенно отличается по составу (в %): Mg 9.9, CaO 13.9, B_2O_3 49.5, H_2O 26.7. В очень незначительных количествах устанавливаются щелочи.

Сингония моноклинная. Встречается в игольчатых и волоконистых агрегатах, иногда в натечных, очень эффектных сферолитовых или звездчатых образованиях. В прожилках с поперечно-волоконистым строением похож на гипс.

Цвет. Бесцветный или белый; изредка окрашен в розовый, красный или серый цвет. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически положительный. $2V$ большой. $N_g=1.571$, $N_m=1.534$, $N_p=1.522$; $N_g-N_p=0.049$. $NgNp=(010)$; $cNp=31^\circ$.

¹ $\alpha=96^\circ 56'$, $\beta=106^\circ 28'$, $\gamma=106^\circ 03'$.
² $\alpha=90^\circ 41'$, $\beta=101^\circ 44'$, $\gamma=86^\circ 44'$.
³ $\alpha=90^\circ 00'$, $\beta=90^\circ 00'$, $\gamma=91^\circ 00'$.

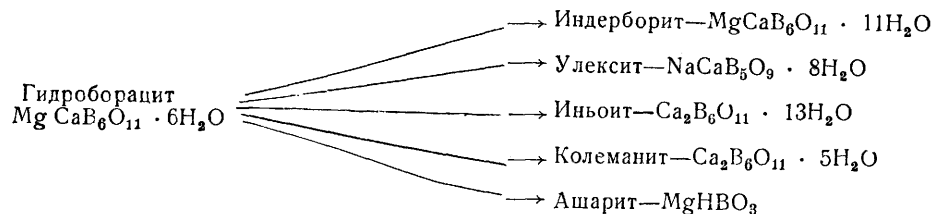
Твердость 2. Хрупкий. **Спайность** по {010} совершенная. **Уд. вес** 2.167.

Диагностические признаки. По внешним признакам не отличим от других похожих на него боратов без измерения оптических констант и данных химических анализов.

П. п. тр. легко плавится в стекло, не мутнеющее при охлаждении; пламя окрашивает в зеленый цвет. В воде почти нерастворим, даже при кипячении. В кислотах растворяется при слабом подогревании.

Происхождение. Встречается в бороносных месторождениях каменной соли, сопровождающейся пластами гипса, ангидрита и глин. Обогащение гидроборатом пластов глин, очевидно, объясняется общей способностью глин адсорбировать вещества и, может быть, преимущественно борнокислые соли.

В процессе формирования соляных куполов гидроборатит, попадая в зону выветривания и воздействия просачивающихся поверхностных вод, становится неустойчивым, причем он либо перестраивается, либо постепенно замещается рядом других, более устойчивых боратов (улекситом, иньбитом, колеманитом, ашаритом и др.), развивающихся метасоматическим путем или отлагающихся в пустотах от выщелачивания (кавернах и карстах) на тех или иных горизонтах от поверхности. В Индерском месторождении таким путем вместе с гипсом постепенно образовались значительные скопления вторичных борнокислых солей в виде шляп на соляных куполах. Схему образования вторичных боратов можно представить в следующем виде:



Практическое значение. Гидроборатит, если встречается в значительных скоплениях, является важным сырьем для химической промышленности как источник борнокислых соединений. О применении см. ашарит.

Месторождения. Наиболее крупные скопления гидроборатита установлены в Индерском месторождении (к северу от Каспийского моря), где он встречается вместе с гипсом в виде прожилков и неправильной формы желваков, иногда крупных стяжений в красных глинах, в гипсовых породах, содержащих серые и серо-зеленые глины, и, наконец, в пустотах в виде почковидных масс с радиально-лучистым строением.

Из иностранных месторождений, содержащих гидроборатит, отметим Стассфуртское в Германии и месторождения в районе Инью в Калифорнии.

ИНЬБИТ— $Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$. Назван по месту открытия: месторождение боратов Инью у Фёрнес Крик в Калифорнии (США).

Химический состав. CaO 20.4%, B_2O_3 36.6%, H_2O 43.0%. Обычно почти химически чист.

Сингония моноклинная. **Облик кристаллов** толстотаблитчатый. Кристаллы бывают крупные; обычно они образованы формами: {001}, {110} и {111}. **Агрегаты** грубозернистые. Часто встречается также в виде друз в трещинах и в виде жезд в пустотах. Иногда наблюдается гру-

бое сферолитовое сложение с радиально-лучистым расположением игольчатых индивидов.

Цвет. Бесцветный, прозрачный или белый, иногда с розоватым или сероватым оттенком. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. $2V=70^\circ$. $Ng=1.516$, $Nm=1.505$, $Np=1.492$; $Ng-Np=0.024$ (значительно ниже, чем у курнаковита).

Твердость 2. Хрупкий. **Спайность** совершенная по {001}. **Уд. вес** 1.87. **Прочие свойства.** При выветривании теряет воду, становясь мутным.

Диагностические признаки. В кристаллических друзах иньбит можно предположить по кристаллам таблитчатого облика и сравнительно низкой твердости. В сплошных же массах без измерения оптических констант и химического анализа отличить от других боратов трудно.

П. п. тр., вскипая, легко плавится в эмалевый шарик. Пламя окрашивает в зеленый цвет. В холодной воде не растворяется. В горячей воде сначала белеет, затем медленно переходит в раствор. В кислотах легко растворим при слабом подогревании. Дегидратация происходит в пределах температур 57—159° (до 100° теряет около 70% воды).

Происхождение. Как и другие гексабораты, иньбит образуется в условиях водной среды в бороносных соляных озерах, а также при выветривании месторождений боратов. В последнем случае наблюдалось либо замещение им первичных боратов, в частности скоплений улексита, либо отложение иньбита в пустотах от выщелачивания в виде грубосферолитовых образований с радиально-лучистым строением. Наблюдалась случаи замещения иньбита улекситом, иногда карбонатами. Переходит также в менее богатый водой мейергофферит.

Практическое значение. Встречается иногда в значительных массах, имеющих самостоятельное промышленное значение, или совместно с другими боратами. О применении см. ашарит.

Месторождения. В СССР иньбит известен в районе оз. Индер, где он вместе с гипсами и глинами образовался в зоне выветривания залежей каменной соли. В США он в ассоциации с колеманитом распространен в месторождениях района Фёрнес Крик в Калифорнии.

МЕЙЕРГОФФЕРИТ— $Ca_2B_6O_{11} \cdot 7H_2O$. Триклин. с. Встречается в призматических бесцветных кристаллах, часто таблитчатого облика, а также в волокнистых массах белого цвета. Оптически отрицательный. $2V=79^\circ$. $Ng=1.560$, $Nm=1.535$, $Np=1.500$; $Ng-Np=0.060$. Тв. 2. Спайность по (010) и (100) совершенная. Уд. вес 2.12. П. п. тр. плавится, не растрескиваясь, но вспучиваясь. Найден в Фёрнес Крик в Калифорнии, где образуется за счет иньбита путем его частичного обезвоживания.

КОЛЕМАНИТ— $Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$. Монокл. с. Кристаллы имеют короткостолбчатый дипирамидальный облик. Чаще распространен в зернистых и сферолитовых массах. Цвет белый. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $2V=56^\circ$. $Ng=1.614$, $Nm=1.592$, $Np=1.586$; $Ng-Np=0.028$. $Np=c$; $cNg=84^\circ$. Тв. 4. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.44. В воде нерастворим. В HCl растворяется при подогревании. Крупные месторождения колеманита в ассоциации с бурой, гипсом и другими минералами известны в Калифорнии и Неваде (США) в виде высохших соляных озер и солончаков в районах с жарким сухим климатом. В Чили, близ Бакос дель Торо, колеманит отлагается из горячих источников. В небольших массах встречается в Индерском месторождении.

ВИТЧИТ— $Ca_2B_6O_{11} \cdot 2H_2O$. Монокл. с. Редкий. Бесцветный или белый. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $2V=37^\circ$. $Ng=1.621$, $Nm=1.553$, $Np=1.551$; $Ng-Np=0.070$. $NgNp=(010)$; $cNg=38^\circ$. Спайность по (010) совершенная и по (001) несовершенная. Уд. вес 2.58 и 2.69. Вместе с другими боратами обнаружен в колеманитовом руднике около Ланг (Лос-Анжелос, Калифорния) в виде жилков с поперечно-волокнистым строением в смеси с темносерой глиной в белом известняке.

ГИЛГАРДИТ— $Ca_8[B_6O_{11}]_3Cl_4 \cdot 4H_2O$. Монокл. с. В прозрачных бесцветных кристаллах. Блеск стеклянный. Оптически положительный. $2V=35^\circ$. $Ng=1.664$, $Nm=1.636$, $Np=1.630$; $Ng-Np=0.034$. Тв. 5. Спайность по (010) совершенная и по (100) несовершенная. Уд. вес 2.71. С ангидритом, данбурином, боратитом, гипсом, самородной

серой, марказитом и другими минералами найден среди нерастворимого остатка в керне из скважины Чоктоу Солт Дом (Луизиана, США).
ПАРАГИЛГАРДИТ — $\text{Ca}_8[\text{B}_6\text{O}_{11}]_3\text{Cl}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Трилин. с. По физическим свойствам аналогичен гилгардиту. Тв. 5. Уд. вес 2.71. Обладает пьезоэлектричеством. Найден там же и в тех же парагенетических ассоциациях, что и гилгардит.

5. ПРОЧЕЕ ПОЛИБОРАТЫ

Патерноит . . .	$\text{MgB}_8\text{O}_{13} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Пандермит . . .	$\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Калиборит . . .	$\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_{19} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	" "
Джинорит . . .	$\text{Ca}_2\text{B}_{14}\text{O}_{23} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	" "
Сульфоборит . . .	$\text{Mg}_3[\text{B}_2\text{O}_5][\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.

Здесь же опишем некоторые боросиликаты, образующиеся совместно с боратами в соленосных озерах:

Сирлезит	$\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Говлит	$\text{Ca}_2\text{B}_5\text{SiO}_9[\text{OH}]_5 ?$	Ромбич. с. ?
Бакерит	$\text{Ca}_8\text{B}_{10}\text{Si}_6\text{O}_{35} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$?

ПАТЕРНОИТ — $\text{MgB}_8\text{O}_{13} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. В микроскопических пластинках и мелкозернистых агрегатах белого цвета. Оптически положительный. $2V$ большой. $Ng=1.548$, $Nm=1.528$, $Np=1.509$; $Ng-Np=0.039$. $Np=b$; $cNg=71^\circ$. Твердость неизвестна. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес не определен. С астраханитом в соляных залежах Самбуко, Калачиберта в Сицилии.

ПАНДЕРМИТ — $\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Синюим: прицент. Монокл. с. В плотных метакolloидных массах белого цвета с раковистым матовым изломом. Оптически отрицательный. $2V=32^\circ$. $Ng=1.593$, $Np=1.574$; $Ng-Np=0.019$. $NgNp=(010)$; $cNp=20-23^\circ$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.43. По поведению перед паяльной трубкой и в кислотах сходен с колеманитом. Встречен в Иньо и в других местах в Калифорнии. Около порта Пандерма в Мраморном море (Турция). В значительных количествах встречается в Индерском месторождении боратов (к северу от Каспийского моря) в виде плотных масс.

КАЛИБОРИТ — $\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_{19} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Очень редкий. В мелких бесцветных, иногда красновато-коричневых кристалликах. Оптически положительный. $2V=81^\circ$. $Ng=1.550$, $Nm=1.525$, $Np=1.508$; $Ng-Np=0.042$. $Nm=b$; $cNg=65^\circ$. Тв. 4-5. Спайность по (100) и (001) совершенная. Уд. вес 2.13. Очень легкоплавкий. Встречен в Леопольдсхалле близ Стассфурта (Саксония), а также в Индерском месторождении, как первичный минерал с галитом и ангидритом в соляной залежи.

ДЖИНОРИТ (гинорит) — $\text{Ca}_2\text{B}_{14}\text{O}_{23} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Очень редкий. В прозрачных удлинённых призматических кристаллах. Оптически положительный. $2V=42^\circ$. $Ng=1.577$, $Nm=1.521$, $Np=1.517$; $Ng-Np=0.060$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.09. Встречен в Сассо Пизано (Тоскана, Италия) с кальцитом.

СУЛЬФОБОРИТ — $\text{Mg}_3[\text{B}_2\text{O}_5][\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Редкий. Наблюдался в бесцветных призматических кристалликах. Оптически отрицательный. $2V=70^\circ$. $Ng=1.544$, $Nm=1.540$, $Np=1.527$; $Ng-Np=0.017$. $NgNp=(010)$; $Ng=a$. Тв. 4. Спайность по (110) и (001). Уд. вес 2.4. Легко плавится. Встречается в соляных коях Вестергольм в Саксонии.

СИРЛЕЗИТ — $\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Редкий. Встречается в мелких сферолитах радиально-волоконного строения. Цвет белый. Оптически отрицательный. $2V$ средний. $Ng=1.535$, $Nm=1.533$, $Np=1.513$; $Ng-Np=0.022$. $NgNp \perp (010)$; $cNg=30^\circ$. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.45. Вместе с другими боратами в Сирле Лейк (Сан-Бернардино, Калифорния) и в Эсмеральда (Невада, США).

ГОВЛИТ — $\text{Ca}_2\text{B}_5\text{SiO}_9[\text{OH}]_5 ?$ Монокл. или ромбич. с. Встречается в бесцветных таблитчатых кристаллах, в плотных или землистых массах белого цвета. $Ng=1.605$, $Nm=1.598$, $Np=1.586$; $Ng-Np=0.019$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. $NgNp=(010)$; $cNg=44^\circ$. Тв. 3.5. Уд. вес 2.58. Легко плавится. В кислотах нерастворим. Встречен в больших количествах близ Ланга (Лос-Анжелос) и Сан-Бернардино в пустыне Могавак.

БАКЕРИТ — $\text{Ca}_8\text{B}_{10}\text{Si}_6\text{O}_{35} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Сингония неизвестна. Встречается в плотных фарфоровидных массах белого цвета. $Nm=1.583$ (1.64), $Ng-Np=0.02$. Тв. 4.5. Уд. вес 2.7-2.9. Плавится. В HCl растворяется с выделением студенистого кремнезема. Встречен в ассоциации с бурой в соленосных отложениях в пустыне Могавак (Сан-Бернардино, Калифорния).

X класс. СИЛИКАТЫ

Общие замечания. К классу силикатов относится огромное количество минералов. На долю их приходится примерно одна треть всего числа известных в природе минеральных видов. Количественное значение их окажется еще более разительным, если мы примем во внимание степень распространенности и весовые количества их в земной коре. По подсчетам А. Е. Ферсмана, силикаты составляют около 75% земной коры. Если мы сюда прибавим еще 12% свободного кремнезема (главным образом в виде кварца и опала), то нам станет совершенно ясной та исключительная роль, которую играет кремний в геохимии вообще.

Многие силикаты являются важнейшими породообразующими минералами не только во всех магматических горных породах, их гидротермально измененных разностях и контактово-метасоматических образованиях, но также в продуктах их выветривания, во многих осадочных горных породах (главным образом в глинах и глинистых сланцах), а также в разнообразных кристаллических сланцах. Значительную роль они играют и в минеральных составах почти всех месторождений полезных ископаемых, и не только как спутники рудных минералов, но в ряде случаев как носители ценных металлов (Ni, Zn, Be, Zr, Li, Cs, Rb, U, TR и т. д.). Немало мы знаем и неметаллических полезных ископаемых, представленных силикатами. К числу их принадлежат, например, асбест, каолин, так называемые отбеливающие глины, полевые шпаты как сырье для огнеупоров, керамики и т. д., не говоря уже о различных строительных материалах. Целый ряд силикатов (изумруд, аквамарин, турмалин, топаз, родонит, нефрит и др.) издавна используются в качестве драгоценных и поделочных камней.

Главнейшие элементы, входящие в состав силикатов, могут быть сведены к следующему:

Na, K, Li
 Ca, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Be
 Al, Fe³⁺, B
 Si, Zr, Ti
 O, F, H (в виде (H)⁺, [OH]⁻ и H₂O).

Многочисленные другие элементы (Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, Zn, Ni, Co, Cu, Bi, Sb, Cr, V, Sc, Y, TR, Th, Sn, U, Nb, S, Cl, C в виде [CO₃]²⁻, P и другие) присутствуют в относительно редких минеральных видах.

Несмотря на сравнительно небольшое количество приведенных выше главнейших элементов, участвующих в составе силикатов, в природе мы наблюдаем необычайное разнообразие соединений, часто весьма сложной конституции и переменного состава. В ранее рассмотренных классах кислородных солей химические составы минералов выражались, как мы видели, довольно простыми химическими формулами. Среди силикатов к числу таких соединений принадлежит сравнительно небольшое количество минералов. В очень многих случаях данные химических анализов нередко не позволяют вывести простых формул вследствие наличия многочисленных примесей и некоторого непостоянства состава минеральных видов. Это явление не может быть объяснено неточностью самих химических анализов или микроскопическими включениями каких-либо посторонних минералов. Сложность их состава обусловлена, как мы увидим при описании отдельных групп минералов, кристаллохимическими особенностями этих соединений.

О конституции силикатов. Еще до рентгенометрических исследований вопросу о химической природе силикатов было уделено весьма большое внимание. Им занимались такие крупные ученые, как Вернадский, Чермак, Грот, Кларк, и много других.

К разрешению этой труднейшей проблемы подходили путем тщательного сопоставления эмпирических формул минералов с учетом известных в то время из химии валентностей отдельных элементов, путем детального изучения химических и физических свойств минералов и продуктов лабораторного синтеза, поведения минералов в природных условиях, особенно продуктов их разложения, что приводило к выявлению ряда эмпирических закономерностей. В общей сложности была проделана огромная работа.

На основании многих косвенных умозаключений были созданы различные, нередко противоречивые гипотетические представления по вопросу о конституции многих сложных по составу силикатов с построением тех или иных схем структурных формул. Некоторые положения, выведенные с изумительной по глубине интуицией (Вернадский), в значительной мере сохранили свое значение и в настоящее время, но некоторые положения, после применения современных точных методов исследования, не получили подтверждения.

Несмотря на то, что прежние гипотетические представления в настоящее время в большинстве утратили свое значение, следует все же сказать, что они сыграли бесспорную историческую роль в развитии минералогии силикатов. Без этих исследований, в особенности по выявлению свойств минералов, расшифровка ряда сложнейших кристаллических структур, в частности полевых шпатов, была бы в значительной мере затруднена.

Мы не будем останавливаться на детальном изложении истории этого вопроса. Коснемся лишь некоторых вопросов терминологии, укоренившейся в минералогической литературе.

Силикаты на основе представлений о молекулярном строении вещества рассматривались как соли (кислые, средние и основные) многочисленных гипотетических кислот: кремниевых, алюмокремниевых, титано-цирконо-кремниевых и др. С этой точки зрения среди собственно силикатов выделялись:

- 1) ортосиликаты, как соли кислоты H_4SiO_4 ,
 - 2) метасиликаты, как соли кислоты H_2SiO_3 ,
 - 3) пиросиликаты, как соли кислоты $H_6Si_2O_7$,
- и т. д.

Если еще для первого типа соединений, как увидим ниже, по многим свойствам, в том числе и строению кристаллических решеток, мы действительно можем усмотреть признаки типичных солей, аналогичных ранее описанным фосфатам, сульфатам и др., то в последующих типах солей, особенно в более богатых кремнеземом, эти признаки заметно ослабевают. Последние типы соединений фактически занимают промежуточное положение между типичными солями и окислами (в частности SiO_2). Для удобства описаний мы сохраним лишь некоторые из приведенных выше названий с учетом только что сказанного.

Упомянем также о том, что в литературе можно встретить другие, менее удачные названия типов силикатов, основанные на количественных соотношениях между атомами кислорода у ангидрида (SiO_2) и оснований (по эмпирическим формулам). Ортосиликаты (например, форстерит — $2MgO \cdot SiO_2$) назывались моно сили к а т а м и, так как отношение количеств атомов кислорода у SiO_2 и MgO (2:2) равно 1, метасиликаты — ди сили к а т а м и (например, энстатит — $MgO \cdot SiO_2$);

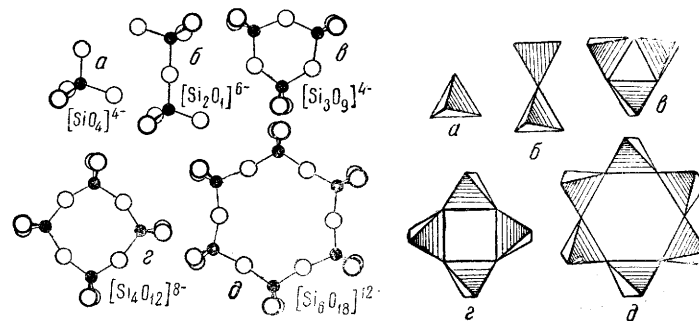
альбит ($Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$) с этой точки зрения назывался три сили к а т о м.

Современные представления о конституции силикатов развились главным образом на основе кристаллохимических обобщений (У. Брэгг, Е. Шибольд, Л. Паулинг, Н. В. Белов).

Рентгенометрические исследования многих десятков и притом самых различных по составу силикатов привели к следующим весьма важным выводам, относящимся к особенностям кристаллических структур этих соединений.

1. Во всех изученных силикатах каждый ион Si^{4+} всегда находится в окружении четырех ионов O^{2-} , располагающихся в углах по тетраэдру вокруг него (фиг. 451). Связь между ионами кислорода с кремнием гораздо сильнее, нежели с другими металлами, играющими роль катионов в кристаллических структурах силикатов. Размеры этих кремнекислородных тетраэдров почти строго постоянны. Расстояние $Si-O$ составляет всего 1.6 Å. Это обстоятельство, а также другие рентгенометрические данные убеждают в том, что связь $Si-O$ является не совсем полярной.

Таким образом, кремнекислородный тетраэдр, т. е. группа $[SiO_4]^{4-}$ является основной структурной единицей всех силикатов.



Фиг. 451. Типы отдельных групп кремнекислородных тетраэдров (в двух изображениях)

a—единичный изолированный тетраэдр $[SiO_4]^{4-}$; б—группа из двух связанных общей вершиной тетраэдров $[Si_2O_7]^{6-}$; в—группа из трех тетраэдров, связанных в кольцо $[Si_3O_9]^{4-}$; г—группа из четырех тетраэдров, связанных в кольцо $[Si_4O_{12}]^{8-}$; д—группа из шести тетраэдров, связанных в кольцо $[Si_6O_{18}]^{12-}$.

2. Кремнекислородные тетраэдры в кристаллических решетках силикатов могут находиться либо в виде изолированных друг от друга структурных единиц SiO_4 , либо могут сочленяться друг с другом разными способами, образуя сложные комплексные анионные радикалы. При этом сочленение совершается только через углы тетраэдров с образованием общих вершин, но не через ребра или грани. Наиболее полный случай таких сочленений мы будем, очевидно, иметь тогда, когда все четыре вершины каждого тетраэдра одновременно являются общими и для окружающих четырех тетраэдров SiO_4 . Такой случай, как мы знаем, имеет место для кристаллических структур минералов группы кварца (см. стр. 426 и сл.) с общей формулой SiO_2 .

Следовательно, отношение $O:Si$ в комплексных анионных радикалах силикатов может колебаться в пределах от 4:1 до 2:1.

3. В зависимости от того, происходит ли сочленение кремнекислородных тетраэдров и каким образом оно происходит, мы будем иметь

различные пространственные формы анионных комплексных радикалов.

Приведем наиболее типические примеры их.

а) Комплексный анион представлен изолированными тетраэдрами $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (см. фиг. 451 а), удерживаемыми в решетке с помощью катионов других металлов. Общий отрицательный заряд каждой такой группы равен -4 (каждый ион кислорода отдает кремнию лишь половину своего двойного отрицательного заряда). Этот тип структуры широко представлен в ортосиликатах, например в форстерите $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$, цирконе $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$, гранате $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ и т. д.

б) Комплексный анионный радикал представлен изолированными группами $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$, состоящими из двух связанных друг с другом кремнекислородных тетраэдров SiO_4 с одной общей вершиной (см. фиг. 451 б). Легко подсчитать, что общий отрицательный заряд этого комплекса равен -6 . Кислородный ион, располагающийся в общей вершине, электростатически инертен. Следовательно, активные кислородные ионы, остаточные отрицательные заряды которых в решетке нейтрализуются катионами металлов, располагаются на двух противоположных друг другу концах анионного комплекса (см. фиг. 451 б). Примеры соединений (пиросиликатов), обладающих такими комплексными анионами, многочисленны (примером может быть тортвейтит — $\text{Sc}_2 \cdots [\text{Si}_2\text{O}_7]$).

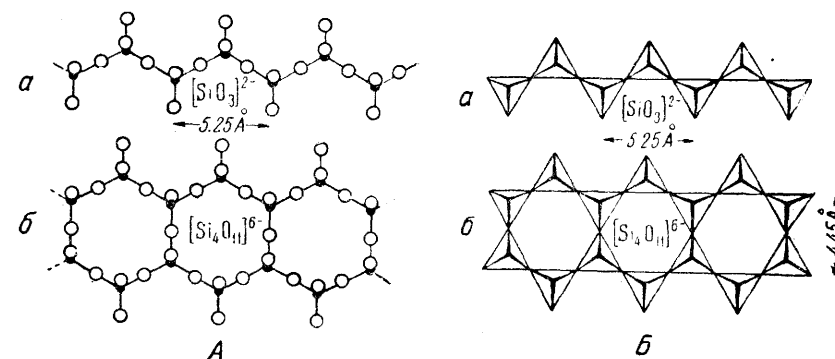
в) Комплексный анион состоит из 3, 4, 6 кремнекислородных тетраэдров, связанных друг с другом уже через две общие вершины в замкнутые плоские изолированные кольца (см. фиг. 451 в, г и д). Комплексные анионы в этих случаях представлены соответственно: $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$ и $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$. С полной достоверностью среди силикатов пока установлены первый и третий случаи подобных колец. Общая валентность каждого такого радикала определяется числом наружных кислородных ионов, каждый из которых обладает одной некомпенсированной отрицательной валентностью. Примерами могут служить бенитоит — $\text{BaTi}[\text{Si}_3\text{O}_9]$ и берилл — $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. По прежней классификации соединения данного структурного типа на основании одной лишь химической формулы относили к метасиликатам — $\text{R} \cdots [\text{SiO}_3]$. Однако в структуре минералов, в противоположность первым двум типам, мы не имеем изолированных групп SiO_3 , как это отражалось в прежних формулах.

г) Комплексные анионы представлены одномерными непрерывными цепочками и связанными друг с другом кремнекислородных тетраэдров. В верхней части фиг. 452 изображена простая одинарная цепочка, в которой каждый тетраэдр связан с соседними тетраэдрами двумя углами с инертными ионами кислорода в них, а два активных кислородных иона в каждом тетраэдре расположены таким образом, что один из них находится над ионом Si, а второй откинут попеременно то в верхнюю, то в нижнюю сторону. Между такими линейно вытянутыми радикалами располагаются катионы металлов.

Как и в предыдущем типе, в каждом кремнекислородном тетраэдре два иона кислорода целиком принадлежат иону Si, а два остальных (инертные) как бы делятся пополам между соседними тетраэдрами. В сумме на каждый ион Si приходится три иона кислорода, из которых два имеют по одной свободной валентности. Таким образом, состав и валентность таких радикалов могут быть выражены в следующем виде: $n[\text{SiO}_3]^{2-}$, где n означает полимеризацию. Такое строение кислотного радикала характерно для группы пироксенов, относимых к типичным метасиликатам с общей формулой $\text{R} \cdots [\text{SiO}_3]$. Однако здесь так же,

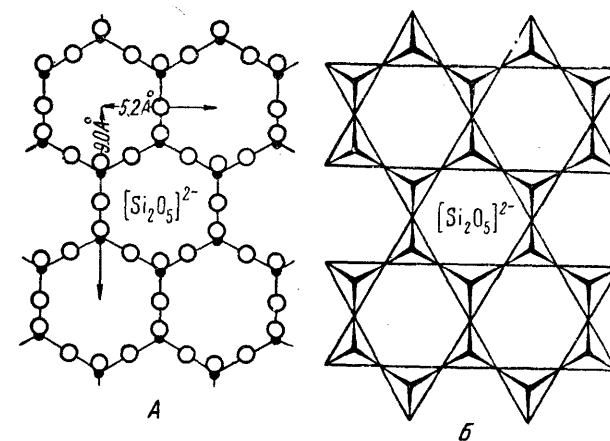
как и в предыдущем типе кристаллических структур, мы не наблюдаем изолированных групп SiO_3^* .

В нижней части фиг. 452 приведена двойная цепочка, или, вернее, лента, непрерывно связанных кремнекислородных тетраэдров. Она может быть получена из одинарной цепочки путем ее отражения в плоскости, перпендикулярной к чертежу и параллельной оси цепочки.



Фиг. 452. Типы одномерных непрерывных цепочек кремнекислородных тетраэдров (в двух изображениях — А и Б) Вершины тетраэдров, направленные к наблюдателю, утолщены (Б) а — одинарная цепочка, б — двойная цепочка (лента)

ки. Такие ленточные сочленения кремнекислородных тетраэдров характерны для группы амфиболов. Нетрудно подсчитать, что состав и валентность таких радикалов в пределах одного периода выражается в виде формулы: $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$.



Фиг. 453. Лист кремнекислородных тетраэдров гексагонального строения

Необходимо упомянуть о том, что в кремнекислородных тетраэдрах ион Si иногда частично заменяется ионом Al, находящимся также в окружении четырех ионов кислорода.

* Однако, как для данного комплексного аниона, так и для всех последующих типов сочленения тетраэдров в непрерывные комплексы в квадратных скобках будем обозначать условную единицу, в данном случае единицу длины цепочки одного периода в $5,25 \text{ \AA}$ (см. фиг. 452). Следовательно, формула анионов пироксенов будет выражаться: $[\text{Si}_2\text{O}_5]$.

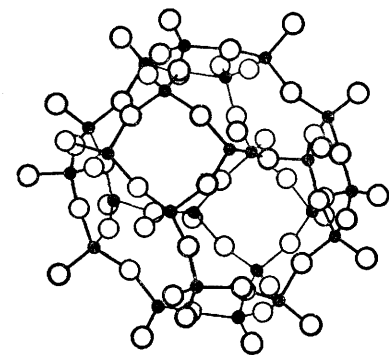
Встречаются и другие, более сложные виды, представленные особыми цепочками.

д) Комплексные анионы представлены двумерными слоями кремнекислородных тетраэдров. Строение таких слоистых радикалов характеризуется тем, что тетраэдры соединяются друг с другом уже тремя общими вершинами и образуют, таким образом, плоский слой или лист непрерывной протяженности в двух измерениях (фиг. 453) наподобие гексагональной сетки. Свободные или активные ионы кислорода (по одному от каждого тетраэдра) направлены все в одну сторону (вверх или вниз от плоскости чертежа), образуя особый, активный лист в слое тетраэдров. Химическая формула такого анионного слоя в пределах гексагона выразится следующим образом: $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$. При этом нередко часть ионов Si в кремнекислородных тетраэдрах бывает заменена ионами Al с координационным числом 4. Каждый такой слой с помощью листа активных ионов кислорода через катионы металлов тем или иным способом связан с другими совершенно аналогичными по строению слоями. Примерами таких кристаллических структур могут служить структуры пластинчатых минералов, обладающих весьма совершенной спайностью в одном направлении: слюд, талька, хлоритов и т. д.

Известны и более сложные слоистые кристаллические решетки.

е) Комплексные анионы образованы непрерывными трехмерными каркасами кремнекислородных тетраэдров, у которых каждый ион кислорода принадлежит одновременно двум тетраэдрам. Нет ни одного угла тетраэдра с активным кислородным ионом. Как уже указывалось, примером таких каркасов являются минералы группы кварца, представляющие как бы чистый ангидрид с формулой SiO_2 .

Однако подобные же кристаллические решетки наблюдаются и в силикатах (фиг. 454). Правда, при этом часть ионов Si всегда бывает заменена ионами Al^{3+} с тем же координационным числом (на этом вопросе ниже специально остановимся). Химическая формула комплексных анионов каркасного строения в общем виде может быть выражена так: $[\text{Si}_{n-x}\text{Al}_x\text{O}_{2n}]$ (аналогично формуле кварца). Вследствие того, что какая-то часть ионов Si^{4+} заменена ионами Al^{3+} (при сохранении общего числа кислородных ионов), этот радикал, как легко подсчитать, обладает все же некоторым остаточным отрицательным зарядом. Примером могут служить полевые шпаты: $\text{Na}[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$, $\text{Ca}[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8]$ и многие другие минералы. Катионы металлов Na,



Фиг. 454. Алюмокремнекислородный каркас в кристаллической структуре нозеана

Ca и др., компенсирующие остаточную отрицательную валентность анионных каркасов, располагаются внутри их (в соответствующих «полостях» решетки).

Таким образом, общие черты кристаллохимии силикатов на основе деления комплексных анионов из тетраэдров SiO_4 на 0, 1, 2 и 3-мерные радикалы могут быть сведены в следующую таблицу (табл. 19).

4. Одной из главных и наиболее замечательных особенностей конституции многих силикатов является роль ионов Al в их кристаллических структурах.

Таблица 19

Систематика кремнекислородных анионов на основе соотношений Si : O

Si : O	Формула и тип аниона	Заряд аниона	Заряд на 1 Si	Примеры
1 : 4	$[\text{SiO}_4]$ тетраэдр	-4	-4	Форстерит— $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$
2 : 7	$[\text{Si}_2\text{O}_7]$ удвоенный тетраэдр	-6	-3	Тортвейтит— $\text{Sc}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$
1 : 3	$[\text{Si}_3\text{O}_9]$ кольцо	-6	-2	Бенитоит— $\text{BaTi}[\text{Si}_3\text{O}_9]$
1 : 3	$[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ кольцо	-12	-2	Берилл— $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
1 : 3	$[\text{SiO}_3]_n$ цепочка	-2n	-2	Диопсид— $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
4 : 11	$[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_n$ лента	-6n	-1.5	Тремолит— $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
2 : 5	$[\text{Si}_2\text{O}_5]_n$ слой	-2n	-1	Тальк— $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5]_2[\text{OH}]_2$
1 : 2	$[(\text{Al}_x\text{Si}_{n-x})\text{O}_{2n}]$ каркас	$-x < -\frac{1}{2}n$	-	Альбит— $\text{Na}[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$

До рентгенометрических исследований одни ученые (например, Грот, Кларк) считали, что Al по аналогии с Mg, K, Na и другими металлами в конституции силикатов играет роль основания, тогда как В. И. Вернадский доказывал, что Al в силикатах, наряду с Si, входит в состав кислотных радикалов, в связи с чем он выделял многочисленные алюмокремниевые кислоты, их ангидриды и соли (алюмосиликаты).

Изучение кристаллических структур силикатов с помощью рентгеновских лучей позволило решить этот вопрос. Оказалось, что алюмосиликаты действительно существуют среди соединений класса силикатов. Однако, наряду с этим в значительном количестве устанавливаются и силикаты алюминия (часто вместе с другими металлами).

Таким образом, Al^{3+} в конституции силикатов играет двойную роль: то как компонент анионных радикалов, находясь, так же как и Si^{4+} , в четверном окружении ионов кислорода, то как отдельный катион, один или вместе с другими катионами металлов нейтрализующий отрицательный заряд анионов, располагаясь в шестерном окружении ионов кислорода или гидроксидов подобно Mg^{2+} . Известно даже немало случаев, когда в одном и том же силикате одни ионы Al участвуют в комплексном анионе, другие — среди катионов, занимающих промежутки между отрицательно заряженными радикалами.

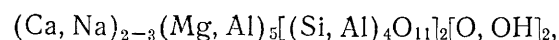
Благодаря этим открытиям многое из того, что раньше казалось совершенно непостижимым, теперь, на основании точнейших физических данных, получило реальное объяснение в полном соответствии со свойствами минералов. При характеристике отдельных групп силикатов мы не раз остановимся на этом вопросе.

Итак, в алюмосиликатах ионы кислорода вокруг Al^{3+} имеют ту же четверную координацию, что и вокруг Si^{4+} . Возможность замены кремнекислородных тетраэдров алюмокислородными вытекает из чисто геометрических соображений: отношение ионных радиусов O^{2-} и Al^{3+} равно 0,43, т. е. находится близко к границе между возможной четверной координацией аналогично Si^{4+} , и шестерной — аналогично Mg^{2+} . Однако, такая замена Si^{4+} на Al^{3+} имеет очень важные последствия, весьма существенно сказывающиеся на конституции алюмосиликатов.

В самом деле, в то время как в кремнекислородном тетраэдре SiO_4 мы имеем 4 ненасыщенных валентности, в алюмокислородном тетраэдре AlO_4 это число возрастает до 5 ($8 - 3 = 5$). Следовательно, каждый алюмокислородный тетраэдр в комплексном анионном радикале увеличивает его отрицательный заряд на единицу и требует его компенсации каким-либо положительно заряженным катионом в соответствии со стереометрией решетки данного соединения. Это легко показать на примере соединения с каркасным строением кристаллических решеток:

Кварц — Si_4O_8
Альбит — $Na[Si_3AlO_8]$
Нефелин — $Na_2[Si_2Al_2O_8]$
Анортит — $Ca[Si_2Al_2O_8]$ и др.

Отношение $Si : Al$ не обязательно должно быть целым числом, но уравнивание отрицательных и положительных зарядов для устойчивой кристаллической решетки является безусловно необходимым. Отсюда должно быть ясным, почему данные химических анализов алюмосиликатов не всегда просто рассчитываются на химическую формулу минерала. Например, общая формула роговой обманки имеет следующий вид:



где в радикале отношение $Si : Al$ может меняться от 3 до ∞ .

Важно подчеркнуть, что возникновение AlO_4 может происходить при определенных условиях. Образование каркасов из тетраэдрических групп AlO_4 и SiO_4 имеет место лишь при одновременном участии в строении решетки относительно крупных по размерам катионов с низким зарядом (Na^{1+} , K^{1+} , Ca^{2+} , Ba^{2+} и др.). Таковы многочисленные представители группы полевых шпатов и цеолитов. Характерно, что при выветривании, когда происходит выщелачивание щелочных и щелочно-земельных металлов, группы AlO_4 разрушаются, и в образующемся за счет полевых шпатов каолините Al^{3+} участвует уже в шестерной координации. То же самое происходит и с другими типами кристаллических структур, в которых присутствуют в качестве составной части анионы группы AlO_4 .

В средах, богатых глиноземом, группы AlO_4 возникают при высоких температурах. Экспериментально показано, что такие минералы, как каолинит и дистен, в которых весь Al^{3+} присутствует в шестерной координации, в этих условиях ($1400-1500^\circ$) частью превращаются в силлиманит или муллит, т. е. в силикаты, содержащие также группы AlO_4 с четверной координацией. Характерно, что на кривых нагревания при этом устанавливаются резко выраженные экзотермические эффекты, отвечающие, очевидно, моменту перестройки решетки.

В связи с этим необходимо в двух словах коснуться также вопроса о так называемом каолиновом ядре. В свое время В. И. Вернадский, на основе наблюдений над природными явлениями разрушения минералов и данных экспериментальных исследований, пришел к выводу

о существовании в алюмосиликатах, в частности в полевых шпатах, весьма стойкого по отношению к естественным процессам ядра состава $Al_2Si_2O_7$. Сама идея тесной связи Al с Si в глиноземсодержащих силикатах впоследствии оказала неоценимую услугу при расшифровке с помощью рентгенометрических исследований столь сложных в структурном отношении минералов, какими являются алюмосиликаты. При этом однако выяснилось, что далеко не все глиноземсодержащие силикаты являются алюмосиликатами, т. е. такими, в которых Al играет одинаковую роль с Si . Но и в алюмосиликатах с их непрерывной протяженностью в пространстве алюмокремнекислородных радикалов, строго говоря, не существует обособленности групп, подобных предполагавшемуся «каолиновому ядру». Сам каолинит, образующийся при выветривании алюмосиликатов, как оказалось, по существу является силикатом алюминия, а не алюмосиликатом или «алюмокремниевой кислотой».

5. В составе многих силикатов принимают участие так называемые дополнительные анионы: O^{2-} , $[OH]^{1-}$, F^{1-} , Cl^{1-} , $[CO_3]^{2-}$ и другие, нейтрализующие избыточный положительный заряд катионов. В ряде случаев допускают, что $[OH]^{1-}$ и F^{1-} могут заменять ионы кислорода в самих комплексных анионных радикалах.

Наконец, в состав ряда силикатов входит H_2O . Молекулы H_2O обычно весьма слабо удерживаются кристаллическими решетками в их пустых промежутках или каналах.

6. Во всех силикатах количество кислородных ионов превалирует над ионами остальных элементов. Так как ион кислорода обладает значительно большей величиной ионного радиуса по сравнению с катионами, то естественно, что размеры элементарных ячеек, как и в других кислородных соединениях, главным образом зависят от числа кислородных ионов в ячейке и их расположения в пространстве.

Отсюда вытекает, что в силикатах, являющихся членами одного и того же изоморфного ряда, число кислородных ионов должно быть одинаковым.

7. В классе силикатов наряду с изовалентным изоморфизмом широко распространены и явления гетеровалентного изоморфизма.

Классическим примером гетеровалентного изоморфизма является ряд плагиоклазов: $Na[Si_3AlO_8] - Ca[Si_2Al_2O_8]$. Здесь Na^{1+} заменяется близким к нему по объему Ca^{2+} . Происходящее при этом увеличение положительного заряда на единицу сопровождается соответствующей заменой в радикале: один ион Si^{4+} заменяется ионом Al^{3+} или анион $[SiO_4]^{4-}$ анионом $[AlO_4]^{5-}$ т. е. происходит увеличение и отрицательного заряда на единицу.

Таким образом, как в этом, так и во многих других подобных примерах строго подтверждается, что компоненты, образующие изоморфные смеси, должны иметь: а) одно и то же число кислородных ионов, поскольку размеры элементарных ячеек мало меняются, и б) одинаковую общую валентность заменяемых и заменяющих ионов ($Na^{1+}Si^{4+} = Ca^{2+}Al^{3+}$, $Ca^{2+}Si^{4+} = Na^{1+}P^{5+}$ и т. д.), требуемую необходимым условием равенства электростатических положительных и отрицательных зарядов в кристаллической структуре.

Что касается количественных соотношений заменяемого и заменяющего ионов, то следует сказать, что, как правило, их числа равны. Однако, как мы увидим ниже, при описании минералов устанавливаются вполне оправдываемые исключения. Так, например, $3Mg^{2+}$ заменяются $2Al^{3+}$, $3Fe^{2+} - 2Fe^{3+}$ и др., причем общая валентность среди катионов сохраняется (в анионном радикале при этом не будет происходить

каких-либо изменений). Следует подчеркнуть, что такого рода замены могут происходить лишь в определенных типах кристаллических структур. Наиболее благоприятные условия для такого рода замещений создаются в слоистых структурах силикатов.

Как и в других классах, среди силикатов распространены случаи ограниченной смесимости минеральных видов, а также явления распада твердых растворов.

Ограниченная смесимость изоструктурных, т. е. сходных по кристаллической структуре, соединений обуславливается значительной разницей в размерах заменяющих и заменяемых ионов. Например, давно установлено, что однотипные силикаты Ca и Mg легко дают двойные соединения (монтчеллит, диопсид и др.), ограниченно смешивающиеся со своими составными компонентами (конечными членами ряда), и притом в условиях высоких температур.

Лишь между $Mg_2Si_2O_6$ и $MgCaSi_2O_6$ (клиноэнстатит — диопсид) существуют непрерывные изоморфные смеси в природных условиях.

8. Важной характеристикой структур силикатов являются также координационные числа, от которых зависят изоморфные замещения. Некоторые катионы имеют по два и даже по три таких числа. Ниже приведен список элементов, обычно распространенных в силикатах, и их координационные числа, установленные в изученных кристаллических структурах:

B — 4	Al — 4, 5 и 6	Fe ³⁺ — 4 и 6	Sc — 6
Si — 4	Mg — 4 и 6	Na — 6 и 8	Ti — 6
Be — 4	Fe ²⁺ — 4 и 6	Ca — 6, 7 и 8	Zr — 8
Zn — 4	Mn — 4, 6 и 8	Li — 6	Ba — 12

Как и следовало ожидать, координационные числа возрастают с увеличением радиусов ионов. Из приведенного списка можно также видеть, что Ti^{4+} и Zr^{4+} не встречаются в четверном окружении ионов кислорода и, следовательно, они не бывают заместителями Si^{4+} в кремнекислородных тетраэдрах. Поэтому прежние представления о «титано-силикатах» и «цирконосилкатах» оказываются с этой точки зрения неверными. Эти элементы в кристаллических структурах минералов принимают участие в качестве обычных катионов, располагаясь в решетках между анионными радикалами. Однако для титана все же удалось показать, что лишь при сравнительно высоких температурах Ti^{4+} в значительной степени способен заменять Si^{4+} в пироксенах.

Что касается Fe^{3+} , то этот элемент в ряде случаев входит в комплексный анион как заместитель Si^{4+} совершенно аналогично Al^{3+} со всеми вытекающими отсюда последствиями. Такие случаи имеют место для ряда сильно железистых силикатов.

О классификации силикатов. В настоящее время, когда рентгенометрические исследования минеральных тел достигли значительных успехов, классификация силикатов, естественно, должна быть построена не только на основании их химических составов, но также с учетом типов кристаллических структур, рассмотренных выше.

Различные способы сочленений кремнекислородных тетраэдров накладывают совершенно определенный отпечаток как на химические формулы минералов и морфологические особенности их кристаллов, так и на многие физические их свойства (показатели преломления, дву-преломление, удельные веса и т. д.). Как будет видно из описаний отдельных групп минералов, они являются более или менее характерными для каждого структурного типа силикатов.

Порядок расположения этих типов структур может быть различным. Одни авторы систематику силикатов строят в том порядке, как это мы рассмотрели выше: начиная от типа структур с изолированными кремнекислородными тетраэдрами и кончая каркасными структурами непрерывного протяжения в трехмерном пространстве. Другие принимают обратный порядок, причем систематика силикатов начинается с кварца, обладающего типичным каркасным строением решетки.

Мы остановимся на первом варианте, т. е. начнем с тех групп силикатов, которые отвечают типичным солям и являются наиболее простыми и близкими по своей конституции к минералам ранее рассмотренных классов кислородных солей. В отличие от них, класс силикатов разобьем на ряд подклассов.

Общая схема этого деления выразится в следующем виде:

Подкласс А. Силикаты с изолированными анионными тетраэдрами SiO_4 в кристаллических структурах.

Подкласс Б. Силикаты с изолированными анионными группами тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах.

Тип 1. С изолированными анионными группами Si_2O_7 .

Тип 2. С кольцевыми анионными радикалами Si_nO_{3n} .

Подкласс В. Силикаты с непрерывными цепочками тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах.

Тип 1. С одинарными цепочками $[SiO_3]_n$.

Тип 2. С двойными цепочками $[Si_4O_{11}]_n$.

Подкласс Г. Силикаты с непрерывными слоями тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах.

Подкласс Д. Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами тетраэдров $(Si, Al)O_4$ в кристаллических структурах.

Такова схема деления силикатов на подклассы и типы. Нет сомнения в том, что по мере дальнейшего изучения кристаллических структур она будет соответственно пополнена. В данный же момент ряд минералов, которые до установления других типов кристаллических структур не укладываются непосредственно в данную классификацию, приходится распределять в значительной мере условно, исходя из характеристики их свойств. Как и во всякой классификации, затруднения создаются также при отнесении к тому или другому подклассу промежуточных по кристаллическому строению силикатов, т. е. содержащих одновременно разные группы анионов. Пока таких минералов известно очень немного.

При описании минералов там, где это необходимо для удобства изложения материала, в отдельных подклассах мы будем делить минералы на простые и сложные по составу, а также на нормальные (т. е. не содержащие посторонних анионов) и содержащие добавочные анионы. При делении на группы, как всегда, будем учитывать общность тех или иных свойств минералов. При этом недостаточно изученные минералы или такие, которые не укладываются в намеченные группы, с той или иной условностью будем относить к числу «прочих минералов» в каждом отдельном типе или подклассе.

Подкласс А. Силикаты с изолированными тетраэдрами SiO_4 в кристаллических структурах

Характернейшей чертой кристаллических структур относящихся сюда силикатов является наличие в них в качестве структурных единиц обособленных тетраэдрических анионов $[SiO_4]^{4-}$. Как уже указывалось во введении, эти тетраэдры в кристаллических структурах рассматри-

ваемых здесь минералов располагаются изолированно, т. е. ни один из кислородных ионов, окружающих ион Si, не является общим для других смежных с ним кремнекислородных тетраэдров.

С химической точки зрения эти силикаты рассматриваются как ортосиликаты, т. е. соли гипотетической кислоты H_4SiO_4 . Среди катионов в силикатах этого типа главнейшую роль играют: Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , отчасти Ni^{2+} , Co^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , а также Al^{3+} , Fe^{3+} , отчасти Mn^{3+} , Cr^{3+} , иногда Pb^{2+} , Be^{2+} , Ti^{4+} , Zr^{4+} , Th^{4+} и изредка Nb^{5+} . Щелочи Na^{1+} и K^{1+} встречаются в исключительных случаях. Редкие земли иногда также принимают участие в строении кристаллических решеток наряду с кальцием, натрием и отчасти торием. Алюминий, в отличие от других типов силикатов, никогда не входит в кристаллическую решетку в виде комплексных анионов с четверной координацией, т. е. не заменяет Si в его тетраэдрических группах. То же относится к титану и цирконю. Допускают лишь, что фосфор, изредка присутствующий в незначительных количествах, может заменять ионы кремния (см. группу апатита).

Физические свойства силикатов этого типа довольно характерны и обусловлены особенностями компактных кристаллических решеток. Формы кристаллов, как правило, изометрические. Минералы обладают высокой твердостью и относительно повышенными удельными весами, вследствие плотной упаковки ионов. Этим же объясняются и повышенные показатели преломления. В большинстве случаев минералы бесцветны или слабо окрашены. Интенсивная окраска бывает свойственна лишь разностям, содержащим хромофоры.

Весьма характерно поведение минералов этого подкласса (и вообще силикатов с изолированными анионными группами) при разложении их кислотами: разлагаясь, они дают гель кремнезема в виде студенистого остатка. Дисперсной фазой очевидно являются группы SiO_4 , освободившиеся при разложении от связей с катионами. Силикаты с непрерывными цепочками, слоями, каркасами, в противоположность этому, при растворении в кислотах оставляют «зернистый» осадок.

Здесь относятся следующие группы силикатов¹:

Простые силикаты

Нормальные

1. Группа оливина
3. Группа виллемита
5. Группа ларнита
7. Группа циркона

С добавочными анионами

2. Группа гумита
4. Группа ходкинсонита
6. Группа спёррита
8. Группа топаза
9. Группа дистена
10. Группа ставролита

Сложные силикаты

Нормальные

11. Группа граната

С добавочными анионами

12. Группа везувияна
13. Группа сфена
14. Группа вёлерита
15. Группа ринколита
16. Группа кентролита
17. Группа силикатов урана
18. Прочие силикаты с изолированными тетраэдрами.

¹ Нумерация групп дана в том порядке, в каком приведено их описание.

1. ГРУППА ОЛИВИНА

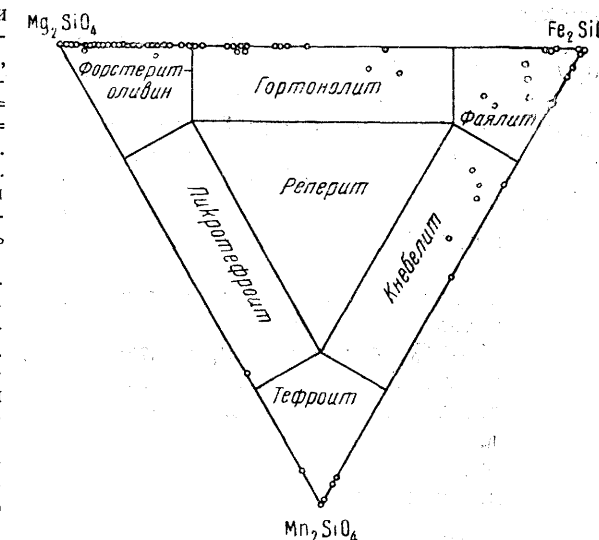
К этой группе относятся силикаты типа $A_2 \cdot SiO_4$, где $A = Mg, Fe, Mn, Ni, Co, Zn, Ca$ и Pb . Все они, за исключением Ca и Pb , в кристаллических решетках изоморфно замещают друг друга. Последние два элемента, вследствие больших размеров их ионных радиусов, обуславливают образование двойных соединений. В эту группу включаются следующие минералы ромбической сингонии:

	a_0	b_0	c_0
Форстерит Mg_2SiO_4	4.77	10.26	5.99
Оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$	4.77	10.28	6.00
Гортонолит $(Mg, Fe)_2SiO_4$			
Фаялит Fe_2SiO_4	4.80	10.59	6.16
Кнебелит $(Fe, Mn)_2SiO_4$			
Тефроит Mn_2SiO_4			
Пикротефроит $(Mn, Mg)_2SiO_4$			
Реперит $(Fe, Mn, Mg)_2SiO_4$			
Глаукохроит $CaMnSiO_4$			
Монтгеллит $CaMgSiO_4$	4.815	11.08	6.37
Ларсенит Pb_7nSiO_4			
Кальциоларсенит $PbCaSiO_4$			

ФОРСТЕРИТ — Mg_2SiO_4 . Синоним: болтонит. Ромбич. с. Является чистым магnezным членом изоморфного ряда: Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 (фиг. 455). Теоретический состав: MgO 57.1%, SiO_2 42.9%. Встречающиеся бесцветные прозрачные кристаллы имеют изометрический или слегка уплощенный облик и представляют комбинацию следующих форм: (110), (010), (111) и (001). Блеск стеклянный, сильный. $Ng=1.670$, $Nm=1.651$, $Np=1.635$; $Ng-Np=0.035$. $2V=+85^\circ$. Тв. 7. Спайность по (010) заметная. Уд. вес 3.217. Не растворяется в HCl . Порошок в концентрированной H_2SO_4 дает студень SiO_2 .

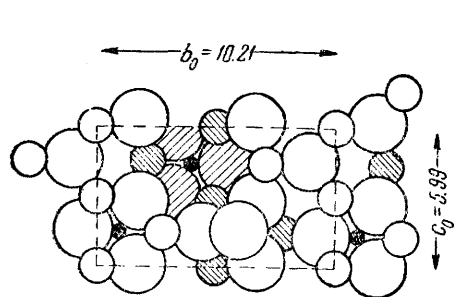
Чаще встречается в контактово-метаморфических породах (доломитах и известняках), например в районе ст. Слюдянка (Забайкалье) в ассоциации с хондритом и флогопитом, в Николае-Максимилановской копи в Нязямских горах (Ю. Урал, Златоустовский район) среди голубоватого грубозернистого мрамора с клиногумитом, бруситом и др. Известны случаи образования форстерита за счет серпентинизированных ультраосновных пород, например в Снаруме (Норвегия), в ассоциации с магнезитом, флогопитом, гематитом и шпинелью, очевидно как результат переработки под влиянием пневматолитовых агентов в окислительных условиях. Описаны также находки форстерита с оливином в древних вулканических выбросах Везувия на Монте Сомма в сопровождении шпинели и авгита.

ОЛИВИН — $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Назван по оливково-зеленому цвету. Синонимы: хризолит, перидот. Хризос—по-гречески «золото». «Хризолитом» Плиний и другие прежние минералоги называли то, что теперь называют топазом — $Al_2SiO_4[F, OH]_2$. За «хризолит» (т. е. за топаз) Плиний ошибочно принял прозрачные с золотистым оттенком оли-

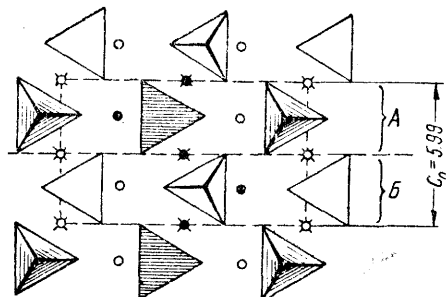


Фиг. 455. Химический состав главнейших минералов группы оливина

вины с острова Топазиос в Красном море. Впоследствии это название укоренилось за оливином, а прежний «хризолит» получил название топаза. Оливин, по существу представляющий железистую разновидность форстерита (см. фиг. 455), весьма широко распространен в природе



Фиг. 456. Кристаллическая структура оливина в проекции на плоскость (100). Черные кружочки—ионы кремния; большие кружки—ионы кислорода; средние—ионы магния



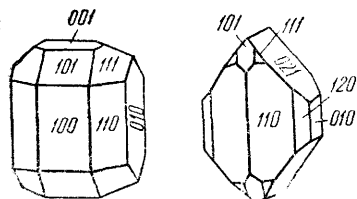
Фиг. 457. То же, что и на фиг. 456, но в схематизированном виде

Решетка построена из отдельных блоков (А и В). Тетраэдры SiO_4 поочередно вершинами направлены вверх и вниз, причем в разных блоках сидят на разных уровнях (заштрихованные тетраэдры расположены относительно выше). Малыми кружками обозначены ионы магния

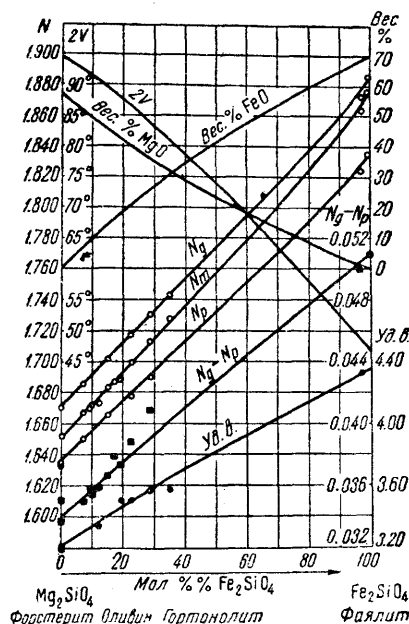
как породообразующий минерал в ультраосновных изверженных комплексах.

Химический состав обычно варьирует в следующих пределах (в %): MgO 50—45, FeO 8—12, реже до 20, NiO 0.1—0.3, CoO 0.01; иногда присутствует марганец. Часть железа устанавливается в окисной форме (в частично серпентинизированных оливинах). Бесцветные прозрачные разновидности не содержат Fe_2O_3 . Устанавливаемая иногда Cr_2O_3 , как правило, связана с мельчайшими включениями хромшпинелидов. Была описана разновидность «титаноливина» с содержанием TiO_2 до 4—6%, оказавшаяся, согласно детальным исследованиям Замбоини, титанклиногумитом, содержащим гидроксил.

Сингония оливина ромбическая: ромбодипирамидальный в. с. $3L^23PC$



Фиг. 458. Кристаллы оливина



Фиг. 459. Диаграмма вариаций состава и оптических свойств в изоморфном ряду форстерит—фаялит

Кристаллическая структура. Структура оливина, по Брэггу и Брауну, изображена на фиг. 456 и 457, в проекции на плоскость (100). Особенности ее сводятся к следующему: 1) все кислородные ионы нахо-

дятся в упаковке, близкой к гексагональной плотнейшей укладке, и в пределах элементарной ячейки располагаются в двух листах, параллельных (100); на фиг. 456 один лист показан в виде заштрихованных кружков; 2) каждый ион Si окружен четырьмя кислородными ионами (изолированные тетраэдрические группировки на фиг. 457 оконтурены); 3) каждый ион Mg находится в шестерном окружении кислородных ионов. **Облик кристаллов.** Оливин обычно распространен в зернистых агрегатах. Хорошо образованные кристаллы в пустотах (или вросшие в метаморфических породах) встречаются сравнительно редко. Наиболее характерные формы (фиг. 458): {100}, {110}, {010}, {111}, {001}, иногда {120}, {021} и др. Двойники редки, большей частью по (011).

Цвет оливина желтый с зеленоватым оттенком, но чаще он бесцветный, совершенно прозрачный; в частично серпентинизированных оливиновых породах (дунитах) он приобретает ложный зеленый оттенок, обязанный серпентину, развивающемуся метасоматическим путем вдоль трещинок в оливине. **Блеск** стеклянный, жирный. **Оптические константы** несколько меняются в зависимости от содержания фаялитовой молекулы (возрастают по мере увеличения FeO). N_g от 1.68 до 1.70 и больше (фиг. 459), N_m от 1.66 до 1.68, N_p от 1.64 до 1.66; $N_g - N_p$ около 0.035. Оптически обычно отрицательный. $2V$ от 90 до -86° . $N_g N_p = (001)$; $N_g = a$.

Твердость 6.5—7. **Хрупок.** **Спайность** средняя или несовершенная по {010}, реже по {100}. Излом часто раковистый. **Уд. вес** 3.3—3.5 (возрастает с увеличением содержания FeO). Температура плавления около 1890°.

Диагностические признаки. В оливиновых базальтах крупные вкрапленные зерна оливина на-глаз узнаются по темной зеленовато-желтой окраске, стеклянному блеску и неровному излому. В интрузивных оливиновых горных породах характерен парагенезис с магнезиальными силикатами (серпентином, пироксенами) и хромшпинелидами. Точно устанавливается под микроскопом в прозрачных шлифах по оптическим константам.

П. п. тр. не плавится. В HCl почти не растворяется. Порошок бурно разлагается в концентрированной H_2SO_4 с образованием студня SiO_2 . Содержание никеля легко устанавливается путем реакции с диметилглиоксимом.

Происхождение. В главной своей массе оливин имеет магматическое происхождение. В горных районах встречаются целые массивы бедных кремнеземом изверженных оливиновых горных пород: 1) дунита, состоящего почти нацело из оливина с незначительной примесью хромшпинелидов, и 2) перидотитов, в которых кроме оливина присутствуют также пироксены. Правда, в большинстве случаев оливин в них подвергся серпентинизации (последующему гидротермальному процессу изменения) и сохранился лишь в виде небольших остаточных зерен от замещения серпентином (гидросиликатом магния, железа и никеля).

Кроме того, оливин нередко является составной частью таких горных пород, как габбро, диабаз, базальт и туфы основных эффузивов. В кварцсодержащих, т. е. более богатых кремнеземом, породах он, как правило, отсутствует. В виде включений нередко наблюдается также в железных метеоритах. Таков, например, метеорит, известный под названием «Палласова железа».

Гораздо реже, в виде новообразований, он встречается в метаморфических магнезиальных породах, сланцеватых серпентинитах

и др., нередко в хорошо образованных крупных кристаллах в трещинах, например в восточной части Центральных Альп.

Довольно крупные кристаллы и окатанные гальки прозрачного оливина красивого зеленого или желтовато-зеленого цвета (так называемые хризолиты) встречаются в россыпях Верхнего Египта (к востоку от Эсне), Индии, Бразилии и в других местах.

При процессах выветривания в оливине происходит окисление закисного железа, что выражается в побурении зерен. При полном разрушении кристаллической решетки окись магния и кремнезем выщелачиваются и на месте остаются лишь порошковатые гидроокислы железа. В нижних горизонтах коры выветривания, так же как и для серпентина, наблюдаются явления карбонатизации или окремнения (т. е. замещения оливина магнезитом или опалом и кварцем экзогенного происхождения) с сохранением реликтовых особенностей.

Искусственно он легко получается при кристаллизации расплавов соответствующего состава.

Практическое значение. Маложелезистые чисто оливиновые породы, неизмененные или частично серпентинизированные, представляют высококачественное сырье для изготовления огнеупорных форстеритовых кирпичей. Так как при производстве их в условиях окислительного обжига все железо обособляется в виде магнетита, то очень важно, чтобы в исходном сырье было бы минимальное количество этого элемента и чтобы отношение $MgO : SiO_2$ было близким к двум (в молекулярном исчислении). В противном случае при обжиге наряду с форстеритом будет образовываться более богатый кремнеземом пироксен, обладающий меньшей жароупорностью. С целью компенсации закиси железа, уходящей из состава силикатной части, в обжигаемую смесь добавляется соответствующее количество магнезита.

Лучшим на Урале сырьем, пригодным для этой цели, считаются серпентинизированные дуниты Нижне-Тагильского платиноносного комплекса, содержащие 7—8% FeO.

Прозрачные, красиво окрашенные и не затронутые метаморфизмом кристаллы оливина (хризолиты) употребляются как драгоценные камни в ювелирном деле.

Месторождения. Крупные массивы оливиновых и оливиново-пироксеновых пород, правда большей частью сильно серпентинизированных, распространены в самых различных местах Урала, Северного Кавказа, Закавказья и вдоль южной окраины Сибири. Ко многим из них приурочены месторождения хромистого железняка, иногда платины (Средний и Северный Урал). В древних корах выветривания (Южный и Средний Урал) возникли экзогенные месторождения железных окисных руд и гидросиликатных руд никеля.

Из многочисленных иностранных массивов ультраосновных (оливиновых) пород упомянем лишь о районе *С н а р у м а*, где детально были изучены явления серпентинизации кристаллов оливина, и о горах *Д у н* (близ Нельсон на о. Новая Зеландия), от которых произошло название горной породы — дунит.

ГОРТОНОЛИТ — $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Ромбич. с. Синоним: гиалосидерит (по-гречески: гиалос — «стекло», сидерос — «железо»). Представляет промежуточный минеральный вид в изоморфном ряду форстерит—фаялит (см. фиг. 455). Химический состав колеблется в широких пределах, но большая часть установленных до сих пор минеральных видов все же более богата форстеритовой молекулой. Из примесей присутствуют: MnO , NiO и TiO_2 .

Редко встречающиеся кристаллы сходны с кристаллами оливина. Обычно встречается в сплошных зернистых массах желтовато-серого, темнубурого и черного цвета. Блеск стеклянный. Оптические константы занимают промежуточное положение между

такowymi для оливина и фаялита (см. фиг. 459). Тв. 6.5. Спайность по (010) несовершенная. Уд. вес 3.6—4.0. В HCl медленно разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Как породообразующий минерал гортонолит в ассоциации с роговой обманкой и биотитом распространен в так называемых гортонолит-дунитах в Бушвельдском комплексе интрузивных изверженных пород в Южной Африке (в виде столбообразных тел, рвущих весь комплекс пологопадающих основных горных пород). В виде рассеянных крупных зерен в ассоциации с плагиоклазами встречается также в «сибирских траппах» (оливиновых диабазах), распространенных на огромной территории Сибири.

ФАЯЛИТ — Fe_2SiO_4 . Ромбич. с. Фаяль — остров Азорского архипелага, где был впервые найден этот минерал в виде включений в глыбах на берегу моря. Является конечным членом изоморфного ряда форстерит—фаялит, а также ряда тефроит—фаялит (см. фиг. 455). Химический состав характеризуется резким преобладанием FeO. В чисто железистом минеральном виде содержание FeO достигает 76%. Содержание MgO обычно не превышает нескольких процентов. Нередко в более существенных количествах содержит MnO, иногда ZnO. Наряду с FeO, иногда содержится Fe_2O_3 , очевидно, как продукт частичного окисления. Такая разновидность фаялита описана под названием таласкита (в Таласских горах Киргизской ССР).

Редко встречающиеся кристаллы по своему облику похожи на кристаллы оливина, иногда таблитчатые или короткопризматические. Цвет темножелтый до зеленовато-черного; окисленные разновидности обладают буровато-коричневой окраской. Блеск стеклянный, сильный, близкий к алмазному.

$N_g=1.886$, $N_m=1.877$, $N_p=1.835$; $N_g-N_p=0.051$. 2V от -47° до -50° . Окисленные разновидности обладают большими показателями преломления. Например, для таласкита: $N_g=1.906-1.908$, $N_p=1.870$; $N_g-N_p=0.036-0.038$; $\gamma V=-49^\circ$.

Твердость 6—6.5. Спайность ясная по (010) и несовершенная по (100); для таласкита — весьма совершенная по (001), совершенная по (010) и ясная по (100). Уд. вес 4.0—4.35. Температура плавления около $1100-1200^\circ$. П. п. тр. сплавляется в черное магнитное стекло. В HCl разлагается с выделением студенистого кремнезема.

В виде кристаллов встречается в пустотах в обсидиане (вулканическом стекле) Йеллоустонского парка в США, на Липарских островах и в других местах. Как крайнее исключение, фаялит (таласкит), наиболее бедный кремнеземом минерал из группы оливина, был встречен в жиле гранитного пегматита в виде крупных кристаллов, часто в окружении биотита, с микроклин-пертитом, альбитом, кварцем и другими минералами на берегу р. Джаши в бассейне р. Талас (Киргизский хребет). В виде сплошных зернистых масс фаялит известен, например, в Мысовском месторождении на южном берегу оз. Байкал, в Ирландии, в Маурн Маунтэн и в других местах. Встречается также в так называемых диабаз-пегматитах среди «сибирских траппов», например по рр. Илимпее, Чуне и др.

КНЕБЕЛИТ — $(Fe, Mn)_2SiO_4$. Ромбич. с. Представляет промежуточный минеральный вид в изоморфном ряду фаялит—тефроит (см. фиг. 455). Редко встречающиеся кристаллы похожи на кристаллы оливина. Содержание FeO и MnO колеблются. Содержит также MgO до нескольких процентов. Цвет серый, бурый, красный и черный (окисленных разновидностей). Оптические константы для богатых фаялитовой молекулой разновидностей (при 5—7% Mg_2SiO_4): $N_g=1.847-1.846$, $N_m=1.838-1.836$, $N_p=1.805$ (уменьшаются по мере возрастания тефроитовой молекулы); $N_g-N_p=0.042-0.041$. 2V от -51° до -54° . Тв. 6.5. Спайность заметная по (110), следы спайности по (100) и (001). Уд. в. 3.9—4.17. Растворяется в HCl с выделением студенистого кремнезема.

Вместе с другими минералами марганца и железа встречается в месторождениях Даннемора, Сильвбергена и других (Швеция).

ТЕФРОИТ — Mn_2SiO_4 . Ромбич. с. Редко встречается в виде кристаллов, похожих на оливин. В его составе, кроме MnO, участвуют также FeO, MgO, иногда ZnO. Цвет серый, красновато-бурый, иногда черный (частично окисленных разновидностей). Для разновидности, лишенной FeO, но содержащей около 8% Mg_2SiO_4 : $N_g=1.797$, $N_m=1.786$, $N_p=1.759$; $N_g-N_p=0.038$. 2V = -65° . Тв. 5.5—6. Спайность ясная по (010) и несовершенная по (100). Уд. вес 3.9—4.1. П. п. тр. с трудом плавится. В HCl разлагается с образованием студенистого кремнезема.

Встречается в марганцевых месторождениях Лонгбан, Пайсберг и других (Вермланд, Швеция); Франклин и Стерлинг Хилл (Нью-Джерси, США) с франклинитом, труститом, родонитом и др.; в известном Седельниковском месторождении родонита на Среднем Урале с бустамитом, родонитом, марганцовистыми гранатами, но без кварца; в Чигатурском марганцевом месторождении с гаусманитом в участках, подвергшихся воздействию базальтовой магмы, и в других местах. Встречается также в марганцовистых шлаках.

ПИКРОТЕФРОИТ — $(Mn, Mg)_2SiO_4$. Ромбич. с. Редкий. Промежуточный минеральный вид в ряду тефроит—форстерит. Цвет красно-бурый. Для разновидности с отношением $MnO : Mg=60 : 40$ измерены следующие оптические константы: $N_g=1.740$,

$Nm = 1.727$, $Np = 1.711$; $Ng - Np = 0.029$. $2V = -85^\circ$. Спайность совершенная по (010) и несовершенная по (100). Встречен вместе с другими марганцевыми минералами в месторождении Лонгбан (Швеция).

РЕПЕРИТ — $(Fe, Mn, Mg)_2SiO_4$. Ромбич. с. Редкий. Встречен в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США) вместе с другими марганцевыми и цинковыми минералами. Содержит также ZnO до 10%. Для разности с отношением $Fe : Mn : Mg : Zn = 48 : 24 : 15 : 13$ установлены следующие оптические константы: $Ng = 1.804$, $Nm = 1.786$, $Np = 1.758$; $Ng - Np = 0.046$. $2V = -78^\circ$. Спайность ясная по (010) и (001). Уд. вес 4.0.

ГЛАУКОХРОИТ — $CaMnSiO_4$. Соотношение $Ca : Mn$ очевидно непостоянно. Ромбич. с. Встречается в призматических кристаллах и зернистых агрегатах голубовато-зеленого, бледнорозового или фиолетового цвета. $Ng = 1.729$ (1.735), $Nm = 1.716$ (1.722), $Np = 1.679$ (1.686); $Ng - Np = 0.050$ (0.049). $2V = -60^\circ$. Тв. 6. Спайность несовершенная по (001). Уд. вес 3.41. В HCl легко разлагается с образованием студенистого кремнезема. Встречен в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

МОНТИЧЕЛЛИТ — $CaMgSiO_4$. Синоним: батрахит. Ромбич. с. В виде изоморфной примеси к MgO устанавливается FeO , иногда MnO и ZnO . Встречена разность с резко преобладающим содержанием железа с отношением $Fe : Zn : Mg = 54 : 5 : 3$ (остальное CaO). По существу это другой минеральный вид — ферромонтитчеллит. Искусственно получено соединение $CaFeSiO_4$ с отношением осей $a : b : c = 0.437 : 1 : 0.577$.

Кристаллическая структура аналогична структуре оливина с той разницей, что листы с ионами Mg перемежаются с листами ионов Ca . Таким образом, содержания магния (вместе с двухвалентным железом) и кальция с марганцем примерно должны быть одинаковы. Экспериментально установлено, что монтитчеллит способен растворять в себе лишь до 10% молекулы форстерита. Таким образом, в этом двойном соединении мы имеем дело с ограниченной растворимостью друг в друге составляющих его компонентов.

Бесцветные или слабоокрашенные кристаллы монтитчеллита такого же облика, как у оливина. Встречается он в зернистых агрегатах серого или зеленовато-серого цвета. Для разности с содержанием FeO 4.75% и MnO 1.62%: $Ng = 1.668$, $Nm = 1.662$, $Np = 1.651$; $Ng - Np = 0.017$. $2V = -76^\circ$. Для указанного выше ферромонтитчеллита: $Ng = 1.743$, $Nm = 1.734$, $Np = 1.696$; $Ng - Np = 0.047$. $2V = -49^\circ$.

Твердость 5—5.5. Спайность несовершенная по (010). Уд. вес 3.2. В разбавленной HCl дает прозрачный раствор, из которого при нагревании образуется студень кремнезема.

В виде мелких прозрачных кристаллов, иногда двойников и тройников, встречается в зернистом известняке Монте Сомма (Везувий) в ассоциации со слюдой и авгитом. В крупных непрозрачных зеленоватых кристаллах и голубовато-серых зернистых агрегатах находится на горе Монцони (Тироль, Альпы) и во многих других местах на контакте изверженных пород с известняками. На Урале в ассоциации с гранатами, пироксенами, апатитом, кальцитом и другими минералами встречен в Шишимских копиях на границе между известняком и сланцами. В низовьях р. Тунгуски (Сибирь) он обнаружен в ассоциации с меллитом в кристаллических мраморах на контакте с траппами (диабазами).

ЛАРСЕНИТ — $PbZnSiO_4$. Ромбич. с. Очень редкий. Наблюдается в бесцветных прозрачных призматических кристаллах с тонко исстрихованными гранями призм, иногда в таблитчатых индивидах. Блеск алмазный. $Ng = 1.96$, $Nm = 1.95$, $Np = 1.92$. $2V = -80^\circ$. Тв. около 3. Уд. вес 5.90. Встречен в известном месторождении Франклин (Нью-Джерси, США) в ассоциации с другими редкими минералами Zn , Pb , Ca и Mn : клиногедритом, ходкинсонитом, реблинитом, гардистонитом, бементитом, кальцио-ларсенитом и др.

КАЛЬЦИОЛАРСЕНИТ — $PbCaSiO_4$. Ромбич. с. Очень редкий. Содержит также ZnO . Встречен в сплошных непрозрачных массах белого цвета в том же месторождении Франклин (Нью-Джерси, США). Блеск стеклянный. $Ng = Nm = 1.769$, $Np = 1.760$. Почти одноосный, но иногда $2V = -40^\circ$. Спайность практически отсутствует. Уд. вес 4.42. Наблюдается в парагенезисе с ларсенитом.

2. ГРУППА ГУМИТА

К данной группе относятся основные ортосиликаты Mg , Fe и Mn с общей формулой — $A_{2n+1}[SiO_4]_n[OH, F]_2$. Интересной кристаллохимической особенностью этих соединений является то, что в титансодержащих разностях часть ионов Mg^{2+} способна замещаться Ti^{4+} при одновременной замене соответствующего количества ионов $[OH]^-$ на O^{2-} , т. е. $Mg[OH]_2$ на TiO_2 , без нарушения структуры. Минералы этой группы кристаллизуются в ромбической и моноклинной сингонии и,

несмотря на это, по облику кристаллов они очень близки друг к другу. Много общего между ними в кристаллической структуре и в физических свойствах. Все они образуются в одинаковых условиях (при контактово-пневматолитических процессах).

		a_0	b_0	c_0	β	
Норбергит	$Mg_3[SiO_4][OH, F]_2$	Ромбич. с.	4.70	10.27	8.72	—
Хондродит	$Mg_5[SiO_4]_2[OH, F]_2$	Монокл. с.	4.733	10.20	7.87	$109^\circ 02'$
Гумит	$Mg_7[SiO_4]_3[OH, F]_2$	Ромбич. с.	4.738	10.23	20.86	—
Клиногумит	$Mg_9[SiO_4]_4[OH, F]_2$	Монокл. с.	4.745	10.27	13.68	$100^\circ 50'$
Титанклиногумит	$(Mg, Ti)_9[SiO_4]_4[OH, O]_2$	" "	"	"	"	"

НОРБЕРГИТ — $Mg_3[SiO_4][OH, F]_2$. Ромбич. с. Очень редкий. Встречается в виде кристаллов и в сплошных массах белого, желтого и бурого цвета. Блеск стеклянный. $Ng = 1.590$, $Nm = 1.567$, $Np = 1.563$; $Ng - Np = 0.027$. $2V = +50^\circ$. Тв. 6—6.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 3.14. Кислотами разлагается с выделением студенистого кремнезема. Впервые встречен в железорудном месторождении Останмасса (Норберг, Швеция). Многие образцы из Франклина (Нью-Джерси, США), называвшиеся раньше хондродитом или гумитом, оказались на самом деле норбергитом.

ХОНДРОДИТ — $Mg_5[SiO_4]_2[OH, F]_2$. Хондрос — по-гречески «зерно».

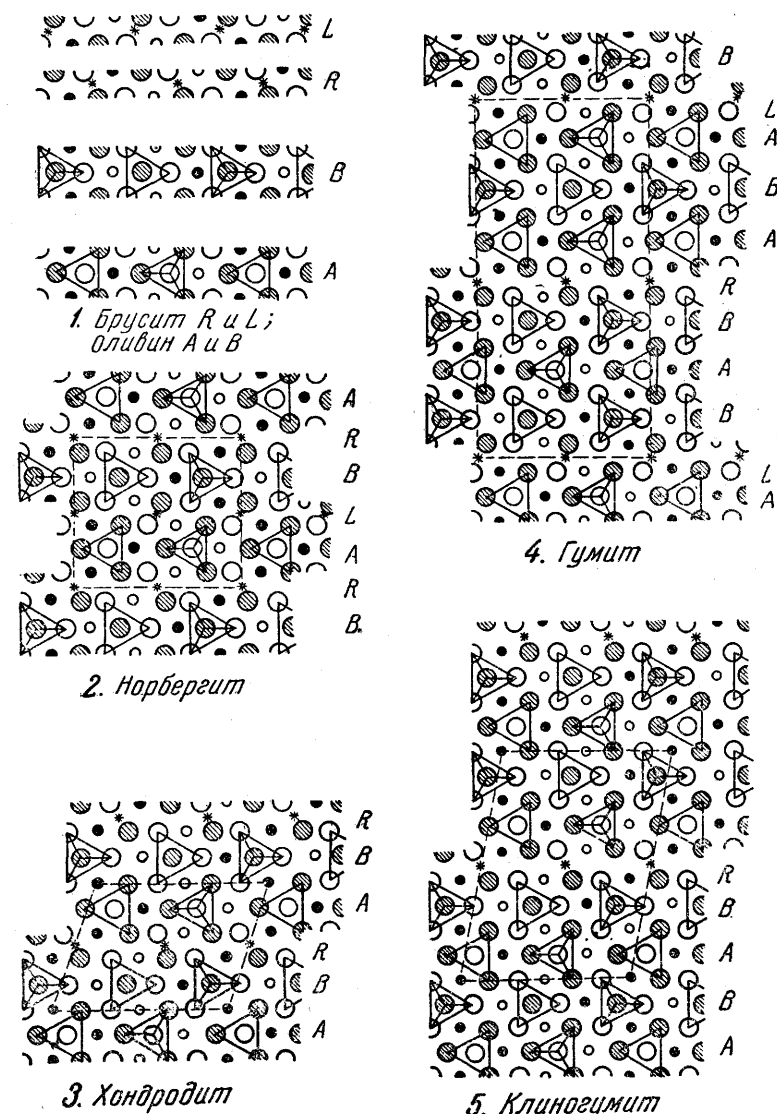
Химический состав отвечает формуле. Содержание магния постоянно и находится в зависимости от изоморфных примесей: FeO (до 7%) и MnO . Присутствуют также Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . Содержание фтора также колеблется (в зависимости от количества $[OH]$) и нередко преобладает, достигая 6—7%.

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. L^2PC . **Кристаллическая структура** минералов этой группы представляет особый интерес. Прежде всего необходимо отметить, что в элементарных ячейках a_0 и b_0 , приведенные выше для этих минералов, почти точно соответствуют таковым для оливина (см. группу оливина); различие устанавливается в величине c_0 . На фиг. 460 изображены несколько идеализированные структуры норбергита, хондродита, гумита и клиногумита в проекции на (100). Для того чтобы легче можно было сравнить кристаллические решетки этих минералов со структурой оливина (см. фиг. 457), для моноклинных кристаллов (3) и (5) за оси a (перпендикулярные к плоскости чертежа) приняты их двойные оси (оси b во всех рисунках структуры ориентированы горизонтально, а c — вертикально). В начале фиг. 460 (1) показаны единичные слои структуры оливина (под буквами A и B) и брусита — $Mg[OH]_2$ (под буквами R и L), участвующие в строении кристаллических решеток рассматриваемых минералов и ориентированные параллельно плоскости (001). Таким образом, по сравнению со структурой оливина, в пределах элементарных ячеек, показанных пунктиром, мы будем наблюдать такую последовательность расположения единичных слоев (снизу вверх):

			Число кислородных листов в элементарной ячейке	
Оливин	Mg_2SiO_4	Ромбич.	AB	4
Норбергит	$Mg_3SiO_4 \cdot Mg[OH, F]_2$	Ромбич.	$ALBR$	6
Хондродит	$2Mg_5SiO_4 \cdot Mg[OH, F]_2$	Монокл.	BRA	5
Гумит	$3Mg_7SiO_4 \cdot Mg[OH, F]_2$	Ромбич.	$BABRABAL$	14
Клиногумит	$4Mg_9SiO_4 \cdot Mg[OH, F]_2$	Монокл.	$ABRAB$	9

Легко видеть, что всюду слои L следуют за A , слои R — за B , слои A и B поочередно сменяют друг друга. Углы каждой элементарной ячейки занимают идентичные и притом (в зависимости от последовательности перемежаемости слоев) определенные точки. Разыскавши такие точки, легко видеть, почему хондродит и клиногумит являются мо-

ноклинными, а остальные — ромбическими модификациями. На примере минералов этой группы можно убедиться также в том, насколько существенную помощь в диагностике минералов оказывает рентгенометрическое изучение их. Еще не так давно определение этих вместе



Фиг. 460. Кристаллические решетки минералов группы гумита в проекции на (100). Не связанные в тетраэдри крупные кружки (полые и заштрихованные) — ионы фтора и гидроксиды. Штриховкой показаны ионы, располагающиеся выше или ниже по сравнению с листом с незаштрихованными ионами

встречающихся минералов, чрезвычайно похожих друг на друга по составу и морфологическим особенностям, представляло большие трудности. В первое время их относили даже к одному минеральному виду. Однако рентгеновские спектры от плоскостей (001) с полной определенностью показывают четкое различие в их кристаллическом строении.

Облик кристаллов изометрический, призматический (фиг. 461) или таблитчатый. Кристаллы часто очень богаты гранями.

Цвет хондродита желтый, желто-зеленый, оранжевый, красный, бурый. Причины окраски не изучены. Блеск стеклянный. Оптические константы. Показатели преломления колеблются, по видимому, в зависимости от соотношения между магнием и железом, степени окисления последнего и от содержания гидроксидов. $n_g=1.636-1.643$, $n_m=1.617-1.620$, $n_p=1.604-1.607$; $n_g-n_p=0.032-0.036$. Оптически положительный. $2V$ большой. $an_p=26-30^\circ$; $n_g=b$. Обнаруживает плеохроизм: по n_p — желтый, по n_m и n_g — почти бесцветный. Обычны тонкие полисинтетические двойники по (001).

Твердость 6—6.5. Спайность несовершенная по (011). Излом неровный, часто раковистый. Уд. вес 3.06—3.23.

Диагностические признаки. Макроскопически магнезиальные силикаты группы гумита различаются с большим трудом. Их можно обнаружить по парагенезису и предварительно определить по оптическим константам. Хондродит от сходного с ним клиногумита отличается оптически: меньшими показателями преломления и меньшим углом an_p .

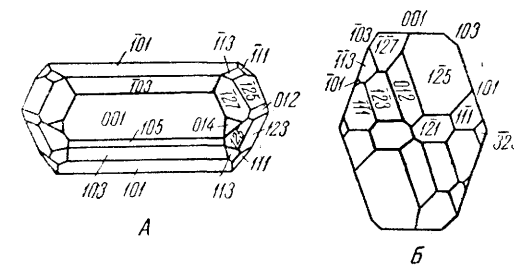
П. п. тр. не плавится, в HCl растворяется с выделением студенистого кремнезема. В стеклянной трубке с фосфорной солью дает реакцию на фтор.

Происхождение. Как и все другие магнезиальные минералы группы гумита, хондродит образуется при контактово-пневматолитических процессах главным образом в мраморизованных известняках и доломитах в ассоциации с оливином, флогопитом, гранатами, пироксенами и часто многими другими минералами.

Нередко в условиях наложения позднейшего гидротермального метаморфизма он превращается в серпентин в ассоциации с бруситом и карбонатами магния.

При выветривании ведет себя, очевидно, так же, как оливин. В случае значительного содержания FeO при окислении разлагается.

Месторождения. На Урале хондродит встречается в Ахматовской и Шишимских копях (Златоустовский район) в контакте амфиболитов и габбро с мраморизованными известняками. В Забайкалье он устанавливается в Слюдянском месторождении, по р. Талой и в ряде мест Алданского района в древних мраморизованных известняках в ассоциации с форстеритом, по которому он развивается метасоматически. В виде кристаллов в парагенезисе с флогопитом, шпинелью, оливином, магнетитом и др. он наблюдается в эффузивных породах на Монте Сомма (Везувий), где образовался, по видимому, при взаимодействии магмы и пневматолитовых агентов на известняки. В красиво окрашенных, прекрасно образованных различных по форме кристаллах встречается в железорудном месторождении Тилли Фостер, около Брюстера (Нью-Йорк, США) с магнетитом, энстатитом, гумитом, клиногумитом и другими минералами; в месторождении Франклин (Нью-Джерси) в медово-желтых кристаллах и в других местах.

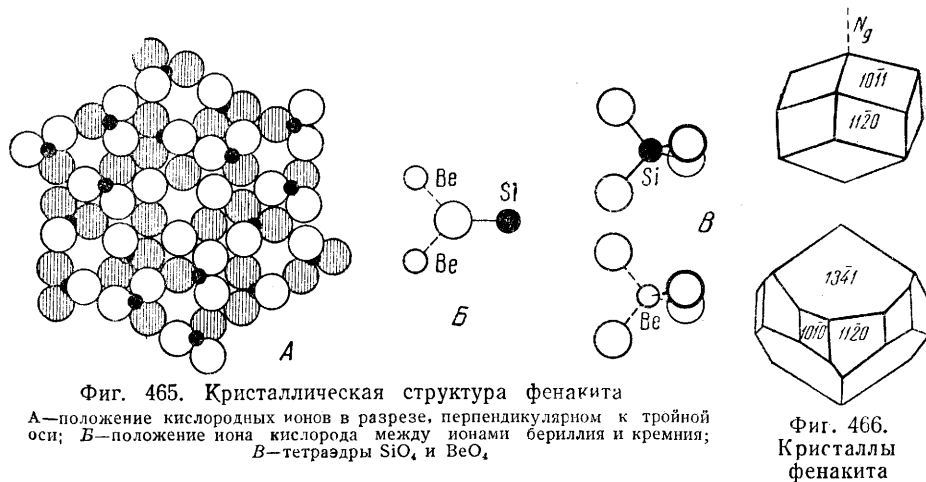


Фиг. 461. Кристалл хондродита
А — в проекции на (001), Б — в проекции на (010)

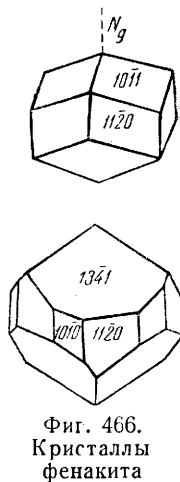
во-цинкового месторождения Брокен Хилл (Родезия), а также в месторождении Кумыш-Таг в Средней Азии (Киргизский хребет).

ТРУСТИТ — $(Zn, Mn)_2SiO_4$. Синоним: троостит. Тригон. с. Очень редкий. По существу представляет разновидность виллемита. В виде изоморфных примесей, кроме MnO , содержит FeO и MgO в переменных количествах. Встречается в единственном месторождении Франклин (Нью-Джерси, США), в виде нередко крупных призматических кристаллов (до 15 см в длину) в мраморизованном известняке или сплошных зернистых масс и притом в столь значительных количествах, что представляет самостоятельный объект добычи как цинковая руда. Цвет зеленый, мясочерный, серый, желтый. Блеск стеклянный. Данные по оптическим константам отсутствуют. Тв. 5.5. Хрупок. Спайность по $\{1120\}$ совершенная, а по $\{0001\}$ и $\{10\bar{1}1\}$ несовершенная. Уд. вес 4.0—4.1.

ФЕНАКИТ — Be_2SiO_4 . Фенакис — по-гречески «обманщик»; название это дано в связи с тем, что бесцветные его разновидности в обломках почти неотличимы от кварца. Принадлежит к числу сравнительно редких минералов.



Фиг. 465. Кристаллическая структура фенакита
А—положение кислородных ионов в разрезе, перпендикулярном к тройной оси; В—положение иона кислорода между ионами бериллия и кремния; С—тетраэдры SiO_4 и BeO_4 .



Фиг. 466. Кристаллы фенакита

Химический состав. BeO 45.5%, SiO_2 54.5%. Химические анализы показывают присутствие в нем в очень незначительных количествах MgO , CaO , Al_2O_3 и Na_2O .

Сингония тригональная; ромбоэдрический в. с. $L_6^3 C$. **Кристаллическая структура.** Элементарная ромбоэдрическая ячейка содержит 6 молекул Be_2SiO_4 . Она образована связанными тетраэдрами, в центрах которых располагаются Si и Be. При этом каждый кислородный ион независимых групп SiO_4 участвует в двух смежных кислородных тетраэдрах вокруг ионов бериллия, т. е. каждый ион O связан с одним катионом Si и двумя катионами Be, располагающимися в вершинах равнобедренного треугольника (фиг. 465 В). На фиг. 465 А показано сечение через центр элементарной ячейки перпендикулярно к тройной оси. Изображены два слоя кислородных ионов. Здесь можно видеть, что группы SiO_4 упакованы по три вокруг каждой тройной оси (см. зачерненные маленькие кружки Si). Ионы бериллия на этой фигуре опущены.

Облик кристаллов ромбоэдрический короткостолбчатый. Обычные формы: призма $\{1120\}$ с ромбоэдрами $\{1011\}$, $\{1341\}$ и др. (фиг. 466). Двойники прорастания по $\{10\bar{1}0\}$ встречаются часто. Обычно распространен в виде вросших в породу кристаллов, иногда в виде друз в пустотах.

Цвет. Прозрачный бесцветный или слабо окрашен в винно-желтый, иногда розовый, редко бурый цвет. **Блеск** стеклянный, жирный. **Оптические константы.** Оптически положительный. $Ng=1.670$, $Nm=1.654$; $Ng-Nm=0.016$.

Твердость 7.5. Спайность несовершенная по $\{1120\}$. Излом раковистый. **Уд. вес 2.96—3.0.**

Диагностические признаки. Для кристаллов фенакита характерен ромбоэдрический или короткостолбчатый облик, отличающий их от призматических кристаллов берилла. По сравнению с последним фенакит обладает также несколько большим удельным весом и более высоким коэффициентом преломления Nm . От хризоберилла его отличают, наоборот, несколько меньшая твердость, меньший удельный вес, меньший коэффициент преломления и иная форма кристаллов (у фенакита характерно отсутствие пинакоида).

П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется. В сплаве фосфорной соли медленно растворяется, оставляя скелет кремнезема.

Происхождение. Условия нахождения и парагенезис минералов говорят о том, что фенакит образуется при пневматолитовых процессах. Большею частью встречается в пегматитовых образованиях в генетической связи с кислыми или щелочными глубинными изверженными породами. В ассоциации с ним наблюдаются: берилл (изумруд), хризоберилл, топаз, полевые шпаты, слюды, кварц и др.

Практическое значение невелико ввиду незначительности его скопленений, но вместе с бериллом может добываться как бериллиевая руда. Прозрачные нежно окрашенные разновидности используются для ювелирных целей. Любопытно, что цвет фенакита весьма неустойчив: часто фенакит красивой при добыче окраски через несколько месяцев от действия солнечных лучей полностью обесцвечивается.

Месторождения. Впервые был найден в начале прошлого столетия. Кристаллы фенакита нередко являются спутником или «предвестником» изумрудов и встречаются среди слюдяных сланцев, достигая иногда в поперечнике 10 см. Часто он ассоциирует с бериллом и распределен очень неравномерно, скопляясь в определенных местах. Затем фенакит в виде мелких кристаллов встречается в пегматитах нефелиновых сиенитов (миаскитов) в ассоциации с амазонитом, топазом и другими минералами.

Из иностранных месторождений отметим месторождения в Крагерё (Телемаркен, Норвегия), где встречались крупные призматические кристаллы и двойники вместе с кварцем и альбитом, а также в Сан-Мигуэль (Минас Жерайс, Бразилия). В Пайкс-Пик (Колорадо, США) фенакит наблюдается в друзовых пустотах в граните в ассоциации с амазонитом, топазом, кварцем и др. Интересен парагенезис фенакита с адуляром, кварцем и гематитом в виде железных роз в районе близ Реккинга (Валлис, Швейцария).

4. ГРУППА ХОДКИНСОНИТА

Сюда отнесены основные ортосиликаты Zn и Mn. В химическом отношении эта группа аналогична группе гумита и имеет ту же общую формулу составов. Рентгенометрическим исследованиям минералы этой группы еще не подвергались.

Ходкинсонит . . .	$Zn_2Mn[SiO_4][OH]_2$	Ромбич. с.
Аллеганит	$Mn_2[SiO_4]_2[OH, F]_2$	Монокл. с.
Лейкофеницит	$Mn_7[SiO_4]_3[OH]_2$	Ромбич. с.

Здесь же рассмотрим водный основной силикат Мп, Mg и Zn:

Гагит $Mn, Mg, Zn_{16}[SiO_4]_6[OH]_8 \cdot 3H_2O$ Ромбич. с. ?

ХОДКИНСОНИТ (годжкинсонит) — $Zn_2Mn[SiO_4][OH]_2$. Фтора не содержит. Ромбич. с. Редкий. Встречавшиеся кристаллы имели остропирамидальный, а также призматический и таблитчатый облик. Цвет розовый до красновато-бурого. Блеск стеклянный. $Ng=1.746$ (1.750), $Nm=1.742$ (1.735), $Np=1.724$ (1.715); $Ng-Np=0.022$ (0.035). Оптически отрицательный. $2V=50-60^\circ$. $cNg=38^\circ$; $Nm=b$. Тв. 4.5—5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 3.91. П. п. тр. растрескивается, а затем легко плавится. В кислотах растворим. Найден в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

АЛЛЕГАНТИТ — $Mn_5[SiO_4]_2[OH, F]_2$. Монокл. с. Редкий. Встречался в неправильных зернах яркорозового или серовато-розового цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.792$, $Nm=1.780$, $Np=1.756$; $Ng-Np=0.036$. Оптически отрицательный. $2V=72^\circ$. Тв. 5.5. Уд. вес 4.02. Близок к тефриту. Вместе с другими марганцевыми минералами (родонитом, спессартином, тефроитом, галакситом, марганцовистым кальцитом и др.) встречен близ Болд Кноба в Северной Каролине (США).

ЛЕЙКОФЕНИЦИТ — $Mn_7[SiO_4]_3[OH]_2$. Ромбич. с. Редкий. Наблюдался в призматических кристаллах со штриховкой вдоль оси *b*, а также в сплошных массах ярко-красного цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.782$, $Nm=1.771$, $Np=1.751$; $Ng-Np=0.031$. Оптически отрицательный. $2V=74^\circ$. Тв. 5.5—6. Уд. вес 3.8. Вместе с другими минералами Мп и Zn встречен в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

ГАГИТ — $(Mn, Mg, Zn)_{16}[SiO_4]_6[OH]_8 \cdot 3H_2O$. Ромбич. с. ? Встречен в виде прозрачных и бесцветных радиально-лучистых агрегатов. Блеск стеклянный. $Ng=1.736$, $Nm=1.734$, $Np=1.723$; $Ng-Np=0.013$. Оптически двусосный отрицательный. $2V$ средний. Сильная дисперсия; $r < v$. Уд. вес 3.58. Установлен в месторождении Франклин (Сёссекс, Нью-Джерси, США).

5. ГРУППА ЛАРНИТА

Эта группа включает ортосиликаты Са, а также Mg. Мервинит первоначально относился к моноклинной сингонии, но при более точном изучении оказался триклинным.

Ларнит	Ca_2SiO_4	Монокл. с.
Бредигит	Ca_2SiO_4	Ромбич. с.
Мервинит	$Ca_3Mg[SiO_4]_2$	Триклин. с.

ЛАРНИТ — Ca_2SiO_4 . Монокл. с. Редкий. Встречается в виде плохо образованных таблитчатых кристаллов и неправильной формы зерен серого цвета. $Ng=1.730$, $Nm=1.715$, $Np=1.707$; $Ng-Np=0.023$. Оптически положительный. $2V$ довольно большой. Спайность совершенная по (100). Характерно тонкое полисинтетически-двойниковое строение по (100). Идентичен искусственно получаемому соединению $\gamma-Ca_2SiO_4$. При нагревании легко претерпевает превращение в другую модификацию (вероятно, аналогичную искусственному $\gamma-Ca_2SiO_4$).

В ассоциации с мервинитом, спёрритом, мелилитом и шпинелью был обнаружен в контактово-метасоматических образованиях, возникших при воздействии более бедных кремнеземом базальтовых магм на известняки. Его образование, по видимому, происходит в гипабиссальных условиях, т. е. сравнительно на небольших глубинах. Таковы контактовые зоны долеритов в Скоут-Хилл, около Лари (Энтрим, Ирландия).

БРЕДИГИТ — Ca_2SiO_4 . Ромбич. с. Псевдогексагональный. Содержит MnO 3.4%, BaO 6.9% и MgO 6.8%. $Ng=1.725$ (1.740), $Nm=1.716$ (1.728), $Np=1.712$ (1.725). Оптически положительный. $2V=30^\circ$ (падает до 10°). Как высокотемпературный минерал ($\alpha-Ca_2SiO_4$) встречен в Скоут-Хилл (Ирландия) в ассоциации с мелилитом, ларнитом, перовскитом, магнетитом и другими минералами.

МЕРВИНИТ — $Ca_3Mg[SiO_4]_2$. Разность, содержащая вместо магнезия марганец, носит название манганмервинита. Триклин. с. Редкий. Встречается в виде бесцветных или бледнозеленых кристаллических зерен в мраморе. $Ng=1.718$, $Nm=1.711$, $Np=1.708$; $Ng-Np=0.010$. Оптически положительный. $2V=66^\circ$. $Ng=b$; $cNp=36^\circ$. Характерны полисинтетические двойники по двум законам. Тв. 6. Спайность по (010). Уд. вес 3.150. Наблюдается в тех же условиях, что и ларнит, в ассоциации с геленитом, спёрритом, монтичеллитом и др. Впервые был найден в контактовой зоне монзонит-порфира Крестмор (Риверсайд, Калифорния). Описан также в Скоут-Хилл (Ирландия); Веларденья (Дуранго, Мексика); в низовьях р. Нижней Тунгуски в Анакитском массиве траппов в ассоциации со спёрритом и в других местах.

6. ГРУППА СПЁРРИТА

Сюда отнесены ортосиликаты кальция с добавочными анионами и водные, образующиеся, так же как и нормальные ортосиликаты кальция, в зонах контактов изверженных пород с известняками.

Спёррит	$Ca_5[SiO_4]_2[CO_3]$	Монокл. с. ?
Гиллебрандит	$Ca_2[SiO_4] \cdot H_2O$	Ромбич. с.
Ориентит	$Ca_4Mn_4[SiO_4]_5 \cdot 4H_2O$	
Таумасит	$H_2Ca_3[SiO_4][SO_4][CO_3] \cdot 14H_2O$	Гексаг. с.

СПЁРРИТ — $Ca_5[SiO_4]_2[CO_3]$. Синоним: спуррит. Монокл. с. ? Редкий. Наблюдался в зернистых образованиях светлосерого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.681$, $Nm=1.676$, $Np=1.641$; $Ng-Np=0.040$. Оптически отрицательный. $2V=40^\circ$. $NgNp \perp (010)$. Тв. 6. Уд. вес 3.0. Устойчив до температуры 1380° . Встречается на контактах известняков с диоритами в Веларденья (Мексика), Скоут-Хилл Антрим (Ирландия), Крестмор (Калифорния).

ГИЛЛЕБРАНДИТ — $Ca_2[SiO_4] \cdot H_2O$. Ромбич. с. В радиально-волокнистых массах белого цвета. $Ng=1.612$, $Nm=1.61$, $Np=1.605$; $Ng-Np=0.007$. Оптически отрицательный. $2V=60-80^\circ$. Дисперсия осей сильная; $r < v$. $NgNp$, вероятно, (010); $Ng=c$. Тв. 5.5. Уд. вес 2.69. Не плавится. Растворим в HCl. Встречен в ассоциации с кальцитом, гранатом, волластонитом в контактовых зонах на границе с диоритом в окрестностях Веларденья (Дуранго, Мексика).

ОРИЕНТИТ — $Ca_4Mn_4[SiO_4]_5 \cdot 4H_2O$. Ромбич. с. Очень редкий. В радиально-призматических агрегатах бурого или черного цвета. $Ng=1.795$, $Nm=1.776$, $Np=1.758$; $Ng-Np=0.037$. Оптически положительный. $2V=67^\circ$. Дисперсия очень сильная; $r < v$. $NgNp=(001)$; $Np=a$. Плеохроизм сильный ($Np < Nm < Ng$): по Np — красно-бурый, по Nm — желтый и по Ng — буровато-желтый. Тв. 4.5—5. Спайность по призме. Уд. вес 3.05. Плавится с трудом. Растворим в HCl. Найден в месторождениях в провинции Ориенте на о. Куба.

ТАУМАСИТ — $H_2Ca_3[SiO_4][SO_4][CO_3] \cdot 14H_2O$. Гексаг. с. Редкий. $a_0=10.90$, $c_0=10.29$; $Z=2$. В плотных кристаллических массах белого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.507$, $Np=1.468$; $Nm-Np=0.039$. Встречен в Лонгбан (Вермланд, Швеция), а также в Вест-Петерсон (Нью-Джерси) и в Бивер (Юта, США).

7. ГРУППА ЦИРКОНА

В эту группу включены ортосиликаты четырехвалентных Zr и Th, кристаллизующиеся в тетрагональной сингонии.

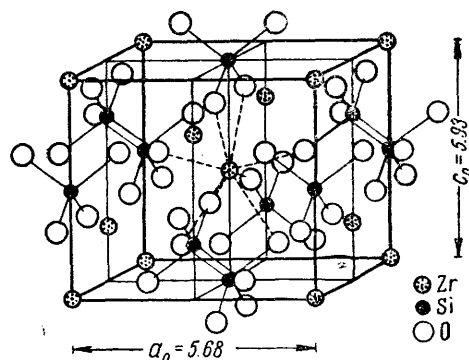
	a_0	c_0
Циркон	ZrSiO ₄	6.58 5.93
Торит	ThSiO ₄	

ЦИРКОН — ZrSiO₄. Название произошло от искаженных с течением времени персидских слов: цар — «золото» и гун — «цвет». Синоним: гиацит. Является довольно частым аксессуарным (второстепенным по количеству) минералом в ряде кислых и щелочных изверженных горных пород (гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов).

Химический состав, согласно формуле: ZrO₂ 67.1% (Zr 49.5%), SiO₂ 32.9%. Из примесей в небольшом количестве почти всегда присутствует Fe₂O₃ до 0.35% и больше, часто CaO (0.05—4%), иногда Al₂O₃. Всегда содержится окись гафния; в некоторых случаях HfO₂ достигает 4%, а в альвитае из Крагерё (Норвегия) даже 16%. В ряде случаев устанавливаются редкие земли, главным образом Y₂O₃ и Ce₂O₃ (хагаталит), иногда до 16% при содержании P₂O₅ до 4—5% (амагутилит). В некоторых разновидностях обнаруживаются, кроме того, Nb и Ta (наэгит), а также ThO₂ до 7%, иногда 12% (хегтвейтит) и U₃O₈ до 1.5%, иногда больше. Изредка обнаруживаются незначительные содержания Sn и Be (в альвитае BeO+Al₂O₃ доходит до 15%) и др. Наконец, известны разности, содержащие значительное количество P₂O₅ (оямалит). Малаконы и циртолиты, более бо-

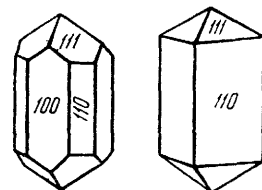
гаты радиоактивными веществами¹ и находящиеся в связи с этим в метамиктном состоянии, содержат также существенные количества H_2O (до 2—12%).

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. L^4L^25PC . Кристаллы вообще характерны для циркона. В неправильных зернах встречается реже. **Кристаллическая структура.** Рентгенометрические исследования показывают, что циркон имеет типичную радикал-ионную решетку, состоящую из анионных групп SiO_4 и катионов Zr^{4+} , окруженных 8 кислородными ионами (фиг. 467). Тетраэдры SiO_4 чередуются вдоль L^4 с ионами Zr. Таким образом, структура циркона весьма существенно отличается от структуры рутила, кристаллы которого внешне очень похожи на кристаллы циркона. **Облик кристаллов** короткостолбчатый, изометрический, реже дипирамидальный. Обычные формы:



Фиг. 467. Кристаллическая решетка циркона

В центре показано восемь связей иона Zr^{4+} с кислородными ионами группы SiO_4 .



Фиг. 468. Наиболее обычные кристаллы циркона

тетрагональные призмы $\{100\}$ и $\{110\}$ и тетрагональные дипирамиды $\{111\}$ и $\{101\}$ (фиг. 468). **Двойники** коленчатые, как у рутила, но встречаются гораздо реже.

Цвет. Бесцветный, но чаще окрашен в желтый, оранжевый, красный, реже зеленый цвет. Малаконы обычно обладают темнубурой окраской. **Блеск** алмазный, иногда жирный. **Оптические константы.** Оптически положительный. $Ng = 1.968—2.015$, $Nm = 1.923—1.960$; $Ng - Nm = 0.045—0.058$. Встречаются оптически аномальные разности с очень небольшим углом оптических осей (до 10°), однако после прокаливании становятся одноосными. Цирконы, претерпевшие распад, естественно, изотропны или слабо анизотропны, а показатели преломления падают до 1.8—1.7.

Твердость 7—8. У разностей, испытавших метамиктный распад, снижается до 7—6; кроме того, они обладают удивительной вязкостью, тогда как обычные цирконы хрупки. **Спайность** обнаруживается сравнительно редко по $\{110\}$. Излом неровный или раковистый (у измененных разностей). **Уд. вес** 4.68—4.70; для измененных разностей — циртолитов—падает до 4.7 и даже до 3.8 (происходит увеличение объема с сохранением реликтовой, несколько искаженной внешней формы кристаллов). **Прочие свойства.** Малаконы и циртолиты, как правило, радиоактивны. Вокруг включений этих минералов в окружающих породах образуются густо окрашенные ореолы («плеохроичные дворники»). Некоторые их разности после прокаливании становятся белыми или светлоокрашенными, анизотропными. Имеет ли при этом место вновь обра-

¹ От греческого киртос — «кривой», «выпуклый»; имеется в виду искривленность граней кристаллов.

зование соединения $ZrSiO_4$ или смеси ZrO_2 и SiO_2 , с достоверностью пока не выяснено. Некоторые разности при прокаливании обнаруживают свечение.

Диагностические признаки. Для кристаллов циркона весьма характерны тетрагональный короткостолбчатый, реже дипирамидальный облик. Можно смешать: 1) с рутилом (отличие по твердости, показателям преломления), 2) с касситеритом (отличие по удельному весу, парагенезису, химическим реакциям и меньшему двупреломлению под микроскопом), 3) с ксенотимом (отличие по твердости, химическим реакциям, большему двупреломлению под микроскопом), 4) с торитом (отличие по твердости, отношению к реактивам, значительно более сильному двупреломлению) и 5) с монацитом, встречающимся в аналогичных условиях (отличие по твердости и облику кристаллов — монацит обычно в таблитчатых формах).

П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется. Разлагается при сплавлении порошка с содой, причем раствор сплава в разбавленной HCl окрашивает куркумовую бумажку в оранжевый цвет (реакция на Zr).

Происхождение. Встречается в виде редко вкрапленных кристалликов в магматических интрузивных породах: нефелиновых сиенитах, гранитах, диоритах, гнейсах, а чаще и в более крупных кристаллах — в пегматитах сиенитового и гранитового состава. В метаморфизованных осадочных породах (кристаллических сланцах и парагнейсах) встречается в виде реликтовых, большей частью очень мелких окатанных зерен.

На основании идиоморфизма кристаллов циркона по отношению ко всем сопровождающим его минералам считают, что он из магмы выделяется одним из первых. Однако ряд наблюдаемых в природе фактов не увязывается с таким представлением: 1) довольно часто он встречается в тесной ассоциации с более поздними минералами, содержащими летучие компоненты (апатит, флюорит, слюды и др.); 2) согласно данным Лакруа, в нефелиновых породах Мадагаскара, где количество циркона достигает 7%, он нередко приурочивается к трещинам в уже частично застывшей материнской породе; 3) в эффузивных породах (трахитах, базальтах), он, в виде мельчайших кристалликов, наблюдался в друзовых пустотах; 4) известны псевдоморфозы циркона по минералам магматического происхождения, в частности по щелочной роговой обманке — рибекиту и т. д. По всей вероятности, идиоморфизм циркона во многих случаях обусловлен тем, что он, подобно метакристаллам (пирит, магнетит, апатит и др.), несмотря на относительно поздний момент возникновения, способен образовывать совершенные кристаллы.

Разности циркона, обогащенные радиоактивными элементами (Th и U), с течением времени подвергаются распаду и переходу в метамиктное состояние вследствие происходящих в них радиоактивных превращений. Кристаллическая решетка при этом, очевидно, дезорганизуется, минерал становится непрозрачным и нередко темноокрашенным; минеральное вещество превращается в аморфное (дебаграммы не получают); в его состав при этом входят вода и посторонние примеси, удельный вес падает, объем увеличивается, поверхность граней искажается.

Как химически устойчивый минерал, циркон при выветривании горных пород легко освобождается от своих спутников и механически переходит в россыпи, а отсюда в виде окатанных зерен — в осадочные породы.

Искусственно получается из соединений соответствующего состава, особенно при участии летучих соединений: 1) действием газообразного ZrF_4 на SiO_2 (или SiF_4 на ZrO_2) при высокой температуре и давлении (Сен-Клер-Девилль); 2) из смеси SiO_2 , ZrO_2 и Al_2O_3 в воде при накаливании и высоком давлении в закрытой стальной бомбе в течение 2—6 часов в виде пирамидальных и призматических кристалликов (Хрущов) и др.

Практическое значение. Прозрачные красиво окрашенные разности используются в ювелирном деле. Обычно перерабатывается для получения ZrO_2 , обладающей слабой теплопроводностью и малым коэффициентом расширения, идущей на изготовление кислото- и огнеупорных тиглей (температура плавления около 3000°). В виде примеси добавляется к кварцевому стеклу (до 2,5%) с целью получения жаро- и кислотоупорной лабораторной посуды. Используется в виде огнеупорных кирпичей и цемента, применяемых при футеровке электроплавильных печей, а также для изготовления белых эмалей и весьма устойчивых красок.

Металлический цирконий в сплавах с магнием (40%) употребляется для бездымных вспышек (при световой сигнализации и фотографировании). Чистый цирконий, благодаря ковкости, заменяет платину при производстве приборов для научно-исследовательских работ. Он может быть применен также для свечей в двигателях внутреннего сгорания и для термоэлементов в пирометрах.

Примесь его в определенных количествах в виде ферроциркония или других сплавов к стали, меди, латуни и др. улучшает качество отливок, увеличивает твердость и химическую стойкость сплавов. В металлургии стали цирконий играет роль лучшего раскислителя. Благодаря способности образовывать соединения с азотом, цирконий полностью освобождает сталь от вредных нитридов.

Гафний, извлекаемый из циркона при переработке, применяется в виде окисла, вводимого в сплавы при изготовлении нитей электронных ламп. Благодаря высокой точке плавления и высокой термоэлектронной эмиссии, гафний может найти применение при изготовлении радиоламп, для покрытия поверхностей катодов рентгеновских трубок и других целей.

Месторождения. Циркон распространен главным образом среди миаскитовых и сиенитовых пегматитов, где он встречается вместе с черной слюдой, нефелином, альбитом, апатитом и различными минералами, содержащими TR, Nb, Ta, Th, U (пирохлором, эшинитом, самарскитом и др.). Кристаллы обычно небольшие — не свыше 1 см в поперечнике, но изредка встречаются и крупные экземпляры. В 1837 г. был найден самый крупный образец весом около 3,5 кг, состоящий из нескольких неделимых. Изучены ориентированные сростания циркона с пирохлором по плоскостям $\{111\}$, причем грань октаэдра пирохлора совпадает с гранью тетрагональной дипирамиды $\{111\}$ циркона. Закономерность этих сростаний, как выяснилось, обусловливается соизмеримостью параметров по ребрам $[1\bar{1}0]$ циркона и $[11\bar{2}]$ пирохлора. Любопытно, что при разбивании сростков обнаружилось отсутствие идиоморфизма какого-либо из сростающихся минералов по отношению к другому: поверхности раздела между ними являются неровными и неправильными. Это обстоятельство заставляет предполагать об одновременном росте обоих минералов.

В ряде мест циркон довольно широко распространен также в россыпях, из которых легко добывается с помощью простой промывки на вашгердах. Для некоторых районов установлено, что акцессорный

циркон гранитов имеет большей частью боченковидный облик с заостренными вершинами, всегда прозрачен и обычно бесцветен. Циркон гранитоидов, залегающих в виде жил, обладает тетрагонально-призматическим обликом, также прозрачен, но почти всегда окрашен в розовый или фиолетовый цвет. Цирконы пегматитовых жил имеют, как правило, более или менее изометрический, дипирамидально-призматический вид, непрозрачны и в подавляющем большинстве случаев интенсивно окрашены в бурые цвета различных оттенков.

Из иностранных районов отметим район крупных месторождений циркона в Южной Норвегии в нефелиновых сиенитах, местами в весьма значительных количествах: Гитерё, Крагерё, Телемаркен, Лаурвиг, Фредериксверн и др., а также россыпи о. Цейлона, Бразилии, Австралии, Северной Каролины (США) и на о. Мадагаскар.

ТОРИТ — $ThSiO_4$. Тетраг. с. Редкий. Разновидности: **оранжит** — прозрачные или просвечивающие разности оранжевого цвета; **ураноторит** — разновидность, содержащая уран (U_3O_8 до 10—16%); **макинтошит** и **торогуммит** — тоже ураносодержащие разности, но более богатые H_2O ; **гидроторит** — еще более богатая H_2O (до 15—18%) землистая разность как продукт разрушения при выветривании; **ауэрлит** — фосфорсодержащая разность, богатая водой. Содержит также редкие земли, CaO, Fe_2O_3 до 13% (ферриторит) и др. В черном торите в 1828 г. Берцелиусом впервые был определен торий.

Кристаллы очень редки; имеют тот же облик, что и кристаллы циркона (фиг. 469). Обычно встречается в виде вкрапленных зерен, реже в сплошных массах. Цвет черный, бурый, желтый, оранжевый. Черта темнотурная, светлооранжевая (у оранжита). Блеск стеклянный, жирный. Оптически одноосный, положительный. Обычно изотропен. $N = 1.68—1.82$; $Ng - Np = 0.01$. У разностей, богатых водой, показатель преломления после прокалывания повышается.

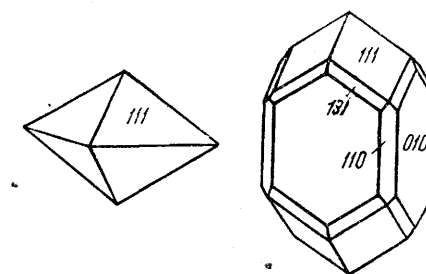
Тв. 4,5—5. У измененных разностей падает. Хрупкий. Спайность обычно отсутствует, иногда проявляется по призме. Излом, как правило, раковистый. Уд. вес 5,4; у измененных разностей падает до 4,8 и даже до 4,0. Оранжит имеет наибольшие удельные веса, макинтошит — 5,44. Все разности сильно радиоактивны. П. п. тр. не плавятся. В стеклянной трубке выделяют воду. В непрокаленном состоянии сравнительно легко растворяются в HCl с выделением студенистого кремнезема. Из раствора при прибавлении шавелевой кислоты выпадает осадок, растворимый в шавелевокислом аммонии. С бурой дают оранжевое стекло, бледнеющее при охлаждении.

Оранжит и торит встречаются в ряде мест Лангезундфьорда (Норвегия) — в гранитах и сиенитах в ассоциации с роговой обманкой, черной слюдой, цирконом; на о. Лёвен, на о. Ланбё в больших черных кристаллах и в других пунктах. В небольших количествах известен также в Швеции — близ Линденеса, на Мадагаскаре (ферриторит), в Хибла (Онтарио), где продукты изменения торита называются хиблитами, в Северной Каролине (США), Льяно (Тексас) и др.

8. ГРУППА ТОПАЗА

Топаз является единственным представителем переходной кристаллической структуры между гексагональным типом плотнейшей упаковки (оливин) и кубическим (дистен). В структурном отношении разница между топазом и дистеном такая же, как между оливином и гумитом, но только вместо слоев $Mg(OH)_2$ мы в топазе имеем слой $Al[F, OH]_3$ параллельно (001).

ТОПАЗ — $Al_2[SiO_4][F, OH]_2$. Название случайное и происходит от о. Топазос в Красном море. Во времена Плиния назывался хризолитом



Фиг. 469. Кристаллы торита

(«золотистым камнем»), к которому Плиний ошибочно отнес прозрачные золотистые разновидности оливина с о. Топазос. Впоследствии за этой разновидностью оливина укоренилось название Плиния, а прежние «хризолиты» стали называть топазами.

Химический состав (в %): Al_2O_3 62.0—48.2, SiO_2 39.0—28.2, F 13—20.4, H_2O до 2.45. Для топаза, не содержащего OH, должно быть (в %): Al_2O_3 55.4, SiO_2 32.6, F 20.7; сумма 108.7, а за вычетом O (=F₂) 8.7 равна 100%. Отношение F:(OH) в топазах, наиболее богатых OH, обычно составляет около 3:1; встречаются разновидности (например, из Дуранго), почти не содержащие гидроксидов. Примеси: K_2O , Na_2O , CaO, MgO, Fe_2O_3 и TiO_2 , как правило, в очень незначительных количествах. Часто содержит включения жидкостей.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с.

3L²3PC. Кристаллическая структура. Размеры элементарной ячейки: $a_0=4.64$, $b_0=8.78$, $c_0=8.37$. В структуре участвуют изолированные тетраэдрические группы SiO_4 (фиг. 470); между ними располагаются ионы Al

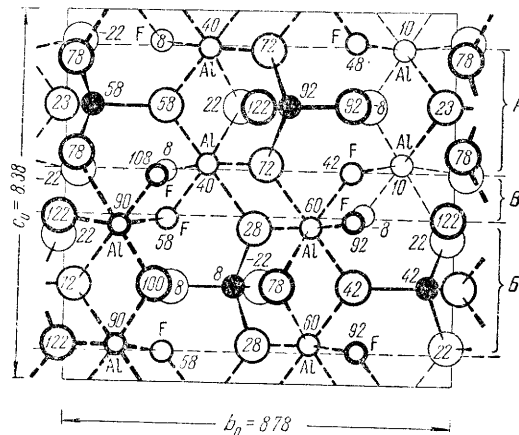
в шестерном окружении ионов, из которых, как показано на фиг. 470, четыре принадлежат к ионам кислорода, связанным с Si, а два представлены F или (OH). Таким образом, структура топаза составлена как бы из блоков с SiO_4 , которые переложены пластинками из $\text{Al}[\text{F}, \text{OH}]_3$.

Облик кристаллов. Хорошо образованные кристаллы встречаются исключительно в пустотах. Как правило, они отличаются богатством и совершенством своих граней и иногда своими относительно большими размерами (известны кристаллы до 25—32 кг весом). Преимущественно распространены призматические формы кристаллов, близкие к формам андалузита, с преобладанием форм {110}, {120}, {021}, {041}, дипирамид {111}, {223} и др. (фиг. 471 и 472). На гранях призм пояса [001] часто обнаруживается вертикальная штриховка. В виде зерен неправильной формы устанавливается иногда среди горных пород. Известны случаи скопления его в виде тонкозернистых агрегатов.

Цвет. Бесцветные, водяно-прозрачные разновидности сравнительно редки. Большею частью бывает окрашен в светлые оттенки желтого, винно-желтого, соломенно-желтого, голубого, фиолетового, зеленого, розового, изредка красного цвета. При продолжительном действии солнечных лучей окраска его часто бледнеет.

Блеск стеклянный. **Оптические константы.** Показатели преломления возрастают с увеличением содержания OH: $N_g=1.618-1.638$, $N_m=1.610-1.631$, $N_p=1.607-1.629$; $N_g - N_p = 0.010-0.008$. Оптически положительный. $2V=65$ до 48° . Дисперсия заметная; $r > v$. $N_g N_p = (010)$; $N_g = c$.

Твердость 8. Спайность совершенная по {001}. Излом не по спайности раковистый. **Уд. вес 3.52—3.57. Прочие свойства.** Легко электризуется от трения, сжатия, нагревания.



Фиг. 470. Кристаллическая решетка топаза в проекции на плоскость (100)

Ионы кремния зачернены. Структура представлена слоями тетраэдров SiO_4 (A и B), переложенными тонкими слоями (B) из $[\text{AlF}_3]$

Диагностические признаки. Довольно легко узнается по облику кристаллов, а по высокой твердости отличается от похожих на него минералов. В плотных зернистых массах бывает похож на кварц, от которого отличается наличием спайности и большей твердостью. Мельчайшие включения в горных породах довольно легко определяются по оптическим константам в тонких шлифах под микроскопом.

П. п. тр. не плавится, но при сильном прокаливании становится мутным. Лишь мутные или непрозрачные разновидности, содержащие обильные включения жидкостей и газов, при нагревании вспучиваются, почему и получили специальное название — пирозит

(по-гречески пирос — «огонь», физалис — «пузырь»).

Дает реакцию на F с фосфорной солью в закрытой трубке. Порошок предварительно прокаленного топаза, смоченный азотнокислым кобальтом, при прокаливании в окислительном пламени окрашивается в синий цвет (реакция на Al).

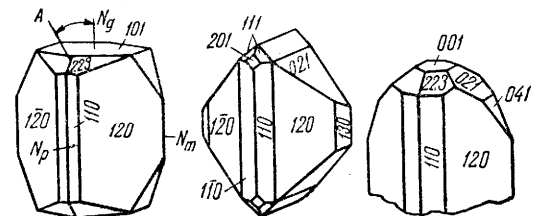
Разлагается фосфорной солью с выделением скелета SiO_2 . В HCl не растворяется, но в H_2SO_4 при продолжительном нагревании выделяет немного HF.

Происхождение. Как минерал, богатый фтором, образуется при процессах пневматолитизации и встречается в миаролитовых пустотах главным образом среди кислых изверженных горных пород (гранитов, риолитов) и в пегматитовых жилах.

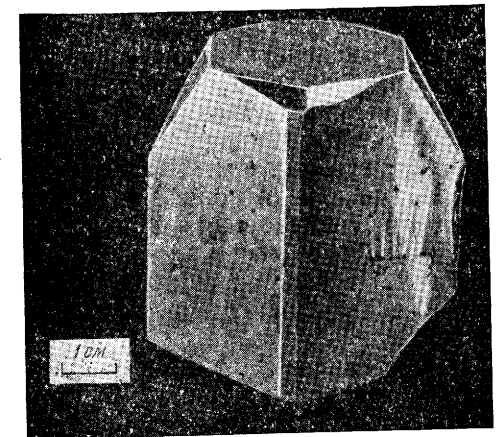
Иногда наблюдается в гидротермальных жилах среди сланцев, гнейсов и других пород. В виде мельчайших включений иногда обнаруживается в контактовых ореолах вокруг интрузивных массивов, изредка в боковых породах рудных месторождений. В ассоциации с ним часто наблюдаются флюорит, турмалин, дымчатый кварц, берилл, касситерит, полевые шпаты, а в грейзенах — такие минералы, как слюды, касситерит, вольфрамит, иногда сульфиды и др. Были установлены также псевдоморфозы топаза по полевому шпату, кварцу и другим минералам.

При наложении последующих гидротермальных процессов топаз иногда переходит в тонкочешуйчатый агрегат мусковита. В других случаях наблюдаются лишь фигуры вытравления на гранях.

При выветривании месторождений топаз почти не поддается химическим изменениям и потому нередко встречается в хорошо сохранившихся кристаллах вместе с кварцем и бериллом среди полностью разрушенных и превращенных в глинистые продукты сопровождающих



Фиг. 471. Кристаллы топаза. Слева — из Алабашки (Урал), в середине — из Адун-Чилона (Забайкалье), справа — из Ильменских гор (Урал)



Фиг. 472. Кристалл топаза из Мурзинки (Урал)

в гидротермальных жилах среди сланцев, гнейсов и других пород. В виде мельчайших включений иногда обнаруживается в контактовых ореолах вокруг интрузивных массивов, изредка в боковых породах рудных месторождений. В ассоциации с ним часто наблюдаются флюорит, турмалин, дымчатый кварц, берилл, касситерит, полевые шпаты, а в грейзенах — такие минералы, как слюды, касситерит, вольфрамит, иногда сульфиды и др. Были установлены также псевдоморфозы топаза по полевому шпату, кварцу и другим минералам.

При наложении последующих гидротермальных процессов топаз иногда переходит в тонкочешуйчатый агрегат мусковита. В других случаях наблюдаются лишь фигуры вытравления на гранях.

При выветривании месторождений топаз почти не поддается химическим изменениям и потому нередко встречается в хорошо сохранившихся кристаллах вместе с кварцем и бериллом среди полностью разрушенных и превращенных в глинистые продукты сопровождающих

его минералов. Этим же объясняются его находки в россыпях в виде окатанных галек (вблизи коренных месторождений).

Искусственно топаз можно получить из смеси SiO_2 , Al_2O_3 (или силикатов глинозема), HF и H_2O при нагревании до 500° (Фридель и Саразен).

Практическое значение. Прозрачные, красиво окрашенные кристаллы или гальки топазов употребляются как драгоценные камни. Высоко ценились желтые бразильские, а также синеватые, розоватые и бесцветные уральские и сибирские топазы.

Месторождения. В СССР топазы встречаются главным образом в пегматитовых жилах в связи с гранитными интрузивами на Урале, Волыни, в Восточной и Северо-Восточной Сибири.

1. На Урале в свое время большой известностью пользовался район минеральных копей Мурзинки, Алабаши, Южакской и др. (к северо-востоку от Свердловска), где в «занорышах» (миаролитовых пустотах) пегматитовых жил встречались замечательные друзы кристаллов ортоклаза, мориона, дымчатого горного хрусталя, синеватого и нежноглубого топаза, мусковита, лепидолита, альбита и других минералов.

2. В Ильменских горах (Ю. Урал) в XVIII и в начале XIX столетий в пегматитовых жилах гранито-гнейсовой полосы был заложен ряд копей для добычи кристаллов топаза, считавшихся в то время самыми лучшими. Особенно замечательные прозрачные топазы («тяжеловесы») добывались в Прутовской и Кочевской копиях, где они залежали среди глинистых масс (продуктов разрушения пегматитов) вместе с турмалином, кварцем и другими химически устойчивыми минералами. На глубине, в неизмененных пегматитах, кроме того, встречаются амазонит, альбит, черная слюда и др.

3. В районе рр. Каменки и Санарки (Кочкарский район Ю. Урала) в золотоносных россыпях попутно добывались, вместе с другими самоцветами, гальки топазов розового, фиолетового и винно-желтого цвета.

На Украине в Волыни за последнее время были вскрыты пегматитовые жилы с уникальными топазами дымчатого и слегка винно-желтого цвета. Были встречены экземпляры размером 12×12 см в поперечнике.

В Восточной Сибири топазы известны в трех районах: Борщевочном крае (р. Урульга), Куку-Серкенском хребте и на Шерловой горе. В первых двух районах топазы наблюдаются в гранитах. По внешним признакам они сходны между собой: прозрачны и окрашены в приятный винно-желтый цвет. Встречались очень крупные экземпляры. В Ленинградском горном музее хранится обломок кристалла около 13 кг весом.

Из иностранных месторождений наибольшей известностью пользуются бразильские: в провинции Минас Жерайж и в округе Минас Нова. В зоне выветривания и в россыпях здесь издавна добываются замечательные топазы желтовато-красного, винно-желтого цвета, иногда прозрачные бесцветные. Любопытно, что желтовато-красные топазы при прокаливании становятся интенсивно красными. Славятся прекрасные розовые топазы из месторождений Мадагаскара, Японии (Оми у Танокамияма) и других мест.

Следует упомянуть также о находках топаза в мелких пустотах кислых эффузивных пород (риолитов) в виде водяно-прозрачных кристалликов с полевыми шпатами, кварцем, марганцовистым гранатом в Натропе (Колорадо) и в Томас Рэндж (Юта, США).

9. ГРУППА ДИСТЕНА

В этой группе объединены три отличающиеся по структурным особенностям модификации одного и того же по составу вещества с одинаковой эмпирической формулой $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ или Al_2SiO_5 , носящие названия: дистен (или кианит), андалузит и силлиманит, а также близкие по структуре к силлиманиту муллит и дюмортьерит.

Характерной особенностью кристаллических структур этих соединений является то, что среди ионов Al в каждой решетке устанавливаются два сорта: половина их всегда входит в решетку с координационным числом 6, другая же половина имеет разные координационные числа: 6 (для дистена), 5 (для андалузита) и 4 (для остальных минералов). В последнем случае Al образует тетраэдры AlO_4 , которые вместе с тетраэдрами SiO_4 составляют особые цепочки в кристаллических структурах. Поэтому силлиманит, муллит и дюмортьерит следовало бы рассматривать в разделе силикатов с цепочечными радикалами, как это и делают некоторые авторы. Однако все эти минералы, тождественные или близкие по химическому составу, имеют много общих физических свойств, широко используемых на практике, поэтому для наших целей важно их рассмотреть все вместе.

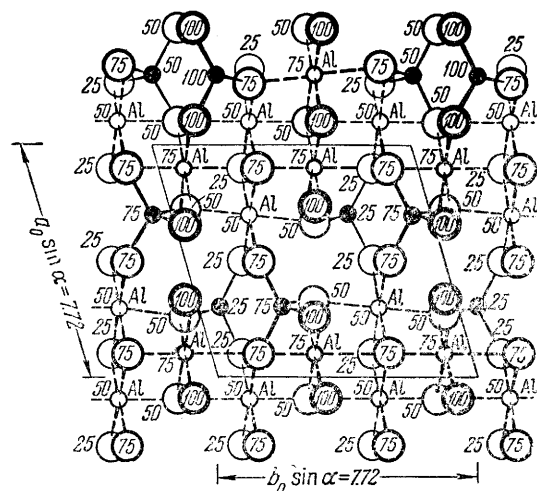
		a_0	b_0	c_0	α	β	γ	
Дистен . . .	$\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$	Трикл. с.	7.09	7.72	5.56	$90^\circ 05'$	$101^\circ 02'$	$106^\circ 44'$
Андалузит . . .	$\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$	Ромбич. с.	7.76	7.90	5.56			
Силлиманит . . .	$\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$	" "	7.43	7.58	5.74			
Муллит . . .	$\text{Al}_4[\text{Al}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{20}]$	" "	7.49	7.63	5.74			
Дюмортьерит	$\text{Al}_4[\text{Al}_4\text{BSi}_8\text{O}_{19}(\text{OH})]$	" "						

ДИСТЕН — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$ (или $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$). По гречески ди — «двойко»; стенос — «сопротивляющийся»; имеется в виду существенное различие в твердости в двух направлениях. Синоним: кианит; кианос — по-гречески «темносиний».

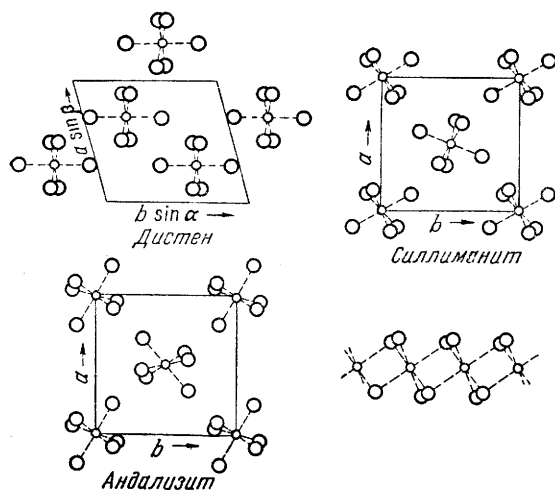
Химический состав. Al_2O_3 63.1%, SiO_2 36.9%. В виде изоморфной примеси обычно присутствует Fe_2O_3 до 1—2%, иногда до 7%, Cr_2O_3 до 1.8% и в незначительных количествах: CaO , MgO , FeO , TiO_2 . Под микроскопом в тонких шлифах обычно содержит мельчайшие включения посторонних минералов.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. **Кристаллическая структура** в идеализированном виде изображена на фиг. 473. Кислородные ионы размещены по принципу плотнейшей кубической упаковки. Характерно, что половина ионов Al^{3+} с шестерной координацией располагается параллельно оси c (т. е. перпендикулярно к плоскости чертежа) один под другим, как бы в виде вертикальных цепочек. На фиг. 474 в пределах проекций элементарных ячеек рассматриваемых здесь минералов показано положение только этих вертикальных «цепочек» (в проекции вдоль оси c). В дистене они занимают места по длинной диагонали ромба. В промежутках между этими «цепочками» (по короткой диагонали ромба) располагаются тетраэдры SiO_4 , перемежаясь с остальной половиной ионов Al^{3+} , находящихся также в шестерном окружении ионов кислорода (отличие от андалузита и силлиманита). В то время как ионы кислорода тетраэдров SiO_4 связаны как с Si, так и с Al, добавочные кислородные ионы связаны только с Al^{3+} . **Облик кристаллов.** Дистен обычно наблюдается в длинных столбчатых по оси c , часто уплощенных кристаллах (фиг. 475). Главнейшими формами являются пинакоиды: $\{100\}$, $\{010\}$ и $\{110\}$. Двойники встречаются

ся очень часто. Двойниковой плоскостью служит обычно (100), а двойниковой осью — перпендикуляр к ней. Они легко узнаются по входящим углам (фиг. 476). Встречаются также двойники, в которых индивиды пересекаются под углом, близким к 60° . Иногда наблюдаются сростки радиально расходящихся кристаллов (фиг. 477).



Фиг. 473. Кристаллическая решетка дистена в проекции вдоль оси c



Фиг. 474. Положение цепочек октаэдрических групп вокруг Al в дистене, силлиманите и андалузите. Справа внизу показано сочленение октаэдров AlO_6 в цепочке

роскопом в прозрачных шлифах обнаруживает многочисленные трещины спайности в разных направлениях.

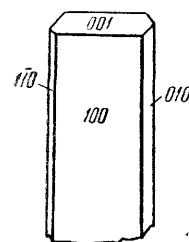
П. п. тр. не плавится. В HCl не растворяется. С раствором азотно-кислого кобальта предварительно прокаленный порошок (белого цвета) после сильного повторного прокаливания в окислительном пламени получает темносинее окрашивание.

Цвет дистена голубой, синий (различной интенсивности), иногда зеленый, желтый, серый с буроватым оттенком, реже бесцветный, редко черный. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности иногда перламутровый. **Оптические константы.** Оптически двуосный, отрицательный. $2V$ около 80° . $Ng=1.728-1.729$, $Nm=1.722$, $Np=1.713-1.717$; $Ng-Np=-0.015-0.012$. Np почти \perp (100); $cNg=30^\circ$. При густой синей окраске обнаруживает сильный плеохроизм.

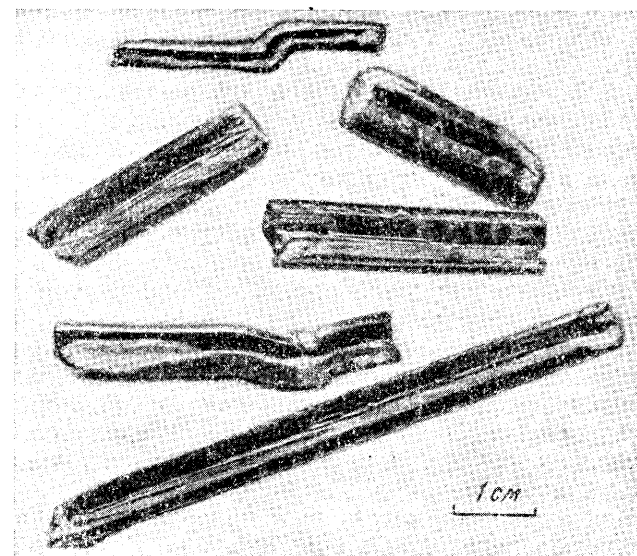
Твердость в различных направлениях неодинакова, что весьма характерно для дистена: на грани (100) параллельно удлинению кристалла 4,5, в поперечном направлении 6, на гранях (010) и (110) 7. Хрупок. **Спайность** по {100} совершенная, по {010} менее совершенная, по {001} отдельность. **Уд. вес** 3,56—3,68 (колеблется в зависимости от количества включений). Он существенно больше, чем для андалузита и силлиманита, что находится в соответствии с плотностью упаковки ионов в кристаллической решетке.

Диагностические признаки. Легко узнается по голубой или синей окраске, неоднородной твердости и нахождению в кристаллических, главным образом слюдястых сланцах. Под микроскопом в прозрачных шлифах обнаруживает многочисленные трещины спайности в разных направлениях.

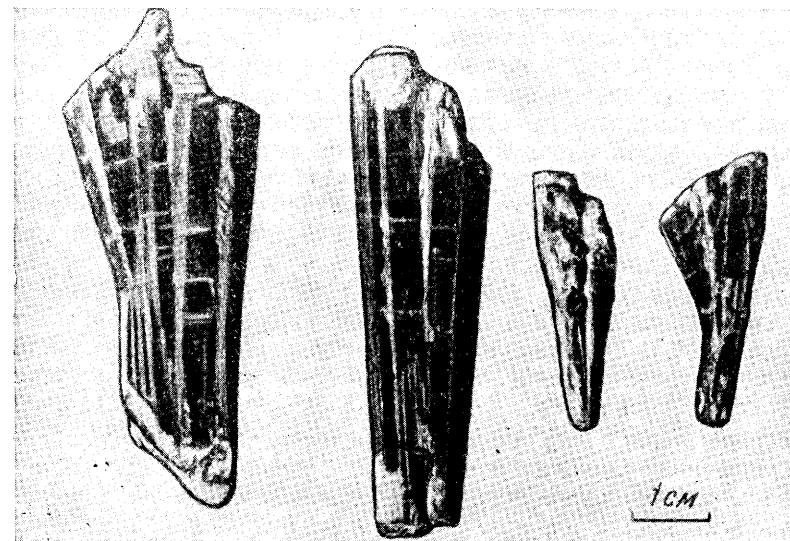
Происхождение. Дистен, как показывает сравнительное изучение условий его нахождения в кристаллических сланцах, преимущественно образуется в процессе метаморфизма богатых глиноземом пород — бокситов или бокситоносных глин — в обстановке весьма высоких давлений и значительно повышенных температур. Поэтому не случайно, что дистен обладает наибольшим удельным весом среди модификаций



Фиг. 475. Кристалл дистена



Фиг. 476. Двойники дистена. По А. Н. Игумнову



Фиг. 477. Радиально-столбчатые агрегаты кристаллов дистена. По А. Н. Игумнову

Al_2SiO_5 . Однако при высоких температурах этот минерал менее устойчив, чем андалузит и силлиманит: дистен в условиях атмосферного давления разлагается при температурах выше 1300° с образованием муллита и кристобалитового стекла (при существенном увеличении объема), тогда как андалузит переходит в муллит при температуре около 1380° (без увеличения объема), а силлиманит — около 1545° (с небольшим увеличением объема). При дальнейшем повышении температуры до 1810° муллит переходит в смесь корунда и стекла SiO_2 ; полное расплавление смеси наступает при 1880° .

В ассоциации с дистеном, кроме слюды, довольно часто встречаются корунд (иногда в значительных количествах), гранат, турмалин, иногда рутил, ставролит, андалузит и другие минералы, образующиеся в метаморфических породах. В ряде случаев в дистеносодержащих сланцах устанавливаются признаки пневматолитического воздействия магм. Иногда дистен в ассоциации с турмалином, слюдой, хлоритом наблюдается в виде секущих тонких прожилков в сланцах. Судя по включениям в индивидах дистена посторонних окружающих минералов, можно думать, что он развивается в сланцах в виде метакристаллов, часто ориентирующихся плоской длинной стороной перпендикулярно направлению давления.

Нередко наблюдаются явления замещения кристаллов дистена слюдой, иногда пиррофиллитом, очевидно под действием кремнекислых щелочных растворов. Обнаруживается в параморфозах по андалузиту. Интересно отметить, что дистен со ставролитом образует иногда правильные сростания. Нередко он образуется в виде корочек вокруг кристаллов корунда.

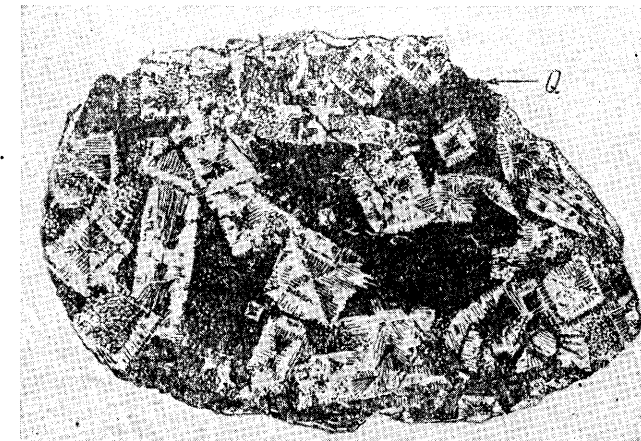
Как химически устойчивый минерал, дистен при выветривании горных пород переходит в россыпи.

Искусственно до сих пор дистен получить не удалось, даже в присутствии различных минерализаторов. Повидимому, для его образования необходимы очень высокие давления.

Практическое значение. Породы, содержащие дистен, андалузит и силлиманит, являются важным для промышленности высокоглиноземистым сырьем. Эти минералы обладают свойством разлагаться в процессе обжига при высоких температурах с образованием муллита с характерной спутанноволокнистой структурой и кристобалитового стекла. Муллиту свойственны высокая огнеупорность, механическая прочность, химическая инертность по отношению к кислотам и щелочам и даже по отношению к HF. Поэтому дистеновые, андалузитовые и силлиманитовые породы или их концентраты применяются при производстве высококачественных фарфороподобных огнеупорных и кислотоупорных изделий, обладающих существенными преимуществами перед кварцевыми и другими огнеупорными материалами, а также при производстве специальных изоляторов, запальных свечей, тиглей для литья стали, трубок для пирометров и т. д. Вредной примесью является окись железа (выше 2%). Отметим также, что электротермическим методом из минералов группы дистена непосредственно получается кремнеалюминиевый сплав — силумин.

Месторождения. Ряд крупных месторождений дистеносодержащих кристаллических сланцев известен в Северо-Западной части СССР. По окраске, морфологическим признакам и ассоциации минералов наблюдается несколько разновидностей дистена. Голубой дистен в виде крупных столбчатых кристаллов (до 20—30 см в длину) рассеян в дистен-ставролитовых сланцах. Местами эти породы обогащены силлиманитом и кордиеритом. Черный дистен в виде радиально-лучистых иголь-

чатых (наподобие «турмалиновых солнц») и пластинчато-шестоватых агрегатов, часто в окварцованной массе, пользуется широким распространением во всех дистеносодержащих сланцах. Цвет его обусловлен мельчайшими включениями графита или аморфного углерода (до 4%). В мусковит-ставролитовых и дистен-ставролитовых сланцах встречаются крупные (до нескольких сантиметров в поперечнике) призматические или таблитчатые метакристаллы синевато-серого дистена. Очень интересны большие белые параморфозы дистена по кристаллам андалузита (хиастолита) в поперечных сечениях с черным крестом или строением песочных часов (фиг. 478) вследствие включений углестого вещества. Характерно, что дистен в них развился в виде лучей от центра по пирамидам роста. Любопытно также, что иногда за пределами граней бывшего хиастолита кристаллы дистена продолжали свой рост. Наконец, следует отметить нахождение голубого дистена в кварцевых жилах, секущих сланцы.



Фиг. 478. Параморфозы светлого дистена по хиастолиту (андалузиту). Q — черный кварц с тонкодисперсным веществом углерода

На Южном Урале известностью пользуется сравнительно небогатое Борисовское месторождение (в Кочкарском районе) в слюдяных сланцах, залегающих среди гранитного массива и прорезанных жилами гранита, аплита и пегматитов. В зонах контакта сланцев с гранитами дистен отсутствует (высокие температуры). Иногда он встречается в ассоциации с турмалином. Линзы дистеносодержащих сланцев образуют постепенные переходы в «пустые», т. е. не содержащие его сланцы. В районе в углублениях речной системы развиты россыпи с содержанием дистена до 7%, из которых он легко извлекается путем промывки.

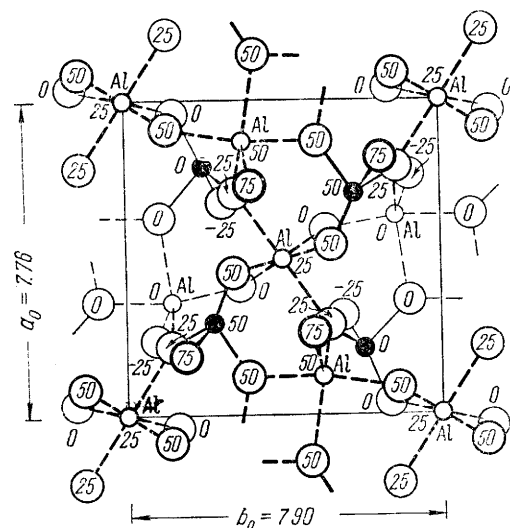
В южной части Якутии сравнительно недавно были обнаружены в древнейших толщах плагиоклазовых гнейсов. Среди этих пород залегают линзы хлорито-мусковитовых сланцев с небольшим содержанием корунда и дистена. Они приурочены к определенному стратиграфическому горизонту и, вероятно, представляют собой метаморфизованные осадочные породы с линзами бокситов.

Из иностранных месторождений отметим крупные залежи почти сплошных дистеновых пород в Северной Индии, особенно Лапса-Буру, затем в Северной Каролине (США), где месторождения дистена приурочены к мощной полосе метаморфических пород, интродуцированных габбро, диоритами, гранитами, пегматитами, кварцевыми жилами. Полагают, что дистен образовался при воздействии на вмещающие породы пневматолитовых агентов магмы.

АНДАЛУЗИТ — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$ или $\text{Al}_4[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{20}]$. Название происходит от провинции Андалузия в Испании.

Химический состав тот же, что и дистена, часто с небольшим содержанием Fe_2O_3 . В и р и д и н, или м а н г а н а н д а л у з и т,— марганец-содержащая разновидность (до 7% Mn_2O_3).

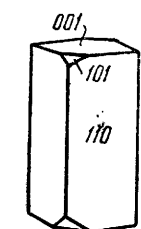
Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** андалузита в несколько идеализированном для ясности виде изображена на фиг. 479. Она представляет собой интересный переходный случай между структурой дистена и силлиманита. В отличие от структуры дистена, «цепочки» ионов Al располагаются по углам прямоугольника и в его центре (см. фиг. 474), т. е. так же, как



Фиг. 479. Кристаллическая решетка андалузита

и в силлиманите. Остальные ионы Al, занимающие позиции между этими «цепочками», окружены 5 ионами кислорода, а не 6, как в решетке дистена, и не 4, как в силлиманите.

Любопытно, что группы SiO_4 и AlO_5 связаны в радикал состава $[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{20}]$, т. е. аналогичный радикалам структур слоистыми решетками. Поэтому не случайно, что андалузит нередко замещается слюдястыми минералами. **Облик кристаллов** крупнопризматический с сечением, близким к квадратному, столбчатый. Главные формы: ромбические призмы $\{110\}$, отчасти $\{101\}$, пинакоид $\{001\}$ и др. Типичный для андалузита кристалл показан на фиг. 480. В углисто-глинистых сланцах иногда встречаются



Фиг. 480. Кристалл андалузита

кристаллы с оригинальным внутренним строением, получившие название х и а с т о л и т а. Захваченное при росте кристаллов углистое или глинистое вещество располагается по определенным кристаллографическим направлениям: в поперечном разрезе в виде черного креста (фиг. 481), а в продольных в виде параллельных длин кристалла полос на белом или сером общем фоне (на рисунке цвета показаны наоборот). Двойники не наблюдались. Встречается также в лучисто-шестоватых и зернистых агрегатах.



Фиг. 481. Поперечные сечения хиастолита

Цвет. Редко бесцветный; обычно окрашен в серый, желтый, бурый, розовый, красный и темнозеленый (марганцовистая разность) цвет. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $N_g = 1.639-1.647$, $N_m = 1.633-1.644$, $N_p = 1.629-1.640$; $N_g - N_p = 0.010-0.007$. Оптически отрицательный. $2V$ около 80° . $NgNp = (010)$; $Ng = a$. Для виридина: Ng около 1.69; $Ng - Np$ около 0.030. $2V = +71^\circ$; сильно плеохроирует.

Твердость 7—7.5. **Спайность** по $\{110\}$ ясная. Излом неровный, занозистый. **Уд. вес** 3.1—3.2.

Диагностические признаки. Для кристаллов характерны почти прямоугольные призматические формы с призматической спайностью. По высокой твердости отличается от многих других силикатов, похожих на него по цвету, а под микроскопом — по оптическим константам.

П. п. тр. не плавится. Разлагается с образованием муллита при температурах свыше 1380° . В кислотах не разлагается. С азотнокислым кобальтом дает реакцию на Al.

Происхождение. Андалузит нередко распространен как контактово-метаморфический минерал в глинистых или углисто-глинистых сланцах, а также в измененных эффузивных породах, особенно в генетической связи с интрузивами гранитов. Реже встречается в гнейсах и слюдяных сланцах в ассоциации с гранатом, корундом, дистеном и другими минералами.

Как указывалось, нередко замещается слюдами, развивающимися иногда в виде толстых корок по периферии кристаллов андалузита.

Наблюдается также в россыпях.

Месторождения. О практическом значении было сказано выше (см. дистен). Крупнейшее месторождение андалузита известно в Калифорнии (Уайт Маунтен). Здесь очень богатая андалузитом (85%) порода залегает в виде линз и гнезд в андалузитосодержащих кварцитах среди кварц-серицит-турмалиновых сланцев. Образование андалузита связывают с переработкой эффузивных порфиров под влиянием гранитной магмы.

На территории Казахстана распространены многочисленные андалузитосодержащие «вторичные кварциты», образовавшиеся в результате контактово-пневматолитического метаморфизма кислых эффузивных горных пород. Наиболее значительным является месторождение Семиз-Бугу (в 145 км к востоку от ст. Нурунск, Омской ж. д.). Центральные части месторождения сложены чисто корундовыми и мусковит-корундовыми залежами, постепенно переходящими к периферии в андалузитовые породы с рутилом, мусковитом, диаспором, пирофиллитом, иногда топазом, в свою очередь сменяющиеся андалузитосодержащими кварцитами. Содержание андалузита вблизи корундовых тел достигает 90—95%, а в андалузитосодержащих кварцитах 18%.

Хиастолит красновато-бурой окраски, представляющий минералогический интерес, встречается в слюдяном сланце в районе Александровского прииска, около д. Манково (Нерчинский округ, Забайкалье), а желто-серого цвета — по берегам р. Аргуни. Пользуются известностью замечательные кристаллы хиастолита с горы Хоуден (Южная Австралия).

СИЛЛИМАНИТ — $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$. Название дано имени проф. В. Силлимана (1779—1864).

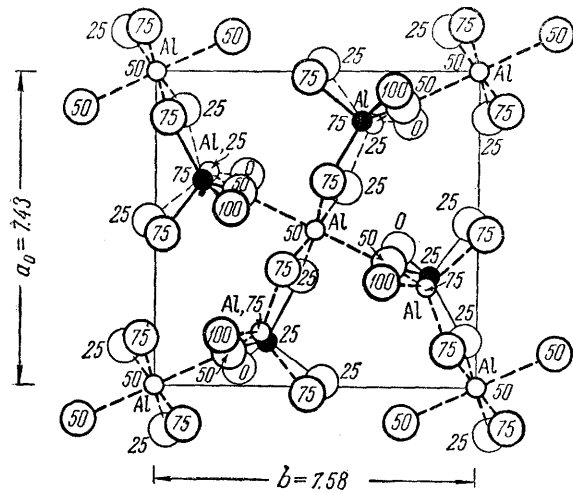
Химический состав тот же, что и дистена. Обычно устанавливается содержание Fe_2O_3 до 2—3%.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** представлена на фиг. 482. В общем она является наиболее простой и близка к структуре андалузита (см. также фиг. 474, 479). Главное различие заключается в том, что вторая половина ионов Al находится в четверном окружении ионов кислорода. Такие тетраэдрические группы AlO_4 тесно связаны с SiO_4 в виде настоящих цепочек, вытянутых параллельно оси c , как для группы пироксенов. Боковое сцепление таких цепочек между собой происходит с помощью других ионов Al, обладающих обычным координационным числом 6 (см. фиг. 482). **Облик кристаллов** игольчатый без концевых граней.

Грани призм пояса [001] сильно иштрихованы. Наблюдается в плотных лучистых массах, волокнистых агрегатах и в виде микроскопических волосовидных, часто изогнутых включений в других минералах (в кварце и полевых шпатах). Последнюю разность называют фибролитом или бухольцитом.

Цвет силлиманита серый, светло-бурый, бледнозеленый. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $Ng = 1.677-1.684$, $Nm = 1.658-1.660$, $Np = 1.657-1.661$; $Ng-Np = 0.020-0.023$ (наибольшее среди минералов группы дистена). Оптически положительный. $2V$ около 25° . $NgNp = (010)$; $Ng = c$. Для фибролита: $Ng = 1.635$, $Np = 1.629$.

Твердость 7. **Спайность** по пинакoidу {010} совершенная. **Уд. вес** 3.23—3.25.



Фиг. 482. Кристаллическая решетка силлиманита

Диагностические признаки. Для силлиманита характерны игольчатые, шестоватые и волосовидные формы кристаллов. От андалузита, с которым он нередко встречается совместно, отличается по оптическим свойствам (по положительному удлинению, большему двупреломлению). В отличие от некоторых моноклинных амфиболов, силлиманит под микроскопом отличается прямым погасанием в удлиненных разрезах.

П. п. тр. не плавится. При температуре около 1545° разлагается с образованием муллита.

В кислотах не растворяется. Реакция на Al. **Происхождение.** Как высокотемпературный контактово-метаморфический минерал встречается часто непосредственно на контакте с изверженными породами и даже в самих изверженных породах в качестве продукта реакции с обломками богатых глиноземом пород, захваченными при внедрении. Встречается также в кристаллических сланцах как более ранний минерал, иногда совместно с андалузитом, шпинелью, кордиеритом, корундом и др.

Месторождения. О практическом значении см. дистен. Крупные месторождения сплошных масс силлиманита (до 85%) в виде крупных линз и гнезд в кристаллических сланцах известны в Индии: Хаз и Хиллс и Пипра. Образовались они в результате воздействия на сланцы пневматолитовых агентов, генетически связанных с интрузией турмалино-мусковитового гранита. На территории Союза пока не известно сколько-нибудь богатых силлиманитом горных пород.

МУЛЛИТ — $Al_4[Al_4(Si_3Al)O_{20}]$ (или $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$). Содержит также очень немного OH и F. Ромбич. с. Встречается в микроскопически мелких призматических бесцветных или фиолетово-розовых кристаллах. Рентгенометрические исследования показывают почти полное сходство структуры муллита со структурой силлиманита, несмотря на некоторое различие их составов. Оптические константы природных кристаллов с содержанием $Fe_2O_3 = 0.50\%$ и $TiO_2 = 0.79\%$: $Ng = 1.668$, $Np = 1.651$; $Ng-Np = 0.017$. Для искусственно полученного муллита: $Ng = 1.654$, $Nm = 1.644$, $Np = 1.642$; $Ng-Np = 0.012$, $NgNp = (010)$; $Ng = c$. Оптически положительный. $2V = 45-50^\circ$. Тв. 6.

Спайность по (010) ясная. Уд. вес 3.03. Не плавится. В кислотах не растворяется. Встречен в выплавленных в лаву четвертичного возраста глинистых породах на о. Мюль (Шотландия). Легко получается искусственным путем при плавлении в электропечах дистена, андалузита, дюмортьерита и других богатых глиноземом силикатов.

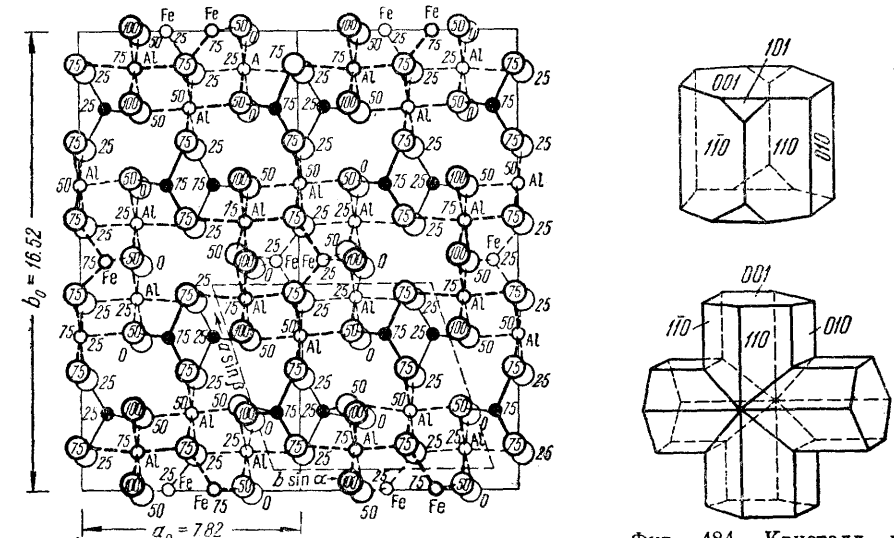
ДЮМОРТЬЕРИТ — $Al_4[Al_4BSi_3O_{19}(OH)]$. Содержание B и [OH] несколько колеблется. Ромбич. с. Обычно наблюдается в волокнистых и столбчатых агрегатах. Цвет яркосиний, зеленовато-голубой, розовато-фиолетовый. Прозрачен или просвечивает. Блеск стеклянный. $Ng = 1.689-1.692$, $Nm = 1.686-1.691$, $Np = 1.678-1.670$; $Ng-Np = 0.011-0.022$ (обычно низкое). $NgNp = (010)$; $Np = c$. Оптически отрицательный. $2V$ от 20 до 40° ; дисперсия сильная; от $r < v$ до $r > v$. Сильно плеохроичен: по Ng и Nm — бесцветный, бледносиний, Np — синий, фиолетовый, реже зеленый, зеленовато-бурый, розовый. Тв. 7. Спайность средняя по (100) и несовершенная по (110). Уд. вес 3.3. Не плавится. В кислотах и даже в HF не растворяется. Впервые был найден близ Лиона (Франция) в глыбе гнейса. Встречается также в пегматитах, кристаллических сланцах с кордиеритом, дистеном и др. Крупнейшие месторождения в виде дюмортьеритовых сланцев, имеющих промышленное значение, находятся в районе Рочестер (Невада, США). В СССР дюмортьерит встречен у оз. Увильды (Кыштымский район, Урал), у селения Сайлык, около Ташкента, на Памире и в других местах.

10. ГРУППА СТАВРОЛИТА

Из минералов, относящихся к этой группе, лишь один — ставролит — является детально изученным. Он по своим свойствам и условиям нахождения в природе близок к минералам предыдущей группы.

СТАВРОЛИТ — $Fe \cdot Al_4[Si_4O_{12}O_2(OH)_2]$ или $Fe(OH)_2 \cdot 2Al_2SiO_5$. Назван по форме часто встречающихся крестообразных двойников: ставрос — по-гречески «крест».

Химический состав (в %): FeO 15.8, Al_2O_3 55.9, SiO_2 26.3, H_2O 2.0. Fe²⁺ замещается Mn²⁺, иногда в значительных количествах. Последняя



Фиг. 483. Кристаллическая решетка ставролита

Фиг. 484. Кристалл и двойник ставролита по (032)

разность называется н о р д м а р к и т о м. Никель- и кобальтсодержащая разновидность носит название л ю с а к и т а. Часть Al замещается Fe²⁺. В некоторых случаях устанавливается содержание TiO_2 . Несовпадения содержаний главных компонентов с теми, что полагаются по формуле, обычно объясняются наличием в ставролите мельчайших включений посторонних минералов.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Кристаллическая структура ставролита показана на фиг. 483 в проекции на плоскость (001). Она очень похожа на структуру дистена (см. фиг. 473). Разница заключается в том, что перпендикулярно оси b в структуре ставролита слои, отвечающие по строению дистену, переслаиваются со слоями, содержащими ионы Fe^{2+} и $[OH]^{-}$ (аналогично тому, как это мы видели в структуре минералов группы хондрита). Расположение ионов на грани (010) у ставролита вполне отвечает расположению их у дистена на грани (100). Этим легко объясняется тот факт, что нередко кристаллы ставролита и дистена закономерно сростаются друг с другом. Замечательно также то, что на этом примере легко видеть как из триклинной сингонии может получиться ромбическая путем соединения пакетов дистеновой структуры с помощью слоев, состоящих из гидрата закиси железа. Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 7.81$, $b_0 = 16.59$, $c_0 = 5.64$. Для люсакита — $(Fe^{2+}, Co)_2(Al, Fe^{3+})_3[SiO_4]_4O_7[OH]^{-}$: $a_0 = 7.86$, $b_0 = 16.62$, $c_0 = 5.65$. **Облик кристаллов.** Кристаллы обычно имеют вид коротких и толстых призм. Наблюдаются преимущественно следующие формы: призмы {100}, иногда {101}, и пинакоиды {001} и {010} (фиг. 484). Двойники очень характерны (фиг. 484) и напоминают прямоугольный — по (032) или косой — по (232) крест. Изредка встречается в виде неправильных зерен.

Цвет ставролита красновато-бурый до буровато-черного. Редко бывает прозрачным. **Черта** белая. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $N_g = 1.746-1.762$, $N_m = 1.741-1.754$, $N_p = 1.736-1.747$; $N_g - N_p = 0.010-0.015$ (повидимому, возрастают с увеличением содержания Fe_2O_3). $N_g = c$; $N_m = a$. $2V$ от $+80^\circ$ до -87° .

Твердость 7—7.5. **Спайность** по {010} ясная. Излом неровный. **Уд. вес** 3.65—3.77 (колеблется в зависимости от включений посторонних минералов).

Диагностические признаки. Легко узнается по цвету и характерным формам кристаллов, особенно двойников. В прозрачных шлифах цвет также весьма характерен: золотисто-желтый или оранжево-желтый по N_g и почти бесцветный по N_p .

П. п. тр. не плавится, за исключением разностей, богатых марганцем, легко сплавляющихся в черное магнитное стекло. В кислотах не растворяется. Лишь H_2SO_4 частично разлагает его.

Происхождение. Ставролит, как относительно высокотемпературный минерал, является весьма характерным минералом некоторых кристаллических сланцев, образовавшихся в результате регионального, реже контактового метаморфизма. Часто встречается в породах, богатых кремнеземом и железом, в ассоциации с гранатами, андалузитом, кордиеритом, слюдами, магнетитом, брукитом и др.

Химически довольно стойкий минерал. Наблюдались превращения в зеленую слюду и хлориты, очевидно в результате наложения последующих гидротермальных процессов. Встречается в россыпях.

Практического значения не имеет.

На перечислении многочисленных мест нахождения останавливаться не будем. Укажем лишь, что в пределах СССР встречается в сланцах горы Таганай (Ю. Урал), а также в россыпях по рр. Санарке и Каменке (Кочкарский район), в северо-западной части СССР в дистен-мусковит-ставролитовых сланцах, в районе оз. Байкал и в других местах.

Нордмаркит — богатая марганцем разновидность ставролита — встречается в районе марганцевых рудников Нордмарк в Швеции.

Люсакит — разновидность, содержащая Ni, Co, Mg, — встречается в Северной Родезии (Африка).

11. ГРУППА ГРАНАТА

Здесь относится обширная группа минералов с общей формулой $A_3B_2[SiO_4]_3$, где $A = Mg, Fe^{2+}, Mn, Ca$ и $B = Al, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Mn^{3+}, Ti$. Среди них особенно многочисленны минеральные виды двух изоморфных рядов (альмандинового и андрадитового). Минеральные виды промежуточного состава редки.

Альмандиновый ряд¹ $(Mg, Fe, Mn)_3Al_2[SiO_4]_3$

	a_0
Пироп $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	11.440
Альмандин $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	11.495
Спессартин $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	11.590

Андрадитовый ряд² $Ca_3(Al, Fe, Cr)_3[SiO_4]_3$

	a_0
Гроссуляр $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	11.840—11.91
Андрадит $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$	12.045
Уваровит $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	12.05
Шорломит $Ca_3(Al, Fe, Ti)_2[(Si, Ti)O_4]_3$	

Предложены были также следующие названия гранатов гипотетического состава:

Хогарит $Mg_3Fe_2[SiO_4]_3$
Скиагит $Fe_3Fe_2[SiO_4]_3$
Кальдерит $Mn_3Fe_2[SiO_4]_3$
Блитит $Mn_3Mn_2[SiO_4]_3$

К группе гранатов принадлежит и следующий минерал, содержащий OH:

Плазолит $Ca_3Al_2[SiO_4]_2[OH]_4$	a_0 12.14
--	-------------

Так как все они кристаллизуются в одной сингонии и имеют много общих свойств, мы дадим общее описание их.

ГРАНАТЫ (формулы см. выше). Гранатус — по-латыни «подобный зернам». Название дано по сходству цвета первоначально изученных кристалликов граната с цветом зернышек в плодах гранатового дерева. «Вениса» — старое русское название гранатов. Происхождение названий отдельных минеральных видов различно.

Пироп — от греческого пиропос («подобный огню»); назван за его темнокрасный цвет. **Родолит** — железистый пироп.

Альмандин — искаженное название местности Алабанда, где в старые времена гранили камни («алабандская вениса» Плиния).

Иттрогранат — альмандин, содержащий Y и TR.

Спессартин — по местности Спессарт в Баварии. **Кальциоспессартин**, **ферроспессартин** — гранаты промежуточного состава. **Эринадин** — спессартин, содержащий Y, Cr и Mg.

Гроссуляр — так была названа акад. К. Лаксманом открытая им еще в 1790 г. бледнозеленая разность по ботаническому названию крыжовника. **Эссонит** (гессонит) — железистая разность коричневого цвета из Цейлона; эссон — по-гречески «слабейший», т. е. менее твер-

¹ Винчелл этому ряду дает общее название пиральспит (по начальным буквам отдельных минеральных видов).

² По Винчеллу — грандит, или уграндит (с уваровитом).

дый, чем похожий на него циркон. Сукцинит — разность янтарного цвета из долины Ала (Пьемонт, Италия).

Андрадит — в честь португальского минералога д'Андрада, описавшего в 1800 г. одну разновидность граната, названную им аллохроитом и оказавшуюся марганцево-железистым гранатом. Демантоид — прозрачная зеленая разность андрадита. Топазолит — прозрачная разность, похожая на топаз. Аплом — глиноземистый андрадит.

Уваровит — в честь министра просвещения Уварова; Г. Розе ошибочно принял его за аширит (диоптаз); акад. Гесс в 1832 г. путем химического анализа доказал принадлежность его к группе гранатов.

Шорломит по существу является богатой титаном разновидностью андрадита. Иварит — синоним.

Гранаты сравнительно редко встречаются в виде породообразующих минералов (главным образом в некоторых кристаллических сланцах), но зато часто распространены в больших, нередко сплошных массах в контактово-метасоматических образованиях как продукты реакций между кислыми интрузивными изверженными породами, с одной стороны, и известняками и доломитами — с другой.

Химический состав. Теоретический состав главных минеральных видов приведен в таблице 20.

Таблица 20

Химический состав гранатов (в весовых %)

Минералы	MgO	FeO	MnO	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂
Пироп	29.8	—	—	—	25.4	—	—	44.8
Альмандин	—	43.3	—	—	20.5	—	—	36.2
Спессартин	—	—	43.0	—	20.6	—	—	36.4
Гроссуляр	—	—	—	37.3	22.7	—	—	40.0
Андрадит	—	—	—	33.0	—	31.5	—	35.5
Уваровит	—	—	—	33.5	—	—	30.6	35.9

Mg и Fe²⁺, а также Fe³⁺ и Mn²⁺ в рассматриваемой группе минералов неограниченно заменяют друг друга, давая любые соотношения, но магnezально-марганцовистый гранат (магнезиоблитит) редок. Что касается трехвалентных элементов, то они могут широко заменять один другой. Правда, хромсодержащие гранаты в природе встречаются очень редко.

Из примесей в незначительных количествах иногда присутствуют K₂O, Na₂O, а также P₂O₅, V₂O₅, ZrO₂, BeO и др.

Сингония кубическая; гексоктаэдрический в. с. 3L⁴4L₆³⁶L²⁹PC. Кристаллы вообще чрезвычайно характерны для гранатов. **Кристаллическая структура** в общем виде изображена на фиг. 485. На фиг. 486а в виде куба со стороной $a/4$ показана $1/64$ часть элементарной ячейки гроссуляра. Ионы Al занимают углы, а ионы Si и Ca — середины ребер (не все из 64 малых ячеек похожи одна на другую). На фиг. 486б изображена проекция этой малой ячейки на плоскость (100). Здесь между изолированными тетраэдрическими группами SiO₄ располагаются ионы Al и Ca; каждый ион Al окружен шестью, а Ca — восемью ионами кислорода (фиг. 486в). При этом каждый ион кислорода одновременно связан с одним ионом Si, одним Al и двумя Ca. Общую структуру гроссуляра можно бы рассматривать как состоящую из тетраэдров Si и октаэдров Al, в интерстициях между которыми располагаются ионы Ca. **Облик кристаллов.** Чрезвычайно характерной и наиболее распространен-

ной является форма ромбического додекаэдра {110} (фиг. 487), реже — в комбинации с тетрагон-триоктаэдром {211}. Последняя форма может быть представлена и самостоятельно, причем грани бывают покрыты штрихами, параллельными длинной диагонали. Крайне редко встречаются грани куба или октаэдра. Двойники сростания по (210) представляют также большую редкость. **Агрегаты.** Часто встречаются в виде сплошных зернистых масс.

Цвет гранатов варьирует весьма широко. Бесцветные прозрачные разности редки. Наиболее обычные цвета различных минералов приведены в табл. 21. Гранаты синего цвета не встречаются.

Хромсодержащие гранаты обычно окрашены в яркозеленый цвет, а иногда, при малом содержании хрома, — в красный. В зеленый цвет иногда окрашены и некоторые прозрачные разности андрадита (демантид). Вообще каких-либо строгих закономерностей окраски гранатов в зависимости от их состава не установлено. **Черта** белая или светлоокрашенная в различные оттенки. **Блеск** жирный стеклянный, иногда близкий к алмазному (андрадит) или алмазный (шорломит). **Оптически** изотропные, но часто наблюдаются аномалии. Любопытно, что аномальные участки имеют

форму пирамиды, вершины которых сходятся в центре, а основаниями служат грани кристалла. Показатели преломления главных минеральных видов приведены в табл. 21. Они увеличиваются по мере увеличения в них содержания FeO, Fe₂O₃ и TiO₂.

Твердость 6.5—7.5. Более высокой твердостью обладают альмандин, пироп и спессартин (7—7.5). **Спайность** несовершенная по {110}, обычно

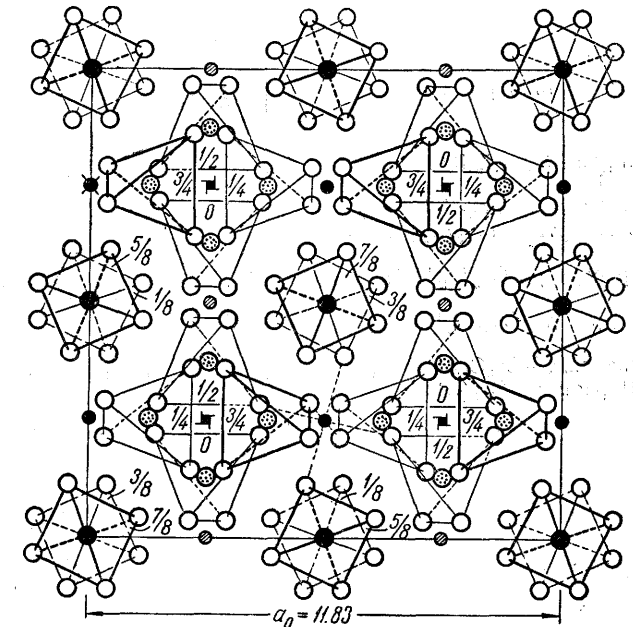


Fig. 485. Кристаллическая решетка граната в проекции на грань куба

Ионы кремния, располагающиеся в центрах тетраэдров, не показаны. Цифры при этих тетраэдрах указывают высоты ионов Si. То же относится к цифрам в условных обозначениях. Черные квадратики с черточками — винтовые оси четвертого порядка (правые и левые)

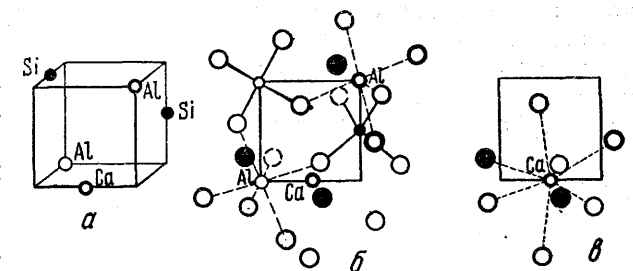


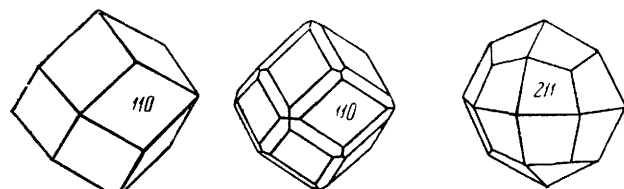
Fig. 486. Некоторые детали структуры граната

отсутствует. Излом неровный. Уд. вес колеблется от 3.5 до 4.2 (см. табл. 21). При сплавлении удельный вес падает, причем становится ниже и коэффициент преломления.

Таблица 21

Физические свойства гранатов

Минерал и состав	Уд. вес	Цвет	N
Пироп— $Mg_3Al_2 [SiO_4]_3$	3.51	Темнокрасный, розовато-красный, черный	1.705
Альмандин— $Fe_3Al_2 [SiO_4]_3$	4.25	Красный, буро-красный, черный	1.830
Спессартин— $Mn_3Al_2 [SiO_4]_3$	4.18	Темнокрасный, оранжево-желтый, бурый	1.800
Гроссуляр— $Ca_3Al_2 [SiO_4]_3$	3.53	Медово-желтый, бледнозеленый, бурый, красный	1.735
Андрадит— $Ca_3Fe_2 [SiO_4]_3$	3.75	Желтый, зеленоватый, буро-красный, черный	1.895
Уваровит— $Ca_3Cr_2 [SiO_4]_3$	3.52	Изумрудно-зеленый	1.870
Шорломит— $Ca_3(Al,Fe,Ti)_2 [(Si,Ti)O_4]_3$	3.88	Черный, буровато-черный	2.0



Фиг. 487. Кристаллы граната (обычно распространенные)

Диагностические признаки. Макроскопически легко узнаются по характерному облику кристаллов, жирному блеску, высокой твердости и сравнительно большому удельному весу.

П. п. тр., за исключением хромовых гранатов, более или менее легко плавятся, особенно андрадит и близкие по составу к нему разновидности. При сплавлении дают шарики, окрашенные в различные цвета. Железистые разновидности при этом становятся магнитными. С бурой и фосфорной солью многие из них реагируют на Fe, Mn и Cr. В HCl лишь андрадит растворяется с большим трудом, выделяя студенистый кремнезем. Остальные разлагаются только после сплавления.

Происхождение. Наибольшим распространением пользуются гранаты контакто-метасоматического происхождения, возникающие в результате реакций преимущественно кислых магм с карбонатными породами (известняками и доломитами) в условиях сравнительно высоких температур. Нередко встречаются в виде сплошных масс (гроссуляр и андрадит) или входят в состав скарнов, состоящих главным образом из известковистых силикатов: диопсида, геденбергита, эпидота, везувиана, иногда волластонита, актинолита, хлоритов, гельвина и др. Андрадитовые скарны содержат также рудные минералы: магнетит, гематит, сульфиды железа и меди, шеелит и др. Отдельные кристаллы гранатов во внутренних частях нередко замещаются кальцитом, иногда кварцем и другими минералами гидротермального происхождения. Любопытно, что внешние контуры кристаллов при этом сохраняются.

Реже встречаются месторождения гранатов (главным образом альмандина), возникшие под воздействием кислых магм на основные метаморфические породы (амфиболиты, роговообманковые гнейсы,

роговообманково-хлоритовые породы и др.), особенно если последние наблюдаются в виде ксенолитов среди изверженных пород. В этих случаях нередко встречаются кристаллы граната очень крупных размеров (до нескольких сантиметров в поперечнике). Количество их достигает 10—15% в породе. С ними обычно ассоциируют: биотит, роговая обманка, полевые шпаты, иногда пироксены, турмалин, апатит, сульфиды и др.

Довольно часто как новообразования гранаты встречаются также в кристаллических сланцах: слюдяных, хлоритовых, тальковых, амфиболовых и др. Состав образующихся гранатов зависит от состава исходных горных пород. При метаморфизме пород, богатых Al и Fe, образуется альмандин, известковистых пород — гроссуляр, магнезиально-глиноземистых пород — пироп и т. д. В кристаллах гранатов, достигающих иногда значительных размеров (до 1 см и больше), нередко устанавливаются включения посторонних минералов, захваченных при росте. В парагенезисе с ними довольно часто наблюдаются: мусковит, биотит, кварц, дистен, силлиманит, графит, рутил, магнетит и др.

Гораздо реже гранаты наблюдаются в изверженных горных породах как их первичная составная часть. Подмечено, что в этих случаях гранаты часто имеют форму тетрагон-триоктаэдров. Изредка в гранитных породах, особенно в пегматитах, встречаются спессартин, иногда альмандин. В богатых щелочами изверженных породах (фонолитах, лейцитофирах и др.) распространен меланит (андрадит), нередко с существенным содержанием титана (шорломит).

Уваровит и другие богатые хромом гранаты довольно часто наблюдаются в виде хорошо образованных кристаллов в ассоциации с хромшпинелидами и хромовыми хлоритами в пустотах (главным образом в трещинах) среди месторождений хромистых железняков в ультраосновных изверженных горных породах. Исследования показывают, что эти гранаты в большинстве случаев образуются самостоятельно в более позднюю (пневмато-гидротермальную) фазу развития магматического процесса.

При наложении последующих эндогенных, особенно гидротермальных проявлений гранаты подвергаются разложению, замещаясь хлоритами, серпентином и другими силикатами.

В процессе выветривания они, как относительно стойкие в химическом отношении минералы, переходят в россыпи. Однако железистые гранаты при интенсивных процессах выветривания разлагаются, образуя бурые железняки. Еще легче разрушаются марганцовистые гранаты с образованием гидроокислов марганца.

Искусственным путем гранаты получают с трудом. При плавлении естественных гранатов и последующей кристаллизации расплава возникают совершенно другие силикаты: пироксены, анортит, мелилит и др. До сих пор удалось получить лишь некоторые разновидности гранатов, и то лишь с помощью летучих компонентов. Гроссуляр был получен сплавлением смеси Al_2O_3 и $3SiO_2$ в струе водорода при большом избытке $CaCl_2$ (Горже и Дельтер). Спессартин образуется из смеси соответствующего состава в присутствии $MgCl_2$.

Практическое значение. Прозрачные и красиво окрашенные разновидности гранатов применяются в ювелирном деле как полудрагоценные камни. В настоящее время они большого значения не имеют.

Гранаты, обладающие более высокой твердостью (альмандин, пироп, спессартин), широко применяются в качестве абразивного материала. Для этой цели более пригодны гранаты, образовавшиеся в виде изолированных сравнительно крупных кристаллов, нежели гранаты из сплош-

ных зернистых масс. Около 90% граната идет на изготовление так называемой гранатовой бумаги или полотна, употребляемых преимущественно для полировки твердых пород дерева (дуба, ореха, клена, красного дерева и др.), шлифования зеркальных стекол, полировки кожи, твердого каучука, целлулоидовых и других изделий.

Для получения абразивных материалов гранатосодержащие породы подвергаются специальному обогащению. Промышленными считаются породы, содержащие более 10% хорошо образованных крупных кристаллов (более 1 см в поперечнике).

Месторождения. Наиболее широким развитием гранаты пользуются в скарнах. Они являются постоянными спутниками магнетитовых месторождений контактового происхождения: гора Магнитная, гора Высокая, гора Благодать (Урал), Дашкесан (Закавказье) и др. С гранатовыми скарнами бывают связаны также месторождения шеелита и бериллий содержащего гельвина.

Крупные месторождения абразивных гранатов известны в США в штатах Нью-Йорк, Пенсильвания, Джоргия и др. Из месторождений СССР заслуживает внимания Иссылское на Южном Урале (к северо-востоку от г. Златоуста) в слюдяных сланцах с кварцем, биотитом, мусковитом, хлоритом, ставролитом, дистеном, силлиманитом, хлоритоидом, рутилом, магнетитом и другими минералами.

Из россыпных месторождений наибольшей известностью пользуются гранатовые россыпи провинции Альмерия (Испания), о. Цейлон и Чехословакии (замечательные поделочные гранаты).

Уваровит в виде хорошо образованных кристаллов встречается в трещинах хромитовых залежей Сарановского месторождения на Северном Урале.

Демантоид (прозрачная зеленая разновидность андрадита) встречается в россыпях р. Бобровки (Нижне-Тагильский район), а также и у Поднежной (Свердловский район). Гроссуляр в виде прекрасных кристаллов с вилуитом описан по р. Вилуи (Якутия) и др.

Шорломит в значительных количествах был встречен в нефелиновых сиенитах Айс-Ривер (Британская Колумбия), а позднее в северо-западной части СССР в виде довольно крупных скоплений ромбо-додекаэдрических кристаллов в ассоциации с эгирин-диопсидом, сфеном, апатитом, кальцитом и другими минералами.

ПЛАЗОЛИТ — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_4$. Синонимы: гибшит, гидрогроссуляр. Кубич. с. По сравнению с гранатами обладает той особенностью кристаллического строения, что здесь одна группа SiO_4 заменена группой из четырех OH без нарушения структуры. Наблюдался в мелких додекаэдрической формы кристаллах. Бесцветный или светложелтый. $n_g = 1.675$ (1.702). Тв. 6.5. Уд. вес 3.13 (3.35). Встречен в районе Крестмор (Риверсайд, Калифорния), в фонолитах Мариенберга (Саксония) и в других местах.

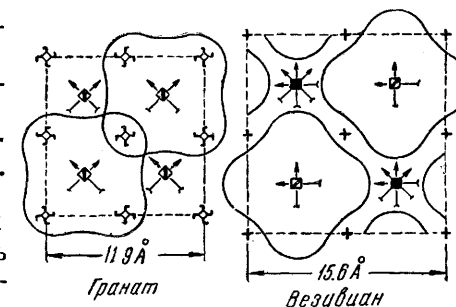
12. ГРУППА ВЕЗУВИАНА

Название везувиана по существу является собирательным и обнимает несколько еще недостаточно изученных минеральных видов колеблющегося состава. Химическая формула выведена условно. Однако, согласно рентгенометрическим исследованиям Уоррена и Моделя, кристаллическая структура везувиана имеет много общего со структурой граната. На фиг. 488 показано, что в плоскости, перпендикулярной к оси c , площадки с четверной осью в структуре везувиана повернуты на 45° (по сравнению со структурой граната). Величина ячейки по оси c равна 11.83 \AA , т. е. в точности отвечает длине ребра кубической элементарной ячейки гроссуляра.

ВЕЗУВИАН — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_4$. Формула приближительная¹. Впервые был установлен на Везуви (отсюда происхождение названия). Синонимы: везувианит, идокраз, вилуит (по р. Вилуи в Якутии).

Химический состав непостоянный. Содержание CaO колеблется (в %): от 33 до 37, Al_2O_3 — от 13 до 16, SiO_2 — от 35 до 39, H_2O — от 2 до 3. Кроме того, присутствуют щелочи K_2O , Na_2O , Li_2O до 1.5, MgO до 2—6 (фругардит), FeO до 3, MnO до 3.5 (марганцевый идокраз), иногда ZnO до нескольких процентов, SrO , Fe_2O_3 до 4—9, Cr_2O_3 до 4.3 (хромвезувиан), TiO_2 до 4.7 (титанвезувиан), изредка BeO до 9.2 (бериллиевый везувиан). Часто OH замещается F (до 2%). Почти постоянно присутствует также V_2O_5 , содержание которого доходит иногда до 10% (в вилуите — до 3—4%). В некоторых разновидностях устлавливается CO_2 .

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. L^4L^25PC . **Кристаллическая структура** везувиана сложная (фиг. 489). Элементарная ячейка содержит 252 иона. Согласно Уоррену, из девяти ионов Si, входящих в формулу, пять образуют тетраэдры SiO_4 , а остальные присутствуют в виде изолированных групп Si_2O_7 . Ионы Al и Mg(Fe) находятся в октаэдрическом окружении ионов кислорода. Таким



Фиг. 488. Соотношения в структуре между гранатом и везувианом

образом, кристаллическая структура представляет переходный тип. На фиг. 489 внизу в виде отдельных колонок в проекции на (100) показаны положения ионов кислорода вокруг ионов Si, Ca и Mg(Fe). **Облик кристаллов.** Характерны призматические (фиг. 490), реже пирамидальные кристаллы, наблюдаемые обычно в пустотах. Встречаются и таблитчатые формы. Наиболее обычны комбинации граней призм {110}, {100}, пирамиды {111} и пинакоида {001}. Грани призм часто бывают покрыты вертикальными прерывающимися штрихами, а грани пинакоида — выпуклыми квадратными фигурами. Двойники неизвестны. **Агрегаты.** Сплошные везувиановые массы обладают зернистым, радиально-лучистым или шестоватым строением.

Цвет везувиана желтый, серый, зеленый, бурый различных оттенков, иногда черный, редко голубой (циприн), красный и розовый (марганцевистый везувиан). Для хромвезувиана характерна интенсивная изумрудно-зеленая окраска. Прозрачный или просвечивающий. **Блеск** стеклянный, жирный. **Оптические константы.** Оптически одноосный отрицательный. $n_m = 1.705$ — 1.732 , $n_p = 1.701$ — 1.726 ; $n_m - n_p = 0.001$ — 0.006 .

Твердость 6.5. Хрупкий. **Спайность** несовершенная по {100} и {110}. Излом неровный или раковистый. **Уд. вес** 3.34—3.44.

Диагностические признаки. В кристаллах довольно легко определяется по их формам. В сплошных массах по внешним признакам почти неотличим от агрегатов граната и эпидота, зато довольно просто определяется в тонких шлифах под микроскопом по оптическим константам и ассоциации с кальцийсодержащими минералами.

П. п. тр. легко сплавляется, вспучиваясь вследствие выделения летучих компонентов; получается зеленоватое или бурое стекло. В HCl

¹ Уоррен дает формулу $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_9\text{O}_{34}[\text{OH}]_4$ на основе рентгенометрических данных.

разлагается частично, а после предварительного прокаливании полностью, причем выделяется SiO_2 в виде студня.

Происхождение. Везувиан хотя встречается и не так часто, как гранаты, но все же является типичным минералом в контакто-

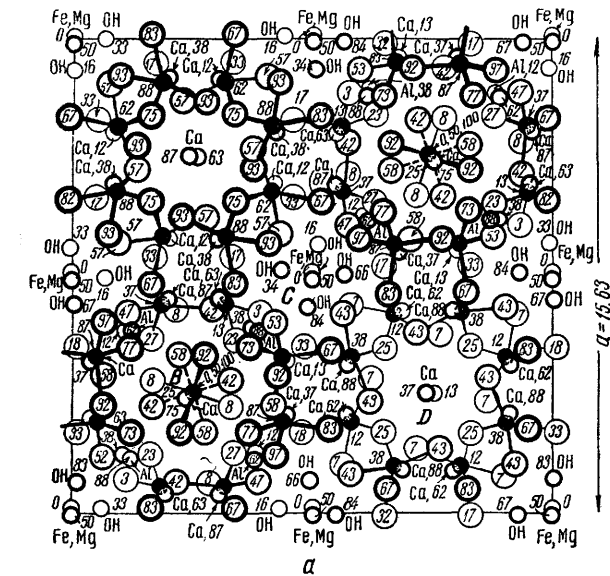
во-метасоматических образованиях, возникших за счет известняков или доломитов. В ассоциации с ним встречаются гранаты (гроссуляр), диопсид, эпидот, кальцит, хлориты, скаполиты и др.

Реже он наблюдается в метаморфических породах: серпентинитах, хлоритовых сланцах, гнейсах и др., образуясь в результате воздействия летучих компонентов на калие- либо первичные, богатые кальцием минералы: основные полевые шпаты, диопсид, роговые обманки и др.

Хромвезувиан в ассоциации с уваровитом и хромовыми хлоритами иногда наблюдается в пустотах и трещинах хромитовых залежей в ультраосновных породах (Нижне-Тагильский район на Урале).

В процессе наложения гидротермальной деятельности везувиан, так же как и гранаты, замещается вторичными минералами (хлоритами, слюдой, тальком и др.). Известны псевдоморфозы эпидота по везувиану.

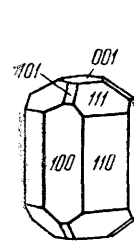
Практического значения не имеет.



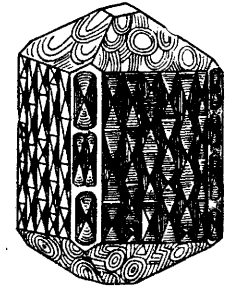
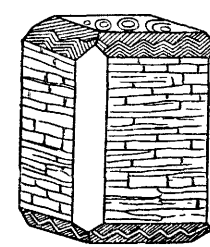
Фиг. 489. Кристаллическая решетка везувиана (а). Внизу изображены отдельные колонки ионов (b, c, d), обозначенные на проекции решетки а буквами В, С и D

Месторождения. Из многочисленных пунктов нахождения везувиана отметим лишь некоторые. На Монте-Сомма (Везувий) он встречается в вулканических выбросах среди кристаллического известняка в сопровождении слюды, авгита, хлорита, скаполита, магнетита и др. На Урале хорошо образованные кристаллы и зернистые массы находят среди хлоритовых сланцев в Назымских горах (Златоустовский

район), в Ахматовской, Николае-Максимилиановской и Еремеевской копях в Шимских горах (там же), в окрестностях ст. Медведьки, у с. Поляковки (Ю. Урал), в серпентинитах, по берегам



Фиг. 490. Кристалл везувиана. Везувий



Фиг. 491. Кристаллы вилуита

р. Борзовки (Средний Урал, Кыштымский район) в виде валунов сплошного везувиана яблочно-зеленого цвета в ассоциации с юндромом.

Вилуит, открытый акад. Лаксманом в 1790 г., встречается в Якутии по берегам Вилюя близ впадения р. Ахтаргады в виде прекрасно образованных крупных (до 2 см в длину) кристаллов (фиг. 491) темно-зеленого или зелено-бурого цвета среди полуразрушенной метаморфизованной породы. Интересно строение граней на кристаллах. В одних случаях (фиг. 491 слева), когда сильно развита грань (001), грани призмы как бы покрыты горизонтально ориентированными пластинками наподобие сложенных кирпичей, а в других — конвертоподобными возвышениями (фиг. 491 справа). Грани пирамиды покрыты более тонкими и сложными рисунками.

Бериллиевый везувиан бурого цвета, содержащий также MgO , MnO и ZnO , описан в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

13. ГРУППА СФЕНА

Здесь отнесены силикаты Ca, Ti, Ce, Y. Из них только сфен детально изучен рентгенометрически. Остальные минералы включены условно.

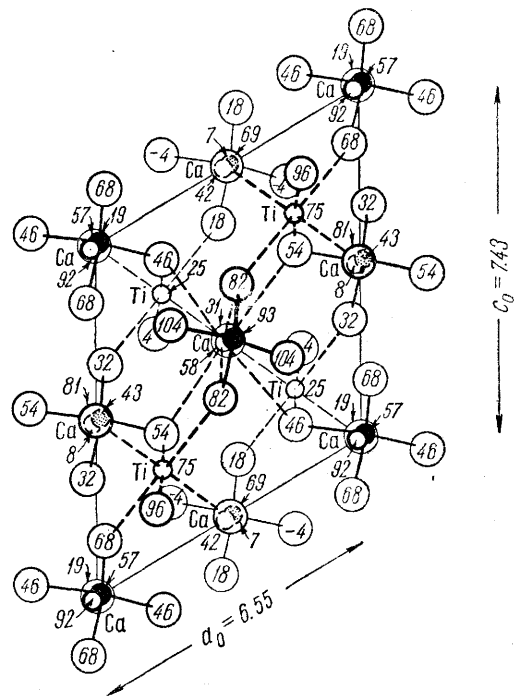
		a_0	b_0	c_0	β'
Сфен	$\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$	6.55	8.70	7.43	$60^\circ 17'$
Иттропитанит	$(\text{Ca}, \text{Y}, \text{Ce})(\text{Ti}, \text{Al}, \text{Fe})[\text{SiO}_4]\text{O}$	"	"	"	"
Мурманит	$\text{NaTi}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}] \cdot \text{H}_2\text{O}$	"	"	"	"
Ферсманит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Ti}, \text{Nb})[\text{SiO}_4][\text{OH}, \text{F}]_3$	"	"	"	"

СФЕН — $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$. Сфен — по-гречески «клин». Назван по характерной клиновидной форме кристаллов. Синоним: титанит. Впервые у нас он был описан Г. Розе в 1842 г. в Ильменских горах. Как аксессуарный минерал он довольно часто встречается, преимущественно в кислых и щелочных интрузивных изверженных горных породах (гранитах, сиенитах, нефелиновых сиенитах, диоритах и др.).

Химический состав. CaO 28.6%, TiO_2 40.8%, SiO_2 30.6%. Нередко устанавливается примесь FeO (до 6%), иногда MnO (до 3%), MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , изредка Cr_2O_3 , ZrO_2 (до 0.18%) и Nb_2O_5 . Розовато-крас-

ная марганцовистая разность носит название *г р и н о в и т а*. Встречаются разности, содержащие небольшое количество H_2O и F .

Сингония моноклиная; ромбо-призматический в. с. L^2PC . **Кристаллическая структура** изображена на фиг. 492 в проекции на грань (010). Как можно видеть из рисунка, ионы Ca , Si и O местами налагаются



Фиг. 492. Кристаллическая решетка сфена в проекции на (010)

Ионы кремния (маленькие кружки) располагаются в четверном окружении

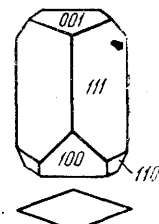
один на другой и лежат на двойных осях. Изолированные группы SiO_4 друг с другом связаны (см. пунктирные линии) через ионы Ti , окруженные 6 ионами кислорода, и ионы Ca с 7 окружающими их ионами кислорода. **Облик кристаллов.** Одиночные кристаллы вообще характерны для этого минерала; внешний вид их весьма разнообразен по комбинациям форм. Чаще всего они представляют собой уплощенные конвертообразные призмы, имеющие в поперечном разрезе клиновидную форму (фиг. 493). При преимущественном развитии граней {001} принимают таблицеобразную форму. Гораздо реже при развитии граней призмы {110} и пинакоида {010} образуются кристаллы призматического облика. **Двойники** сростания наблюдаются часто по (100), реже по (001).

Цвет сфена желтый, бурый, зеленый, серый, иногда черный, розовый или красный *г р и н о в и т а*. **Черта** белая. **Блеск** близкий к алмазному или алмазный, жирный. **Оптические константы.** $N_g = 1.979-2.054$, $N_m = 1.894-1.935$, $N_p = 1.888-1.918$; $N_g - N_p = 0.082-0.135$. Оптически положительный. $2V = 23$ до 49° . $N_g N_p = (010)$; $cN_g = 47-57^\circ$. Интенсивно окрашенные разности обнаруживают плеохроизм.

Твердость 5—6. **Спайность** по {110} ясная или несовершенная. **Уд. вес** 3.29—3.56.

Диагностические признаки. Для сфена часто весьма характерны клиновидные формы кристаллов с острыми и тупыми углами между гранями, отличающие его от целого ряда минералов, похожих на него по желтовато-бурому цвету. В зернистых агрегатах от аналогичных по цвету гранатов он отличается по меньшей твердости и более сильному блеску.

П. п. тр. сплавляется по краям в темное стекло. С фосфорной солью в восстановительном пламени после присадки олова дает реакцию на титан (фиолетовый перл). В горячей HCl разлагается частично, а в H_2SO_4 полностью с образованием сульфата Ca . Концентрированный солянокислый раствор при кипячении с металлическим оловом принимает фиолетовую окраску вследствие образования $TiCl_3$.



Фиг. 493. Кристалл сфена

Происхождение. В небольших количествах в виде аксессуарной примеси сфен встречается довольно часто в магматических горных породах (гранитах, сиенитах, трахитах, андезитах и пр.) в ассоциации с полевыми шпатами, нефелином, эгирином, цирконом, апатитом и другими минералами. В более крупных кристаллах распространен также в пегматитах преимущественно сиенитового состава. Реже встречается в контактово-метасоматических образованиях при воздействии менее кислых магм на известняки и наблюдается в парагенезисе с диопсидом, гранатом, эпидотом, хлоритами, магнетитом и др.

Иногда он довольно характерен для некоторых метаморфических пород (гнейсов, слюдяных и хлоритовых сланцев, амфиболитов и др.). В хорошо образованных кристаллах наблюдается также в жилах «альпийского типа» с кальцитом, хлоритом, эпидотом, альбитом, адуляром и др.

При воздействии последующих гидротермальных углекислых растворов разлагается с образованием кальцита, кварца и скрытокристаллических рутила или анатаза; иногда переходит в брукит или перовскит. Известны также псевдоморфозы граната по сфену.

В зоне выветривания, как химически устойчивый минерал, накапливается в россыпях, хотя установлены продукты изменения его в так называемый ксантитан в виде бледных и бледножелтых пленок или порошокватого тонкодисперсного вещества, повидимому, рутила или анатаза с гидроокислами других элементов.

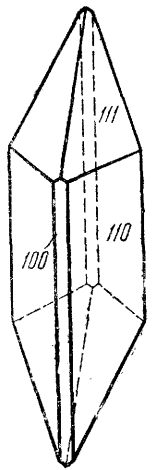
Искусственно получается при сплавлении составных окислов в смеси с кислыми силикатными породами в течение продолжительного времени (с основными породами образуется перовскит). Легче воспроизводится сплавлением хлористого кальция с кремнеземом и окисью титана.

Практическое значение. Сфен, если содержится в значительных массах, может являться сырьем для получения при переработке окиси титана и других соединений (о применении их см. ильменит).

Месторождения. Встречается в апатитовых месторождениях среди нефелино-apatитово-сфеновых пород. Наблюдается как в виде неправильных зерен до 1 см в поперечнике, так и в виде призматических, вытянутых по оси c кристаллов с преимущественным развитием призмы {110} (фиг. 494). Очень оригинальны также игольчатые, радиально-лучистые или волокнистые агрегаты сфена с розоватым или желтоватым оттенком, располагающиеся как более поздние образования между зернами других минералов.

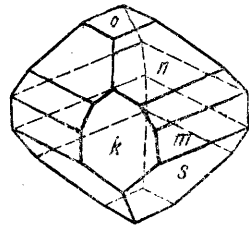
В Ильменских горах (на Урале) сфен различных генераций встречается главным образом в сиенитовых и нефелин-сиенитовых пегматитах в ассоциации с апатитом, иногда эгирином, магнетитом, ильменитом, за счет которого он нередко образуется, черной слюдой, роговой обманкой, эгирином-авгитом и другими минералами. Часто содержит в себе включения этих минералов. Наблюдается в форме хорошо образованных кристаллов (фиг. 495 и 496), достигающих иногда величины 10×15 см. Некоторые разности его содержат примеси Sr и V . Наблюдаются продукты выветривания сфена (ксантитан).

В Назымских и Шишимских горах (Златоустовский район Ю. Урала) сфен встречается в контактовых образованиях на границе габбро и амфиболитов с известняками. Он наблюдается в бледножел-

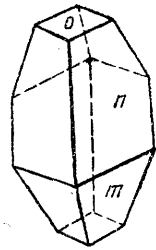


Фиг. 494. Призматический кристалл сфена

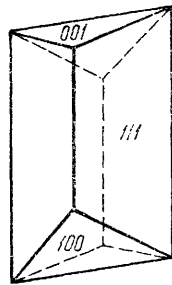
тых, буровато-желтых, изредка прозрачных бесцветных кристаллах в мраморизованном известняке. Встречаются кристаллы до 300 г весом (Музей горного института в Ленинграде), как простые (фиг. 497), так и богатые комбинациями. Описаны оригинальные двойники срастания по (100) таблицеобразной формы (фиг. 498). Спутниками сфена являются разнообразные (главным образом, кальций- и магнийсодержа-



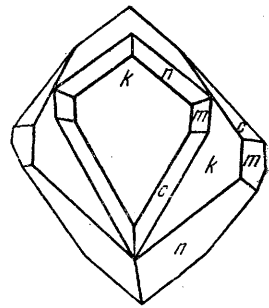
Фиг. 495. Кристалл сфена $o\{001\}$, $n\{111\}$, $m\{110\}$, $k\{100\}$, $z\{221\}$, $s\{021\}$



Фиг. 496. Кристалл сфена $o\{001\}$, $n\{110\}$



Фиг. 497. Кристалл сфена из Ахматовской копи



Фиг. 498. Двойник сфена из Ахматовской копи $k\{100\}$, $c\{221\}$, $m\{110\}$, $n\{111\}$

щие) минералы: диопсид, гранат, эпидот, везувиан, перовскит, хлориты, апатит, кальцит, шпинель, форстерит и др.

Из иностранных месторождений пользуются известностью жилы «альпийского типа» в ряде мест Швейцарии (Сен-Готард, Бинненталь, Царматт и др.), где встречаются замечательно образованные прозрачные богатые гранями кристаллы бледнозеленого цвета, а также в Пьемонте (Италия)—широкие красноватые или желтоватые кристаллы, в Сен-Марчеле — марганцовистая разновидность — гриновит и др.

ИТТРОТИТАНИТ— $(Ca, Y, Ce)(Ti, Al, Fe)[SiO_4]O$. Монокл. с. Редкий. Синоним: кейльхаутит. По свойствам аналогичен сфену. Содержит 12—28% $(Y, Ce)_2O_3$ и около 5—15% Fe_2O_3 и Al_2O_3 . Большею частью встречается в сплошных массах; кристаллы редки. Цвет буровато-красный, темнубурый и буровато-черный. Блеск алмазный, жирный. $Ng=2.03$, $Nm=1.935$, $Np=1.915$; $Ng-Np=0.115$. Оптически положительный. $2V=50^\circ$. Дисперсия очень сильная; $r>v$. $NgNp=(010)$; $cNg=57^\circ$. Тв. 6—7. Уд. вес 3.51—3.72. П. п. тр. плавится довольно легко в черный блестящий шлак. С фосфорной солью дает скелет кремнезема; в восстановительном пламени окрашивается в фиолетовый цвет. В HCl, будучи тонко измельчен, с трудом, но растворяется вполне. Встречен в слюдяном сланце Бюо, близ Арендаля, в Крагерё и в других местах Норвегии.

Чевкинит, вероятно, представляет собой продукт метамиктного распада богатого торием и железом иттротитанита. Монокл. с. Цвет бархатно-черный. Черта темнубурая. Блеск смолистый. Непрозрачен. В тонких шлифах просвечивает густым красно-бурым цветом. $N=1.63$ —1.68. Оптически отрицательный, иногда положительный. $2V$ от -78 до $+78^\circ$. Плеохроизм сильный: по Ng —темнубурый до непрозрачного, по Np —более светлый буровато-красный. Тв. 5—6. Уд. вес 4.50—4.67. Излом раковистый. П. п. тр. быстро раскаляется, сильно вспучивается и становится губчатым. При дальнейшем нагревании желтеет, но не плавится. В HCl при нагревании разлагается, выделяя студенистый кремнезем.

В снитовых и гранитовых пегматитах был установлен в ряде мест Мадагаскара, Каньямалай Хилл, Салем, Мадраса (Индия), Хэт Крик, Нельсона (Вирджиния, США) и в других местах.

МУРМАННИТ— $NaTi_2[SiO_4]_2[OH] \cdot H_2O$. Монокл. с. Редкий. Химический состав этого минерала сильно меняется. Колебания содержаний главных компонентов выражаются в следующих пределах (в %): SiO_2 32.1—24.0, P_2O_5 0.6—12.8, TiO_2 24.4—29.8, Na_2O 7.4—26.1, H_2O^{+110} 6.5—0.2, H_2O^{-110} 6.1—0.0. Кроме того содержится (в %): $Nb_2O_5+Ta_2O_5$ 8.2—1.7 (главным образом Nb_2O_5), CaO 3.2—0.8, ZrO_2 0.9—2.5, Fe_2O_3 2.8—2.9, MnO 1.0—3.8, K_2O 0—0.8. Разности, почти не содержащие P_2O_5 , по составу примерно укладываются в формулу, приведенную вначале. Богатые фосфором раз-

сти которым дано название ломоносовита, имеют следующую формулу: $Na_2Ti[(Si, P)O_4]O^*$ при $Si:P=2.2:1$. Остальные анализы рассчитываются по формулам, промежуточным между приведенными. С увеличением содержания P_2O_5 и соответственным падением содержания SiO_2 закономерно возрастает содержание Na_2O наряду с уменьшением как H_2O^{-110} , так и H_2O^{+110} . Одновременно падает Nb_2O_5 и CaO .

Редко наблюдающиеся кристаллы имеют табличатый или пластинчатый облик. Цвет фиолетовый, черный (у фосфористых разновидностей). При выветривании часто приобретает буровую окраску. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. $Ng=1.839$, $Nm=1.765$, $Np=1.735$; $Ng-Np=0.104$. Оптически отрицательный. $2V=64^\circ$. $NgNp=(001)$; $Np=a$. Плеохроизм слабый: по Np —розовый, по Nm —светлобурый до буровато-фиолетового, по Ng —темнубурый.

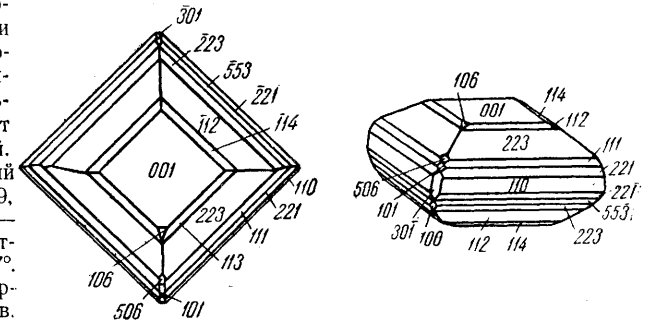
Тв. 2—3. Спайность совершенная по (100). Уд. вес закономерно изменяется от 2.43 до 3.13 (у фосфористых разновидностей выше). По мере уменьшения содержания воды происходит, очевидно, сильное уплотнение кристаллической решетки.

П. п. тр. плавится. Любопытно, что при нагревании черного богатого фосфором мурманита до 800° получается красновато-фиолетовая окраска, которая объясняется реакцией содержащегося в нем марганца как бы с природным фосфатом натрия.

Мурманит как породообразующий минерал распространен в некоторых разновидностях щелочных изверженных пород. В пегматитовых образованиях он встречается реже, но в более существенных скоплениях в ассоциации с лампрофиллитом, эгирином, нефелином, содалитом, эвдиалитом и др. Часто содержит включения посторонних минералов.

ФЕРСМАННИТ— $(Ca, Na)_2(Ti, Nb)[SiO_4][OH, F]$. Монокл. с. Назван в честь

акад. А. Е. Ферсмана, посвятившего много энергии изучению природных богатств. Наблюдался в кристаллах псевдотетрагонального облика (фиг. 499). Цвет светло- или темнубурый. Блеск стеклянный, близкий к алмазному. $Ng=1.939$, $Nm=1.930$, $Np=1.886$; $Ng-Np=0.053$. Оптически отрицательный. $2V$ до 7° . $NgNp=(010)$; Ng почти перпендикулярна к (001). Тв. 5—5.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 3.44.



Фиг. 499. Кристалл ферсманита

Встречается в ассоциации с полевыми шпатами, нефелином, эгирином, апатитом, эвдиалитом, сфеном, пектолитом и другими минералами в пегматитовых жилах среди нефелиновых снитов, где наблюдается в виде прекрасно образованных небольших кристаллов.

14. ГРУППА ВЁЛЕРИТА

Сюда включены основные сложные ортосиликаты состава, отвечающего общей формуле: $A_3B[SiO_4]_2[F, OH]$, где $A=Na, Ca$, а $B=Fe, Mn, Ti, Zr, Nb$.

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ
Розенбушит $(Na, Ca)_3(Fe, Ti, Zr)[SiO_4]_2F$	10.12	11.39	7.27	$91^\circ 21'$	$99^\circ 38'$	$111^\circ 54'$
Вёлерит $(Ca, Na)_3(Zr, Nb)[SiO_4]_2F$	10.80	10.26	7.26		$108^\circ 57'$	
Гуаринит $Ca_2NaZr[SiO_4]_2F$	10.91	10.29	7.32	$90^\circ 29'$	$108^\circ 50'$	$90^\circ 08'$
Ловенит $(Na, Ca, Mn)_3Zr[SiO_4]_2F$	10.93	9.99	7.18		$110^\circ 18'$	

РОЗЕНБУШИТ— $(Na, Ca)_3(Fe, Ti, Zr)[SiO_4]_2F$. Триклин. с. Редкий. В небольших количествах присутствуют также MnO и Ce_2O_3 . Кристаллы призматические или игольчатые. Цвет оранжевый или серый. $Ng=1.711$, $Nm=1.687$, $Np=1.682$; $Ng-Np=0.029$. Оптически положительный. $2V=60^\circ$. $Nm=c$; $Ng \perp (100)=28^\circ$. Тв. 5—6. Спайность совершенная по (100). Уд. вес 3.315. Легко плавится. Растворим в HCl. В не-

* Повидимому, в небольшом количестве присутствует $[OH]^-$.

значительных количествах встречается в нефелиновых сиенитах Лангезундфиорд (Норвегия) и в других местах.

ВЕЛЕРИТ — $(Ca, Na)_3(Zr, Nb)[SiO_4]_2F$. Монокл. с. Редкий. Наблюдался в призматических или таблитчатых кристаллах желтого или бурого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.726$, $Nm=1.716$, $Np=1.700$; $Ng-Np=0.026$. Оптически отрицательный. $2V=71$ до 79° . Тв. 5.5—6. Спайность средняя по (010). Уд. вес 3.42. Легко плавится. Растворим в HCl. Встречен в пегматитах в цирконовом сиените на островах Лангезундфиорда (Норвегия), на островах Лос (Французская Гвинея) и в других местах.

ГУАРИНИТ — $Ca_2NaZr[SiO_4]_2F$. Содержит также Fe, Mn, Nb и OH. Триклин. с. Синоним: хиордалит (гиордалит). Очень редкий. Наблюдавшиеся кристаллы имели псевдоромбический таблитчатый по (001) облик. Цвет желтый, бурый. Блеск стеклянный. $Nm=1.695$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V$ около 90° . Тв. 5.5. Спайность по (110). Уд. вес 3.27. Встречается в нефелиновых сиенитах Лангезундфиорда (Норвегия), в пустотах трахитов на Монте-Сомма (Везувий).

ЛОВЕНИТ — $(Na, Ca, Mn)_3Zr[SiO_4]_2F$. Содержит также Fe, Ti и Nb. Монокл. с. Редкий. Титаноловеныт — разновидность, более богатая Ti и Mn и более бедная Zr и Nb. Встречается в призматических кристаллах и в виде неправильной формы ксеноморфных зерен. Цвет желтый и красновато-бурый или красный (у более богатых марганцем разновидностей). Черта желтая. Блеск стеклянный. $Nm=1.70-1.75$; $Ng-Np=0.030$. Для титаноловеныта: $Ng=1.760$, $Nm=1.746$, $Np=1.720$; $Ng-Np=0.040$. Оптически отрицательный. $2V=74^\circ$. Плеохроичен: по Ng — оранжево-желтый, по Nm — зеленовато-желтый, по Np — бледножелтый. Двойники по (100).

Тв. 6. Спайность по (100) средняя или совершенная. Излом неровный. Уд. вес 3.547—3.556. П. п. тр. легко сплавляется в бурое или коричневое стекло. В HCl частично разлагается при нагревании.

Генетически связан со щелочными интрузивными породами (нефелиновыми сиенитами). Впервые был встречен на о. Лёвен в Лангезундфиорде (Норвегия). Затем был установлен в провинции Рио-де-Жанейро (Бразилия) и на Мадагаскаре. У нас титаноловеныт встречается в аплитовых прожилках в ассоциации главным образом с микроклином, а также с роговой обманкой, манганомилеменимом, пирротиним, сфеном, апатитом и др. среди щелочных пород.

15. ГРУППА РИНКОЛИТА

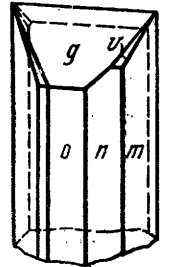
Здесь до некоторой степени условно объединены сложные, слабо изученные силикаты, содержащие Ca, Na, Ti, Zr, Nb, Ta, TR и др. Большинство их рентгенометрически не изучено, но на основании их химического состава можно полагать, что в их структурах в качестве анионов принимают участие тетраэдрические группы SiO_4 и добавочные анионы.

Лампрофиллит	$Na_2SrFe \cdot Ti_2 [SiO_4]_3 O$	Ромбич. с.
Ринкит	$(Ca, Na)_{15} (Ce, Ti, Zr)_7 [SiO_4]_{10} F_7 ?$	Монокл. с.
Ринколит	$(Ca, Na)_6 (Ti, Ce)_3 [SiO_4]_4 [F, OH]_4 ?$	" "
Джонструпит	$(Ca, Na)_3 (Ti, Ce, Zr) [SiO_4]_2 [F, OH]_2 ?$	" "
Мозандрит	$(Ca, Na, Y)_{2-3} (Ti, Zr, Ce) [SiO_4]_2 F$	" "
Эпистолат	$(Na, Ca) (Nb, Ti, Mg, Fe, Mn) [SiO_4] [OH]$	" "
Гелландит	$Ca_2 (Y, Er)_3 (Al, Fe, Mn) [SiO_4]_4 [O, OH]_4$	" "
Беккелит	$Ca_3 (Ce, La, Pr)_4 [SiO_4]_3 O_3$	Кубич. с.
Лессингит	$Ca_2 (Ce, Y, La)_4 [SiO_4]_3 [OH, F]_4$?
Торнебомит	$(Ce, La, Al)_3 [SiO_4]_2 [OH]$	Монокл. с.

ЛАМПРОФИЛЛИТ — $Na_2SrFe \cdot Ti_2 [SiO_4]_3 O$. Синоним: моленграфит. Содержит K_2O (до 2.3%) и F (до 1.8%). Ромбич. с. Похож на астрофиллит. Размеры элементарной ячейки по Госснеру: $a_0=19.05$, $b_0=7.05$, $c_0=5.35$. Кристаллы таблитчатые по (100), вытянутые по оси c (фиг. 500), нередко очень крупные (до 20 см в длину). Встречается также в виде розеток удлинённых кристаллов и звездчатых агрегатов. Цвет золотисто-бурый, на плоскостях спайности темнобурый. Блеск стеклянный. $Ng=1.779$, $Np=1.747$; $Ng-Np=0.032$. Оптически положительный. $2V$ непостоянный: от 21° до 43° . Дисперсия осей сильная; $r > v$. $NgNp \perp (010)$; $Np=b$; $cNg=2-8^\circ$, что не соответствует ромбической природе минерала, предположенной Госснером. Плеохроизм сильный: по Ng — оранжево-желтый, по Nm — соломенно-желтый, по Np — бледножелтый; $Ng > Np > Nm$. Тв. 2—3. Хрупкий. Спайность по (100) весьма совершенная; легко раскалывается на ломкие пластинки. Уд. вес 3.44—3.53. П. п. тр. легко плавится в темносерую непрозрачную массу, немагнитную (отличие от астрофиллита). В кислотах разлагается.

Как аксессуарный минерал, распространен в нефелиновых сиенитах, но главным образом встречается в пегматитовых обособлениях. В ассоциации с ним наблюдаются эгириин, нефелин, эвдиалит и др. Является характерным минералом щелочных пород — лувэритов и содержится нередко в значительном количестве в парагенезисе с полевым шпатом, нефелином, содалитом, эгирином, эвдиалитом, мурманитом и др. Описан в лувэритах Пилансберга, около Рустенбурга (Трансвааль, Южная Африка).

РИНКИТ — $(Ca, Na)_{15} (Ce, Ti, Zr)_7 [SiO_4]_{10} F_7 ?$ Содержание ZrO_2 достигает 13%. Монокл. с. Очень редкий. Кристаллы призматические или таблитчатые по (100). Цвет желтый, коричневый. Блеск стеклянный. $Ng=1.681$, $Nm=1.668$, $Np=1.665$; $Ng-Np=0.016$. Оптически положительный. $2V=43^\circ$. Сильная дисперсия осей; $r < v$. $NgNp=(100)$; $Np \perp (010)$; $cNm=7.5^\circ$. Удлинение положительное. Тв. 5. Спайность по (100) ясная. Уд. вес 3.46. Плавится с трудом. Разлагается H_2SO_4 . Встречен в сиенитах Юльянебо в Гренландии.



Фиг. 500. Кристалл лампрофиллита $o \{100\}$, $g \{301\}$, $v \{851\}$, $m \{110\}$

РИНКОЛИТ — $(Ca, Na)_6 (Ti, Ce)_3 [SiO_4]_4 [F, OH]_4 ?$ Установлен К. А. Ненадкевичем. Название дано вследствие близости его к ринкиту. Стекловатая или скрытокристаллическая его разновидность, напоминающая по внешнему виду столярный клей, названа ловчорритом.

Химический состав (в %): CaO 24.7—27.3; Na_2O 6.3—9.2, TiO_2 8.4—10.7, $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$ 2.2—2.6, Ce_2O_3 5.4—8.8, ΣLa_2O_3 5.4—7.3, ΣY_2O_3 1.3—3.1, SiO_2 27.3—29.8, F 5.1—6, H_2O 0.5—2.4. В незначительных количествах, кроме того, присутствуют K_2O , SrO, ZrO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Содержатся также уран и торий.

Сингония моноклиная. **Облик кристаллов** призматический; кристаллы обычно плохо образованы, вытянуты по оси c и, кроме того, уплощены (фиг. 501). Достигают в длину 7—8 см. Распространен также в виде сплошных зернистых или снопидных агрегатов. Ловчоррит встречается в плотных массах, выполняющих промежуток между другими минералами.

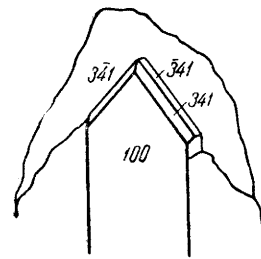
Цвет темножелтый, буровато-желтый или зеленовато-желтый. **Черта** бледножелтая. **Блеск** на плоскостях спайности стеклянный, в изломах по другим направлениям жирный или восковой (у ловчоррита). **Оптические константы**. $Ng=1.651-1.681$, $Nm=1.645-1.667$, $Np=1.643-1.663$; $Ng-Np=0.006-0.018$. Оптически положительный. $2V=43$ до 87° . Дисперсия сильная; $r > v$; $NgNp=(010)$; $cNp=1-3.5^\circ$. Ловчоррит слабо анизотропен. Удлинение отрицательное (отличие от ринкита).

Твердость 5. Хрупок. **Спайность** по {100} совершенная, по {010} средняя. Излом неровный, у ловчоррита мелкокоряковатый. Уд. вес 3.40, у ловчоррита 3.2—3.36.

Диагностические признаки. Для ринколита характерны цвет, плохо образованные вытянутые кристаллы, снопидные агрегаты. От ринкита существенно отличается по оптическим константам. Ловчоррит узнается по внешнему виду (сходству со столярным клеем).

П. п. тр. плавятся с трудом. В кислотах разлагаются. При нагревании до 750° аморфный ловчоррит раскристаллизовывается в ринколит. Температура плавления 1200—1400°. Радиоактивный.

Происхождение. Как редкий магматогенный минерал встречается главным образом в пегматитах среди очень богатых щелочами интрузивных изверженных пород: нефелиновых сиенитов и других родственных им по составу пород.



Фиг. 501. Кристалл ринколита

При выветривании становится матовым, рассыпчатым. Ловчоррит буреет и превращается в землистую массу белого цвета; при этом в весьма значительных количествах выносятся CaO, SrO, щелочи, фтор, несколько уменьшается количество SiO₂ и происходит обогащение H₂O, и CO₂. Эти продукты изменения названы вудъявритом (по горе Вудъявчорр). Возможно, что отчасти они образуются и гидротермальным путем. Встречаются также обогащенные медью (CuO до 6%) продукты выветривания ловчоррита зеленого цвета различных оттенков. Медь, очевидно, заимствуется при разложении халькопирита.

Практическое значение. Ринколит и ловчоррит как минералы, богатые редкими землями, могут служить источником для получения их. О применении редких земель см. монацит.

Месторождения. Скопления ринколита и ловчоррита установлены в ряде провинций щелочных пород. В ассоциации с этими минералами наблюдаются: полевые шпаты, нефелин, эгириин, роговая обманка, эвдиалит, астрофиллит и др. Ловчоррит описан в щелочных породах Пилансберга, около Рустенбурга (Трансвааль, Южная Африка).

Разновидность ринколита, богатая CaO (38.3%), но не содержащая редких земель, названа «кальциевым ринколитом». Наблюдается в виде плотных агрегатов волокнистого строения, желтовато- или буровато-серой и серовато-коричневой окраски. По физическим свойствам довольно близок к ринколиту. $Ng=1.657$, $Nm=1.654$, $Np=1.649$; $Ng-Np=0.008$ (0.012). Оптически положительный. $2V$ небольшой. Удлинение отрицательное. Тв. 5. Уд. вес 3.11. Встречается в виде прожилков до нескольких сантиметров мощности в ассоциации с апатитом, эгирином, иногда ферсманитом, пектолитом, натролитом, галенитом, сфалеритом и другими минералами.

ДЖОНСТРУПИТ (ионструпит) — $(Ca, Na)_3(Ti, Ce, Zr)[SiO_4]_2F, OH]_2$? Монокл. с. Очень редкий. В призматических кристаллах буровато-зеленого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.673$, $Nm=1.666$, $Np=1.661$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V=70^\circ$. Сильная дисперсия осей; $r > v$. $NgNp=(010)$; $cNp=2^\circ$. Тв. 4. Спайность по (100) средняя. Уд. вес 3.3. П. п. тр. плавится. В кислотах растворяется. Встречен в окрестностях Баркевика (Лангезундфиорд, Норвегия).

МОЗАНДРИТ — $(Ca, Na, Y)_2-3(Ti, Zr, Ce)[SiO_4]_2F$. Монокл. с. Очень редкий. По свойствам близок к джонструпиту; существенно отличается по показателям преломления. Кристаллы длиннопризматические или таблитчатые, исштрихованные в вертикальном направлении. Цвет красно-коричневый. Блеск стеклянный. $Ng=1.658$, $Nm=1.649$, $Np=1.646$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V=74^\circ$. Сильная дисперсия; $r > v$. Уд. вес 3.0. Встречается в пегматитах щелочных пород на островах Лангезундфиорда (Норвегия).

ЭПИСТОЛИТ — $(Na, Ca)(Nb, Ti, Mg, Fe, Mn)[SiO_4]OH$. Монокл. с. Очень редкий. В прямоугольных планстинках и листочках белого, серого и светлорубого цвета. $Ng=1.682$, $Nm=1.650$, $Np=1.610$; $Ng-Np=0.072$. Оптически отрицательный. $2V$ около 80° . $NgNp=(010)$; $cNg=7^\circ$. Тв. 1—1.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 2.89. Встречен в пегматитовых жилах в Юльянегоб (Гренландия).

ГЕЛЛАНДИТ — $Ca_2(Y, Er)_3(Al, Fe, Mn)[SiO_4]_4O, OH$. Монокл. с. Очень редкий. Встречающиеся кристаллы имеют призматический или таблитчатый по (010) облик. Цвет мясо-красный, бурый. Блеск стеклянный. $N=1.65$; $Ng-Np$ около 0.010. $NgNp \perp (010)$; $cNg=43^\circ$. Оптически положительный. $2V$ около 80° . Тв. 5.5. Уд. вес 3.35—3.70. Легко плавится. Растворяется в HCl, причем нерастворимая часть имеет состав, близкий к составу везувиана. Встречен в пегматитах близ Крагерё (Телемаркен, Норвегия) в ассоциации с турмалином, торитом, ортитом и др.

БЕККЕЛИТ — $Ca_3(Ce, La, Pr)_4[SiO_4]_3O_3$. Кубич. с. Очень редкий. Наблюдается в микроскопических кристаллах желтого цвета. $N=1.812$. Тв. 5. Спайность по кубу. Уд. вес 4.1. П. п. тр. не плавится. Встречается в нефелиновом сиените.

ЛЕССИНГИТ — $Ca_2(Ce, Y, La)_4[SiO_4]_3OH, F$. Назван в честь акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Сингония неизвестна. Встречен в гальках зеленоватого или красновато-желтого, а в свежем изломе вишнево-красного цвета. Блеск сильный стеклянный. $N=1.785$. Оптически отрицательный. $2V=44^\circ$. Тв. 4.5. Уд. вес 4.693. Наблюдается в россыпях с бастнезитом, церитом, торнебомитом и ортитом.

ТОРНЕБОМИТ — $(Ce, La, Al)_3[SiO_4]_2OH$. Монокл. с. Очень редкий. В зернистых массах зеленого цвета. $Ng=1.878$, $Nm=1.852$, $Np=1.845$; $Ng-Np=0.033$. Оптически положительный. Сильная дисперсия; $r < v$. Плеохроичный, от розового до зеленовато-желтого и сине-зеленого. Тв. 4.5. Уд. вес 4.9. Встречен в контактовых зонах в месторождении Бастнез (Вестманланд, Швеция).

16. ГРУППА КЕНТРОЛИТА

Здесь рассмотрим редкие ортосиликаты Pb, Mn^{...} и Fe^{...}.

Кентролит $Pb_3Mn_4 \cdots Si_3O_{15}$ Ромбич. с.
Меланотекит $Pb_3Fe_4 \cdots Si_3O_{15}$ " "

КЕНТРОЛИТ — $Pb_3Mn_4 \cdots Si_3O_{15}$. Ромбич. с. Очень редкий. Встречается в мелких призматических кристаллах красновато-бурого цвета с черным налетом на поверхности, а также в сноповидных агрегатах и сплошных массах. Блеск алмазный. $Ng=2.31$, $Nm=2.20$, $Np=2.10$; $Ng-Np=0.21$. Оптически положительный. $2V=88^\circ$. Тв. 5. Спайность по (110). Уд. вес 6.19. Легкоплавкий. Растворим в HCl. Найден в марганцевых месторождениях Лонгбан, Якобсберг, Нордмарк (Вермланд, Швеция), а также около Оциери, Сассари (Сардиния).

МЕЛАНОТЕКИТ — $Pb_3Fe_4 \cdots Si_3O_{15}$. Ромбич. с. Встречается в призматических кристаллах и в сплошном виде. Цвет серовато-черный или черный. Блеск алмазный или полуметаллический, жирный. $Ng=2.31$, $Nm=2.17$, $Np=2.12$; $Ng-Np=0.19$. Оптически положительный. $2V=67^\circ$. Тв. 6.5. Уд. вес 5.73. Встречается с самородным свинцом в месторождении Лонгбан (Вермланд, Швеция) и в Хиллборо (Нью-Мексико, США).

17. ГРУППА СИЛИКАТОВ УРАНА

Здесь объединены водные, богатые ураном, силикаты различного состава.

		a_0	b_0	c_0	
Склодовскит	$MgU_2[SiO_4]_2[OH]_6 \cdot 4H_2O$	Ромбич. с.	6.67	15.50	7.12
Уранотил	$CaU_2[SiO_4]_2[OH]_6 \cdot 3H_2O?$	" "	6.68	15.28	7.31
Купросклодовскит	$CuU_2[SiO_4]_2[OH]_6 \cdot 3H_2O$	" "			7.23
Казолит	$Pb_2U_2[SiO_4]_2O_4 \cdot 2H_2O$	Монокл. с.	13.28	7.01	6.71*
Созидит	$U_2[SiO_4]O_4 \cdot 2H_2O?$	Ромбич. с.			

СКЛОДОВСКИТ — $MgU_2[SiO_4]_2[OH]_6 \cdot 4H_2O$. Содержание UO₃ 66—69%. Ромбич. с. Назван по имени Марии Кюри, урожденной Склодовской. Синоним: шинколовбит (по урановому месторождению в Бельгийском Конго). Кристаллы имеют призматический или игольчатый облик с преобладанием формы (110). Нередки плотные землистые массы, также радиально-лучистые и сферолитовые агрегаты.

Цвет лимонно-желтый. Блеск стеклянный. $Ng=1.646-1.657$, $Nm=1.635-1.642$, $Np=1.611-1.615$; $Ng-Np=0.035-0.046$. Оптически отрицательный. $2V$ средний, большой. Дисперсия осей сильная; $r > v$. $NgNp=(001)$; $Ng=b$. Плеохроизм: по Ng —желтый, по Nm —бесцветный, по Np —бледножелтый.

Тв. 3. Хрупок. Спайность совершенная по (100) и по (110). Уд. вес 3.54 (для кристаллов), 3.74 (для плотных масс). В кислотах растворяется с выделением студенистого кремнезема. Раствор дает положительные реакции на Mg и U.

Минерал может быть гидротермального и поверхностного происхождения. Встречались псевдоморфозы по кубическим кристаллам уранинита. Найден в известном урановом месторождении Шинколовбе (Катанга, Бельгийское Конго).

УРАНОТИЛ — $CaU_2[SiO_4]_2[OH]_6 \cdot 3H_2O$. Содержание UO₃ 66—67%. Ромбич. с. Синоним: уранофан. Установлена также моноклинная модификация, которой дано название β-уранотил.

Уранотил встречается в лучистых и игольчатых, а также сплошных тонковолокнистого строения массах желтого или желтовато-зеленого цвета. $Ng=1.670-1.672$, $Nm=1.665-1.667$, $Np=1.642-1.649$; $Ng-Np=0.023-0.028$. Ng параллельно удлинению. Оптически отрицательный. $2V=32$ до 45° . Сильная дисперсия; $r < v$. Тв. 2—3. Спайность по одному направлению. Уд. вес 3.81 (3.96). В кислотах растворяется с выделением студенистого кремнезема. П. п. тр. чернеет; по охлаждению буреет.

β-уранотил встречается в мелких кристалликах призматического, реже игольчатого и таблитчатого по (010) облика. Цвет лимонно-желтый до зеленовато-желтого. Показатели преломления колеблются даже в разных кристаллических зонах. В Na-свете: $Ng=1.689-1.702$ (1.695), $Nm=1.682$ (1.685), $Np=1.661$ (1.671); $Ng-Np=$

*β=103°42'.

—около 0,030. Оптически отрицательный. $2V=62^\circ$. $cNg=44-48^\circ$ (для зон с наибольшим показателем преломления) и $52-57^\circ$ (для зон с наименьшим показателем преломления). Очень характерны сильная перекрещенная дисперсия $r > v$ и аномальные интерференционные цвета. Плеохроизм сильный: по Np —бесцветный, а по Nm и Ng , лежащим в плоскости (010),—лимонно-желтый. Спайность совершенная по (010).

Уранотил в существенных количествах наблюдался в урановом месторождении у Большого Медвежьего озера (Канада) в виде желтых или желто-зеленых корочек лучистого строения в ассоциации с уранинитом, циппеитом и др. Встречался также в гранитах в Купферберге (Силезия), в окрестностях Шнееберга и в других местах. β -уранотил встречается в Бедфорде (Нью-Йорк, США), в слюдяных копиях Митчелл Каунти (Северная Каролина, США), в флюоритовом руднике Вельзендорф (Бавария, Германия), с уранинитом, казолитом, парсонситом, беккерелитом и др. в Санкара (Неллоре, Индия) в трещинках самарскита. В Митчелл Каунти он в свое время был ошибочно описан как шрекингерит (гидрокарбонат урана).

КУПРОСКЛОДОВСКИТ — $CuU_2[SiO_4]_2[OH]_6 \cdot 3H_2O$. Ромбич. с. Синоним: яхимовит. Встречается в виде мелких игольчатых кристаллов бледнозеленого или фишашково-зеленого цвета. $Ng=Nm=1.664-1.667$, $Np=1.654-1.665$. Оптически отрицательный. Удлинение положительное. Дисперсия сильная; $r > v$. Плеохроизм: по удлинению зеленовато-желтый, в перпендикулярном направлении бесцветный. Встречен в тальково-глинистой породе в урановом месторождении Калонгве (Катанга, Бельгийское Конго) с лимонитом. Наблюдался также в ассоциации с хризоколой, ванденбрандеитом, малахитом и др.

КАЗОЛИТ — $Pb_2U_2[SiO_4]_2O_4 \cdot 2H_2O$. Содержание UO_3 48—50%. Монокл. с. $a_0=13.28$, $b_0=7.01$, $c_0=6.71$; $\beta=75^\circ 18'$. Встречался в призматических кристалликах, вытянутых по оси b , и в виде плоских корочек. Цвет яркочелтый или буровато-желтый. Черта желтая. Непрозрачный или просвечивает. Блеск сильный, близкий к алмазному. $Ng=1.950$, $Nm=1.910$, $Np=1.895$; $Ng-Np=0.055$. Оптически положительный. $2V=39^\circ$. $NgNp \perp$ (010). Тв. 4—5. Спайность по (001) совершенная, по (100) и (010) несовершенная. Уд. вес 5.96. В окислительном пламени сплавляется в черное стекло. Легко растворим в кислотах. В значительных количествах был установлен в урановом месторождении Шинколобве—Казоло (Катанга, Бельгийское Конго) в ассоциации с кюритом, уранинитом и другими минералами.

СОДДИИТ — $U_2[SiO_4]O_4 \cdot 2H_2O$? Содержание UO_3 85—86%. Ромбич. с. Встречался в дипирамидальных кристалликах, изредка в виде вытянутых или укороченных призмочек и радиально-лучистых или плотных масс желтого цвета. $Ng=?$, $Nm=1.662$, $Np=1.645$. Оптически положительный. $2V$ не определен. $NgNp=(010)$; $Ng=a$. Дисперсия $r < v$. Плеохроизм отсутствует. Тв. 3—4. Спайность не наблюдается. Уд. вес 4.627. П. п. тр. не плавится, но чернеет. В разбавленной HCl при подогревании растворяется с выделением студенистого кремнезема; раствор приобретает желтый цвет. Встречен в урановых рудах месторождения Казоло (Катанга, Бельгийское Конго).

18. ПРОЧИЕ СИЛИКАТЫ С ИЗОЛИРОВАННЫМИ ТЕТРАЭДРАМИ SiO₄

Ниже перечислены остальные силикаты, содержащие SiO₄, а также те, в кристаллических структурах которых, по тем или иным соображениям, должны или могут присутствовать в виде анионов тетраэдрические группы SiO₄.

Эвлитит	$Bi_4[SiO_4]_3$	Кубич. с.
Аксинит	$Ca_2(Mn^{2+}, Fe^{2+})Al_2BSi_4O_{15}[OH]$	Триклин. с.
Датолит	$Ca_2B_2[SiO_4]_2[OH]_2$	Монокл. с.
Гомилит	$Ca_2Fe^{2+}B_2Si_2O_{10}$	" "
Эвклаз	$Be_2Al_2Si_2O_8[OH]_2$	" "
Гадолинит	$Y_2Fe^{2+}Be_2Si_2O_{10}$	" "
Сапфириин	$Mg_2Al_4SiO_{10}$	" "
Серендибит	$(Ca, Mg)_5Al_4BSi_3O_{18}[OH]$	Триклин. с.
Грандидьерит	$Na_2(Fe^{2+}, Mg)_4Al_6BSi_5O_{39}[OH]_3$	Ромбич. с.
Арденнит	$Mn_4^{2+}Al_4[SiO_4]_4[(V, As)O_4][OH] \cdot 2H_2O$	" "
Тинценит	$CaAlMn^{2+}[SiO_4]_2$	Монокл. с.
Чапманит	$Fe_5^{2+}Sb_2[SiO_4]_5$	Ромбич. с.
Цетманит	$(Mn^{2+}, Zn)_{16}Sb_2[SiO_4]_4O_{13}$	Триклин. с.
Лонгбанит	$(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Sb)_6SiO_9?$	Тригон. с.
Катоптрит	$Mn_{14}^{2+}Sb_2(Al, Fe)_4[SiO_4]_2O_{21}$	Монокл. с.
Диксенит	$Mn_5^{2+}As_3 \cdot SiO_{10} \cdot H_2O$	Тригон. с.
Арандизит	$Sn_5^{2+}[SiO_4]_3[OH]_3$	Тетраг. с. ?
Трепонтит	$Zn_8Al_4[SiO_4]_5[OH]_8 \cdot 7H_2O?$	" ?

ЭВЛИТИТ — $Bi_4[SiO_4]_3$. Синоним агриколит. Кубич. с. Очень редкий. $a_0=10.27$. Встречается в виде мелких тетраэдрических бесцветных кристаллов или стяжений шарообразной формы. Цвет соломенно-желтый, серый, темнотурецкий. Блеск алмазный. $N=2.05$. Иногда очень слабое двупреломление. Тв. 4.5. Уд. вес 6.1. Легко плавится. Разлагается в HCl с выделением студенистого кремнезема. Найден в ассоциации с самородным висмутом в Саксонии близ Шнееберга, а также в Иоганнгеоргенштадте в виде кристалликов на кварце.

АКСИНИТ — $Ca_2(Mn, Fe)Al_2BSi_4O_{15}[OH]$. Аксине — по-гречески «топор». Кристаллы нередко обладают клиновидными сильно уплощенными формами с острыми двугранными углами.

Химический состав непостоянный. Содержание CaO более или менее выдерживается. Существенно колеблется содержание MnO (достигающего иногда значительных количеств), FeO (до 8%) и MgO. Присутствует также Fe₂O₃ (до нескольких процентов), иногда K₂O и Na₂O. Богатая марганцем разновидность названа **манганаксинитом**.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. $a_0=7.15$, $b_0=9.18$, $c_0=8.93$; $\alpha=95^\circ 51'$, $\beta=98^\circ 04'$, $\gamma=77^\circ 14'$. **Облик кристаллов** определяется главным образом формами {110}, {110}, {111} и др. (фиг. 502).

Кристаллы вообще богаты гранями. На указанных выше гранях обычно наблюдается штриховка. **Агрегаты.** В пустотах часто встречается в виде друз кристаллов. Образует также прожилки и сплошные массы в виде листоватых или пластинчатых, реже тонокзернистых агрегатов.

Цвет коричнево-бурый, красный, розовый, фиолетово-синий, белый, серый, желтый (манганаксинит). От включений хлорита иногда принимает зеленовато-серый цвет. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.**

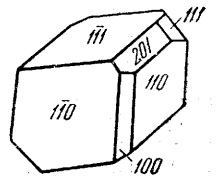
Показатели преломления колеблются в зависимости от состава (плохо изучены). Богатые марганцем разновидности обладают большими показателями преломления: $Ng=1.696-1.688$, $Nm=1.692-1.685$, $Np=1.684-1.678$; $Ng-Np=0.012-0.013$. Оптически отрицательный. $2V=71^\circ$ до 74° , иногда до 83° (синей разности). Дисперсия сильная; $r < v$.

Твердость 6.5—7. **Спайность** средняя по {010}, по другим направлениям несовершенная. **Уд. вес** 3.25—3.30. Пирозлектричен.

Диагностические признаки. По клиновидным формам можно спутать со сфеном, от которого отличается более высокой твердостью. Кристаллы аксинита встречаются главным образом в пустотах.

П. п. тр. вспучивается и легко плавится первоначально в зеленое стекло, которое в окислительном пламени чернеет (окисление марганца). С содой дает реакцию на марганец. При сплавлении в ушке платиновой проволоки со смесью трех частей KHSO₄ и одной части CaF₂ окрашивает пламя в зеленый цвет (бор). В HCl не разлагается, но после предварительного прокалывания растворяется с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Как гидротермальный минерал иногда наблюдается в пустотах среди гранита или диорита, в контактовых зонах, в качестве редкого спутника в жильных гидротермальных рудных месторождениях. Довольно часто встречается среди метаморфических горных пород в трещинах в виде жилок, наростов кристаллов, особенно в жилах альпийского типа среди сланцев, обогащенных глиноземом. В ассоциации с ним наблюдаются: кварц, полевые шпаты, эпидот, хлорит, асбест (амфиболовый), а в рудных месторождениях — магнетит, сульфиды (сфалерит, халькопирит, арсенопирит и др.).



Фиг. 502. Кристалл аксинита

Месторождения. Отдельные пункты находок аксинита, иногда в существенных количествах, известны во многих местах Союза: на Урале, в известной Евгень-Максимилиановской копи (в Златоустовском районе), у д. Палкиной (Свердловский район), в жилах альпийского типа северных частей Урала и др., в Средней Азии — в ряде пунктов Гиссарского и Алайского хребтов, на Памире, на Дальнем Востоке и др.

Из иностранных месторождений отметим лишь Бург д'Уазан в Дофинэ (Франция), где встречаются превосходные крупные кристаллы аксинита на стенках трещин в диорите, и жилы альпийского типа в кристаллических сланцах в Швейцарии.

ДАТОЛИТ — $\text{Ca}_2\text{B}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_2$. Монокл. с. B_2O_3 21.8%. Встречаются кристаллы самого различного облика, необычайно богатые гранями. Цвет белый, иногда с сероватым оттенком, бледнозеленый, желтый, красный, фиолетовый и оливково-зеленый. Блеск стеклянный. $N_g=1.670$, $N_m=1.653$, $N_p=1.625$; $N_g-N_p=0.045$. Оптически отрицательный. $2V=74^\circ$. Дисперсия сильная; $r>v$. $NgNp=(010)$; $cNg=1-4^\circ$. Тв. 5—5.5. Спайность не наблюдается. Уд. вес 2.9—3.0. Легко плавится, всучиваясь, в прозрачное стекло. Пламя окрашивает в зеленый цвет. Разлагается в HCl с выделением студенистого кремнезема.

В случае крупных сплошных скоплений представляет несомненный промышленный интерес как источник бора. В отличие от многих бросиликатов легко разлагается кислотами. О применении бора см. ашарит.

Встречается в рудных жилах, часто в пустотах миндалекаменных изверженных пород в ассоциации с кальцитом, пренитом, цеолитами, в скарных образованиях нередко в больших массах и др. Из рудных месторождений упомянем следующие: Андреасберг (Гарц, Германия) с кальцитом и сульфидами; месторождения самородной меди с цеолитами в Кьюиноусском районе (Мичиган, США); Арендаль (Норвегия) в залежах магнетита и др. В СССР описан в Крыму в окрестностях Пятигорска (гора Машук), в окрестностях Тбилиси, Турьинских рудниках (Сев. Урал) и в других местах.

ГОМИЛИТ — $\text{Ca}_2\text{Fe}^+\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$. Монокл. с. Очень редкий. Встречается в кристалликах октаэдрического облика. Цвет черный с буроватым оттенком. Блеск стеклянный. $N_g=1.738$, $N_m=1.725$, $N_p=1.715$; $N_g-N_p=0.023$. Оптически положительный. $2V=80^\circ$. $NgNp \perp (010)$; $Ng=b$; Nm почти параллельна оси с. Тв. 5. Спайность незаметна. Уд. вес 3.36. Легко плавится в черное стекло. В HCl разлагается с образованием студенистого кремнезема. Найден на островах Лангезундфюрда (Норвегия) в нефелиновом сиените с мелинофанитом и в других местах.

ЭВКЛАЗ — $\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8[\text{OH}]_2$. Монокл. с. Встречается в бесцветных, бледнозеленых или синих призматического облика кристаллах, богатых гранями. Размеры элементарной ячейки: $a_0=4.62$, $b_0=14.24$, $c_0=4.7$; $\beta=79^\circ 44'$. Кристаллическая решетка содержит группы SiO_4 . Каждый ион Al^{3+} окружен пятью ионами кислорода и одним гидроксильным, а каждый ион Be^{2+} — тремя ионами кислорода и одним гидроксильным. Блеск стеклянный. $N_g=1.671$, $N_m=1.655$, $N_p=1.651$; $N_g-N_p=0.020$. Оптически положительный. $2V$ около 50° . $NgNp=(010)$; $cNg=41^\circ$. Тв. 7.5. Спайность совершенная по (010) и несовершенная по (101). Уд. вес 3.05—3.10. Электризуется при трении. П. п. тр. при сильном нагревании всучивается и с трудом сплавляется в белую эмаль. В кислотах не разлагается.

Впервые был встречен близ Боа Вуста (Минас Жерайж, Бразилия) в пустотах среди хлоритовых сланцев в ассоциации с горным хрусталем, топазом и др.

ГАДОЛИНИТ — $\text{Y}_2\text{Fe}^+\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$. Назван в честь русского минералога А. В. Гадолина. Монокл. с. Может содержать значительное количество Се (цергадолинит). Существует также кальциогадолинит, содержащий 11.91% CaO (найден в Японии). Монокл. с. Редкий. Большею частью наблюдался в виде вкрапленных зерен и в сплошных массах буровато- или зеленовато-черного цвета. Блеск стеклянный или смоляной. $N_g=1.777-1.785$, N_m около 1.78, $N_p=1.772-1.780$; $N_g-N_p=0.010$. Оптически положительный. $2V=85^\circ$. Дисперсия сильная; $r<v$. $NgNp=(010)$; $cNg=6-10^\circ$. В измененном виде оптически изотропный с $N=1.78$. Тв. 6.5—7. Спайность отсутствует. Уд. вес 4.0—4.65 (возрастает у измененных разновидностей). П. п. тр. сильно раскаляется. В HCl растворяется с выделением студенистого кремнезема. Сильно радиоактивный.

Наблюдался в граните, но главным образом в пегматитовых жилах в Итерби (Швеция), на о. Гитере (Норвегия), в Бавено (Италия), в Гренландии, в Льяно (Тексас, р. Колорадо, США) в крупных желвакоподобных массах (до 30 кг весом) и в других местах. В ассоциации с ним встречаются: топаз, флюорит, касситерит, циркон, гранат, а также ортит, иттриалит, фергуссонит и др.

САФИРИН — $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{SiO}_{10}$. Часть MgO замещается FeO; содержит также небольшое количество H_2O . Бор отсутствует. SiO_2 12.8% (один из наиболее бедных SiO_2 силикатов). Монокл. с. $a_0=9.70$, $b_0=14.55$, $c_0=10.05$; $\beta=100^\circ 13'$. Встречается в таблитчатых несовершенных образованных кристаллах светлосинего, голубовато или зеленовато-серого и темнозеленого цвета. Блеск стеклянный. $N_g=1.708-1.734$, $N_m=1.707-1.733$, $N_p=1.704-1.729$; $N_g-N_p=0.003-0.006$. Оптически отрицательный. $2V=69^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNg=8^\circ (15^\circ)$. Заметная дисперсия; $r<v$. Тв. 7.5. Спайность незаметна. Уд. вес 3.3—3.5. П. п. тр. не плавится. Нерастворим в кислотах. Встречен в слюдяных сланцах и гнейсах в Фискернес (юго-западная Гренландия) в парагенезисе с силлиманитом, шпинелью, кордиеритом, корнерупином, анортитом и др. В Якутии, в кварцитах Алданской плиты сафирин встречен в парагенезисе с микроклином, кордиеритом, биотитом и шпинелью, а также в Прииртяшском районе (Средний Урал).

СЕРЕНДИБИТ — $(\text{Ca}, \text{Mg})_5\text{Al}_4\text{BSi}_3\text{O}_{18}[\text{OH}]$. Содержит Li_2O . Триклин. с. Очень редкий. Наблюдался в неправильных зернах синего цвета. Блеск стеклянный. $N_g=1.706$, $N_m=1.703$, $N_p=1.701$; $N_g-N_p=0.005$. Оптически положительный. $2V$ около 90° . Дисперсия сильная; $r<v$. Характерны тонкие полисинтетические двойники. Разрезы, перпендикулярные двойникованию и почти перпендикулярные N_g , имеют погасание $35-40^\circ$. Тв. 6.5—7. Спайность отсутствует. Уд. вес 3.42. Не плавится. В кислотах почти не растворяется. Найден в контактовых зонах в Гангаптитий (Цейлон).

ГРАНДИДЬБЕРИТ — $\text{Na}_2(\text{Fe}, \text{Mg})_4\text{Al}_{16}\text{BSi}_5\text{O}_{39}[\text{OH}]_3$. Ромбич. с. Очень редкий. В удлиненных кристаллах синевато-зеленого цвета. $N_g=1.639$, $N_m=1.636$, $N_p=1.602$; $N_g-N_p=0.037$. Оптически отрицательный. $2V$ около 30° . Дисперсия очень сильная; $r<v$. $NgNp=(001)$, $Np=a$. Сильный плеохроизм: по Np — темный синевато-зеленый, по Nm — бесцветный, по Ng — темнозеленый. Тв. 7.5. Спайность по (100) совершенная, по (010) средняя. Уд. вес 2.99. Не плавится. В кислотах не растворяется. Встречен в пегматитах Андрахомана (Мадагаскар).

АРДЕННИТ — $\text{Mn}_4\cdot\text{Al}_4[\text{SiO}_4]_4(\text{V}, \text{As})\text{O}_4[\text{OH}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Содержание As в одних случаях преобладает над V, в других — наоборот. Ромбич. с. Синоним: девалякит. Очень редкий. В призматических кристаллах желтого или желто-бурого цвета. Блеск стеклянный, сильный. $N_m=1.79$ до 2.0; $N_g-N_p=0.020 (0.015)$. Оптически положительный. $2V=68$ до 70° (Лакруа) и $0-50^\circ$ (Ларсен). Дисперсия очень сильная; $r>v$. $NgNp=(100)$, $Ng=b$ (Лазо) и $NgNp=(010)$, $Ng=c$ (Лакруа). Тв. 6—7. Спайность совершенная по (010) и средняя по (110). П. п. тр. пелится и легко сплавляется в черное стекло. В кислотах не растворяется. Встречен в жилах и пегматитах в Зальм-Шато (Арденны, Бельгия) и в долине Ама (Пьемонт, Италия).

ТИНЦЕНИТ — $\text{CaAlMn}^+\text{SiO}_4$. Монокл. с. Очень редкий. В таблитчатых зернах желтого или оранжевого цвета. $N_g=1.704$, $N_m=1.701$, $N_p=1.693$; $N_g-N_p=0.011$. Оптически отрицательный. $2V=63^\circ$. $NgNp=(010)$; Ng близка к с. Спайность совершенная по (100). Уд. вес 3.29. Встречен в жильном марганцевом месторождении Тинцен (Граубюнден, Швейцария) с кварцем.

ЧАПМАНИТ — $\text{Fe}_5\cdot\text{Sb}_2[\text{SiO}_4]_5$. Ромбич. с. Очень редкий. Наблюдался в виде вкрапленных уплощенных кристалликов зеленого цвета. $N_g=1.96$, $N_p=1.85$; $N_g-N_p=0.11$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. Удлинение положительное. Тв. низкая. Уд. вес 3.58. Встречен в серебряных рудах в месторождении Кобальт (Онтарио, Канада).

ИЕТМАНИТ — $(\text{Mn}^+, \text{Zn})_{16}\text{Sb}_2[\text{SiO}_4]_{13}$. Триклин. с., псевдоромбический. $a_0=9.03$, $b_0=11.56$; $c_0=5.52$; $\alpha=103^\circ 49'$, $\beta=101^\circ 45'$, $\gamma=87^\circ 12'$. Наблюдался в пластинчатых кристаллах темнубурого цвета. Черта светлорубая. В Na-свете: $N_g=1.910$, $N_m=1.905$, $N_p=1.873$; $N_g-N_p=0.037$. $2V$ около -50° . Дисперсия слабая; $r<v$. $NgNp$ по отношению к следу двойниковой плоскости (010) на (100) образует угол 3.5° .

Тв. 4. Хрупкий. Спайность совершенная по (100). Уд. вес 5.02. П. п. тр. плавится в черную массу. Легко растворяется в разбавленной HCl.

Встречен в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США) в ассоциации с виллемитом и саркинитом.

ЛОНГБАНИТ — $(\text{Mn}^+, \text{Fe}^+, \text{Sb})_6\text{SiO}_9$? Тригон. с. Очень редкий. Найден в черных гексагональных призматических кристаллах. Блеск полуметаллический. Оптически одноосный, отрицательный. $N_m=2.36$, $N_p=2.31$; $Nm-Np=0.05$. Тв. 6.5. Уд. вес 4.92. Встречен в марганцевом месторождении Лонгбан (Вермланд, Швеция).

КАТОПРИТ — $\text{Mn}_{14}\cdot\text{Sb}_2(\text{Al}, \text{Fe})_4[\text{SiO}_4]_{21}$. Монокл. с. Очень редкий. Встречен в очень мелких таблитчатых кристаллах черного цвета. В тонких осколках красный. $N_m=1.95$. Оптически отрицательный. $NgNp=(010)$. Плеохроизм от красновато-бурого до красно-желтого. Тв. 5.5. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 4.5. Встречен в марганцевом месторождении Нордмарк (Вермланд, Швеция).

ДИКСЕНИТ — $\text{Mn}_5\cdot\text{As}_2\cdot\text{SiO}_{10} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Тригон. с. Очень редкий. Встречен в чешуйчатых агрегатах черного или красновато-черного цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $N_m=1.96$. Тв. 3—4. Спайность по (0001) совершенная. Уд. вес 4.2. Раз-

лагается в HCl. Найден в Лонгбан (Вермланд, Швеция) в марганцевых рудах с гематитом и доломитом.

АРАНДИЗИТ — $\text{Sn}_3 \cdots [\text{SiO}_4]_3 [\text{OH}]_3$. Тетраг. или гексаг. с. Найден в зернистых, волокнистых и метаколонидных массах различных оттенков зеленого цвета. Блеск восковой, стеклянный. Большой частью изотропный. $N=1.706$. Иногда анизотропный с $N=1.82$. Тв. 5. Уд. вес 4. Встречен к северу от Арандиза (Южная Африка) в ассоциации с касситеритом, кварцем, сульфидным железом и медью и другими минералами среди известняка.

ФРЕПОНТИТ — $\text{Zn}_3 \text{Al}_4 [\text{SiO}_4]_5 [\text{OH}]_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$? Сингония неизвестна. Наблюдается в тонких волокнисто-кристаллических корках желтовато-белого цвета. Оптически двусосный, отрицательный. $NgNp$ параллельна длине волокон. Удлинение положительное. Легко плавится. Растворяется в HCl с выделением студенистого кремнезема после выпаривания. Встречен на смитсоните из неизвестной местности, предположительно Вьен-Монтань (Бельгия).

Подкласс Б. Силикаты с изолированными группами тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах

а. Силикаты с изолированными группами Si_2O_7

С химической точки зрения сюда относятся так называемые пиросиликаты. Согласно рентгенометрическим исследованиям, в кристаллических решетках их принимают участие изолированные группы $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$, образованные двумя кремнекислородными тетраэдрами с общим ионом кислорода (см. фиг. 451).

Характерной особенностью соединений этого типа является то, что в числе катионов мы встречаем ионы преимущественно с большими ионными радиусами: Y, Ce, La, Sc, Pb, Ba, K, Ca, Na, а в двойных соединениях — в комбинации с Al, Mg, Be, Zn. Правда, среди основных солей мы видим простые силикаты Zn и Be, обладающие малыми ионными радиусами и сильной поляризацией.

Многие из них образуются в уплощенных или таблитчатых кристаллах, обладают относительно высокими показателями преломления. Здесь мы рассмотрим следующие группы силикатов:

1. Группа тортвейтита.
2. Группа каламина.
3. Группа барисилита.
4. Прочие силикаты с анионами Si_2O_7 .

1. ГРУППА ТОРТВЕЙТИТА

К этой группе относятся пиросиликаты редких земель: Y, Ce, La, Pr, а также Sc. Рентгенометрически детально изучен лишь тортвейтит.

Таленит	$\text{Y}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]$	Монокл. с.
Тортвейтит	$(\text{Sc}, \text{Y})_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]$	
Иттриалит	$(\text{Y}, \text{Th})_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]$	Псевдоромб.

Кроме того, рассмотрим близкие к ним по физическим и химическим свойствам:

Церит	$(\text{Ce}, \text{Y}, \text{Pr}, \text{Nd})_2 [\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с. ?
Роуландит	$(\text{Y}, \text{Ce}, \text{La})_4 \text{Fe} \cdots [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 \text{F}_2$?

ТАЛЕНИТ — $\text{Y}_2 \text{Si}_2\text{O}_7$. Монокл. с. Редкий. Наблюдавшиеся кристаллы имели таблитчатый или призматический облик. Цвет мясо-красный. $Ng=1.744$, $Nm=1.738$, $Np=1.731$; $Ng-Np=0.013$. Оптически отрицательный. $2V=68^\circ$. $NgNp \perp (010)$; Nm почти параллельна с. Встречается с фергюсонитом, альвитом и гадолинитом в Упсале, Оскагене и других местах в Вермланде (Швеция), а также в Гундхолмене (Норвегия)

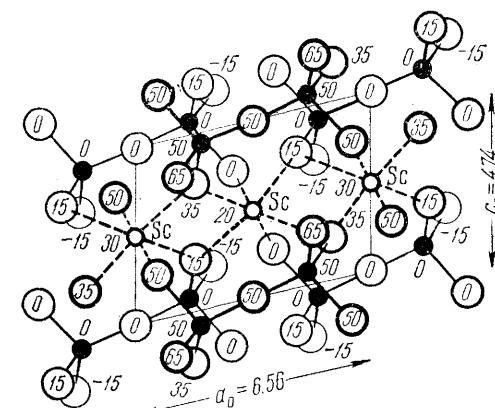
ТОРТВЕЙТИТ — $(\text{Sc}, \text{Y})_2 \text{Si}_2\text{O}_7$. Иногда содержит значительное количество Zr и Al (бефанамит). Монокл. с. Редкий. Встречается в призматических кристаллах серовато-зеленого или черного цвета. Изучен рентгенометрически: $a_0=6.56$, $b_0=8.53$, $c_0=4.74$; $\beta=103^\circ 8'$. Группы Si_2O_7 как бы послонно связаны ионами Sc, находящимися в октаэдрическом окружении ионов кислорода (фиг. 503). Двойники по (110). $Ng=1.809$, $Nm=1.793$, $Np=1.756$; $Ng-Np=0.053$. Оптически отрицательный. $2V=65^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNp=5^\circ$. Плеохроизм сильный: по Np — густозеленый, по Nm и Ng — буровато-желтый. Тв. 6—7. Спайность призматическая. Уд. вес 3.57. Встречается в пегматитах в Ивеланде (Сетерсдален, Норвегия) и в Бефанаме на Мадагаскаре.

ИТТРИАЛИТ — $(\text{Y}, \text{Th})_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]$. Псевдоромбич. Содержит также FeO, MnO и La_2O_3 . Цвет черный, оливково-зеленый, иногда прозрачный. Наблюдается в призматических кристаллах до 2 мм. Оптически изотропный (вероятно, в результате распада). $N=1.758$. Тв. 5.5. Излом раковистый. Уд. вес 4.575 (4.646). П. п. тр. растрескивается, бурет, но не плавится. В HCl легко растворяется. При выветривании приобретает оранжево-желтую окраску и становится более радиоактивным.

Встречен близ Блюфгона (Льяно, Техас) в пегматитах в ассоциации с гадолинитом, а также в пегматитовых жилах Крагерё (Норвегия) и Иисака (Япония) в парагенезисе с полевым шпатом, фергюсонитом, ортитом и др.

ЦЕРИТ — $(\text{Ce}, \text{Y}, \text{Pr}, \text{Nd})_2 \text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с.? Очень редкий. Обычно наблюдается в сплошных зернистых массах вишнево-красного, гвоздично-бурого и серого цвета. Оптически одноосный, положительный или с очень малым углом оптических осей. $Ng=1.821$, $Nm=1.818$, $Np=1.817$; $Ng-Np=0.004$. Оптическая ориентировка неизвестна. Найден в руднике Бастнез (Вестманланд, Швеция), в гнейсах с ортитом и др.

РОУЛАНДИТ — $(\text{Y}, \text{Ce}, \text{La})_4 \text{Fe} \cdots [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 \text{F}_2$. Сингония не известна. Очень редкий. Найден в плотных массах бутылочно-зеленого цвета с раковистым изломом. Оптически изотропный (очевидно, вследствие метамиктного состояния). $N=1.725$. Тв. 6—7. Уд. вес 4.515. П. п. тр. вспучивается, при сильном нагревании светится, не плавится. В кислотах легко растворяется с выделением студенистого кремнезема. При выветривании, вследствие окисления железа, превращается в воскоподобную массу кирпично-красного цвета. Встречен в гранитном пегматите в Баррингер Хилл (Льяно, Техас, США), с гадолинитом, иттриалитом и др.



Фиг. 503. Кристаллическая решетка тортвейтита

2. ГРУППА КАЛАМИНА

Здесь рассматриваются водные силикаты цинка и бериллия:

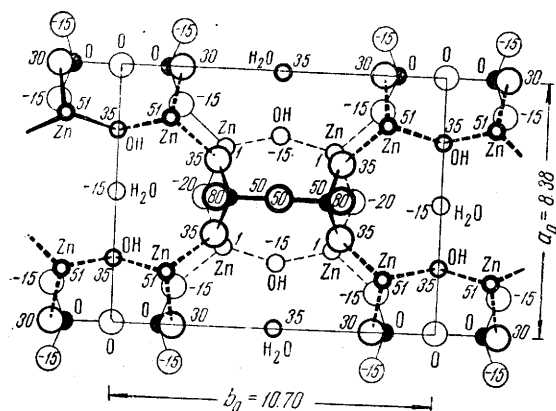
		a_0	b_0	c_0	
Каламин	$\text{Zn}_4 [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{OH}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.	8.39	10.70	5.11
Клиноэдрит	$\text{Zn}_2 \text{Ca}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{OH}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.	15.91	5.42	5.23*
Берграндит	$\text{Be}_4 [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{OH}]_2$	Ромбич. с.	8.67	15.19	4.53

КАЛАМИН — $\text{Zn}_4 [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{OH}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Синоним: гемиморфит, принятый в иностранной литературе ввиду того, что каламином часто называют также смитсонит. Название «каламин» Агрикола производит от латинского слова каламус — «тростник» (по сходству длинных сталактитовых образований). Второе название предложено в связи с гемиморфными формами кристаллов. В нашей литературе употребляется также название г а л м е й.

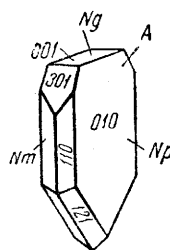
* $\beta = 103^\circ 56'$.

Химический состав. ZnO 67.5%, SiO₂ 25.0%, H₂O 7.5%. Половина H₂O при нагревании до 500° непрерывно удаляется без потери кристаллами своей прозрачности, а остальная часть, представленная гидроксидом, удаляется при более высокой температуре, причем кристаллическая решетка разрушается.

Сингония ромбическая; ромбо-пирамидальный в. с. **Кристаллическая структура** изображена на фиг. 504 в проекции вдоль оси *c*. Ионы Zn²⁺ располагаются совершенно аналогично ионам Si⁴⁺ и также находятся в четверной координации, но с той лишь разницей, что соответственно



Фиг. 504. Кристаллическая решетка каламина



Фиг. 505. Кристалл каламина

низшей его валентности центральный общий ион кислорода группы Si₂O₇ здесь заменен ионом [OH]¹⁻. Молекулы H₂O размещаются в свободных пространствах между группами и относительно слабо связаны в кристаллической структуре. Все группы R₂O₇ по своим треугольным основаниям ориентированы в одну сторону, чем и объясняется гемиморфность кристаллов. **Облик кристаллов.** Кристаллы обычно мелкие и встречаются только в пустотах. Обладают таблитчатым обликом (фиг. 505). Они явно гемиморфны в направлении вертикальной оси, т. е. показывают отсутствие плоскости симметрии параллельно (001): верхний и нижний концы образованы разными гранями, причем на нижнем конце устанавливаются только грани {121}, а на верхнем — многие другие. **Агрегаты.** Чаше наблюдается в виде кристаллических корок с радиально-лучистым строением, а также в почковидных или сталактитовых массах, реже в сплошных зернистых агрегатах или в землистом виде.

Цвет. Кристаллы, как правило, бесцветны. Плотные массы имеют белый или серый цвет, но чаще обладают желтой, бурой, зеленой и голубой окраской. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. **Оптические константы.** Ng = 1.636, Nm = 1.617, Np = 1.614; Ng—Np=0.022. Оптически положительный. 2V=46°. Дисперсия ясная; r>v. NgNp=(100); Ng=c.

Твердость 4—5. **Спайность** совершенная по {110} и несовершенная по {101}. **Уд. вес** 3.40—3.50. **Прочие свойства.** При нагревании верхний и нижний концы кристаллов электрически разноименно заряжаются.

Диагностические признаки. От смитсонита, с которым часто встречается совместно, отличается тем, что не выделяет CO₂ при растворении в кислотах.

П. п. тр. почти не плавится. С содой на угле дает желтый налет (в горячем состоянии), белеющий при остывании (ZnO). В кислотах растворяется с выделением студенистого кремнезема (отличие от смитсонита). В закрытой трубке растрескивается, белеет и выделяет воду.

Происхождение. Вместе с смитсонитом, церусситом, лимонитом и другими минералами образуется в зонах окисления при выветривании свинцово-цинковых сульфидных месторождений. Не исключена возможность нахождения каламина как первичного минерала и в гидротермальных месторождениях, образующихся вблизи дневной поверхности.

Известны псевдоморфозы каламина по смитсониту, кальциту, доломиту, флюориту, пироморфиту, галениту и другим минералам.

Практическое значение. Вместе со смитсонитом является важной цинковой рудой. В зонах окисления многих месторождений каламин встречается в весьма значительных массах.

Месторождения, в которых был установлен каламин, весьма многочисленны. Богатые его скопления известны в О л ь к у ш е (Верхняя Силезия, Польша). В СССР каламин описан в ряде месторождений Восточного Забайкалья: К л и ч к и н с к о м, Т а й н и н с к о м, Т р е х с в я т и т е л ь с к о м и др. Здесь находили и довольно крупные кристаллы каламина. Обнаружен также в месторождениях Центрального Казахстана: А к д ж а л, К ы з ы л - Э с п е, Г у л ь ш а д. В месторождениях Р а й б л и Б л е й б е р г в Каринтии (Восточные Альпы) он, возможно, как эндогенный минерал, встречается в ассоциации со смитсонитом, сфалеритом, галенитом, кальцитом, доломитом и другими минералами.

КЛИНОЭДРИТ — Zn₂Ca₂[Si₂O₇][OH]₂ · H₂O. Монокл. с.; диэдрический бесцветный в. с. Кристаллы имеют очень неправильные формы. Бесцветный или белый, иногда фиолетовый. Блеск стеклянный. Nm=1.670; Ng—Np=0.010. Оптически отрицательный. 2V большой. NgNp перпендикулярна к (010); Ng=b; cNm=28°. Тв. 5.5. Спайность совершенная по (010). Уд. вес 3.33. П. п. тр. плавится с трудом. В HCl растворяется. Встречен в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США) в ассоциации с виллемитом, гранатами и другими минералами.

БЕРТРАНДИТ — Be₄[Si₂O₇][OH]₂. Ромбич. с. Встречается в мелких призматических или таблитчатых бесцветных или бледножелтых кристаллах. Блеск стеклянный, Ng=1.611, Nm=1.603, Np=1.584; Ng—Np=0.027. Оптически отрицательный. 2V=73 до 75°. NgNp=(010); Ng=c. Тв. 6. Спайность по (001) совершенная, по (100), (010) и (110) средняя. Уд. вес 2.59—2.60.

Наблюдался в пегматитовых жилах в ассоциации с бериллом, турмалином, гердеритом и др., иногда в пустотах в виде псевдоморфоз по бериллу. Впервые был открыт близ Нанта (Нижняя Луара, Франция).

3. ГРУППА БАРИСИЛИТА

В этой группе объединены пиросиликаты Pb, один из которых является нормальным, а остальные представляют собой двойные соединения, содержащие добавочные анионы.

Барисилит	Pb ₃ [Si ₂ O ₇]	Тригон. с.
Молибдофиллит	Pb ₂ Mg ₂ [Si ₂ O ₇][OH] ₂	" "
Ганомалит	Pb ₆ Ca ₁ [Si ₂ O ₇] ₃ [OH] ₂	Гексаг. с.
Назонит	Pb ₆ Ca ₄ [Si ₂ O ₇] ₃ Cl ₂	" "

БАРИСИЛИТ — Pb₃[Si₂O₇]. Тригон. с. Очень редкий. Кристаллы имеют ромбоэдрический или таблитчатый облик. Агрегаты пластинчатые, бесцветные или белого цвета. Блеск алмазный. Оптически одноосный, отрицательный. Nm=2.03, Np=2.01; Nm—Np=0.02. Тв. 3. Спайность по (001) средняя. Уд. вес 6.72. В HNO₃ растворяется с выделением студенистого кремнезема. Встречен в марганцевых месторождениях Франклин (Нью-Джерси, США), Пайсберг и Лонгбан (Вермланд, Швеция).

МОЛИБДОФИЛЛИТ — Pb₂Mg₂[Si₂O₇][OH]₂. Тригон. с. Очень редкий. Встречается в пластинчатых массах белого или бледнозеленого цвета. Блеск стеклянный, сильный. Оптически одноосный, отрицательный. Nm=1.815, Np=1.761; Nm—Np=0.054. Тв. 3—4.

Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 4.72. Плавится с трудом. Встречен в ассоциации с гаусманитом в кристаллических карбонатных породах в месторождении Лонгбан (Вермланд, Швеция).

ГАНОМАЛИТ — $Pb_6Ca_4[Si_2O_7]_3[OH]_2$. Гексаг. с. Очень редкий. В призматических бесцветных кристаллах и в сплошных зернистых массах белого или серого цвета. Блеск алмазный. Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.945$, $Nm=1.910$; $Ng-Nm=0.035$. Тв. 3. Спайность по призме. Уд. вес 5.57—5.74. П. п. тр. плавится легко. В HCl растворяется с выделением студенистого кремнезема. Встречен в месторождениях Лонгбан (Вермланд) и Якобсберг (Нордмарк, Швеция).

НАЗОНИТ — $Pb_6Ca_4[Si_2O_7]_3Cl_2$. Гексаг. с. Очень редкий. По физическим свойствам близок к ганомалиту. Блеск алмазный. Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.923$ (1.971), $Nm=1.913$ (1.945); $Ng-Nm=0.010$ (0.026). Тв. 4. Спайность по призме и базальному пинакоиду. Уд. вес 5.43. Легко плавится. В HCl растворяется с выделением студенистого кремнезема. Встречен в кальцитовых жилах в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США), а также в Лонгбан (Вермланд, Швеция).

4. ПРОЧИЕ СИЛИКАТЫ С АНИОНАМИ $[Si_2O_7]$

Барилит	$BaBe_2[Si_2O_7]$	Ромбич. с.
Лавсонит	$CaAl_2[Si_2O_7][OH]_2 \cdot H_2O$	" "
Гарстигит	$(Ca, Mn, Mg)_3Al_2[Si_2O_7]_4$	" "
Астрофиллит	$(K_2, Na_2, Ca)(Fe, Mn)_4(Ti, Zr)[Si_2O_7]_2[OH, F]_2$	Монокл. с.
Данбуриит	$CaB_2[Si_2O_7]O$	Ромбич. с.
Ранкинит	$Ca_3[Si_2O_7]$	Монокл. с.
Афвиллит	$Ca_3[Si_2O_7] \cdot 3H_2O$	" "
Куспидин	$Ca_4[Si_2O_7]F_2$	" "
Тиллеит	$Ca_5[Si_2O_7][CO_3]_2$	" "

БАРИЛИТ — $BaBe_2[Si_2O_7]$. Ромбич. с. Редкий. В призматических или таблитчатых бесцветных кристаллах или в зернистых массах белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.695$ (1.703), $Nm=1.685$ (1.696), $Np=1.681$ (1.691); $Ng-Np=0.014$ (0.012). Оптически положительный. $2V=65^\circ(81^\circ)$. Дисперсия слабая; $r > v$. $NgNp=(100)$; $Ng=c$. Тв. 7. Спайность средняя по (001) и (012) и несовершенная по (100) и (010). Уд. вес 4.0. П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется. Встречен в марганцевых месторождениях Лонгбан (Вермланд, Швеция) и Франклин (Нью-Джерси, США).

ЛАВСОНИТ — $CaAl_2[Si_2O_7][OH]_2 \cdot H_2O$ *. Ромбич. с. $a_0=8.88$, $b_0=5.75$, $c_0=13.30$. Наблюдался в призматических и таблитчатых кристаллах, бесцветных или окрашенных в голубой и в серовато-синий цвет. Блеск стеклянный. $Ng=1.684$, $Nm=1.674$, $Np=1.665$; $Ng-Np=0.019$. Оптически положительный. $2V=84^\circ$. Дисперсия сильная; $r > v$. $NgNp=(010)$, $Ng=c$. Тв. 7—8. Спайность совершенная по (010) и (001). Уд. вес 3.1 (после плавления 2.56). Плавится с трудом. В кислотах нерастворим.

Встречается как продукт изменения анортита в габбро и диоритах, а также в качестве второстепенного минерала в некоторых сланцах и гнейсах, иногда в ассоциации с глаукофаном. Описан в кристаллических сланцах на полуострове Тибурон, Марин (Калифорния). Установлен также на Урале и в других пунктах.

ГАРСТИГИТ — $(Ca, Mn, Mg)_3Al_2[Si_2O_7]_4$. Ромбич. с. Очень редкий. Встречается в бесцветных короткопризматических кристаллах. Блеск стеклянный. $Ng=1.683$, $Nm=1.68$, $Np=1.678$; $Ng-Np=0.005$. Оптически положительный. $2V=52^\circ$. Дисперсия слабая; $r < v$. $NgNp=(010)$; $Ng=a$. Тв. 5.5. Спайность отсутствует. Уд. вес 3.05. Встречен в марганцевом руднике Гарстиг в Пайсберг (Вермланд, Швеция) в ассоциации с гранатами и родонитом.

АСТРОФИЛЛИТ — $(K_2, Na_2, Ca)(Fe, Mn)_4(Ti, Zr)[Si_2O_7]_2[OH, F]_2$. Соотношение между Mn^{2+} и Fe^{2+} колеблется в широких пределах. Содержит также BaO , MgO , Al_2O_3 и Nb_2O_5 . Монокл. или триклин. с. (с незначительным отклонением от моноклинного). Похож на лампрофиллит. Кристаллы редки и несовершенны. Характерен пластинчатый (фиг. 506) или игольчатый по оси b облик (фиг. 507). Распространен в пластинчатых, иногда в эффектных звездчатых агрегатах.

Цвет бронзово-бурый, золотисто-желтый, оранжевый. Блеск стеклянный с перламутровым отливом на плоскости спайности. $Ng=1.733$ (1.738), $Nm=1.703$ (1.705), $Np=1.678$ (1.691); $Ng-Np=0.055$ (0.047). Оптически положительный, иногда отрицательный. $2V$ большой. Удлинение по Ng . Сильный плеохроизм: по Np —оранжево-красный, по Ng и Nm —желтый; $Np > Nm > Ng$.

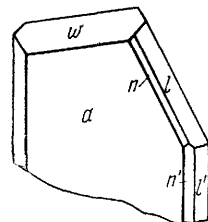
Тв. 3—3.5. Хрупок. Спайность совершенная по (100) и несовершенная по (001). По спайности легко выбиваются ломкие тонкие пластинки. Уд. вес 3.28—3.30. П. п. тр.

* С этой формулой, однако, не увязывается одновременное выделение всей воды при нагревании.

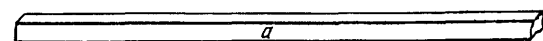
легко сплавляется в черный магнитный (в отличие от лампрофиллита) шарик. В закрытой трубке выделяет немного воды. В HCl и H_2SO_4 разлагается.

Встречается в сильно щелочных интрузивных изверженных горных породах (нефелиновых сиенитах и др.) в ассоциации с эгирином, черной слюдой, полевыми шпатами, цирконом, сфеном и др. Впервые установлен на островах в Лангезундфюрде (Норвегия) в цирконовом сиените. Встречается также в Южной Гренландии, на островах Лос (Французская Гвинея), в щелочных гранитах Колорадо и в других местах.

Широко распространен в щелочных изверженных породах и их пегматитах, иногда в виде крупных пластинчатых выделений или спутанно-пластинчатых агрегатов, часто в виде игольчатых индивидов. Наблюдаются также радиально-лучистые скопления — «солнца». Очень оригинальны метасоматические образования игольчато-волоконнистого астрофиллита в виде корочек за счет энigmatита. Наконец, были установлены закономерно ориентированные тонкие вроски астрофиллита в лепидомелане (черной слюде), являющиеся, по видимому, продуктом распада твердого раствора.



Фиг. 506. Кристалл астрофиллита $a \{100\}$



Фиг. 507. Часть игольчатого кристалла астрофиллита $a \{100\}$

ДАНБУРИТ — $CaB_2[Si_2O_7]O$. Ромбич. с. B_2O_3 28.7%. $a_0=8.75$, $b_0=8.01$, $c_0=7.72$. Встречается в призматических кристаллах, похожих на топаз. Бесцветный или окрашен в бледножелтый, желтый, желто-бурый цвет. Блеск стеклянный. $Ng=1.636$, $Nm=1.633$, $Np=1.630$; $Ng-Np=0.006$. $NgNp=(001)$; $Np=b$. Оптически отрицательный. $2V=88$ до 90° . Тв. 7. Спайность по (001) неясная. Уд. вес 2.97—3.02. П. п. тр. сплавляется в бесцветное стекло (зеленое пламя). В HCl без предварительного прокаливания не растворяется.

Описан в Данбури (Коннектикут, США) в ассоциации с микроклином и ортоклазом в доломите и во многих других местах.

РАНКИНИТ — $Ca_3[Si_2O_7]$. Монокл. с.? Наблюдался в бесцветных округлых или неправильных зернах. Химический анализ в силу недостаточного количества материала не был выполнен. По оптическим данным оказался сходным с искусственно полученным трикальциевым силикатом. $Ng=1.650$, $Nm=1.644$, $Np=1.640$; $Ng-Np=0.010$. Оптически положительный. $2V=63^\circ$. В слабой соляной кислоте легко дает студень кремнезема. Найден в Скоут Хилл (Антрим, Ирландия) в ассоциации с волластонитом, ларнитом и мелилитом.

АФВИЛЛИТ — $Ca_3[Si_2O_7] \cdot 3H_2O$. Монокл. с. Редкий. $a_0=11.39$, $b_0=5.47$, $c_0=13.09$; $\beta=98^\circ 26'$. Встречен в бесцветных или белых призматических кристаллах. $Ng=1.634$, $Nm=1.620$, $Np=1.617$; $Ng-Np=0.017$. Оптически положительный. $2V=54^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNp=30^\circ$. С удлинением совпадает ось b . Тв. 4. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (100). Уд. вес 2.63. Плавится с трудом. Растворяется в HCl. Найден в алмазной копи Дьютааскан (Кимберлей, Южная Африка) и, как продукт изменения спёррита, в Скоут Хилл (Антрим, Ирландия).

КУСПИДИН — $Ca_4[Si_2O_7]F_2$. Монокл. с. Редкий. Кюстерит, в котором часть F заменена OH, очевидно, является тем же самым минералом (свойства их одинаковы). Наблюдавшиеся мелкие кристаллы имели копьвидный облик. Встречается также в неправильных образованиях и тонкозернистых массах. Цвет серый, бледно-розовый, красный. Блеск стеклянный. $Ng=1.598-1.602$, $Nm=1.590-1.595$, $Np=1.586-1.590$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V$ большой. $NgNp=(010)$; $cNg=6^\circ$. $Nm=b$. Тв. 5—6. Спайность по (001). Уд. вес 2.86—2.97.

Встречается в контактово-метасоматических образованиях, возникших на малых глубинах и при относительно низких температурах, например в скарнах Ольгинского месторождения, в районе Нижней Тунгуски — в контакте известняков с траппами (диабазовыми породами), в Франклине (Нью-Джерси, США), рудниках Импейр, Кюстер (Айдао, США), Крестмор (Калифорния), в туфах Монте-Сомма (Везувий) в Альбанских горах южнее Рима.

ТИЛЛЕИТ — $Ca_5[Si_2O_7][CO_3]_2$. Монокл. с. Редкий. Наблюдался в неправильных зернах белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.653$, $Nm=1.632$, $Np=1.612$; $Ng-Np=0.041$. Оптически положительный. $2V$ близок к 90° . $Nm=b$. Ng в плоскости (010) с направлением совершенной спайности образует угол 12° . Спайность совершенная по (100) и неясная по (010).

Встречен в Крестмор (Калифорния) в контактовой зоне среди метаморфизованных известняков в ассоциации с мервинитом, волластонитом, сперритом и геленитом, а также в Карлингфорд (Ирландия) в аналогичных условиях.

б. Силикаты с кольцевыми радикалами

Как было указано во введении к силикатам, этот тип кристаллических структур отличается особыми чертами: кристаллические решетки содержат связанные в кольца тетраэдры SiO_4 . Число минералов, в которых точно установлены подобные кристаллические структуры, пока невелико и характеризуется комплексными радикалами: $[\text{Si}_3\text{O}_9]$ и $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. С химической точки зрения относящиеся сюда соединения принадлежат к метасиликатам.

В этом же разделе условно опишем и ряд других минералов, обладающих тригональной и гексагональной симметрией или близкими к ним псевдосимметриями и, возможно, аналогичными структурами.

Сюда отнесем следующие группы силикатов:

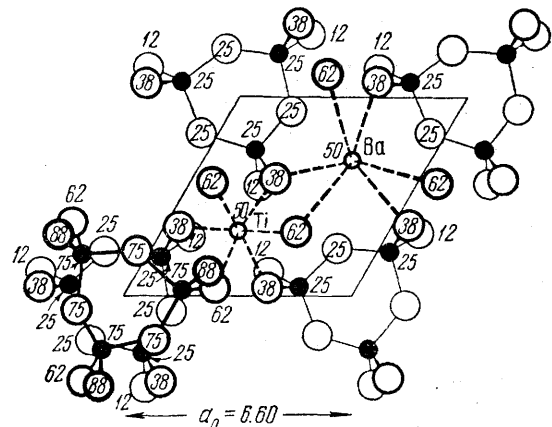
1. Группа бенитоита.
2. Группа берилла.
3. Группа турмалина.
4. Группа пироксеноидов.
5. Прочие силикаты с возможным кольцевым строением радикалов.

1. ГРУППА БЕНИТОИТА

Здесь до некоторой степени условно объединены двойные соединения, содержащие в качестве катионов одно- или двухвалентные (с большими ионными радиусами) и четырехвалентные металлы. Кристаллические структуры изучены лишь для бенитоита и катаплеита (последняя до конца расшифрована Н. В. Беловым).

		a_0	c_0
Бенитоит	$\text{BaTi}[\text{Si}_3\text{O}_9]$	6.60	9.71
Эльпидит	$\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{12}[\text{OH}]_6$		
Титаноэльпидит	$\text{Na}_2(\text{Ti}, \text{Zr})\text{Si}_6\text{O}_{12}[\text{OH}]_6$		
Эвдиалит	$(\text{Na}, \text{Ca})_6\text{ZrSi}_6\text{O}_{17}(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})?$	14.31	30.15
Катаплеит	$\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	7.39	10.05
Стокезит	$\text{CaSn}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		

БЕНИТОИТ — $\text{BaTi}[\text{Si}_3\text{O}_9]$. Тригон. с.; дитригонально-дипирамидальный в. с. Кристаллическая структура содержит кольца из трех



Фиг. 508. Кристаллическая решетка бенитоита

дают плеохроизмом: по N_g — индигово-синий, зеленовато-синий, иногда красный, по N_m — бесцветный.

связанных друг с другом кремнекислородных тетраэдров (фиг. 508). Между ними располагаются ионы Ti и Ba в шестерном окружении кислородных ионов. По оси c в элементарной ячейке содержится два таких слоя. На фиг. 508 из верхнего слоя показано только одно кольцо в левом нижнем углу (с жирными линиями связей). Контуры этих колец определенно указывают на принадлежность этого минерала к тригональной сингонии (тройная ось перпендикулярна к плоскости чертежа).

Кристаллы обладают пирамидальным или таблитчатым обликом. Цвет голубой, синий, красный, иногда меняется даже в одном и том же кристалле. Встречаются и бесцветные разности. Блеск стеклянный. Одноосный, положительный. $N_g=1.804$, $N_m=1.757$; $N_g-N_m=0.047$. Интенсивно окрашенные разности обла-

Тв. 6—6.5. Спайность несовершенная по $(10\bar{1})$. Уд. вес 3.65. П. п. тр. легко плавится в просвечивающее стекло. Растворим только в HF.

Минерал очень редкий. Встречен в жилах в ассоциации с нептунином и натролитом среди глаукофановых сланцев у истоков р. Сан-Бенито (Калифорния).

ЭЛЬПИДИТ — $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{12}[\text{OH}]_6$. Ромбич. с. (псевдогексагональный). Очень редкий. Встречается в удлиненных кристалликах или шестоватых агрегатах и плотных массах белого, желтого, яркочерного цвета. Блеск стеклянный. $N_g=1.574$, $N_m=1.565$, $N_p=1.560$; $N_g-N_p=0.014$. Оптически положительный. $2V=75^\circ$. $N_g N_p=(010)$; $N_g=a$. Удлинение отрицательное. Тв. 7. Спайность по (110) . Уд. вес 2.58. Найден в пегматитах Южной Гренландии.

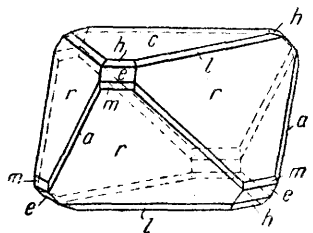
ТИТАНОЭЛЬПИДИТ — $\text{Na}_2(\text{Ti}, \text{Zr})\text{Si}_6\text{O}_{12}[\text{OH}]_6$. Ромбич. с. Очень редкий. Цвет розовато-желтый, светлокориновый. $N_g=1.698$, $N_m=1.686$, $N_p=1.681$; $N_g-N_p=0.017$. Оптически положительный. $2V=43^\circ$. $N_g N_p=(001)$; $N_m=b$. Плеохроизм: по N_m — желтый, по N_p — бесцветный. Тв. 6.5. Спайность совершенная по (100) . Уд. вес 2.53—2.56. В кислотах нерастворим. Встречен в нефелиновом сиените в виде кристалликов в пустотах в ассоциации с анальцимом, альбитом и каким-то марганцевым минералом, а также среди пустот в цеолитовых жилах.

ЭВДИАЛИТ — $(\text{Na}, \text{Ca})_6\text{ZrSi}_6\text{O}_{17}(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})?$ Эв — по-гречески «легко», диалитос — «разлагаемый» (имеется в виду поведение перед паяльной трубкой и в кислотах). Эвколит — разновидность, обогащенная FeO. Мезодиалит — промежуточная разность по FeO.

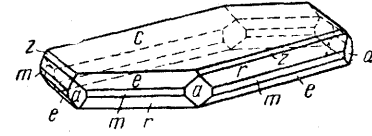
Химический состав (в %): Na_2O 11.6—17.3, CaO 8.9—11.3, ZrO_2 12.0—14.5, $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Y})_2\text{O}_3$ 0.3—2.9, FeO 3.1—7.1 (в одном случае 1.8%), MnO 0.3—3.1, SiO_2 47.2—51.2, H_2O 0.03—2.9, Cl 0.7—1.6. Кроме того, в незначительных количествах присутствуют SrO (до 1.4), K_2O (до 0.9), Fe_2O_3 (до 0.6), TiO_2 (до 2.2), Nb_2O_5 (до 1.6).

Сингония тригональная; дитригонально-скеленоэдрический в. с. $L_6^3ZL^3PC$. **Облик кристаллов** толстотаблитчатый (фиг. 509), пластинчатый (фиг. 510), реже призматический (фиг. 511). Главнейшие формы: пинакоид $\{0001\}$, ромбоэдры $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}4\}$, $\{01\bar{1}2\}$, призмы $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, и др. Наблюдается также в виде неправильной формы зерен, реже сплошных, жиллообразных масс.

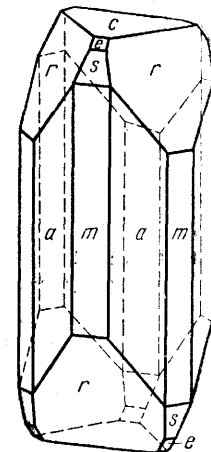
Цвет эвдиалита розовый, розово-красный различных оттенков, красновато-бурый, бурый, желто-бурый и светложелтый. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически положительный, более богатые железом (эвколит) разности оптически отрицательны. Показатели преломления возрастают по мере увеличения содержа-



Фиг. 509. Кристалл эвколита. r $\{10\bar{1}1\}$, c $\{0001\}$, m $\{10\bar{1}0\}$, e $\{00\bar{1}2\}$, a $\{11\bar{2}0\}$



Фиг. 510. Кристалл эвколита пластинчатого облика. z $\{10\bar{1}4\}$



Фиг. 511. Призматический кристалл эвдиалита s $\{02\bar{2}1\}$

ния железа. Для эвдиалита $N_g=1.610$ —1.613, $N_m=1.608$ —1.610 (обычно ниже); $N_g-N_m=0.001$ —0.004. Для эвколита: $N_m=1.620$ —1.643, $N_p=1.618$ —1.634; $N_m-N_p=0.001$ —0.010. Промежуточные по составу разности близки к оптически изотропным веществам (мезодиалит). Плеохроизм иногда отсутствует, но чаще довольно ясно выражен: по N_g

(независимо от оптического знака) — карминово-красный (у эвдиалита) и желтый (у эвколита), по Np —желтый или бесцветный (у эвколита). Распространены кристаллически-зональные кристаллы, отдельные зоны которых, в зависимости от их состава, несколько отличаются друг от друга по оптическим свойствам.

Твердость 5—5.5. **Хрупок**. **Спайность** по {0001} несовершенная. **Уд. вес** 2.84—2.98 (увеличивается от эвдиалита к эвколиту).

Диагностические признаки. Для эвдиалита обычно характерен розовый или красный (малиновый) цвет различных оттенков, по которому его легко заподозрить среди щелочных изверженных пород, особенно в ассоциации с цирконийсодержащими силикатами. В прозрачных шлифах он сразу узнается по оптическим свойствам: плеохроизму и очень низкому двупреломлению.

П. п. тр. легко сплавляется в зеленое пузырчатое стекло; пламя окрашивает в желтый цвет. В закрытой трубке устанавливается выделение воды. В кислотах быстро разлагается. Раствор в HCl дает реакцию на Zr (оранжевая окраска куркумовой бумажки).

Происхождение. Встречается исключительно среди магматических и щелочных пород (нефелиновых сиенитов) и в пегматитовых обособлениях среди них в парагенезисе с нефелином, полевыми шпатами, эгирином и др. Известны породы (например, эвдиалитовый льяврит), где эвдиалит столь широко распространен, что является породообразующим минералом.

При наложении гидротермальных процессов эвдиалит, очевидно, легко подвергается изменениям, так как наблюдались образования на его месте катаплеита, а иногда мелких пирамидальных кристалликов циркона среди полуразрушенной его массы в ассоциации с цеолитами, флюоритом и другими минералами гидротермального происхождения. Установлены также случаи замещения его водосодержащим минералом — ловозеритом.

При выветривании из эвдиалита выносятся щелочи и кремнезем, а на месте их в виде бурой пористой массы накапливаются ZrO_2 и Fe_2O_3 (повидимому, в форме гидроокислов).

Практическое значение. Значительно обогащенные эвдиалитом разновидности щелочных изверженных пород могут служить сырьем для получения эвдиалитовых концентратов как источника циркония. Среднее содержание эвдиалита в таких породах (эвдиалитовых льявритах) достигает 6—8%, иногда (в жильных разностях льявритов) до 30% и больше.

Эвдиалит встречается в Юльянегоб (Гренландия), на островах Лангезундфиорда (Норвегия), на Мадагаскаре (близ Ампасибитика) и в других местах.

КАТАПЛЕИТ — $Na_2Zr[Si_3O_9] \cdot 2H_2O$. Псевдогексагональная (моноклинная) разность, которая при 140° становится гексагональной. Описана также ромбическая разность. Кристаллическая структура катаплеита, по данным Н. В. Белова, аналогична структуре бенитоита: анионный радикал представлен тригональным кольцом тетраэдров SiO_4 .

Встречается в светложелтых или желтовато-бурых, иногда очень крупных пластинчатых кристаллах гексагонального облика. Блеск стеклянный с перламутровым отливом на плоскостях спайности. $Ng=1.624$, $Np=1.596$; $Ng-Np=0.028$. Для псевдогексагональной разности: $Ng=1.627$; $Nm=1.592$, $Np=1.591$; $Ng-Np=0.028$? Оптически положительный; $2V$ мал (при нагревании доходит до 0°); $NgNp=(010)$; Ng почти перпендикулярна (001). Для ромбической разности: $Ng=1.605$, $Nm=1.590$, $Np=1.575$; $Ng-Np=0.030$; $NgNp=(010)$; $Np=c$; $2V$ большой, отрицательный. Тв. 5—6. Спайность совершенная по (0001) и несовершенная по гексагональной призме. Уд. вес 2.66—2.75. П. п. тр. сплавляется в белую эмаль. В закрытой трубке выделяет воду. Кислотами легко разлагается.

В Гренландии катаплеит образуется после эвдиалита и часто за счет последнего в ассоциации с цеолитами. Распространен также на островах в Лангезундфиорде (Норвегия). Ромбическая разность установлена в Юльянегоб (Южная Гренландия).

СТОКЕЗИТ — $CaSn[Si_3O_9] \cdot 2H_2O$. Ромбич. с. Очень редкий. Встречен в бесцветных пирамидальных кристаллах. Блеск стеклянный. $Ng=1.619$, $Nm=1.613$, $Np=1.609$; $Ng-Np=0.010$. Оптически положительный. $2V=69^\circ$. Дисперсия ясная; $r < v$. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Тв. 6. Спайность совершенная по призме (110) и несовершенная по (010). Уд. вес 3.19. Найден с аксинитом в Корнуолле (Англия).

2. ГРУППА БЕРИЛЛА

К числу безводных минералов с анионной группой из шестичленных колец $[Si_6O_{18}]^{12-}$ (см. фиг. 451) относятся следующие минералы:

		a_0	b_0	c_0
Берилл	$Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$	Гексаг. с.	9.21	9.17
Кордиерит	$Al_3(Mg,Fe)_2[Si_5AlO_{18}]$	Ромбич. с.	17.10	9.78

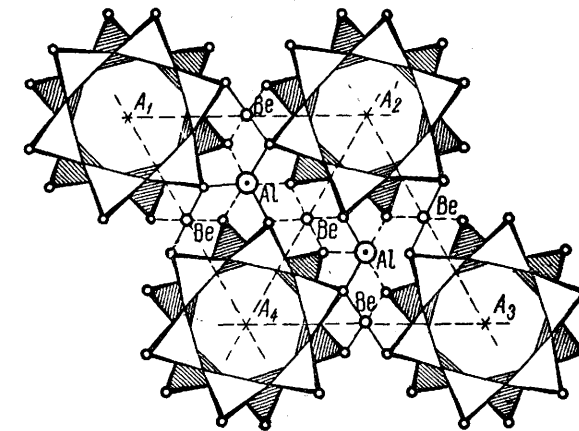
Здесь же опишем миларит и водные силикаты меди:

Миларит	$K(Be,Al)_3Ca_2[Si_{12}(O,OH)_{30}]$	Гексаг. с.
Аширит	$Cu_6[Si_6O_{18}] \cdot 6H_2O$	Тригон. с.
Хризоколла	$CuSiO_3 \cdot nH_2O$	Коллоид
Бисбиит	$CuSiO_3 \cdot H_2O$	Ромбич. с.
Шаттуит	$2CuSiO_3 \cdot H_2O$	Монокл. с.
Планшеит	$3CuSiO_3 \cdot H_2O$	Ромбич. с.

БЕРИЛЛ — $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$. Из числа бериллийсодержащих минералов является наиболее распространенным в земной коре.

Химический состав. BeO 14.1%, Al_2O_3 19.0%, SiO_2 66.9%. В виде примесей устанавливаются щелочи (до 7%): Na_2O , K_2O , Li_2O , иногда Cs_2O в воробьевите (до 3%)¹. Иногда присутствуют также H_2O (до 3%), в очень незначительных количествах CaO , FeO , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , V_2O_5 и изредка органические вещества.

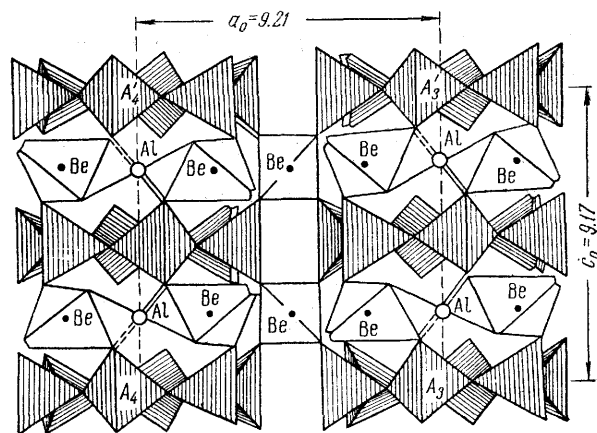
Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. L^6L^27PC . **Кристаллическая структура** представляет исключительный интерес. Она изображена на фиг. 512 в проекции на плоскость (0001). Здесь по углам ромба показано по два кольцевых радикала, несколько повернутых друг относительно друга. Ионы Al и Be в плане располагаются между кольцевыми радикалами, однако не на одном уровне с ними, а, как показано в вертикальной проекции (фиг. 513), между слоями колец. Таким образом, кристаллическая решетка в целом связана как боковыми, так и вертикальными связями. Ионы Al находятся



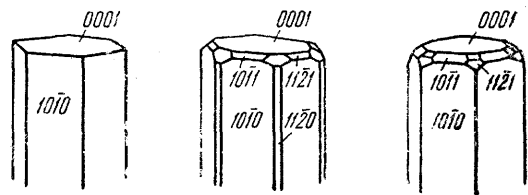
Фиг. 512. Проекция кристаллической решетки берилла на плоскость (0001)

¹ Вхождение в состав берилла щелочей должно сопровождаться соответственным увеличением заряда в анионном радикале. Формула воробьевита, например, в чистом виде могла быть написана так: $CsBe_3Al_2[Si_5AlO_{18}]$, т. е. содержание Al должно увеличиваться, а Si , наоборот, — уменьшаться.

в шестерном, а ионы Ве—в четверном окружении ионов кислорода. Ионы Be^{2+} тесно связывают кольцевые радикалы в общий прочный остов. Характерно, что в каждом звене располагающиеся друг под другом кольца радикалов внутри имеют большой свободный канал. В. Брэгг, изучавший структуру берилла, пришел к выводу, что такие крупные по размерам ионы, как Na^{+} , K^{+} и Cs^{+} , а также H_2O , присутствующие иногда в бериллах, располагаются именно в этих каналах.



Фиг. 513. Вертикальная проекция кристаллической решетки берилла



Фиг. 514. Кристаллы берилла

Цвет. Чаще всего берилл окрашен в зеленовато-белый, желтый, желтовато-зеленый, голубой, яркозеленый, иногда розовый цвет. Причины окраски изучены недостаточно. Встречаются и бесцветные прозрачные разности. По окраске различают следующие разновидности: 1) изумруд — густоокрашенная в приятный яркозеленый цвет (отсюда обычно употребляющееся название цвета: изумрудно-зеленый); прозрачные экземпляры не содержащих трещин разностей высоко ценятся как драгоценный камень; окраска обусловлена ничтожным содержанием хрома; 2) аквамарин — прозрачная разновидность синевато-голубой окраски; название происходит от латинских слов: аква — «вода», марэ — «море»; 3) воробьевит — разновидность розового цвета (содержит цезий); названа в честь русского минералога В. И. Воробьева; синоним: морганит; 4) геллодор — желтая прозрачная разновидность (содержит небольшое количество окиси железа). **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически одноосный, отрицательный. $N_m = 1.568—1.602$, $N_p = 1.564—1.595$; $N_m - N_p = 0.004—0.008$. Показатели преломления и двупреломление возрастают с увеличением содержания щелочей.

Облик кристаллов. Кристаллы берилла имеют столбчатый или призматический облик и обычно хорошо образованы (фиг. 514). Как правило, развиты призма $\{10\bar{1}0\}$ и пинакоид $\{0001\}$. В гораздо меньшей степени представлены грани дипирамид: $\{11\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$ и призма $\{11\bar{2}0\}$. Грани призм часто бывают покрыты вертикальными штрихами. Двойники не установлены, вернее, закономерности наблюдающихся иногда сростаний индивидов не изучены. **Агрегаты.** Обычно встречается в виде одиночных вкрапленных кристаллов, иногда соединенных в друзы. Изредка устанавливаются шестоватые агрегаты сплошных масс.

Твердость 7.5—8. Хрупок. **Спайность** несовершенная по призме $\{10\bar{1}0\}$ и пинакоиду $\{0001\}$. Излом неровный, часто раковистый. **Уд. вес** 2.63—2.91; увеличивается по мере увеличения содержания щелочей. Температура плавления около 1450°.

Диагностические признаки. Берилл узнается сравнительно легко по облику кристаллов и высокой твердости, отличающей его от похожих по форме других столбчатых минералов гексагональной сингонии. По сравнению с хризобериллом и фенакитом он обладает меньшим удельным весом и иными оптическими свойствами.

П. п. тр. не плавится; лишь края осколков закругляются. Прозрачные разности становятся мутными (при высокой температуре). Стекло с бурой прозрачное и бесцветное; лишь изумруд дает бледноокрашенный в зеленый цвет перл. В кислотах не растворяется.

Происхождение. Чаще всего берилл встречается в пегматитовых жилах среди кислых интрузивных пород или в боковых породах среди реакционно-метасоматических образований в генетической связи с пегматитами. Наблюдается также в измененных пневматолитовыми процессами гранитах — грейзенах, реже в пустотах среди самих гранитов в парагенезисе с минералами, содержащими летучие компоненты.

В ассоциации с ним, кроме полевых шпатов, слюд и кварца, часто наблюдаются: топаз, турмалин, флюорит, иногда фенакит, хризоберилл, вольфрамит, касситерит, сульфиды (арсенопирит, молибденит) и др.

Как химически устойчивый минерал, при выветривании и размыве коренных месторождений переходит в россыпи, где встречается в виде окатанных кристаллов или галек. Следует упомянуть о том, что изредка наблюдались фигуры вытравления на гранях кристаллов. На фиг. 515 приведена фотография нашумевшего в свое время крупного прозрачного кристалла берилла травяно-зеленого цвета, найденного в 1828 г. среди разрушенной породы на глубине 8 м. Поверхность этого кристалла крайне неровная. Процесс вытравления (растворения) распространился глубоко внутрь кристалла, в результате чего образовались сложные по форме пещеристые пустоты. Известны также случаи замещения берилла каолинитом (очевидно, при гидротермальном процессе).

Искусственно кристаллы берилла получают путем сплавления смеси SiO_2 , Al_2O_3 и BeO в присутствии B_2O_3 как минерализатора.

Практическое значение. Красиво окрашенные прозрачные разности изумруда и аквамарина имеют применение в ювелирном деле.

В последнее время берилловые руды интересуют промышленность как источник бериллия — одного из легчайших металлов (удельный вес его в 1.5 раза меньше алюминия). Он образует легкие, прочные сплавы с алюминием и магнием, особенно важные для самолетостроения. Кроме того, получены очень важные в практическом отношении сплавы бериллия и с другими металлами. Бериллиевые соли находят применение в различных отраслях промышленности и в медицине.

Месторождения. Главные месторождения берилла находятся в США, Колумбии (Южная Америка) и в Южной Африке.

В США следует отметить месторождение берилла в Алябани (в штате Мэйн), где были обнаружены гигантских размеров кристаллы (до 5 м в длину и 1.5 м в поперечнике) весом до 16 т, а также в Грэфтоне (Нью-Гемпшир), в Брэнчвилл (Коннектикут) и в других местах. В Колумбии (Южная Америка) в окрестностях Мусо известно наиболее крупное месторождение изумрудов, где они встречаются в богатых углистым и битуминозным веществом известняках



Фиг. 515. Прозрачный берилл зеленого цвета.
Хранится в Ленинградском горном музее

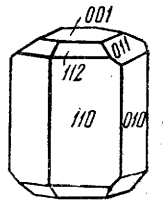
и сланцах и связаны с пегматитовыми жилами. В ассоциации с ними здесь наблюдаются кварц, кальцит, пирит, паризит и ряд других минералов. Другое месторождение изумрудов находится в Египте, на берегу Красного моря в горах Цабара в слюдяных сланцах. Известны также месторождения в Юго-Западной Африке — в Рёссинге около Свакопмунд (берилл, гелиодор), в северо-восточном Трансваале (изум-

руд), во многих местах Мадагаскара (аквамарин и розовый берилл), а также в ряде мест Европы и в других странах.

КОРДИЕРИТ — $\text{Al}_3(\text{Mg, Fe})_2[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$. Назван по имени французского геолога Кордье (1777—1861). Синонимы: иолит (иол — по-гречески «фиалка»); дихроит (дихрос — по-гречески «двухцветный»; имеется в виду его дихроизм). Впервые открыт Кокшаровым в 1856 г. на Урале.

Химический состав. Содержит около 50% SiO_2 . Количества MgO и FeO колеблется в широких пределах. Встречаются различия, в которых присутствует исключительно FeO — железистый кордиерит. Устанавливаются также примеси CaO , Na_2O и H_2O (в виде OH). Fe_2O_3 в неизменных количествах не обнаруживается.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура** похожа на структуру берилла с той лишь разницей, что здесь места ионов бериллия заняты ионами алюминия. В анионном радикале один ион Si^{4+} заменен Al^{3+} в связи с необходимостью компенсировать лишний заряд среди катионов (см. формулу). Элементарная ячейка имеет псевдогексагональную форму. **Облик кристаллов.** Кристаллы наблюдаются редко и большей частью в неясно образованных призматических формах (фиг. 516), имеющих псевдогексагональный облик вследствие двойникования (аналогично арагониту). Гораздо шире распространен в сплошных массах или в виде вкрапленных зерен неправильной формы.



Фиг. 516.
Кристалл кордиерита

Цвет. Бесцветный или чаще окрашен в различные оттенки синего и фиолетового, реже желтовато-белого или бурого цвета (очевидно, у окисленных разновидностей). **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $n_g=1.541-1.549$, $n_m=1.539-1.547$, $n_p=1.534-1.542$; $n_g-n_p=-0.003-0.011$. Оптически отрицательный, иногда положительный. $2V$ обычно от -40 до -80° . $n_g n_p=(100)$; $n_p=c$. Дисперсия слабая; $r < v$. Вокруг включений в нем циркона, апатита, дюрортьерита и других минералов часто обнаруживаются плеохроичные дворики.

Твердость 7—7.5. Хрупкий. **Спайность** по $\{010\}$ средняя и по $\{100\}$ и $\{001\}$ несовершенная. Излом раковистый. **Уд. вес** 2.60—2.66.

Диагностические признаки. Для кордиерита, по внешнему виду очень похожего на кварц, характерны раковистый излом, синеватые оттенки окраски, стеклянный блеск. От сапфира его отличает меньшая твердость. От кварца с достоверностью отличим по оптическим свойствам (двуосность, наличие лимонно-желтых плеохроичных дворинок вокруг включений).

П. п. тр. не плавится или плавится с трудом. В кислотах не разлагается. С азотнокислым кобальтом дает реакцию на Al .

Происхождение и месторождения. Кордиерит чаще всего встречается в гнейсах, кристаллических сланцах и измененных изверженных горных породах в ассоциации с магниезальными и глиноземистыми минералами (гиперстеном, ромбическими амфиболами, биотитом, силлиманитом, основными плагиоклазами, тальком и др.). Кроме того, кордиерит встречается в лавах, причем содержит включения вулканического стекла. Это обстоятельство указывает на высокотемпературные условия его образования. Встречается в виде галек в россыпях (Цейлон и др.).

Очень часто кордиерит находят полуразложившимся; при этом в нем проявляются листоватое строение параллельно основанию и перламут-

ровый отлив. При наложении гидротермальных процессов за счет кордиерита довольно легко образуются тальк, тонколистоватые агрегаты слюды, хлоритов и др. Подобные псевдоморфозы по кордиериту в литературе были описаны под различными названиями (пинит, гигантолит, хлорофиллит и многие другие).

Искусственно получается при температуре выше 950°. При 1440° разлагается с образованием силлиманита и стекла.

В СССР описан в окрестностях Мурзинки (д. Маслянка), в Забайкалье (Ципиканский район) и в ряде других мест.

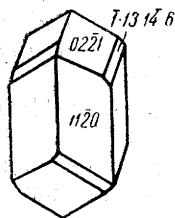
МИЛАРИТ — $K(Be, Al)_3Ca_2[Si_{12}(O, OH)_{20}]$. Гексаг. с. Согласно исследованиям Н. В. Белова изолированные анионные радикалы представлены в этом минерале сведенными по высоте шестерными кольцами, в которых из четырех ионов кислорода вокруг каждого иона кремния три одновременно принадлежат другим ионам кремния. Поэтому анионный радикал выражается формулой: $[Si_6 \times 2O_{18} \times 2 - 6] = [Si_{12}O_{30}]$. Наблюдается в бесцветных или бледнозеленых призматических кристаллах. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $Nm=1.532$, $Np=1.529$; $Nm-Np=0.003$. Встречались кристаллы, в сечении состоящие из оптически двусосных шести секторов с очень малым углом оптических осей; при нагревании становится одноосным (при 750°). Тв. 5.5. Уд. вес 2.55—2.59. П. п. тр. легко плавится. Встречен в Валь Гауфе (Граубюнден, Швейцария).

АШИРИТ — $Cu_6[Si_6O_{18}] \cdot 6H_2O$ (или $CuSiO_3 \cdot H_2O$). Синонимы: медный изумруд, диоптаз. Диа — по-гречески «сквозь»; оптазия — «видение». Так был назван Гаюи вследствие того, что спайность минерала

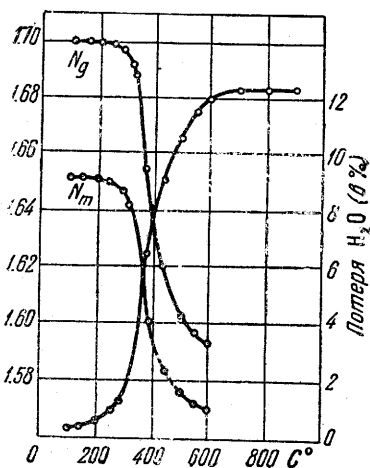
часто бывает видна сквозь кристалл. Аширит сравнительно редкий минерал, встречающийся иногда в медных месторождениях.

Химический состав. CuO 50.5%, SiO_2 38.1%, H_2O 11.4%. Примеси обычно отсутствуют. В небольших количествах (до 0.2%) устанавливается Fe_2O_3 .

Сингония тригональная; ромбоэдрический в. с. **Кристаллическая структура**, детально изученная Н. В. Беловым, обнаруживает кольцевое строение комплексного аниона в виде шестичленных



Фиг. 517. Кристалл аширита



Фиг. 518. Кривая обезвоживания и изменение показателей преломления аширита. По Д. С. Белянкину и Е. С. Донской

колец $[Si_6O_{18}]^{12-}$. Молекулы воды располагаются в каналах колец. **Облик кристаллов.** Кристаллы обычно имеют вид коротких заостренных столбиков (фиг. 517). Реже встречаются кристаллы ромбоэдрического облика. Нередки друзы кристаллов в трещинах и пустотах.

Цвет аширита изумрудно-зеленый. **Черта** зеленая. **Блеск** стеклянный. Прозрачен или просвечивает. **Оптические константы.** Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.697-1.709$, $Nm=1.644-1.658$; $Ng-Nm=0.053-0.051$. Иногда двусосен с тремя или шестью секторами в базальном сечении, причем $2V$ может достигать $+43^\circ$. $NgNp=(010)$.

Твердость 5. Хрупок. **Спайность** совершенная по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. **Уд. вес** 3.28—3.35. **Прочие свойства.** Замбонини установил, что вода из

диоптаза выделяется постепенно при температурах выше 95°, причем до температуры 250° показатели преломления не изменяются (фиг. 518); затем, по мере более быстрого выделения воды, падают (Д. С. Белянкин и Е. С. Донская). При этом вещество становится вначале синим (после 300°), затем темнофиолетовым (после 600°). Двупреломление после температуры 445° сильно падает до 0.026 и 0.023 (если правильно определены показатели преломления), а после 550° резко возрастает до 0.063. Очевидно, что в процессе обезвоживания происходит неоднократно перестройка кристаллической структуры вещества. В связи с этим приведем сравнительную характеристику свойств известных минеральных видов гидросиликатов меди (табл. 22).

Таблица 22

Сравнительная характеристика свойств гидросиликатов меди

Минерал	Сингония	Цвет	Уд. вес	Показатели преломления			$Ng-Np$
				Ng	Nm	Np	
Хризоколла $CuSiO_3 \cdot nH_2O$	Аморфн.	Голубой	2.0—2.3		1.58—1.60		Низкое 0.052
Аширит $CuSiO_3 \cdot H_2O$	Тригон.	Изумрудно-зеленый	3.28—3.35	1.69—1.71	1.64—1.66		
Шаттукит $2CuSiO_3 \cdot H_2O$	Монокл.	Синий	3.79	1.76—1.81	1.78	1.73—1.75	0.063
Планшеит $3CuSiO_3 \cdot H_2O$	Ромбич.	Темносиний	3.94	1.71	1.66	1.64	0.070

Как видим из этой таблицы, закономерно меняются цвет минерала, удельный вес и двупреломление. Что касается показателей преломления, то они оказываются наибольшими для шаттукита, а у аширита и планшеита примерно одного порядка.

В свете этих данных представляется весьма интересным дальнейшее изучение продуктов обезвоживания аширита с попутным рентгенометрическим их изучением.

Диагностические признаки. Характерными для аширита являются облик кристаллов, изумрудно-зеленый цвет, относительно высокая твердость, а также высокие показатели преломления.

П. п. тр. не плавится. При сильном накаливании в окислительном пламени чернеет, а в восстановительном краснеет, причем пламя окрашивается в зеленый цвет. С содой дает королек меди. В HCl и HNO_3 разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Аширит, судя по парагенезису минералов, повидимому, образуется при процессах выветривания медных месторождений. В ассоциации с ним встречаются такие минералы, как малахит, кальцит, иногда вульфенит, каламин и др. В других случаях наблюдались более ранний планшеит и более поздние кварц и стронцианит (Тангара, Бельгийское Конго).

Как химически устойчивый и твердый минерал, встречался в золотосодержащих россыпях.

Искусственно аширит получается при взаимодействии растворов метасиликата натрия и нитрата меди через перегородку из пергаментной бумаги (Беккерель).

Месторождения. В СССР большой известностью пользуется месторождение Алтын-Тюбе (Центральный Казахстан), где встречались довольно крупные кристаллы аширита в трещинах среди известняков. Отсюда в 1780 г. казахским купцом Аширом впервые были доставлены кристаллы, долгое время принимавшиеся за изумруд, позднее названный аширитом, затем диоптазом.

Из иностранных месторождений упомянем находки диоптаза в бассейне р. Ниари (Французское Конго), в районе Катанги (Бельгийское Конго), в Копиапо (Атакама, Чили) и в других местах.

ХРИЗОКОЛЛА — $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; n = около 2. Хризос — по-гречески «золото»; колла — «клей». В древности этот минерал употреблялся для пайки золотых изделий.

Химический состав переменный. Часто содержит примеси: Al_2O_3 до 17% (пиларит), Fe_2O_3 до 7%, P_2O_5 до 7—9% (демидовит, асперолит). Богатую водой разность (около $3\text{H}_2\text{O}$) называют асперолитом. Содержит также CaO , MgO и др. Разность, содержащая около одной молекулы H_2O , была названа бисбитом.

Сингония неизвестна. Обычно хризоколла представлена типичным коллоидом. Встречается в опаловидных массах в виде корочек с натечной, иногда пузырчатой поверхностью, а также в землистых рыхлых образованиях.

Цвет хризоколлы голубой, голубовато-зеленый или синий, бурый (из-за примесей гидроокислов железа) и даже черный. **Черта** у более чистых разностей зеленовато-белая. **Блеск** у опаловидных разностей стеклянный, восковой, матовый. Под микроскопом в тонких шлифах иногда обнаруживает тонкокристаллическое строение. Оптические данные противоречивы. Для тонкоигольчатой разности из Макоя (Айдао, США): $N_g=1.54$, $N_m=1.46$; $N_g-N_m=0.08$. По другим данным, $N_m=1.58-1.60$. Оптическая анизотропия, повидимому, обусловлена напряжениями в гелевых массах.

Твердость около 2, иногда 4. Хрупка. **Излом** неровный, раковистый. **Уд. вес** 2.0—2.3. Часть воды удаляется при нагревании до 110° , другая часть — при более высоких температурах.

Диагностические признаки. Узнается по колломорфным массам, голубовато-зеленым оттенкам, сравнительно невысокой твердости и химическим реакциям.

П. п. тр. не плавится; пламя окрашивает в зеленый цвет. В колбе легко выделяет воду, чернеет. В кислотах разлагается и выделяет кремнезем в порошковидном состоянии.

Происхождение. Хризоколла является типичным минералом зон окисления медных месторождений и преимущественно распространяется в районах с сухим жарким климатом.

В ассоциации с ней встречаются самые различные кислородные соединения меди. Наблюдались псевдоморфозы хризоколлы по малахиту, азуриту, атакамиту, либетениту, церусситу, кальциту и т. д. Установлены также постепенные переходы к менее водным силикатам меди (планшеиту).

В старых заброшенных рудниках образуется на стенках выработок из растворов с нейтральной реакцией.

Месторождения, в которых встречается хризоколла, весьма многочисленны. На Урале она была описана в Турьинских рудниках, в Меднорудянке (демидовит и асперолит). В Центральном Казахстане она встречается в Джекказганском медном месторождении, а также в Коктас-Джаргас, Успенском руднике и в других местах.

Из иностранных месторождений наиболее интересные образования встречаются в Чили, в западных штатах США, в Африке (Бельгийское Конго) и др.

БИСБИТ — $\text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Индивидуальность этого минерала рентгенометрически пока не подтверждена. Встречается в волокнистых или тонких пластинчатых агрегатах бледно-голубого или белого цвета. $N_g=1.71$, $N_m=1.62$, $N_p=1.615$; $N_g-N_p=0.095$. Оптически положительный. $2V$ большой. N_g параллельна удлинению. Тв. очень низкая.

Наблюдается как продукт изменения (гидратации) шаттукита или планшеита в руднике Шаттук месторождения Бисби (Аризона, США), а также в Тантара (Катанга, Бельгийское Конго).

ШАТТУКИТ — $2\text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Содержание H_2O 6.0%. Согласно рентгенометрическим исследованиям, представляет самостоятельный минеральный вид. Наблюдается в плотных зернистых или волокновидных массах синего или зеленовато-синего цвета. $N_g=1.796-1.815$, $N_m=1.782$, $N_p=1.730-1.752$; $N_g-N_p=0.066-0.063$. Оптически положительный. $2V$ большой. $N_g N_p \perp (010)$; N_g почти параллельна удлинению. Обладает плеохроизмом от темно- до светлосинего цвета. Уд. вес 3.79. В псевдоморфозах по малахиту встречен в руднике Шаттук месторождения Бисби (Аризона, США), а также в медных месторождениях провинции Катанга (Бельгийское Конго).

ПЛАНШЕИТ — $3\text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Содержание H_2O 4.1%. Содержит также CaO . Наиболее бедный водой самостоятельный (согласно рентгеновским данным) минеральный вид из группы гидросиликатов меди.

Встречается в натечных или сферолитовых массах темносинего цвета с волокнистым строением. $N_g=1.715$, $N_m=1.690$, $N_p=1.645$; $N_g-N_p=0.070$. Оптически положительный. $2V$ средний. Плеохроизм: по N_g —синий, по $N_p=N_m$ —бесцветный. Тв. 6—7. Уд. вес 3.94.

В ассоциации с диоптазом, малахитом, купритом, кальцитом и др. встречен в медных месторождениях Миндули, Пимби и на р. Джуэ (Французское Конго), а также в провинции Катанга (Бельгийское Конго).

Продуктом изменения (гидратации) является бисбит.

3. ГРУППА ТУРМАЛИНА

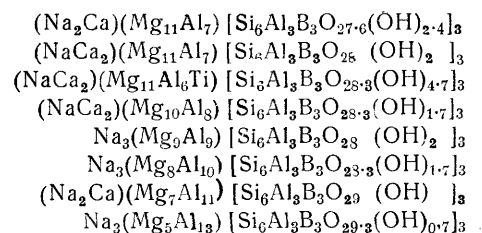
Относящиеся сюда минеральные виды, объединяемые под названием турмалин, обладают сложным, многокомпонентным химическим составом, но в то же время широко проявленными общими физическими свойствами. Изучением химической конституции этих минералов занимались многие ученые. Химическая формула в общем виде на основании последних данных может быть выражена следующим образом: $AB_6[\text{Si}_6\text{Al}_3\text{B}_3(\text{O}, \text{OH})_{30}]$, где $A = \text{Na}, \text{Ca}$, а $B = \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Cr}, \text{Li}$ и др.

ТУРМАЛИН — $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{Si}_6\text{Al}_3\text{B}_3(\text{O}, \text{OH})_{30}]$. Соотношение $\text{Al} : \text{B}$ в радикале чаще равно $3^{1/2} : 2^{1/2}$. Формула относится к наиболее распространенному минеральному виду. Название происходит от сингалезского слова «турмали». Под этим названием он был привезен в Голландию в 1703 г. вместе с другими драгоценными камнями с острова Цейлон.

Химический состав непостоянный вследствие широкого проявления изоморфных замещений. Наблюдаются следующие пределы колебаний содержания главных компонентов (в %): SiO_2 от 30 до 44, B_2O_3 от 8 до 12, Al_2O_3 от 18 до 44, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ от 0 до 38, MgO от 0 до 25, Na_2O от 0 до 6, CaO от 0 до 4, H_2O от 1 до 4. Кроме того, в виде изоморфных примесей устанавливаются следующие элементы: к $\text{Na}-\text{K}$ (до 2.5% K_2O), к $\text{Mg}-\text{Li}$ (до 1.3% Li_2O), к $\text{Fe}^{2+}-\text{Mn}^{2+}$ (до 3.5% MnO), к $\text{Al}-\text{Cr}$ (до 10.7% Cr_2O_3), а также Ti , к $\text{OH}-\text{F}$ (до 1.2%) и Cl ; наконец, устанавливаются такие примеси, как SnO_2 , P_2O_5 , BeO , CuO , BaO , Cs_2O и др.

Магнезиальные разности турмалинов носят общее название **дравита**, железистые — **шерлита**, литиевые — **эльбаита**; богатые глиноземом не имеют специального названия.

Чтобы получить представление о вариациях состава даже для одного и того же минерального вида, приведем несколько химических формул, устанавливаемых на основании пересчета данных химических анализов магнезиально-глиноземистых разновидностей турмалина¹:



Эти данные показывают, что среди катионов замена ионов Mg^{2+} ионами Al^{3+} может происходить в широких пределах. При увеличении общего заряда катионов содержание (OH) , естественно, падает. Очевидно, то же самое имеет место и в других разновидностях турмалина.

Сингония тригональная; дитригонально-пирамидальный в. с. L^3P . **Кристаллическая структура** турмалина ($a_0 = 16,00$, $c_0 = 7,24$) изучена в последнее время Е. Н. Беловой и Н. В. Беловым. Выяснилось, что ранее опубликованные Бюргером данные по расшифровке структуры этого минерала не верны. Согласно новым данным, характерной структурной единицей в турмалине являются двуслойные (в отличие от берилла) кольцевые анионные радикалы с формулой $\text{A}_{12}\text{O}_{30}$, где половина ионов A представлена Si^{4+} , а другая половина ионами Al^{3+} и V^{3+} . При этом ионы кремния в четверном окружении ионов кислорода занимают один слой (этаж) в указанном анионном радикале, образуя шестичленные кольца дитригональной конфигурации, обладающие тройной осью и тремя проходящими через нее зеркальными плоскостями симметрии. Второй слой каждого спаренного кольца представлен ионами Al^{3+} и V^{3+} , находящимися в тетраэдрическом окружении ионов кислорода и вместе с ними образующими форму, в общей сложности близкую к треугольнику. Эти изолированные двуслойные кольца располагаются в вершинах ромбоэдрической элементарной ячейки и соединяются между собой с помощью ионов Mg и Al , но уже в шестерной координации ионов кислорода. Эти ионы, будучи связаны друг с другом общими ионами кислорода, в кристаллической структуре образуют винтообразные цепочки вдоль правых и левых тройных винтовых осей ромбоэдрической ячейки. Что касается ионов Ca и Na , то они, находясь в шестерном окружении ионов кислорода, располагаются на тех же тройных осях, на которых сидят спаренные анионные кольца, и таким образом связывают их собою вдоль оси c . Все эти особенности кристаллического строения турмалина хорошо согласуются с характерными для него физическими и химическими свойствами и, прежде всего, формой кристаллов, различием притупляющих граней на концах кристаллических индивидов, пиро- и пьезоэлектрическими свойствами, оптическими свойствами (оптический знак, схема абсорбции света) и др. Повышенная твердость турмалина ставится в связь с повышенным координационным числом бора (4 вместо 3), подобно тому как это имеет место в силикатах алюминия (с координационным числом 6).

¹ Использованы данные пересчета Ф. Махачки. Формулы построены из расчета равенства общих положительных и отрицательных зарядов (катионов и анионов) согласно вышеприведенной формуле.

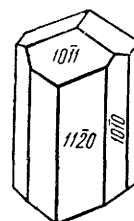
Облик кристаллов. Кристаллы турмалина обычно имеют столбчатый облик, будучи вытянуты вдоль тройной оси симметрии. Изредка встречаются короткопризматические кристаллы. Как правило, размеры кристаллов небольшие, часто микроскопически мелкие. Но иногда попадаются и крупные экземпляры, до 20 см и более в длину при нескольких сантиметрах в поперечнике. Из форм наиболее часто встречаются призмы $\{10\bar{1}0\}$ и $\{11\bar{2}0\}$, тригональные пирамиды $\{10\bar{1}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$ и др. (фиг. 520). Всего установлено около 180 простых форм. Нередко концы кристаллов развиты неодинаково. На гранях призм очень часто наблюдаются весьма характерная для турмалинов вертикальная штриховка и не менее характерная форма сферических треугольников в поперечном разрезе (см. фиг. 519), обусловленная комбинацией многочисленных граней призматического пояса. **Двойники** очень редки по $\{10\bar{1}1\}$.

Агрегаты. Нередко турмалин наблюдается в шестоватых, радиально-лучистых (в виде так называемого турмалинового солнца), спутанноигольчатых или волокнистых агрегатов. Реже встречается в сплошных зернистых, иногда скрытокристаллических массах.

Цвет турмалина зависит от его химического состава. Разности, не содержащие железа или бедные им, окрашены в различные оттенки зеленого, розового, красного цвета. Они обычно бедны MgO , но часто богаты Li_2O . Полагают, что розовый цвет обязан присутствию Mn^{2+} с Li и Cs . Темнокрасные турмалины носят название рубеллита.



Фиг. 519. Штриховка и форма поперечного сечения кристаллов турмалина



Фиг. 520. Призматический кристалл турмалина

Богатые MgO турмалины чаще всего обладают бурой и желтой окраской. Железистые разности интенсивно окрашены в темные цвета: темнозеленый, темносиний (индиголит), темнобурый и черный (шерл). Черные кристаллы в тонких шлифах просвечивают зеленым, бурым, синим, фиолетовым цветом. Реже наблюдаются совершенно бесцветные, прозрачные разности. Хромсодержащие турмалины окрашены в густой темнозеленый цвет. Большой частью окраска бывает однородной по всему кристаллу, но встречаются полихромные турмалины, т. е. различно окрашенные в разных участках. Иногда концы кристаллов окрашены в какой-либо другой цвет. Например, кристаллы с острова Эльбы с одного конца бесцветны, а с другого окрашены в густой черный цвет.

Устанавливаются различные комбинации цветов. Кроме того, встречаются разности с кристаллически-зональной окраской. Например, в поперечном изломе ядро имеет красный цвет, а с периферии одна или несколько резко очерченных полигональных зон окрашены в различные оттенки зеленого или какого-либо другого цвета. **Черта** белая. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Оптически одноосный, отрицательный. Очень редко бывает двуосным с $2V$ до -5° . Лишь в зональных кристаллах в периферических зонах $2V$ достигает -24° . Показатели преломления меняются в зависимости от состава. Эта зависимость изучена недостаточно. Для чистого дравита: $N_m = 1,635$, $N_p = 1,614$; $N_m - N_p = 0,021$. Для чистого шерлита: $N_m = 1,698$, $N_p = 1,658$; $N_m - N_p = 0,040$. Для чистого эльбаита: $N_m = 1,640$, $N_p = 1,620$; $N_m - N_p = 0,020$. Для хромового турмалина (с $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 10,86\%$): $N_m = 1,687$, $N_p = 1,641$; $N_m - N_p = 0,046$. Плеохроизм очень сильный.

Окраска варьирует широко. Весьма характерна обратная схема абсорбции: по *Nm* поглощение более сильное, чем по *Np*.

Твердость 7—7.5. В направлении, перпендикулярном к оси *c*, больше, чем в параллельном. **Спайность** практически отсутствует или весьма несовершенная по призме {11 $\bar{2}$ 0} и пирамиде {1011}. Излом неровный, у черных разностей напоминает излом угля. **Уд. вес** 2.90—3.25. **Прочие свойства.** Электризуется при нагревании, трении, давлении, причем один конец кристалла заряжается положительно, другой — отрицательно. Электризация резче проявляется у светлоокрашенных разностей.

Диагностические признаки. Кристаллы турмалина легко узнаются по характерным поперечным сечениям (в виде сферического треугольника), часто сильно проявленной вертикальной штриховке и высокой твердости. От внешне похожих на него некоторых пироксенов и амфиболов, а также эпидота отличается по отсутствию спайности и высокой твердости. От рутила отличается по твердости, черте и форме поперечного сечения.

П. п. тр. турмалин в зависимости от состава ведет себя не одинаково. Бесцветные или бледноокрашенные разности, особенно богатые литием, вообще не плавятся, но становятся мутными, иногда несколько вспучиваются. Более богатые железом плавятся с трудом, а железисто-магнезиальные разности сплавляются довольно легко в пузыристое стекло. Все турмалины в смеси с CaF_2 и H_2SO_4 дают реакцию на бор (зеленое окрашивание пламени). В кислотах не разлагаются.

Происхождение. Турмалины довольно часто встречаются в ассоциации с другими минералами, содержащими летучие компоненты, в пегматитах, иногда гидротермальных рудных месторождениях, а также в различных измененных породах, в том числе кристаллических сланцах, гнейсах, филлитах, подвергшихся воздействию пневматолитических агентов. В виде микроскопических кристалликов наблюдается также в некоторых гранитах и в их контактных ореолах, преимущественно в ассоциации с кварцем, иногда с топазом, касситеритом и другими минералами в грейзенах.

При выветривании пород он ведет себя как химически стойкий минерал и как остаточный продукт попадает в россыпи. Устанавливается также во многих осадочных породах. Наблюдающиеся иногда на кристаллах турмалина фигуры разъедания, вероятно, обязаны своим происхождением гидротермальным процессам. Установлены также превращения его в калиевую слюду, а литиевых турмалинов в литиевые слюды и кукеит. Необходимо также упомянуть о том, что тончайшие иглы турмалина, как новообразования, были установлены в некоторых песках.

Практическое значение. Красиво окрашенные прозрачные разности турмалина применяются в ювелирном деле на мелкие поделки. Крупные кристаллы, обладающие пьезоэлектрическими свойствами, имеют применение в радиотехнике для изготовления пластинок, служащих для стабилизации длин волн (см. кварц).

Месторождения, в которых встречается в том или ином количестве турмалин, весьма многочисленны, причем наибольшим распространением пользуются черные турмалины. Отметим лишь некоторые, наиболее интересные с минералогической точки зрения месторождения.

Заслуженной славой пользуются месторождения пегматитовых жил Шайтанки, Мурзинки, Южаковой, Сарапулки и Липовки (на Урале, к северо-востоку от г. Свердловска), где встречаются различных цветов полихромные турмалины, нередко в лучисто-ше-

стоватых сростках. Особенно замечательны карминово-красные турмалины Сарапулки. Прекрасные кристаллы малинового цвета, вместе с лепидолитом, были найдены на северном склоне Борщовочного кряжа (Забайкалье). В Нижне-Исетском районе Урала, близ дер. Шабы в трещинах среди залежей хромистого железняка и на границах их с тальковыми сланцами были обнаружены довольно крупные (до нескольких сантиметров в длину и до 1 см в поперечнике) кристаллы хромовых турмалинов темнозеленого или почти черного цвета. Развита также лучистые и шестоватые агрегаты (уд. вес 3.12).

Из иностранных месторождений упомянем лишь некоторые. Большой известностью пользуются замечательные по окраске и размерам турмалины из пегматитовых жил Мадагаскара. Красиво окрашенные в различные цвета (красный, розовый, зеленый, синий, фиолетовый и др.) турмалины встречаются среди пегматитов Сан-Диего и в других местах Калифорнии. Из россыпей Цейлона издавна добывались интенсивно окрашенные прозрачные образцы турмалина и вывозились как драгоценные камни в Европу. Частью отсюда происходят редко встречающиеся синие турмалины (индиголит), но главная масса прозрачных турмалинов Цейлона имеет бурый или желтый цвет. Во многих местах провинции Минас-Жерайс (Бразилия) известны россыпи, в которых встречаются прозрачные темнозеленые («бразильский изумруд»), красные и синие турмалины.

4. ГРУППА ПИРОКСЕНОИДОВ

Здесь рассматриваются так называемые «триклинные пироксены», которые, несмотря на то, что их эмпирические химические формулы совершенно аналогичны формулам пироксенов, описываемых ниже, существенно отличаются от последних в структурном отношении. Они не образуют изоморфных смесей или образуют ограниченные изоморфные смеси с компонентами, по составу отвечающими типичным пироксенам.

		a_0	b_0	c_0	α	β	γ
Волластонит $\text{Ca}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Триклин. с.	7.88	7.27	7.03	90°	95°16'	103°25'
Бустамит $(\text{Ca}, \text{Mn})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	" "	7.64	7.16	6.87	92°08'	94°54'	101°35'
Пектолит $\text{Ca}_2\text{NaSi}_2\text{O}_6[\text{OH}]$	" "	7.91	7.08	7.05	90°	95°10'	103°
Шизолит $(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{NaSi}_2\text{O}_6[\text{OH}]$	" "	8.09	7.24	7.05	90°	95°22'	101°06'
Ксонолит $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6[\text{OH}]$	Монокл. с.	8.55	7.34	7.03		90°	
Родонит $(\text{Mn}, \text{Ca})\text{SiO}_3$	Триклин. с.	7.77	12.45	6.74	85°10'	94°04'	111°29'
Фуллерит $(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Zn})\text{SiO}_3$	" "						
Пироксмангит $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{SiO}_3$	" "	7.49	17.2	6.81	82°48'	94°20'	113°17'
Бабингтонит $(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})\text{SiO}_3$	" "	7.54	12.43	6.73	86°12'	93°51'	112°22'
Инезит $2(\text{Mn}, \text{Ca})\text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}?$	" "						

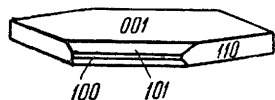
Эти минералы, согласно рентгенометрическим исследованиям, представлены структурами, в которых принимают участие кольцевые радикалы $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{6-}$. Однако это не может считаться твердо доказанным, так как ряд свойств этих минералов не согласуется с таким представлением. К числу катионов, участвующих в их составе, относятся: Ca, Na, Mn^{2+} , (Fe^{2+}) , Mg и Zn.

Среди минералов, которые следует отнести сюда, выделяются две подгруппы: а) волластонита и б) родонита.

ВОЛЛАСТОНИТ — $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$. Назван по имени английского химика В. Волластона (1766—1828). Синоним: досчатый шпат. Сравнительно редкий, но типичный минерал в высокотемпературных контактово-метасоматических образованиях. Ферроволластонит — железистая разновидность.

Химический состав. CaO 48.3%, SiO_2 51.7%. Иногда обнаруживается FeO до 9%; в незначительных количествах устанавливаются также примеси Na_2O , MgO и Al_2O_3 . Экспериментально установлено, что волластонит в твердом растворе может содержать до 3% SiO_2 , до 17% $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (диопсид), до 65% $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ (окерманит) или до 45% $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. Установлена также моноклинная модификация: параволластонит, состоящий из тонко-сдвоенных по (100) индивидов триклинного волластонита. Поэтому размер элементарной ячейки по сравнению с ячейкой волластонита по оси a увеличен почти вдвое: $a_0=15.33$, $b_0=7.28$, $c_0=7.07$; $\beta=95^\circ 24.5'$. **Кристаллическая структура** не похожа на структуру диопсида. Элементарная ячейка волластонита, как можно видеть из приведенных выше цифр, не имеет никакого отношения к ячейкам пироксенов. Допускают, что перпендикулярно оси b она состоит из кольцевых радикалов Si_3O_9 . Однако с этим не увязываются формы кристаллов и другие свойства. **Облик кристаллов.** Волластонит образует таблитчатые (фиг. 521), нередко удлиненные по оси b кристаллы, чем и обусловлено прежнее название этого минерала (досчатый шпат). Главное развитие имеет пинакоид {001}, в меньшей степени {100}, а также грани призм {110}, {101}, и др. **Двойники** по (100) или (001).



Фиг. 521. Кристалл волластонита

Агрегаты листоватые, радиально-лучистые или шестоватые, скорлуповатые, реже волокнистые с параллельным и сетчатым расположением отдельных волокон.

Цвет волластонита белый с сероватым или красноватым оттенком, реже мясо-красный. Встречаются и совершенно прозрачные бесцветные разновидности. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности иногда с перламутровым отливом. **Оптические константы.** $N_g=1.631-1.635$, $N_m=1.623-1.633$, $N_p=1.616-1.621$; $N_g-N_p=0.014-0.015$. Оптически отрицательный. $2V$ около 40° . Отчетливо наклонная дисперсия; $r > v$ (в отличие от тремолита). $NgNp=(010)$ и перпендикулярна направлению удлинения кристаллов; $cNp=32^\circ$. Удлинение бывает положительным и отрицательным.

Твердость 4.5—5. **Спайность** по {100} совершенная и по {001} средняя с углом 74° ; по другим направлениям несовершенная. **Уд. вес** 2.78—2.91.

Диагностические признаки. В сплошных массах, встречающихся в контактово-измененных известняках, узнается обычно по белому или серовато-белому цвету, радиально-шестоватым агрегатам, спайности и по парагенезису с другими минералами контактово-метасоматического происхождения (гранатами, диопсидом и др.). Можно смешать с тремолитом (кальциевым амфиболом); отличается от него под микроскопом по более низкому двупреломлению, по углу между спайностями, большему 60° , и относительно малому углу оптических осей.

П. п. тр. оплавляется с трудом. В HCl вполне разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение и месторождения. Встречается главным образом в мраморизованных известняках, подвергшихся воздействию кислой магмы, или в ксенолитах перекристаллизованных известняков в изверженных горных породах. В ассоциации с ним наблюдаются известковистые гранаты, диопсид, везувиан и другие минералы скарновых зон. Таковы, например, случаи нахождения волластонита в Турьинских рудниках на Северном Урале, в некоторых Минусинских контактово-метасоматических рудных месторождениях и др. Заслуживают упоминания исключительно редко встречающиеся огромные массы (в несколько тысяч кубических метров) волластонита близ Санта-Фе в Мексике. В виде кристаллов наблюдался в вулканических выбросах Монте-Соммы (Везувий).

Волластонит встречается также в известковистых кристаллических сланцах, образующихся при метаморфизме в условиях глубинных зон.

Искусственно волластонит получен из расплавов путем реакции CaF_2 и SiO_2 , а также нагреванием смеси CaCO_3 , SiO_2 с H_2O в запаянной трубке при $400-425^\circ$ (Дельгер). Волластонит при нагревании выше 1200° переходит в псевдоволластонит, т. е. в псевдогексагональную модификацию, оптически почти одноосную, которая плавится при 1540° .

Ферроволластонит — $(\text{Ca}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$ встречается в ассоциации с богатым железом геденбергитом. Отличается по оптическим константам. Для разности с содержанием FeO 9.29%: $N_g=1.653$, $N_p=1.640$; $Ng-Np=0.013$. Оптически отрицательный. $2V=60^\circ$. В сечении, перпендикулярном зоне спайностей, $cNp=44^\circ$. Уд. вес 3.09.

Чисто волластонитовые горные породы используются для изготовления «горной шерсти» белого цвета, большой прочности и значительной длины волокна. Плавка производится в электропечах.

БУСТАМИТ — $(\text{Ca}, \text{Mn})_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$. Содержит также FeO (до 90%). Триклин. с. Рентгенометрические исследования показывают, что бустамит в структурном отношении стоит гораздо ближе к волластониту, чем к родониту, как это считалось раньше. Существование изоморфного ряда бустамит—родонит не подтверждается. Встречается в зернистых или радиально-шестоватых агрегатах белого, зеленовато-белого, розовато-серого цвета. Блеск стеклянный. $\mu_g=1.674-1.707$, $N_m=1.670-1.705$, $N_p=1.660-1.692$; $Ng-Np=0.014$ *. Оптически отрицательный. $2V=44$ до 60° . Дисперсия слабая; $r < v$. $NgNp$ и Np почти перпендикулярны к (010), в которой $cNg=36^\circ$. Тв. 5.5—6. Уд. вес 3.1—3.4. Спайность весьма совершенная по (010) и менее совершенная по (110) и (110). Встречается в гидротермальных, но чаще в контактово-метасоматических месторождениях, например Лонгбан (Швеция), Франклин (Нью-Джерси, США), Липовая гора в Нижне-Тагильском районе (Урал), а также в сильно метаморфизованных осадочных месторождениях, например в Седельниковском (Свердловский район), в ряде южноуральских месторождений Примагнитогорского района и в других местах. В ассоциации с ним наблюдаются родонит, марганцовистые гранаты, карбонаты и другие минералы.

ПЕКТОЛИТ — $\text{Ca}_2\text{NaSi}_3\text{O}_8[\text{OH}]$. Триклин. с. Возможно, что гидроксил в этом соединении заменяет ион кислорода в кремнекислородных тетраэдрах. Об этом до некоторой степени можно судить по близости параметров элементарных ячеек пектолита и волластонита (см. выше). Обычно встречается в плотных игольчатых или волокнистых массах, иногда радиально-лучистого или сферолитового строения. Цвет белый или серовато-белый. $N_g=1.633$ (1.643), $N_m=1.606$ (1.642), $N_p=1.595$ (1.610); $Ng-Np=0.038$. Оптически положительный. $2V=60^\circ$. $NgNp$ и Ng перпендикулярны к (010); Np почти перпендикулярна к оси a . Удлинение положительное. Тв. 5. Хрупкий. Спайность по (100) и (001) совершенная. Уд. вес 2.74—2.88. П. п. тр. плавится в белую эмаль. В HCl разлагается с выделением студенистого кремнезема.

* Показатели преломления повышаются с увеличением суммы содержания $\text{MnO} + \text{FeO}$. Бедные этими компонентами разности по оптическим свойствам стоят ближе к волластониту.

Встречается в ассоциации с цеолитами и кальцитом в миндалинах эффузивных основных пород, главным образом в диабазах. Сравнительно редко наблюдается также в щелочных изверженных породах (нефелиновых сиенитах), например около Хот Спрингс (Арканзас, США) и др.

ШИЗОЛИТ — $(Ca, Mn)_2NaSi_3O_8[OH]$. Триклин. с. Наблюдался в призматических кристаллах светлокрасного или бурого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.660$, $Nm=1.636$, $Np=1.631$; $Ng-Np=0.029$. Оптически положительный. $2V$ неизвестен, Ng близка к оси b ; $aNm=9^\circ$. Удлинение положительное. Тв. 5—5.5. Спайность совершенная по (100) и (001). Уд. вес 2.97—3.13. Установлен в нефелиновых сиенитах Юльянегоб (Южная Гренландия).

КСНОТЛИТ — $Ca_3Si_3O_8[OH]$. Монокл. с. Наблюдался в сплошных массах волокнистого или игольчатого строения. Цвет белый, серый, бледнорозовый. Блеск стеклянный. $Ng=1.595$, $Nm=1.585$, $Np=1.583$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V$ очень мал. Удлинение положительное. Тв. 6.5. Очень вязкий. Спайность ясная по одному направлению. Уд. вес 2.7. Найден в Тетела-де-Ксонотла (Мексика), Санта-Инеза, Санта-Барбара в Калифорнии и в других местах.

РОДОНИТ — $(Mn, Ca)SiO_3$. Название происходит от греческого родон — «розовый». Синоним: орлец (на русском языке).

Химический состав (в %): MnO 46.0—30.0, FeO 2—12, CaO 4—6.5 (в природных образцах больше не бывает, чем отличается от бустамита), SiO_2 45—48. В виде примесей присутствует FeO , в очень незначительных количествах щелочи и Al_2O_3 .

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. **Облик кристаллов.** Редко встречающиеся в пустотах кристаллы обычно плохо образованы, с шероховатыми гранями и закругленными ребрами. Чаще встречаются кристаллы таблитчатой, изометрической, реже призматической формы. **Агрегаты.** Преимущественно наблюдается в виде сплошных плотных или зернистых масс.

Цвет родонита характерный розовый, иногда розовато-серый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. $Ng=1.730$ — 1.740 , $Nm=1.726$ — 1.735 , $Np=1.721$ — 1.728 ; $Ng-Np=0.009$ — 0.012 . Оптически отрицательный. $2V=70$ до 74° . Оптическая ориентировка изучена недостаточно.

Твердость 5—5.5. **Спайность** по $\{110\}$ и $\{\bar{1}\bar{1}0\}$ совершенная, по $\{001\}$ менее совершенная. **Уд. вес** 3.40—3.75. Плавится при температуре около 1200° .

Диагностические признаки. В сплошных массах узнается по розовому цвету. В образцах, частично затронутых окислением, чрезвычайно характерны черные прожилки гидроокислов марганца (главным образом вернадита).

П. п. тр. в окислительном пламени буреет и затем чернеет (окисление марганца). В восстановительном пламени сплавляется в красное или бурое стекло. С бурой и фосфорной солью дает реакцию на Mn . В HCl немедленно разлагается с образованием белого порошка кремнезема.

Происхождение. Как сравнительно низкотемпературный минерал, встречается иногда в гидротермальных, а также в контактово-метасоматических месторождениях в ассоциации с родохрозитом, бустамитом и другими минералами марганца, а иногда с сульфидами Mn , Zn , Pb и др.

В значительных массах образуется в процессе регионального метаморфизма осадочных марганцевых руд за счет окислов или карбонатов марганца и опала или кварца. В парагенезисе с ним почти постоянно наблюдаются почти незаметные на-глаз скопления бустамита, часто марганцовистые гранаты желтого цвета, кварц, карбонаты марганца, а в отсутствии кварца — тефроит, глаукохроит, иногда гаусманит и др.

Известны случаи нахождения в виде включений и в тонких прожилках среди кристаллических сланцев.

При выветривании чрезвычайно легко поддается окислению с образованием налетов корок, прожилков черных гидроокислов марганца. Двухвалентный марганец непосредственно переходит в четырехвалентный. Даже в течение года глыбы свежего розового родонита с поверхности покрываются блестящими черными налетами вернадита.

Искусственно легко получается путем сплавления MnO и SiO_2 . Однако искусственный продукт, в отличие от родонита, оптически положительный. Возможно, что здесь мы имеем дело с полиморфной модификацией. Так же, как тефроит, устанавливается в богатых марганцем шлаках доменных печей. Искусственно установлен непрерывный ряд $MnSiO_3$ — $CaSiO_3$.

Практическое значение. Массивные породы, сплошь состоящие из родонита, употребляются в качестве поделочного камня для изготовления ваз, письменных приборов, облицовки колонн и т. д. В частности, он был использован при отделке станции метро «Маяковская» (Москва).

Месторождения. Лучшее месторождение родонита находится близ д. Малой Седельниковой, на Урале, к югу от Свердловска, откуда в свое время было добыто немало монолитных глыб, использованных для крупных и мелких поделок, многие из которых хранятся в музеях. Аналогичные месторождения метаморфизованных осадочных руд марганца, но меньших размеров, встречаются во многих пунктах Примагнитогорского района на Южном Урале среди слоистых красных яшм, туффитов и других метаморфизованных осадочных пород; зоны окисления представлены богатыми рудами марганца и используются в черной металлургии.

Из иностранных пунктов упомянем о месторождениях в Гуэльве (Испания), где среди родохрозитовых масс встречаются участки сплошного родонита, а также о месторождении в Коннингеме (Массачусетс, США), представленном целой толщей сплошного родонита.

ФОУЛЕРИТ (фовлерит) — $(Mn, Ca, Zn)SiO_3$. Триклин. с. Редкий. По существу представляет собой цинксодежащую разновидность родонита. Крупные кристаллы (до 15 см в длину) встречались в известном месторождении Франклин (Нью-Джерси, США). Цвет мясо-красный, красновато-желтый или бурый. Блеск стеклянный (сильный). $Ng=1.709$ — 1.737 , $Nm=1.692$ — 1.730 , $Np=1.687$ — 1.726 ; $Ng-Np=0.022$ — 0.011 . Оптически положительный (отличие от родонита). $2V$ срединный. Тв. 6. Призматическая спайность под углом 87° . Уд. вес 3.67. Встречен в ряде мест штата Нью-Джерси (США) в ассоциации с другими силикатами марганца и цинка.

ПИРОКСМАНГИТ — $(Mn, Fe)SiO_3$. Синоним: собралит. Содержание (в %): MnO 27.0—20.6, FeO 14.0—28.3, CaO 5.0—1.5; присутствует также MgO . Триклин. с. Редкий. Наблюдался в виде включений и зернистых агрегатов бурого или янтарно-желтого цвета. В структурном отношении близок к родониту, но существенно отличается по составу и, особенно, оптическим свойствам. Блеск стеклянный. $Ng=1.754$ (1.784), $Np=1.737$ (1.748); $Ng-Np=0.016$ — 0.017 . Оптически положительный. $2V=37$ до 41° (отличие от родонита). Ng/Np почти перпендикулярна (010); в плоскости, параллельной (001) и перпендикулярной к (010), $cNg=$ около 45° . Тв. 5.5—6. Спайность призматическая по (110) и ($\bar{1}\bar{1}0$) с углом 88° . Уд. вес 3.50—3.80. Легко плавится в черный магнитный шарик. В кислотах не растворяется. Так же как и все другие силикаты двухвалентного марганца, легко окисляется и чернеет. Встречен около Айва (Андерсон, Южная Каролина, США), а также в жилах близ Тунаберга (Северная Швеция) в ассоциации с марганцовистым фаялитом, геденбергитом, диопсидом, гранатом и другими минералами.

БАБИНГТОНИТ — $(Ca, Fe^{2+}, Fe^{3+})SiO_3$. Содержит также (ОН), вероятно, как результат частичного гидролиза. Триклин. с. Редкий. Встречается в виде мелких короткопризматических кристаллов черного цвета. Блеск стеклянный, сильный. $Ng=1.746$, $Nm=1.726$, $Np=1.713$; $Ng-Np=0.033$. Оптически положительный. $2V=60$ до 65° . Дисперсия сильная; $r > v$. Сильный плеохроизм: по Ng —бурый или травяно-

зеленый, по *Nm*—фиолетовый, по *Np*—темнозеленый или голубовато-зеленый. Тв. 5.5—6. Спайность по (110) и (110). Уд. вес 3.36. П. п. тр. вспучивается и сплавляется в черный магнитный шарик. В кислотах не растворяется. Встречается в пустотах в граните, сиените и в других изверженных горных породах, нередко в ассоциации с эпидотом, гранатами, иногда цеолитами. Был установлен в Бавено на Лаго-Маджоре (Пьемонт, Италия), в Арендале (Норвегия) и в других местах.

ИНЕЗИТ — $(Mn, Ca)SiO_3 \cdot H_2O$? Триклин. с. Наблюдается в мелких призматических кристаллах и шаровидных формах с волокнистым или радиально-лучистым строением. Цвет розовый, мясо-красный. $Ng=1.644$, $Nm=1.636$, $Np=1.609$; $Ng-Np=0.035$. Оптически отрицательный. $2V=60^\circ$. Дисперсия заметная; $r > v$. *Np* почти перпендикулярна (010); погасание в плоскости (010) = 60° (со спайностью). Тв. 6. Спайность по (010) совершенная и по (100) несовершенная. Уд. вес 3.029. Разлагается в HCl. Встречен в месторождениях Гарстиг, Пайсберг и Якобсберг (Швеция), Дуранто (Мексика) и др.

5. ПРОЧИЕ СИЛИКАТЫ С ВОЗМОЖНЫМ КОЛЬЦЕВЫМ СТРОЕНИЕМ РАДИКАЛОВ

Здесь мы рассмотрим главным образом второстепенные минералы, относительно которых высказываются предположения о том, что их кристаллические структуры, судя по химическим формулам, могут содержать кольцевые анионные радикалы. Здесь же условно опишем некоторые другие метасиликаты, химически родственные рассматриваемым, классификация которых встречает большие затруднения вследствие слабой их изученности.

Алаомозит	$PbSiO_3$	Монокл. с.
Маргаросанит	$(Ca, Pb, Mn)SiO_3$	Триклин. с.
Гиалотекит	$(Pb, Ca, Ba)B[Si_6O_{17}(F, OH)]$	Ромбич. с.?
Дидимолит	$(Ca, Mg, Fe^{2+})Al_2[Si_3O_9]O$	Монокл. с.
Нарсарсуцит	$Na_2(Ti, Fe^{3+})Si_4O_{10}[O, OH, F]$	Тетраг. с.
Нептунит	$(Na, K)_2(Fe^{2+}, Mn)TiSi_4O_{12}$	Монокл. с.
Вадеит	$K_2(Ca, Na)Zr[(Si, Al)_4O_{12}]$	Гексаг. с.
Бавенит	$Ca_4BeAl_2Si_9O_{25}[OH]_2$	Ромбич. с.
Тримерит	$(Ca, Mn)_2Be_3Si_9O_{12}$	Монокл. с.
Каппеленит	$Ba(Y, Ce, La)_6B_6Si_3O_{24}[OH]_2$	Тригон. с.
Меланоцерит	$Ca_{16}Na_4(Y, La)_3(Zr, Ce)_6B_3Si_{12}O_{57}F_{12}$	" "
Лейкофенит	$Na_4Ba(Ti, Zr)_2Si_9O_{27}$	Монокл. с.
Стенструпин	$(Ca, Na)_4Mn^{2+}(Ce, La, Al, Fe^{3+})_6Si_9O_{27}[OH]_7 \cdot 3H_2O$	Тригон. с.
Ценозит	$Ca_2(Ce, Y)_2[Si_4O_{12}][CO_3] \cdot H_2O$	Ромбич. с.
Джоакинит	$NaBa(Ti, Fe)_3Si_4O_{15}$	" "
Игаликит	$NaKAl_4Si_4O_{15} \cdot 2H_2O$?	Ромбич. с.?
Бултфонтейнит	$Ca_2SiO_3[F, OH]_2$?	Триклин. с.
Скоутит	$Ca_6Si_4O_{11}[CO_3]_3$	Монокл. с.
Джурупаит	$(Ca, Mg)_2Si_2O_6 \cdot H_2O$	" "
Радиофиллит	$CaSiO_3 \cdot H_2O$	Гексаг. с.
Крестморит	$CaSiO_3 \cdot 2H_2O$	Монокл. с.

АЛАМОЗИТ — $PbSiO_3$. Монокл. с. Очень редкий. По облику кристаллов напоминает волластонит. Чаще наблюдался в радиально-лучистых агрегатах. Бесцветный или белого цвета. Блеск алмазный. $Ng=1.968$, $Nm=1.691$, $Np=1.947$; $Ng-Np=0.021$. Оптически отрицательный. $2V=65^\circ$. Дисперсия сильная; $r < v$. Тв. 4.5. Спайность совершенная по (010). Уд. вес 6.49. П. п. тр. легко плавится. Растворяется в HNO_3 . Встречается в зонах окисления свинцовых месторождений в ассоциации с церусситом, вульфенитом и другими кислородными соединениями свинца близ Аламоза (Сонора, Мексика).

МАРГАРОСАНИТ — $(Ca, Pb, Mn)SiO_3$. Триклин. с. В пластинчатых или призматических бесцветных кристаллах или зернистых агрегатах белого цвета. Блеск стеклянный, сильный, на плоскостях спайности перламутровый. $Ng=1.807$, $Nm=1.773$, $Np=1.729$; $Ng-Np=0.078$. Оптически отрицательный. $2V=83^\circ$. $r < v$. Тв. 2.5—3. Спайность совершенная по (010) и по двум другим направлениям — несовершенная. Уд. вес 4.0—4.3. Легко плавится в восстановительном пламени. Встречен в месторождении Франклина (Нью-Джерси, США) и в Лонгбан (Вермланд, Швеция).

ГИАЛОТЕКИТ — $(Pb, Ca, Ba)B[Si_6O_{17}(F, OH)]$. Ромбич. с. Очень редкий. Наблюдался в сплошных крупокристаллических массах белого или серого цвета. Блеск алмазный. $Nm=1.36$. Оптически положительный. $2V$ мал. Сильная дисперсия; $r < v$. Тв. 5—5.5. Уд. вес 3.81. Встречен в Лонгбан (Вермланд, Швеция).

ДИДИМОЛИТ — $(Ca, Mg, Fe)Al_2[Si_3O_9]O$. Монокл. с. В мелких, двойникованных по (010) кристалликах темносерого цвета. $Nm=1.501$; $Ng-Np=0.015$. Оптически отрицательный. $2V=78^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNp=40^\circ$. Тв. 4.5. Уд. вес 2.71. Плавится с трудом. В кислотах нерастворим. Найден в известняках вблизи нефелинового сиенита по р. Татарке (Восточная Сибирь).

НАРСАРСУКИТ — $Na_2(Ti, Fe^{3+})Si_4O_{10}[O, OH, F]$. Тетраг. с. В таблитчатых или короткопризматических кристаллах медово-желтого или желтовато-красного цвета. Блеск стеклянный. Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.584$ (1.630), $Nm=1.553$ (1.609); $Ng-Np=0.031$ (0.021). Тв. 7. Спайность совершенная по (110). Уд. вес 2.75. П. п. тр. легко плавится. В кислотах не растворяется. Встречен в пегматитах нефелиновых сиенитов Нарсарсука (Южная Гренландия).

НЕПТУНИТ — $(Na, K)_2(Fe^{2+}, Mn^{2+})TiSi_4O_{12}$. Монокл. с. Манганнептунит — разновидность, в которой MnO существенно преобладает над FeO. Нептунит, по своему составу, является силикатом Na, Fe²⁺ и Ti, похожим на пироксены или пироксенониды. Встречается почти исключительно в виде кристаллов преимущественно призматического облика.

Цвет темнокрасный до черного. Черта оранжево-красная или бурая. Блеск стеклянный. $Ng=1.736$, $Nm=1.700$, $Np=1.690$; $Ng-Np=0.046$. Для манганнептунита эти показатели несколько ниже (в Na-свете): $Ng=1.717-1.722$, $Nm=1.690-1.695$, $Np=1.689-1.692$; $Ng-Np=0.028-0.030$. Оптически положительный. $2V=49^\circ$ (для манганнептунита 34°). Дисперсия осей сильная; $r < v$. $NgNp=(010)$; $cNg=16-20^\circ$; *Np* почти совпадает с осью *a*. Сильный плеохроизм: по *Ng*—желтый, желто-красный, по *Nm*—оранжевый, оранжево-желтый, по *Np*—светложелтый.

Тв. 5—6. Спайность совершенная по призме (110) под углом 80° . Уд. вес 3.16—3.19. П. п. тр. легко плавится. Кислотами не разлагается (только HF).

Встречен в Нарсарсуке и в других местах Южной Гренландии; бедная марганцем разновидность с бенитоитом в Сан-Бенито (Калифорния).

ВАДЕИТ — $K_2(Ca, Na)Zr[(Si, Al)_4O_{12}]$. Гексаг. с. В плоских бесцветных кристаллах. Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.655$, $Nm=1.625$; $Ng-Nm=0.030$. Тв. не известна. Уд. вес 3.10. В кислотах не растворяется. Искусственно получено соединение $K_2CaZrSi_4O_{12}$. Найден в лейцитодиопсидовой породе вместе с магноритом (амфиболом) в Уолджиди (Западная Австралия).

БАВЕНИТ — $Ca_4BeAl_2Si_9O_{25}[OH]_2$. Ромбич. с. Очень редкий. В удлиненных по *c* и уплощенных по (010) кристаллах белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.590$, $Nm=1.585$, $Np=1.583$; $Ng-Np=0.007$. Оптически положительный. $2V=46$ до 58° . $NgNp=(010)$; $Ng=a$. Тв. 5.5. Спайность совершенная по (100) и средняя по (001). Уд. вес 2.74. Встречается в миароловых пустотах в гранитных пегматитах Бавено (Пьемонт, Италия).

ТРИМЕРИТ — $(Ca, Mn)_2Be_3Si_9O_{12}$. Монокл. с. Очень редкий. Был встречен в толстых призматических кристаллах псевдогексагонального облика (вследствие двойникования). $a_0=16.11$, $b_0=7.60$, $c_0=27.86$; $\beta=90^\circ 09'$. Цвет бледный нежирозеловый. В мелких кристаллах почти бесцветен. $Ng=1.725$, $Nm=1.720$, $Np=1.715$; $Ng-Np=-0.010$. $2V=-83^\circ$. Тв. 6—7. Уд. вес 3.474. Установлен в марганцевых месторождениях Пайсберг и Лонгбан (Вермланд, Швеция).

КАППЕЛЕНИТ — $Ba(Y, Ce, La)_6B_6Si_3O_{24}[OH]_2$. Тригон. с. Очень редкий. Встречен в зеленовато-бурых призматических кристаллах. Одноосный, отрицательный. $Nm=1.76$; $Nm-Np$ очень высокое. Тв. 6. Уд. вес 4.4. П. п. тр. плавится. Растворим в HCl. Наблюдался в жилах среди нефелиновых сиенитов в Лилле—Арё (Лангезунд-фиорд, Норвегия).

МЕЛАНОЦЕРИТ — $Ca_{16}Na_4(Y, La)_3(Zr, Ce)_6B_3Si_{12}O_{57}F_{12}$. Тригон. с. Очень редкий. Ромбоэдрические, таблитчатые кристаллы бурого или черного цвета. Одноосный, отрицательный. $Nm=1.73$, $Np=1.72$; $Nm-Np=0.01$. Изменяется в изотропное красновато-бурое вещество с $N=1.77$. Тв. 5—6. Уд. вес 4.13. Растворим в HCl. Найден на о. Кьёё (Лангезунд-фиорд, Норвегия).

ЛЕЙКОФЕНИТ — $Na_4Ba(Ti, Zr)_2Si_9O_{27}$. Монокл. с. Очень редкий. В вертикально удлиненных или таблитчатых кристаллах белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.688$, $Nm=1.661$, $Np=1.645$; $Ng-Np=0.043$. Оптически положительный. $2V=77^\circ$. Дисперсия осей заметная; $r > v$. $NgNp \perp (010)$; $cNm=3^\circ$. Тв. 6.5. Спайность средняя по (010). Уд. вес 3.05. Трудно плавится. Разлагается HF. Встречен в Нарсарсуке (Южная Гренландия).

СТЕНСТРУПИН — $(Ca, Na)_4Mn^{2+}(Ce, La, Al, Fe^{3+})_6Si_9O_{27}[OH]_7 \cdot 3H_2O$. Состав непостоянный. Содержит также ThO_2 (до нескольких процентов), Nb_2O_5 , P_2O_5 (до 4—8%) и F. Тригон. с. Цвет темнобурый, почти черный. Черта бурая. Блеск смоляной. Часто находится в метамиктном состоянии и потому под микроскопом в тонких шлифах обычно оптически изотропный. $N=1.65-1.66$. Тв. 4—5. Излом раковистый. Уд. вес 3.1—3.4. Встречается в Юльянегоб (Гренландия) среди щелочных пород (сиенитов).

ЦЕНОЗИТ — $Ca_2(Ce, Y)_2[Si_4O_{12}][CO_3] \cdot H_2O$. Синоним: кайнозит. Ромбич. с. Редкий. В короткопризматических кристаллах желтовато-бурого цвета. $Ng=1.683$ (1.692),

$Nm=1.681$ (1.689), $Np=1.667$ (1.664); $Ng-Np=0.016$ (0.028). Оптически отрицательный. $2V$ средний. Сильная дисперсия; $r < v$. Тв. 5.5. Спайность по одному направлению. Уд. вес 3.4—3.6. Встречен на острове Гитерё (Вест-Агдер, Норвегия), в Нордмарк (Вермланд, Швеция), в Северном Берджес Ланарк (Онтарио, Канада) и в других местах.

ДЖОАКИНИТ — $NaBa(Ti, Fe)_3Si_4O_{15}$. Ромбич. с. $a_0=9.61$, $b_0=10.45$, $c_0=22.4$. В пирамидальных и таблитчатых кристаллах медово-желтого цвета. $Ng=1.823$, $Nm=1.767$, $Np=1.748$; $Ng-Np=0.075$. Оптически положительный. $2V=50^\circ$. Дисперсия $r < v$. $Ng=c$. С натролитом и бенитоитом встречен в Сан-Бенито (Калифорния).

ИГАЛИКИТ — $NaKA_4Si_4O_{15} \cdot 2H_2O$? В мелких псевдогексагональных кристалликах от светлосерого до серого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $N=1.540$. Тв. 5.5. Уд. вес 2.559. Найден в валунах восточнее Игалико (Южная Гренландия) вместе с баркевикитом, авгитом, полевым шпатом и др.

БУЛТФОНТЕЙНИТ — $Ca_2SiO_3[F, OH]_2$? Триклин. с. Редкий. В радиально-лучистых агрегатах и сферолитах розового цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.597$, $Nm=1.590$, $Np=1.587$; $Ng-Np=0.010$. $2V=+70^\circ$. Тв. 4.5. Спайность по (100) и (010). Уд. вес 2.73. Встречен в ассоциации с кальцитом, апофиллитом и натролитом в руднике Бултфонтейн (Кимберлей, Южная Африка).

СКОУТИТ — $Ca_6Si_4O_{11}[CO_3]_3$. Монокл. с. Очень редкий. В мелких бесцветных пластинках или лучистых агрегатах белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.621$, $Nm=1.606$, $Np=1.599$; $Ng-Np=0.022$. Оптически положительный. $NgNp=(010)$; $cNg=29^\circ$. Тв. 4.5—5. Спайность по (001) и (010). Уд. вес 2.77. Встречен в гибридных породах, образовавшихся при ассимиляции долеритом известняка в Скоут-Хилл (Энтрим, Ирландия).

ДЖУРУПАИТ — $(Ca, Mg)_2Si_2O_6 \cdot H_2O$. Монокл. с? Очень редкий. В радиально-лучистых или волокнистых агрегатах белого цвета. $Ng=1.576$, $Np=1.568$; $Ng-Np=0.008$. Оптически положительный. $2V$ неизвестен. Ng с осью c (направлением удлинения) составляет угол 31° . Тв. 4 (поперек волокон). Уд. вес 2.75. Легко плавится. Растворяется в HCl. Встречен в контактово-метасоматических образованиях малых глубин с голубоватым кальцитом и известково-глиноземистым гранатом (гроссуляром) и другими кальцийсодержащими минералами в горах Джурупа, около Крестмор (Калифорния).

РАДИОФИЛЛИТ — $CaSiO_3 \cdot H_2O$. Тетраг. или гексаг. с. Наблюдался в шаровидных сферолитовых формах белого цвета. Оптически одноосный. Тв. 2—3. Уд. вес 2.53. В ассоциации с филлипситом, кальцитом, арагонитом и другими минералами в трещинах нозеанового фолонита (щелочной изверженной породы) в Шелкоп, около Бренка (Рейнланд, Германия).

КРЕСТМОРИТ — $CaSiO_3 \cdot 2H_2O$. Синоним: риверсайдит. Монокл. с. Очень редкий. Наблюдался в плотных снежно-белого цвета массах. $Ng=1.607$, $Nm=1.603$, $Np=1.593$; $Ng-Np=0.014$. Оптически отрицательный. $2V$ большой. $cNg=12^\circ$; ось c совпадает с удлинением. Тв. 3. Уд. вес 2.22 (2.64). Легко плавится. Разлагается в HCl. Встречен в контактово-метасоматических образованиях малых глубин в Крестмор (Риверсайд, Калифорния) в ассоциации с голубым кальцитом, везувианом и другими минералами.

Подкласс В. Силикаты с непрерывными цепочками тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах

Главнейшими представителями силикатов данного подкласса являются пироксены и амфиболы, считающиеся типичными метасиликатами. Несмотря на существенное различие в количественных соотношениях составляющих компонентов, эти минералы имеют ряд общих характерных внешних черт: аналогичный облик кристаллов, близость кристаллических структур, одинаковую степень проявления спайности, много общего в оптических свойствах, близкие удельные веса, близкую твердость и т. д. Среди катионов в пироксенах и амфиболах представлены главным образом следующие элементы: Mg^{2+} , Fe^{2+} , (Mn) , Ca^{2+} , Na^{+} , (K) , иногда Li^{+} , а также Al^{3+} , Fe^{3+} , (Cr) , реже Ti^{4+} , а среди анионов $[SiO_4]^{4-}$, иногда $[AlO_4]^{5-}$, а также $[OH]^{-}$, F^{-} и $[Cl]^{-}$ (в амфиболах).

Наибольшим распространением в природе пользуются железо-магнезиальные пироксены и амфиболы, являющиеся важнейшими породообразующими минералами во многих изверженных горных породах.

По подсчетам Кларка, общее их количество по весу в земной коре достигает 16%.

От железо-магнезиальных породообразующих ортосиликатов (минералов группы оливина) пироксены и амфиболы отличаются следующими химическими особенностями:

1) содержат больше SiO_2 (при недостатке SiO_2 в расплавах образуются оливины);

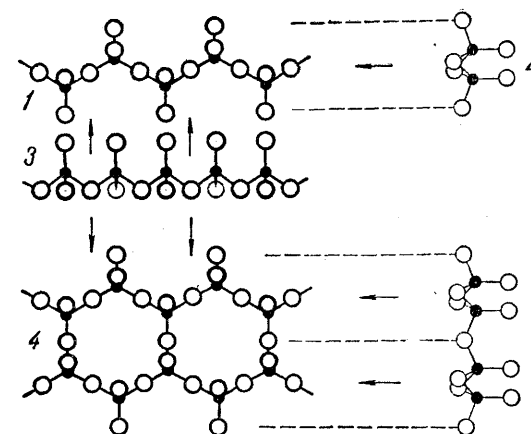
2) кроме Mg и Fe , в них весьма существенную роль играет Ca (в ортосиликатах его роль совершенно ничтожна), в соответствии с чем в них широко представлены двойные соединения (диопсид, тремолит);

3) многие пироксены и амфиболы, особенно те, что представлены двойными соединениями, часто содержат примеси Al_2O_3 , Na_2O , иногда Fe_2O_3 и др. (ортосиликаты характеризуются сравнительной чистотой состава).

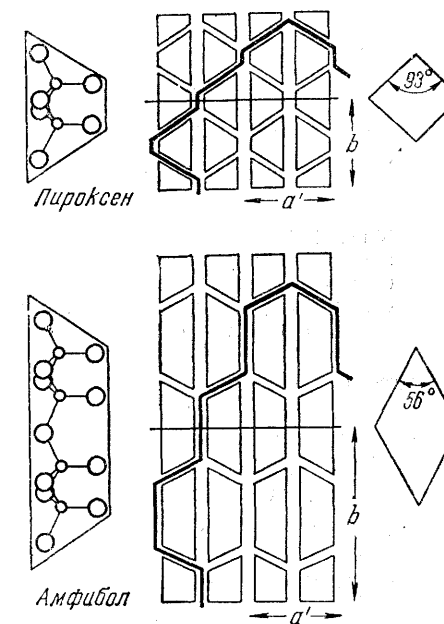
Физические свойства описываемых здесь минералов находятся в полном соответствии с их кристаллической структурой, отличающейся уже весьма существенно от структур ортосиликатов тем, что здесь принимают участие вытянутые в одном направлении (вдоль оси c) анионные комплексы непрерывно связанных друг с другом кремнекислородных тетраэдров. Главнейшие особенности минералов этого подкласса сводятся к следующему:

1. Кристаллические индивиды обычно вытянуты в одном направлении (минералы группы оливина обладают изометрическим обликом)

Это обусловлено тем обстоятельством, что связь $Si-O-Si$ вследствие своего преимущественно неполярного характера более прочна, чем связь металлических катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , располагающихся между цепочками и



Фиг. 522. Кремнекислородные цепочки в трех проекциях (в пироксенах 1, 2 и 3 и в амфиболах 4, 5 и 3)



Фиг. 523. Проекция схематически изображенных кристаллических структур пироксена и амфибола вдоль оси c . Слева показаны в той же проекции кремнекислородные цепочки

несущих небольшой заряд; именно поэтому расщепление кристалла вдоль оси c происходит несравненно легче, чем разрыв самих цепочек.

2. По сравнению с ортосиликатами здесь резче проявлена спайность, причем характерно, что она устанавливается по призме согласно вытянутости индивидов.

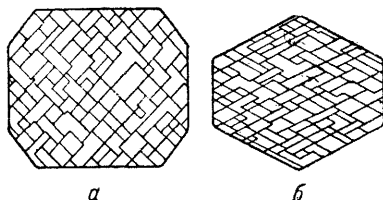
3. Показатели преломления и двупреломление по сравнению с минералами группы оливина, как правило, ниже.

4. Удельные веса пироксенов и амфиболов благодаря относительно большому вхождению в решетку анионов SiO_4 и менее плотной упаковке ионов несколько меньше, чем у соответствующих минералов группы оливина.

Пироксены и амфиболы, наряду с признаками сходства, существенно отличаются друг от друга некоторыми особенностями. Отметим наиболее важные из них.

а) Было указано, что согласно рентгенометрическим исследованиям в кристаллических структурах пироксенов анионные радикалы представлены простыми одинарными цепочками кремнекислородных тетраэдров, а в структурах амфиболов — двойными (фиг. 452). Для дальнейшего важно обратить внимание на проекции (2) и (5) вдоль оси c (фиг. 522).

б) Как следствие, отсюда вытекает различие в углах призматической спайности у пироксенов и амфиболов, параллельной вытянутости цепочек. На фиг. 523 схематически изображены структуры диопсида и тремолита, состоящие из четырех элементарных ячеек, в проекции на (001). Цепочки кремнекислородных тетраэдров очерчены линиями в виде трапеций — блоков. Из рисунков видно, что подобные блоки у амфиболов имеют вдвое больший размер по оси b , чем у пироксенов. Плоскости спайности, как показывают жирные линии, не разрывая цепочек, в обоих случаях проходят в диагональных направлениях между ними, т. е. параллельно призме {110}. Нетрудно видеть, что в целом направления ломаных линий для пироксенов будут иметь фигуру, приближающуюся к квадрату, с углом 87° , а для амфиболов — фигуру ромба с углом 124° .



Фиг. 524. Поперечные разрезы кристаллов пироксена a и амфибола b с направлениями следов спайности (под разными углами в каждом из них)

в) В полном соответствии с этим находится и облик кристаллов. При этом в поперечном разрезе (фиг. 524) кристаллы пироксена имеют псевдотетрагональные, а кристаллы амфибола — псевдогексагональные формы.

В данном подклассе силикатов, согласно сказанному, выделяются следующие типы:

Тип 1. Силикаты с одинарными цепочками (группа пироксенов).

Тип 2. Силикаты с двойными цепочками (группа амфиболов и группа асбеста).

В конце рассмотрим прочие силикаты, в кристаллических структурах которых по тем или иным соображениям можно ожидать наличия сложных цепочек кремнекислородных тетраэдров.

а. Силикаты с одинарными анионными цепочками

ГРУППА ПИРОКСЕНОВ

По кристаллографическим признакам среди этой сравнительно большой группы минералов давно уже различались две подгруппы: ромбических и моноклинных пироксенов. Однако, согласно новейшим рентгенометрическим исследованиям, ромбические пироксены оказались псевдоромбическими, состоящими из тонко сдвойникованных моноклинных индивидов. Так как прежнее деление на ромбические и моноклинные

пироксены, существенно отличающиеся друг от друга по ряду признаков, глубоко вошло во всю мировую литературу, то мы здесь сохраняем прежнюю номенклатуру подгрупп, памятуя лишь о рентгенометрических данных.

Ромбические пироксены представляют собой метасиликаты Mg и Fe^{2+} и, очевидно, так же как это мы имели в группе оливина, образуют непрерывный ряд изоморфных смесей: $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6] - \text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. В природных условиях весьма широко распространены магнезиальные и магнезиально-железистые разновидности пироксенов этого ряда. Лишь недавно Сундиус установил сильно железистую разность, близкую к $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Моноклинные пироксены в главной своей массе представлены двойными и более сложными соединениями, в кристаллических структурах которых в качестве катионов участвуют в одних случаях Mg и Fe^{2+} , замещающие друг друга, а также Ca^{2+} , в других $\text{Na}^{1+}(\text{Li}^{1+})$, Fe^{3+} и Al^{3+} . Кроме того, известен такой пироксен, получивший название авгита, в котором кроме (Mg , Fe) и Ca присутствуют Al , Fe^{3+} и иногда Ti , причем часть Al , очевидно, замещает Si в кремнекислородных цепочках (т. е. по существу мы имеем здесь дело уже с алюмосиликатом). Так как при замене части ионов Si^{4+} ионами Al^{3+} общий отрицательный заряд цепочек соответственно возрастает, то он, естественно, должен компенсироваться путем вхождения в решетку минерала дополнительных катионов. Поэтому не удивительно, что в авгитах при химических анализах очень часто устанавливаются щелочи, преимущественно Na^{1+} . Среди моноклинных пироксенов существуют также другие изоморфные ряды, которые мы отметим ниже. Однако во всех случаях большие катионы (Ca^{2+} , Na^{1+} , K^{1+} , Mn^{2+}) в кристаллических решетках имеют координационное число 8, а катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , $\text{Li}^{1+} - 6$.

Следующие минеральные виды относятся к этой группе:

Псевдоромбические пироксены

	a_0	b_0	c_0	β
Энстатит $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	18.23	8.84	5.20	
Гиперстен $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	18.20	8.86	5.20	

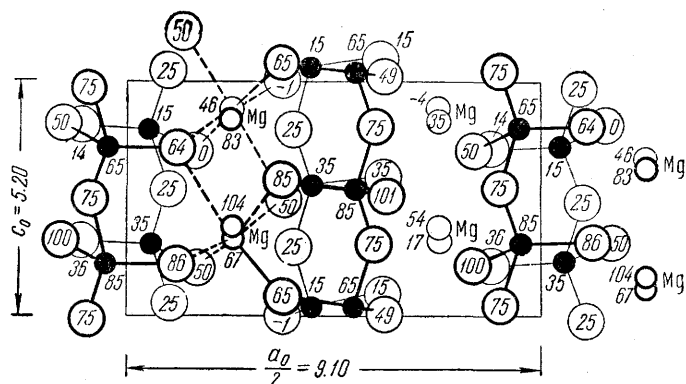
Моноклинные пироксены

Клиноэнстатит . . . $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$				
Пишонит $(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$				
Диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	9.71	8.89	5.24	$74^\circ 10'$
Салит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$				
Геденбергит $\text{CaFe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$				
Иогансенит $\text{CaMn}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$				
Шефферит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$				
Джефферсонит . . . $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn})[\text{Si}_2\text{O}_6]$				
Авгит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$				
Жадит $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$				
Эгириин $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$				
Сподумен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	9.50	8.30	5.24	$69^\circ 40'$

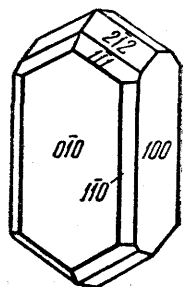
ЭНСТАТИТ — $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Название произошло от греческого энстатес — «противный» (из-за его тугоплавкости). Обычно к энстатиту условно относят разности с содержанием FeO до 5%; разности с содержанием FeO от 5 до 14% (25% FeSiO_3) называют бронзитом (бронзовый отлив, однако, наблюдается у выветрелых разностей или содержащих ориентированные включения). Является важным породообразующим минералом в магнезиальных изверженных породах.

Химический состав. По сравнению с оливином более богат SiO_2 , содержание которого для чисто магниевой разности равно 60.0%; MgO 40.0%. Нередко содержит также NiO (обычно до 0.2%). Иногда устанавливаются примеси: CaO , MnO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 (в очень незначительных количествах).

Сингония моноклиная; псевдоромбический; призматический в. с. **Кристаллическая структура** представлена на фиг. 525 в проекции на (010), где показана лишь половина элементарной ячейки (в направлении оси a). Бесконечные цепочки $(\text{SiO}_3)_n$, изображенные на фиг. 522 (3), располагаются в плоскости чертежа параллельно оси, причем цепочки, лежащие над плоскостью чертежа, показаны жирными линиями связей, а нижележащие — тонкими¹. Параллельно ориентированные цепочки связаны одна с другой с помощью ионов Mg , каждый из которых окружен шестью «активными» ионами кислорода в группах SiO_4 . Структура ромбических пироксенов в общем похожа на структуру моноклиновых пироксенов, но состоит как бы из двух элементарных ячеек. Поэтому размер по оси a оказывается вдвое большим, чем у моноклиновых пироксенов. **Облик кристаллов.** Редко наблюдающиеся кристаллы энстатита обладают призматическим (фиг. 526), реже таблитчатым обликом. Широко распространенные в горных породах неправильной формы зерна часто имеют удлиненный облик. Наблюдались закономерные сростания с моноклиновыми пироксенами.



Фиг. 525. Кристаллическая решетка энстатита. Ионы кремния показаны черными кружками



Фиг. 526. Кристалл энстатита

Цвет. Бесцветный, серовато-белый с зеленоватым оттенком, реже буровато-зеленый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. **Оптические константы.** Показатели преломления варьируют в зависимости от содержания FeO . $N_g=1.665-1.68$, $N_p=1.656-1.67$; $N_g-N_p=0.009-0.010$. Оптически положительный. $2V=+70^\circ$ до $+90^\circ$ и до -80° (у более железистых разностей. $N_g N_p=(010)$; $N_g=c$; $cN_g=0^\circ$ (но иногда устанавливается и косое погасание до 10°). Плеохроизм слабый (лучше заметен в толстых шлифах и притом у железистых разновидностей).

Твердость 5.5. **Спайность** по призме $\{110\}$ средняя; угол между плоскостями спайности 87° . **Уд. вес** 3.1—3.3 (повышается с увеличением содержания FeO).

¹ Боковые вершинки тетраэдров поочередно ориентированы то в ту, то в другую сторону (вправо и влево).

Диагностические признаки. В неправильных зернах с уверенностью может быть определен лишь в тонких шлифах под микроскопом по оптическим константам. От моноклиновых пироксенов отличается по прямому углу погасания, иногда по слабо заметному плеохроизму, а от гиперстена — по оптическому знаку и углу оптических осей.

П. п. тр. почти не плавится. В кислотах не растворяется.

Происхождение. Типичный минерал многих богатых магнием магматических горных пород. В ассоциации с оливином часто слагает так называемые перидотиты, в частности гарцбургиты, а также является существенной составной частью габбро-норитов, иногда диоритов. Наблюдается и в эффузивных породах (базальтах, андезитах).

Гораздо реже встречается в контактово-метасоматических образованиях, но зато нередко в больших, хорошо образованных кристаллах. Известны, наконец, кристаллические сланцы с ромбическими пироксенами.

При наложении в постмагматическую стадию гидротермальных процессов легче, чем оливин и моноклиновые пироксены, превращается в серпентин — бастиит, псевдоморфозы которого по зернам энстатита, а равно и гиперстена, как правило, представляют целые кристаллические индивиды с характерной, прекрасно выраженной отдельностью (спайностью) в определенной кристаллографической ориентировке по отношению к замещенному пироксену. Бастиит обладает золотисто-желтым или бронзовым отливом по спайности, благодаря чему легко узнается в измененных энстатитсодержащих породах.

При выветривании, вследствие окисления двухвалентного железа и под воздействием CO_2 и H_2O кристаллическая решетка железистых ромбических пироксенов разрушается; SiO_2 и MgO в значительной мере выносятся, а на месте накапливаются гидроокислы железа.

Искусственно энстатит получается при кристаллизации расплава, соответствующего химической формуле состава (при температуре несколько ниже 1100°). При более высокой температуре (1140°) энстатит переходит в явно моноклиновую модификацию — клиноэнстатит, а при 1557° распадается на форстерит и кристобалит.

Практического значения не имеет.

Месторождения. Как породообразующий минерал часто встречается во многих богатых магнием, но бедных окисью кальция изверженных горных породах, особенно интрузивных (гарцбургитах, лерцолитах и др.), широко распространенных на Урале, Северном Кавказе, Закавказье, в ряде мест Сибири и в других районах. На перечислении их останавливаться не будем; упомянем лишь об одном интересном контактово-метасоматическом апатитовом месторождении близ Кьерштадта (Телемаркен, Норвегия), где встречались отдельные кристаллы энстатита до 40 см в длину.

Установлен также в некоторых каменных и железных метеоритах.

ГИПЕРСТЕН — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Название произошло от греческих слов ипер и стенос — «очень крепкий». К гиперстену обычно относят те разности псевдоромбических пироксенов, которые содержат больше 14% FeO . Сильно железистые разности (феррогиперстен) содержат также повышенные количества MnO (до 3.9%); реже Al_2O_3 и TiO_2 .

Многие физические свойства гиперстена аналогичны энстатиту. Вследствие большого содержания FeO показатели преломления выше, чем у энстатита: $N_g=1.69-1.73$, $N_p=1.68-1.71$; $N_g-N_p=0.010-0.018$ (иногда 0.020). Оптически отрицательный. $2V=80^\circ$ до 48° . Плеохроизм проявлен резко, чем у энстатита: по N_g — светлозеленый, по N_m и N_p — желтовато- или красновато-бурый. Усиливается с увеличением содержания железа.

Цвет зеленый до зеленовато- или буровато-черного. Уд. вес 3.3—3.5. П. п. тр. плавится в зеленовато-черную эмаль, магнитную у более железистых разностей. В HCl частично разлагается.

Встречается в обогащенных железом основных изверженных породах (габброноритах, в некоторых разновидностях трахита и андезита). Найден также в метеоритах.

Типичный гиперстен в крупных зернах в ассоциации с основными полевыми шпатами найден на о. Сен-Паул (близ полуострова Лабрадор). Отсюда происходит его второе название: павлит. Наиболее богатый железом гиперстен (с 85% FeSiO_3) встречается в Тунаберге (Швеция). В Слюдянском районе Юго-Западного Прибайкалья сильно железистые гиперстены в значительных количествах иногда встречаются в пироксено-амфиболовых, а также в биотитовых и гранатовых гнейсах.

Бидалотит — разновидность гиперстена, содержащая Al_2O_3 (до 11,5%), Fe_2O_3 (до 4,3%) при FeO 17% и MgO 12%. Встречается как продукт превращения кордиерита, причем в бидалотите сохраняются плеохроичные дворики. Цвет фиолетовый. $N_g=1.672$, $N_m=1.667$, $N_p=1.656$; $N_g-N_p=0.016$. $2V=-57^\circ$. Плеохроизм ясный: по $N_g=N_m$ — фиолетовый, по N_g — бледножелтый. Найден в Бидалоти (Мизор, Индия).

КЛИНОЭНСТАТИТ — $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Монокл. с. Редко встречающийся магнезиально-железистые разновидности называются клиногиперстенами, а железистые — клиноферросилитом или ферросилитом.

Наблюдается в диабазах и базальтах в виде призматических и таблитчатых зерен серого или зеленовато-серого цвета. $N_g=1.660$, $N_m=1.654$, $N_p=1.651$ (у железистых разновидностей выше); $N_g-N_p=$

$=0.009$. Оптически положительный. $2V=50^\circ$. $N_g N_p=(010)$; $cNg=22^\circ$ (меньше, чем у других моноклинных пироксенов). Иногда характерны полисинтетические двойники. Получается искусственным путем из соответствующего расплава при температуре около 1500° . При нагревании до 1557° распадается на форстерит и кристобалит.

Клиноферросилит встречается в литофилах обсидианов в Исландии у оз. Найваша, в Кении (Африка), в Йеллоустонском парке и в Калифорнии.

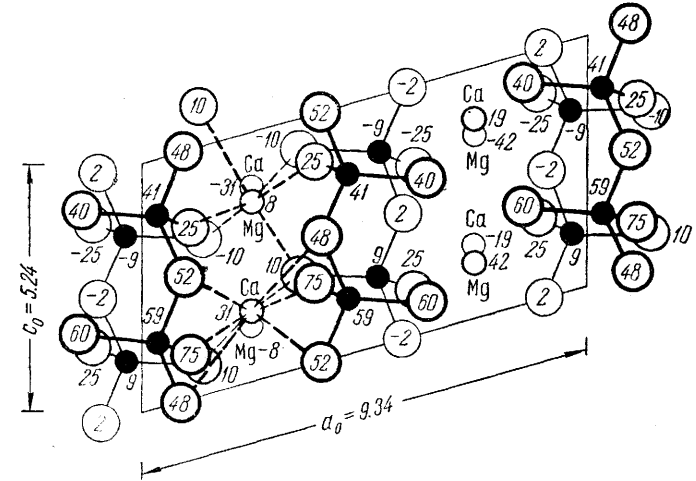
ПИЖОНИТ — $(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Железистая разновидность носит название ферропижонита. Монокл. с. По составу представляет промежуточную разновидность между клиноэнстатитом и диопсидом. Поэтому его называют также магнезиально-железистым диопсидом, или энстатит-авгитом (если содержит также Al_2O_3). Содержание CaO колеблется в пределах от 6 до 16% (тогда как в типичном диопсиде CaO 21,3%). Показатели преломления колеблются в зависимости от состава (фиг. 527). $N_g=1.710$ до 1.744, $N_p=1.690$ до 1.714; $N_g-N_p=$

$=0.024$. Оптически положительный. $2V$ мал: от 0 до $+40^\circ$ (увеличивается с возрастанием CaO). $N_g N_p=(010)$; cNg около 44° . Остальные свойства близки к диопсиду. Встречается в диабазах, базальтах, габбро и в магнетитовых песках Нотанеби (Грузия) и во многих других местах.

ДИОПСИД — $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Название происходит от греческих слов дис — «дважды» и опсис — «появление». Диопсид представляет собой типичное двойное соединение и является крайним членом важного изоморфного ряда $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaFe}^{++}\text{Si}_2\text{O}_6$ (диопсид — геденбергит). Он образует изоморфные смеси также с клиноэнстатитом (см. пижонит), жадеитом — $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ и эгирином — $\text{NaFe}^{++}\text{Si}_2\text{O}_6$. Диопсид широко распространен как породообразующий минерал во многих изверженных породах, а также в контактово-метасоматических образованиях.

Химический состав. CaO 25,9%, MgO 18,5%, SiO_2 55,6%. Очень непостоянный. В виде примесей содержит FeO , MnO , иногда Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 до нескольких процентов (хромдиопсид), V_2O_5 до 2—4% (лавровит), нередко TiO_2 и изредка NiO , SrO , BaO , Sc_2O_3 . Известен также фторсодержащий диопсид — мансоит. Установлена гидроксилсодержащая разновидность. Диопсид, содержащий Na_2O , травяно-зеленого цвета, носит название омфацита.

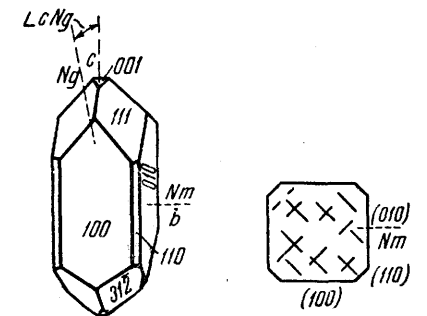
Сингония моноклинная; призматический в. с. **Кристаллическая решетка** диопсида показана на фиг. 528 в проекции на плоскость (010). Цепочки $(\text{SiO}_3)_n$ вытягиваются параллельно оси c , т. е. так же, как в энстатите (см. фиг. 525). Друг с другом они связываются ионами Ca



Фиг. 528. Кристаллическая решетка диопсида

и Mg . Каждый ион Mg находится в окружении шести «активных» ионов кислорода, а каждый ион Ca , кроме того, в своем окружении имеет еще два «неактивных» иона кислорода, непосредственно образующих цепочки $(\text{SiO}_3)_n$. Каждый «активный» кислородный ион связан с одним ионом Mg и одним ионом Ca . **Облик кристаллов.** Хорошо образованные кристаллы встречаются сравнительно редко. Обычно они имеют короткостолбчатый облик (фиг. 529) с преимущественным развитием пинакоидов $\{100\}$ и $\{010\}$. **Двойники** по (100) и (102) нередки. **Агрегаты.** Сплошные массы диопсида чаще всего представлены зернистыми агрегатами, но в контактово-метасоматических образованиях встречаются шестоватые или радиально-лучистые агрегаты индивидов.

Цвет. Редко бывает бесцветный. Обычно окрашен в различные, преимущественно бледные оттенки грязнозеленого или серого цвета. В Сен-Марселе (Пьемонт, Италия) встречен синий диопсид — виолан, содержащий 3% Na_2O и 3% Al_2O_3 . **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Показатели преломления меняются в зависимости от содержания геденбергитовой молекулы. Для чистого диопсида: $N_g=1.694$, $N_m=1.671$, $N_p=1.664$ (с увеличением содержания железа возрастают);



Фиг. 529. Кристалл диопсида. Справа — форма поперечного разреза

$Ng-Np=0.030$. Оптически положительный. $2V=54$ до 60° . Дисперсия сильная; $r>v$. $NgNp=(010)$; $cNg=36-48^\circ$.

Твердость 5.5—6. Хрупок. **Спайность** по призме {110} средняя с углом 87° . Нередко наблюдается также спайность или отдельность по (010). Уд. вес 3.27—3.38. Температура плавления 1390° .

Диагностические признаки. Хорошо образованные кристаллы диопсида отличаются от кристаллов авгита по своему облику (преимущественным развитием вертикальных пинакоидов) и серыми или светло-зеленоватыми оттенками окраски. Но так как диопсид способен образовывать изоморфные смеси с различными другими пироксенами, то точная диагностика его может быть произведена только путем определения оптических констант, а в ряде случаев — с помощью химического анализа.

П. п. тр. плавится с трудом, если содержание железа низкое. В кислотах почти не разлагается.

Происхождение и месторождения. Диопсид как минерал магматического происхождения широко распространен в основных и ультраосновных изверженных породах (пироксенитах, перидотитах, габбро, диабазах), иногда в пироксеновых диоритах, сиенитах, а также в базальтах, долеритах и др. Хромдиопсид встречается исключительно среди ультраосновных пород и хромитовых залежей.

В контактово-метасоматических образованиях диопсид очень часто принимает существенное участие, входя в состав скарнов и роговиков вместе с волластонитом, гранатами, эпидотом и другими минералами в многочисленных месторождениях магнитных железняков и других полезных ископаемых на Урале, в Средней Азии, Сибири и других местах.

Подобного же происхождения диопсид в хороших кристаллах встречается в Назямских горах (Златоустовский район, Урал) в Ахматовской копи среди хлоритовых сланцев с гранатом, клинохлором и др. Крупные кристаллы диопсида известны из мраморизованных известняков на Монте-Сомма (Везувий). Очень крупные, хорошо образованные кристаллы под названием «байкалита» описаны были еще акад. В. М. Севергиным в Слюдянском районе (Юго-Западное Прибайкалье) в флогопитовых месторождениях.

Лавровит — ванадийсодержащий диопсид — установлен в том же Слюдянском районе, по р. Похабихе, в диопсидо-кварцевых породах. Цвет его изумрудно-зеленый, травяно-зеленый и более бледных оттенков.

Фторсодержащий зеленовато-серый диопсид — мансоит (маншэйт) — был встречен в пегматитовых жилах и в контакте с известняками горы Мансо (Северная Швеция). $Ng=1.704$, $Nm=1.682$, $Np=1.675$; $Ng-Np=0.029$. $2V=+58^\circ$. Наблюдался в ассоциации с кальцитом, флогопитом, сфеном, апатитом и др.

Омфациит — диопсид, содержащий Na_2O и обладающий травяно-зеленым цветом; описан в эклогите (гранатовой породе) в Фихтельгебирге (Каринтия) и Бохере (Штирия, Альпы) в ассоциации с травяно-зеленым амфиболом — смарагдитом.

Искусственно диопсид, так же как и минералы группы оливина, легко получается в результате сплавления и кристаллизации смеси SiO_2 , CaO и MgO в отношениях, отвечающих его химической формуле. Заметим также, что при плавлении железо-магнезиальных амфиболов кристаллизуется диопсид (а не амфиболы).

САЛИТ — $Ca(Mg, Fe)[Si_2O_6]$. Название связано с рудными месторождениями Сала в Швеции. Салит обнимает разности промежуточного состава в изоморфном ряду $CaMgSi_2O_6$ — $CaFeSi_2O_6$ (диопсид—геденбергит). Поэтому естественно, что все его

свойства, включая оптические, являются также промежуточными между двумя крайними членами ряда (фиг. 530)¹. Границы состава салита можно условно наметить по содержанию геденбергитовой молекулы: от 25 до 75%.

Так же как диопсид и геденбергит, широко распространен в контактово-метасоматических месторождениях магнетита и сульфидов железа, меди и др.

ГЕДЕНБЕРГИТ— $CaFe \cdot [Si_2O_6]$. Название дано в честь Л. Геденберга, шведского химика, впервые анализировавшего этот минерал.

Химический состав.

CaO 22.2%, FeO 29.4%, SiO_2 48.4%. Довольно часто содержит также MnO (до 7%) — мангангеденбергит. В небольших количествах устанавливаются очень незначительные содержания щелочей и глинозема.

Сингония моноклинная; призматический в. с. Кристаллическая структура аналогична структуре диопсида. Встречается преимущественно в радиально-лучистых или крупношестоватых агрегатах.

Цвет геденбергита темнозеленый до черно-зеленого. **Черта** светло-серая с зеленоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. Для чистого геденбергита: $Ng=1.757$, $Nm=1.745$, $Np=1.739$; $Ng-Np=0.018$ (меньше, чем у диопсида). Оптически положительный. $2V=60^\circ$. $NgNp=(010)$; cNg около 48° . Характерна аномальная интерференционная окраска.

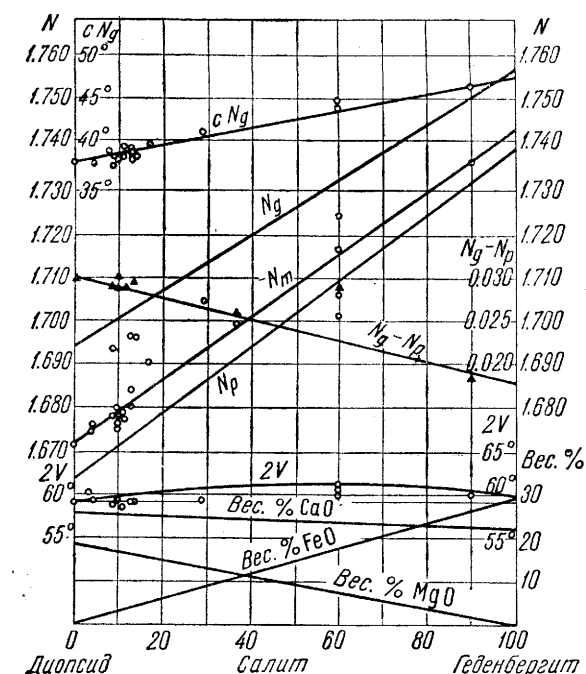
Твердость 5.5—6. **Спайность** по призме {110} с углом 87° . Уд. вес 3.5—3.6.

Диагностические признаки. Довольно легко узнается по шестоватым агрегатам, темнозеленому или зеленовато-черному цвету. Так же как и салит, обычно располагается по контакту интрузивных пород с мраморизованными известняками.

П. п. тр. плавится в черное магнитное стекло.

Происхождение и месторождения. Наряду с салитом является характерным минералом многих контактово-метасоматических месторождений магнетита, иногда медных сульфидных руд, а также некоторых высокотемпературных гидротермальных месторождений метасоматического происхождения в известняках. В парагенезисе с геденбергитом встречаются такие минералы, как ильваит, магнетит, железистые гранаты, сульфиды (пирротин, халькопирит, черный сфалерит), кальцит, эпидот и др.

Геденбергит в этих месторождениях развивается явно путем замещения известняка или мрамора. В свою очередь, по геденбергиту,



Фиг. 530. Вариации состава и оптических свойств в изоморфном ряду диопсид — геденбергит

¹ Раньше салитами называли обогащенные магнием диопсиды и авгиты. Теперь эти разности называются пижонитами и энстатит-авгитами.

как и по салиту, метасоматически образуются сульфиды железа и меди, ильваит, иногда эпидот, хлориты и другие минералы.

Описан в железорудных месторождениях Тунаберг (Швеция), близ Арендала (Норвегия) и в ряде других мест. В СССР известен в Турьинских медных рудниках (в зоне скарнов), в месторождении Чокпак (Казахстан), в Троицком руднике (Алтай), Джимара (Осетия) и др.

ИОГАНСЕНИТ — $\text{CaMn}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Монокл. с. Содержит примеси MgO и FeO . Является низкотемпературной модификацией. При нагревании свыше 830° переходит в триклинную модификацию — бустамит. Встречается в столбчатых, лучистых и сферолитовых агрегатах. Цвет бурый, серый с зеленоватым оттенком. При окислении покрывается черным налетом, повидимому рансента. Кристаллы достигают иногда нескольких сантиметров в длину. Блеск стеклянный. $N_g=1.738$, $N_m=1.719$, $N_p=1.710$; $N_g-N_p=0.028$. Оптически положительный. $2V=70^\circ$. Дисперсия заметна; $r>v$. $NgNp=(010)$; $cNg=48^\circ$. Спайность совершенная по призме (110). Уд. вес 3.2—3.53 (вычисленный — 3.6). П. п. тр. легко сплавляется в стекловатый немагнитный шарик. В HCl при кипячении порошок минерала растворяется полностью.

Встречается в кварцевых или кальцитовых жилах, иногда в контактово-метасоматических месторождениях марганца. В ассоциации с ним наблюдаются кварц, кальцит, родонит, а также магнетит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и др. Известны псевдоморфозы родонита по иогансениту.

Описан в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США), в Кампиглия (Тоскана, Италия), в Тетела-де-Окампо, Пуэбла, а также в Пачука (Гидальго, Мексика) и в других местах.

ШЕФФЕРИТ — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Содержание MnO 6—10%. Разновидность, содержащая ZnO вместо FeO , названа цинкшефферитом. Монокл. с. Редкий. Наблюдается в таблитчатых кристаллах, реже призматических, а также в зернистых агрегатах, похожих на гранаты. Обычны двойники по (100). Цвет желтовато-красновато-бурый, иногда черный (очевидно, затронутый окислением). Блеск стеклянный. $N_g=1.721$, $N_m=1.699$, $N_p=1.690$; $N_g-N_p=0.031$. Оптически положительный. $2V=60^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNg=44-59^\circ$ и больше (повидимому, в зависимости от содержания железа). Тв. 6. Спайность ясная по призме. Встречен в месторождениях Пайсберг и Лонгбан (Швеция).

ДЖЕФФЕРСОНИТ — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Zn})[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Содержание ZnO до 10% и MnO до 10%. Монокл. с. Редкий. Встречается в виде крупных округленных кристаллов или в сплошных массах черного цвета в мраморизованном известняке в месторождениях Франклин и Стерлинг (Нью-Джерси, США). Для разности с MgO 12.6, MnO 7.4, ZnO 3.3 и CaO 23.7%: $N_g=1.710$, $N_m=1.690$, $N_p=1.682$; $N_g-N_p=0.028$. Оптически положительный. $2V=72^\circ$. Дисперсия заметная; $r>v$. $NgNp=(010)$; $cNg=54^\circ$. Тв. 4.5. Уд. вес 3.39.

АВГИТ — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$. Глиноземистый пироксен. Название происходит от греческого слова авге — «блеск». Кристаллы его имеют нередко блестящие грани. Авгит является важным породообразующим минералом некоторых изверженных пород.

Химический состав авгита гораздо сложнее, чем других пироксенов; почти постоянно устанавливаются избыток MgO , FeO и, что особенно важно, обогащение Al_2O_3 (до 4—9%) и Fe_2O_3 . Часть MgO замещается FeO до 20% (ферроавгит) и MnO . Всегда присутствует Na_2O .

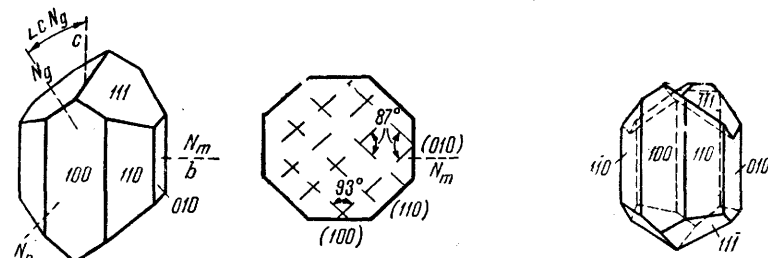
Эгири-авгит — разность, богатая Na_2O и Fe_2O_3 (эгириновой молекулой $\text{NaFe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$), — отличается от обыкновенного авгита по ряду оптических свойств. Распространен в щелочных изверженных породах. Разность, промежуточная по составу между авгитом и эгири-авгитом, названа федоровитом (в честь знаменитого русского кристаллографа Е. С. Федорова).

Титанавгит — разность, обогащенная TiO_2 , Fe_2O_3 и Al_2O_3 (TiO_2 до 4—5%; в обыкновенном авгите 0.1—0.7%). Встречается в щелочных изверженных породах.

Хромавгит — яркозеленая разновидность с содержанием Cr_2O_3 (до 3%) и Al_2O_3 (до 7.5%) в оливиновых изверженных породах.

Фассаит — разновидность, не содержащая FeO , но относительно более богатая CaO , желто-зеленого цвета, встречающаяся в метаморфических известняках.

Сингония моноклинная; призматический в. с. **Кристаллическая структура**, согласно рентгенометрическим исследованиям, аналогична структуре диопсида, с той лишь разницей, что часть ионов Al в тетраэдрических группах AlO_4 , очевидно, заменяет группы SiO_4 . **Облик кристаллов** короткостолбчатый, таблитчатый, реже изометрический. В отличие от диопсида, грани призмы {110}, как правило, развиты больше,



Фиг. 531. Кристалл авгита. Справа форма поперечного разреза

Фиг. 532. Двойник авгита по (100)

чем пинакоиды. Наиболее обычная форма кристаллов и поперечный разрез приведены на фиг. 531. Для разрезов характерны очертания восьмиугольника с более или менее одинаково развитыми сторонами. **Двойники** часты по (100) (фиг. 532). **Агрегаты** сплошных масс зернистые.

Цвет черный, зеленовато- и буровато-черный, реже темнозеленый или бурый. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы**. Показатели преломления меняются, очевидно, в зависимости от содержания FeO . $N_g=1.710-1.724$, $N_m=1.692-1.706$, $N_p=1.685-1.700$; $N_g-N_p=0.024-0.026$. Оптически положительный. $2V=54$ до 60° (такой же, как у диопсида). Дисперсия ясная; $r>L$. $NgNp=(010)$; $cNg=38-55^\circ$. Плеохроизм большей частью бывает заметен, особенно у титанавгита.

Твердость 5—6. **Спайность** по призме {110} средняя. Нередко бывает развита отдельность по {100}. Те авгиты, а также другие моноклинные пироксены, у которых чрезвычайно резко проявлена эта отдельность, носят название **диаллага**. **Уд. вес** 3.2—3.6.

Диагностические признаки. Для отдельных кристаллов авгита, легко освобождающихся из вулканических туфов и пеплов основных пород, довольно просто определяются по своим характерным формам (см. фиг. 531) и черному цвету. В других случаях точная диагностика его без тщательных микроскопических исследований и химических анализов бывает невозможной.

П. п. тр. плавится с трудом. В кислотах не растворяется. Титанавгит разлагается горячей HCl полностью.

Происхождение и месторождения. Авгит чаще всего встречается в некоторых магматических эффузивных породах основного состава: андезитах, фолонитах, базальтах, в их туфах и вулканических пеплах. В этих породах иногда наблюдаются довольно крупные кристаллы характерной формы (см. фиг. 531 и 532), например в базальтовом туфе близ Бореслава (Чехословакия), на Везувии, Этне, Азорских, Канарских островах и др. В ассоциации с ним на-

блюдаются обычно основные плагиоклазы, магнетит, иногда оливин и др.

Темнозеленые или зеленовато-черные авгиты нередко присутствуют в диабазах и габбро, а также в некоторых контактово-метасоматических породах. В последнем случае иногда встречается авгит с очень сильной дисперсией оптических осей, называемый фассаитом, в виде вросших или выросших на трещинах кристаллов желто-зеленого или луково-зеленого цвета, в долине Фасса в Тироле, в Траверселла (Пьемонт, Италия). Обыкновенный авгит темнозеленого или черного цвета был установлен также в контактово-метасоматических месторождениях близ Арендаля (Норвегия) в магнетитовых рудах и в других местах.

Эгирин-авгит встречается в щелочных изверженных породах, например в нефелиновых сиенитах в Ильменских горах (Ю. Урал), а также в эффузивных их аналогах — фонолитах, лейцитифирах и др. В эгирин-авгитах по сравнению с обыкновенным железистым авгитом значительно повышается угол погасания ($cNg=85^\circ$).

В постмагматическую стадию для авгита, как и для других моноклинных пироксенов, устанавливаются явления замещения его минералами группы амфибола. Под микроскопом нередко удается наблюдать, что роговая обманка в этих случаях развивается как единое целое с сохранением формы пироксена. Подобные псевдоморфозы носят название уралита (впервые были установлены на Урале).

При гидротермальном изменении изверженных горных пород авгит, разлагаясь, часто подвергается замещению эпидотом, хлоритами, кальцитом и другими минералами.

При выветривании за счет авгита нередко образуется нонтронит, в других случаях галлуазит, иногда каолинит (оноксит), гидроокислы железа и опал.

Искусственно легко получается в результате сплавления смеси соответствующего состава.

ЖАДЕИТ — $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Монокл. с. Редкий в чистом виде. Жадеитовая молекула входит в состав диопсида и эгирина, обуславливая в них повышенное содержание Na_2O и Al_2O_3 . Возможно, что жадеит с ними способен образовывать ряды непрерывных изоморфных смесей. Хлоромеланит — темнозеленая или черная разность, содержащая FeO , CaO и MgO .

Кристаллы редки; чаще наблюдается в плотных зернистых агрегатах яблочно-зеленого, зеленовато-голубого и белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.667$, $Nm=1.659$, $Np=1.654$; $Ng-Np=0.013$. Оптически положительный. $2V=71^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNg=30-45^\circ$. Тв. 6.5—7. Необычайно вязкий. Спайность по призме (110) средняя, по (010) и (100) несовершенная. Излом скрытокристаллических разностей неровный, занозистый. Очень похож на нефрит (из группы амфибола). Уд. вес 3.3—3.4. П. п. тр. легко плавится в полупрозрачное стекло. Кислоты действуют только после сплавления.

Встречается в метаморфических щелочных породах в ассоциации с глаукофаном, реже в контактово-метасоматических образованиях. Месторождения его известны в Альпах близ Нейенбургского озера, на восточной окраине Памира, на р. Тунге (приток р. Аркем-Дарья) и в других местах.

ЭГИРИН — $\text{NaFe}\cdots[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Название происходит от слова Эгир — исландского «бога моря». Синоним: акмит (для остроконечных кристаллов, содержащих вместо $\text{Fe}\cdots$ — $\text{Fe}\cdots$, Ti и Al). Важнейший породообразующий минерал многих сильно щелочных изверженных пород.

Химический состав. Na_2O 13.4%, Fe_2O_3 34.6%, SiO_2 52%. Примеси: K_2O , нередко CaO , FeO , MnO (урбанит), MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , иногда V_2O_5 , изредка в очень небольшом количестве редкие земли, BeO , ZrO_2 и ThO_2 . Между эгирином и авгитом, эгирином и диопсидом, а также эгирином и геденбергим существуют, повидимому, непрерывные изоморфные ряды. Промежуточные по составу разности этих рядов носят

названия эгирин-авгит, эгирин-диопсид и эгирин-геденбергит.

Сингония моноклинная; призматический в. с. **Кристаллическая структура**, по данным Уоррена и Биско, аналогична структуре диопсида. **Облик кристаллов.** Обычно длиннопризматический столбчатый или игольчатый (фиг. 533). На гранях наблюдается вертикальная штриховка или борозды. Грань (100) почти всегда хорошо развита. **Двойники** довольно часты по (100); нередко полисинтетические двойники. **Агрегаты.** В сплошных массах наблюдаются шестоватые, радиально-лучистые, а также звездчатые агрегаты.

Цвет обычно зеленовато-черный, темнозеленый, иногда бурый или красновато-бурый (акмит). Иногда встречаются зонально окрашенные кристаллы: зеленые внутри и бурые снаружи. Была встречена также почти бесцветная разность эгирина. **Черта** светлозеленая. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $Ng=1.787$, $Nm=1.768$, $Np=1.742$; $Ng-Np=0.045$. Оптически отрицательный. $2V=62$ до 66° (у совершенно чистых разностей — 46°). Сильная наклонная дисперсия; $r > v$. $NgNp=(010)$, $cNg=95^\circ$. Удлинение отрицательное. Сильный плеохроизм со схемой абсорбции, обратной роговой обманке: $Np > Nm > Ng$.

В ряду эгирин — диопсид ($\text{NaFe}\cdots\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) оптические свойства выражаются в следующем виде (по А. Н. Заварицкому):

Молекулярные % эгирина:	0	20	40	60	80	100%
$2V$	+59°	+72°	90°	-78°	-69°	-46°
cNg	38.5°	55°	72°	83°	90°	94°
Nm	(1.671)	(1.702)	(1.733)	1.765	1.794	1.823

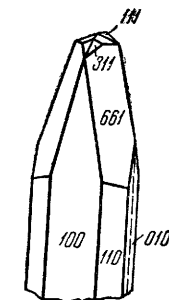
Твердость 5.5—6. **Спайность** по призме ясная с углом 87° ; по {010} и {001} устанавливается определенность. **Уд. вес** 3.60—3.43.

Диагностические признаки. Узнается довольно легко по столбчатому облику кристаллов, темнозеленому или зеленовато-черному цвету и ассоциации со щелочными силикатами (нефелином, полевыми шпатами, щелочными амфиболами). От похожего на него темнозеленого турмалина отличается более низкой твердостью. Под микроскопом в тонких шлифах легко определяется по сравнительно высоким показателям преломления, отрицательному оптическому знаку, среднему углу оптических осей и очень большому углу погасания, отличающему его от роговой обманки.

П. п. тр. легко плавится в черный блестящий магнитный королек и окрашивает пламя в желтый цвет. Кислоты действуют слабо.

Происхождение и месторождения. Эгирин является типичным породообразующим минералом богатых щелочами изверженных интрузивных и эффузивных горных пород (нефелиновых сиенитов, фонолитов, лейцитифиров и др.). Изредка наблюдается в контактово-метасоматических образованиях как продуктах реакций щелочных магм с окружающими породами.

В крупных кристаллах он встречается в пегматитах нефелиновых сиенитов в Нарсарсукке и других пунктах Юго-Западной Гренландии, на островах в Лангезундфиорде (Норвегия), в Вишневых и Ильменских горах на Урале. В ассоциации с ним, кроме нефелина, полевых шпатов и роговых обманок, встречаются черные слюды, иногда замещающие кристаллы эгирина, арфведсонит, содалит, канкринит и другие редкие силикаты.



Фиг. 533.
Кристалл эгирина (акмита)

При выветривании на месте эгирина образуются гидроокислы железа и частично опал.

Искусственно эгирин был получен путем сплавления порошка SiO_2 , Fe_2O_3 и Na_2CO_3 , взятых в количествах, соответствующих его химической формуле. Этот опыт не всегда удается. Обычно получается черное стекло с выделениями магнетита.

СПОДУМЕН — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Синоним: трифан. Занимает несколько особое положение среди группы пироксенов. Не образует с другими пироксенами изоморфных смесей.

Химический состав. Li_2O 8.1%, Al_2O_3 27.4%, SiO_2 64.5%. В виде примесей присутствуют Na_2O , в незначительных количествах CaO , MgO , изредка Sr_2O_3 в разновидности, называемой гидденитом. Некоторые разновидности содержат также редкие земли и гелий, иногда цезий.

Сингония моноклиная; призматический в. с. **Кристаллическая структура** аналогична структуре диопсида, но имеет несколько меньшие размеры элементарной ячейки, за исключением величины по оси c : $a_0=9.50$, $b_0=8.30$, $c_0=5.24$; $\beta=69^\circ 40'$ (вследствие малых размеров ионов Li). В отличие от диопсида, как ионы Li , так и ионы Al находятся в шестерном окружении ионов кислорода. Любопытно, что при температуре около 1000° переходит в β -сподумен, который по Грюнеру обладает уже совершенно другой кристаллической структурой с каркасным строением комплексного аниона подобно кварцу и эвкрипиту. **Облик кристаллов** призматический, часто уплощенный вдоль оси a . Вертикальные грани имеют штриховку. Нередко встречаются очень крупные кристаллы (иногда в длину до 16 м). **Двойники** по (100). **Агрегаты** пластинчато-шестоватые. Наблюдается также в плотных скрытокристаллических массах.

Цвет серовато-белый, нередко с зеленоватым оттенком, желтовато-зеленый, изумрудно-зеленый (гидденит), прозрачный фиолетовый (кунцит). **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности со слабым перламутровым отливом. **Оптические константы.** $N_g=1.675-1.68$, $N_m=1.66-1.67$, $N_p=1.65-1.66$; $N_g-N_p=0.016$. Оптически положительный. $2V=54^\circ$. $N_g N_p=(010)$, $cN_g=24-26^\circ$.

Твердость 6.5—7 (у измененных разновидностей ниже). **Спайность** по призме совершенная или средняя; по {100} отдельность. **Уд. вес** 3.13—3.20. **Прочие свойства.** Кунцит обладает свойством ярко светиться под влиянием радиоактивных излучений (лучей β и γ).

Диагностические признаки. С полной уверенностью может быть установлен под микроскопом по оптическим константам. Для сподумена характерен наименьший из моноклиновых пироксенов угол погасания.

П. п. тр. вспучивается, временами окрашивая пламя в слабый красный цвет (Li). Сплавляется в прозрачное стекло. После сплавления с $\text{CaF}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$ окрашивает пламя в яркий красный цвет (Li). В HCl не растворяется.

Происхождение. Встречается в гранитных пегматитах в ассоциации с кварцем, полевыми шпатами, литиевыми слюдами, турмалином, бериллом и др.

Легко подвергается позднейшим изменениям. Под действием растворов, содержащих Na_2O , разлагается с образованием эвкрипитита — LiAlSiO_4 и альбита — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, серицита (калиевой слюды) и альбита.

Искусственно, вместе с другими силикатами, был получен при сплавлении Li_2CO_3 , Al_2O_3 и SiO_2 . Правда, по оптическим свойствам полученный продукт отличается от естественного, представляя другую

модификацию его, в которую природный сподумен переходит при температуре около 1000° (β -сподумен).

Практическое значение. Вместе с литиевыми слюдами служит источником для получения препаратов лития, употребляемых в медицине, пиротехнике, фотографии, стеклоделии, рентгенографии и для других целей. Прозрачные, красиво окрашенные разновидности сподумена (гидденит и кунцит) употребляются как драгоценные камни.

Месторождения. Из довольно многочисленных месторождений сподумена отметим лишь некоторые. Большой известностью пользуется крупное месторождение Кийстон в Южной Дакоте (США), где встречаются гигантские кристаллы измененного сподумена до 16 м в длину и около 1 м в поперечнике (весом до 90 т). В СССР известны месторождения, где также обнаруживаются крупные кристаллы (до 0.5 м в длину). Пегматитовые месторождения Мадагаскара интересны тем, что там встречаются неизменные прозрачные разновидности различной окраски: желтовато-зеленой, желтой, розовой (кунцит). В Брэнчвилле (Файрфилд, Коннектикут, США) измененные крупные кристаллы сподумена наблюдаются в ассоциации с литиофиллитом, уранинитом, различными фосфатами марганца и другими минералами. Гидденит известен в месторождении около Стоун-Пойнта (Северная Каролина, США).

б. Силикаты с двойными анионными цепочками

1. ГРУППА АМФИБОЛОВ

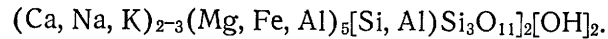
Конституция амфиболов по сравнению с пироксенами является гораздо более сложной, хотя с точки зрения качественного состава между теми и другими мы находим много общего.

Согласно рентгенометрическим исследованиям, характерной особенностью амфиболов, как уже указывалось, является то, что в их кристаллических решетках принимают участие двойные цепочки кремнекислородных тетраэдров состава $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ (вместо Si_4O_{12} , как полагалось бы с химической точки зрения для метасиликата). Остающийся ион кислорода входит в состав самостоятельного одновалентного аниона $[\text{OH}]^{1-}$. Таким образом, общий отрицательный заряд анионного комплекса равен 7. Отсюда становится понятной химическая формула, например, такого простого по составу амфибола, как антофиллит. $\text{Mg}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Замена двух не связанных с Si ионов кислорода двумя одновалентными ионами $[\text{OH}]^{1-}$ обуславливает снижение количества катионов: число ионов Mg для антофиллита не 8, как это принималось раньше, исходя из формулы MgSiO_3 , а 7.

Точно так же в двойных соединениях группы амфиболов, например для тремолита, мы имеем формулу: $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$, тогда как раньше, до рентгенометрических исследований, она писалась в следующем виде: $\text{Ca}_2\text{Mg}_6\text{Si}_8\text{O}_{24}$. То же самое подтверждается и при пересчетах данных химических анализов с введением в формулу аниона $[\text{OH}]^{1-}$. Отношение $\text{Ca} : \text{Mg}(\text{Fe}^{2+}) = 2 : 5$, тогда как в пироксенах соответствующего состава, например в диопсиде, как мы знаем, это отношение равно 1 : 1. В этом также заключается существенное отличие амфиболов от пироксенов.

Наконец, в тех двойных соединениях, которые богаты трехвалентными (Al и Fe^{3+}) и одновалентными (Na и K) металлами, устанавливается следующая картина отношений отдельных групп металлов (Ca , Na) : (Mg , Fe^{2+} , Al , Fe^{3+}) = 3 : 5. Объясняется это тем, что в этих случаях существенная часть ионов Al^{3+} заменяет ионы Si^{4+} в цепочках

кремнекислородных тетраэдров. Вследствие этого, согласно правилу Паулинга, общий отрицательный заряд цепочки соответственно повышается и, следовательно, должен нейтрализоваться, хотя и частично, дополнительными катионами (преимущественно Na^{1+} и K^{1+}). Поэтому общее число положительно заряженных ионов в решетке повышается с 7 до 8 (примерно). Оношение $\text{Al}:\text{Si}$ в кремнекислородных цепочках, согласно расчетам данных химических анализов, обычно не превышает 1:3. Такова общая формула роговой обманки:



При полной замене в радикале одного иона Si ионом Al число $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})$ было бы равно 3, что в действительности устанавливается (при условии, если согласно расчету остаточное количество ионов Al^{3+} или Fe^{3+} , присоединяемое к Mg и Fe^{2+} , оказывается незначительным). В противном случае может иметь место также дополнительная компенсация отрицательного заряда путем замены магния алюминием. Судя по данным химических анализов, такие случаи все же встречаются редко (паргасит, гастингсит).

К сказанному о химической характеристике амфиболов следует добавить, что OH часто замещается F и Cl . Общее количество этих ионов, согласно химической формуле, должно быть равно 2, но бывает меньше (очевидно, они частично замещаются ионами кислорода).

Несмотря на сравнительно широкое разнообразие химического состава, все амфиболы по многим физическим и химическим свойствам сходны между собою. Условия образования амфиболов в природе несколько иные, чем для пироксенов. Наличие в амфиболах гидроксила, фтора и хлора свидетельствует о том, что образование их в изверженных и метаморфических породах связано с участием минерализаторов, обуславливающих кристаллизацию при относительно пониженных температурах. Часто наблюдаемые замещения амфиболами пироксенов также говорят о сравнительно более позднем образовании их. Наконец, искусственно Д. П. Григорьеву удалось получить амфиболы лишь при кристаллизации фторсодержащего силикатного расплава. Амфиболы, отвечающие природным соединениям, т. е. содержащие OH , до сих пор искусственно еще никем не были получены.

Среди группы амфиболов известны следующие минеральные виды (химические формулы в ряде случаев несколько упрощены):

Ромбические амфиболы		a_0	b_0	c_0	β
Антофиллит . . .	$(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$	18.52	18.04	5.27	
Жедрит	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$				
Моноклинные амфиболы					
Купферит . . .	$\text{Mg}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$				
Куммингтонит . . .	$(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$	9.93	18.22	5.33	109°34'
Грюнерит	$\text{Fe}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$	9.4	17.9	5.27	?
Тремолит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$	9.78	17.8	5.26	106°02'
Актинолит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$				
Эденит	$\text{Ca}_2\text{NaMg}_5[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$				
Кокшаровит	$\text{Ca}_2\text{NaMg}_4\text{Al}[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$				
Роговая обманка	$\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$	9.94	18.38	5.36	105°45'
Гастингсит	$\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$				
Рихтерит	$\text{CaNa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$				
Эккерманит	$\text{Na}_4\text{Mg}_2\text{AlFe}^{3+}[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{O}, \text{OH}, \text{F}]_2$				
Арфведсонит	$\text{Na}_3(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$	9.87	18.31	5.33	104°15'
Глаукофан	$\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$	9.72	17.98	5.37	104°10'
Рибекит	$\text{Na}_2\text{Fe}_3\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{O}, \text{OH}]_2$	9.98?	18.10	5.31	103°30'
Холмквистит	$\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$				

АНТОФИЛЛИТ — $(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Ромбич. с. Судя по данным химических анализов, существует изоморфный ряд смесей магниально-железистых разновидностей. Однако как чисто железистой, так и чисто магниальной разновидности в природе пока не встречено. Присутствует иногда MnO и Al_2O_3 . Редко встречающиеся кристаллы имеют призматический облик. Обычно наблюдается в сплошных массах в виде лучистых, шестоватых, нередко волокнистых агрегатов.

Кристаллическая структура изображена на фиг. 534 в проекции на плоскость (001) вдоль оси c , причем по оси a показана только половина элементарной ячейки. Последняя по сравнению с элементарной ячейкой энстатита является как бы вдвое увеличенной по оси b (17.9 Å вместо 8.87 Å).

Цвет буровато- или желтовато-серый, буровато-зеленый, иногда красновато-бурый. Блеск стеклянный. $n_g = 1.625-1.698$, $n_p = 1.605-1.668$; $n_g - n_p = 0.017-0.020$. Оптически положительный. $2V$ большой. $n_g n_p = (010)$; $n_g = c$. Удлинение положительное.

Тв. 5.5—6. Спайность по призме (110) совершенная с углом $125^\circ 37'$. Уд. вес 2.8—3.2. Плавится с трудом. В кислотах не растворяется. При нагревании свыше 400° переходит в моноклинную модификацию, соответствующую купфериту. Следовательно, он устойчив лишь при низких температурах. Любопытно также, что при температуре около 1000° , как показывают рентгенометрические исследования, переходит в энстатит. Это означает, что при высоких температурах с удалением OH происходит превращение двойных цепочек тетраэдров SiO_4 в одинарные.

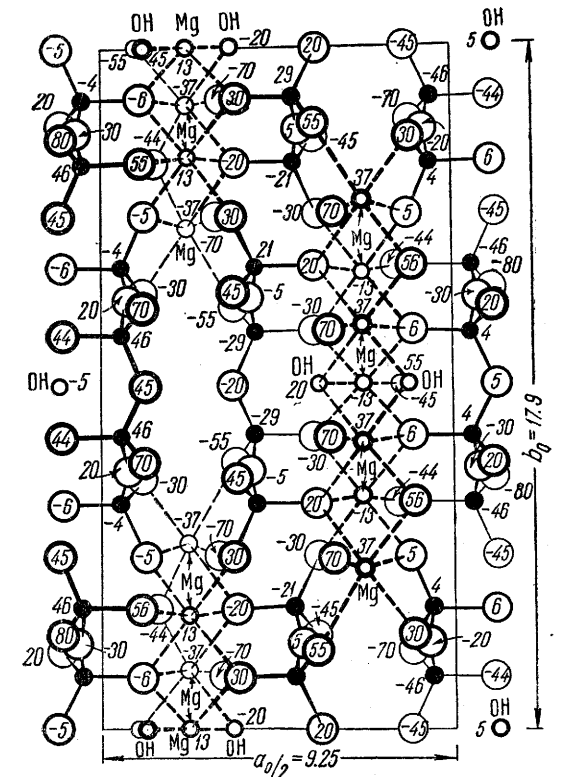
Как породообразующий минерал встречается в некоторых кристаллических сланцах. Известен в окрестностях серебряного месторождения Конгсберг (Норвегия), во многих местах Южной Гренландии, США и в других странах. В СССР он описан в окрестностях Мраморского завода на Урале и в других пунктах.

ЖЕДРИТ — $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Содержание Al_2O_3 достигает 22%. Ромбич. с. По существу представляет богатую глиноземом, а также железом разновидность антофиллита. Цвет бурый. Оптически отрицательный. Остальные свойства не изучены. Нередко содержит включения биотита, шпинели, циркона и др. Впервые был встречен в Жедре (Пиренеи, Франция). В Союзе известен на Борзовке (Средний Урал), в Ольховско-Чибижском районе (Минусинский край) и в Северной Карелии (Еловый Наволок).

КУПФЕРИТ — $\text{Mg}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Кристаллическая структура аналогична структуре тремолита. Монокл. с. Одно время существование этого минерала считалось спорным. Является начальным членом изоморфного ряда $\text{Mg}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2 - \text{Fe}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ (купферит — грюнерит). В совершенно чистом виде пока не встречен.

Известная разность изумрудно-зеленого цвета, установленная по р. Слюдянке (Юго-Западное Прибайкалье), отличается наибольшим среди моноклиновых амфиболов содержанием MgO (31%) и, кроме того, содержит 1.25% Cr_2O_3 , небольшие количества CaO , FeO и др. $n_g = 1.597$, $n_p = 1.584$; $n_g - n_p = 0.013$ (для тонковолокнистого искусственно полученного продукта). Оптически отрицательный. $2V = 88^\circ$. Удлинение

¹ Название дано Н. И. Кокшаровым в честь русского академика Купфера.



Фиг. 534. Кристаллическая решетка антофиллита

положительное. $NgNp=(010)$; $cNg=11^\circ$. Спайность совершенная, призматическая с углом $124^\circ 30'$. Уд. вес 3.08. Нерастворим в кислотах.

В присутствии воды при температуре около 400° купферит получается из антофиллита. При температуре около 1150° он превращается в пироксен (превращение монотропное).

КУММИНГТОНИТ — $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Монокл. с. Обнимает промежуточные по составу разности в ряду купферит — грюнерит с содержанием 25—75% молекулы грюнерита. Даннеморит — разновидность, содержащая MnO. Изредка содержит также ZnO до 10% — цинкманганкуммингтонит из месторождения Франклин (Нью-Джерси, США).

Встречается обычно в волокнистых или лучистых агрегатах буровато-серого или бурого цвета. Блеск стеклянный. Показатели преломления в соответствии с указанными пределами содержаний грюнеритовой молекулы должны быть (по диаграмме): $Ng=1.635-1.702$, $Nm=1.625-1.686$, $Np=1.615-1.668$; $Ng-Np=0.020-0.035$. Оптически положительный и отрицательный. $2V$ большой. Дисперсия заметная; $r > v$. $NgNp=(010)$; $cNg=14-20^\circ$. Плеохроизм заметный. Спайность призматическая, совершенная, с углом 125° . Уд. вес 3.1—3.3. Наблюдается в контактово-метасоматических образованиях и иногда в рудных месторождениях. Впервые в ассоциации с кварцем был встречен в Куммингтоне (Массачусетс, США). В Криворожском железорудном районе он как один из главных компонентов входит в состав куммингтонитовых кристаллических сланцев.

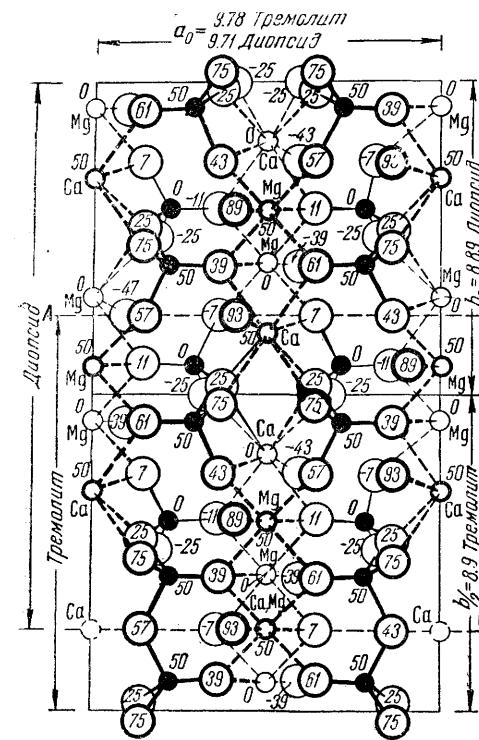
ГРЮНЕРИТ — $Fe_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Монокл. с. Кристаллическая структура аналогична структуре тремолита. Представляет другой конечный член ряда купферит — грюнерит. В совершенно чистом виде пока не встречен. В виде примесей присутствует MgO , CaO и нередко MnO и др. Обычно встречается в волокнистых массах темнозеленого или бурого цвета с шелковистым отливом. Для разности с содержанием MgO 2.61% и CaO 1.90%: $Ng=1.717$, $Nm=1.697$, $Np=1.672$; $Ng-Np=0.045$. Оптически отрицательный. $2V=82^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNg=10-15^\circ$. Слабо плеохроичен. Спайность призматическая, совершенная, под углом 124° . Характерны полисинтетические двойники. Встречается в кристаллических слюдяных сланцах в Колобриер (Франция); в грюнеритовых сланцах, состоящих почти целиком из волокнистого грюнерита, в Пьеррефите (Пиренеи, Франция), где были установлены включения игольчатых образований грюнерита в сульфидных (галените и сфалерите); в районе Верхнего озера в метаморфических породах железорудной формации; в Мысовском месторождении железистых силикатов (Забайкалье); в Кривом Роге и в других местах.

ТРЕМОЛИТ — $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Название дано по месту открытия — в долине Тремоля (на южной стороне Сен-Готарда). Синоним: грамматит. Тремолит является одним из наиболее распространенных амфиболов в природе.

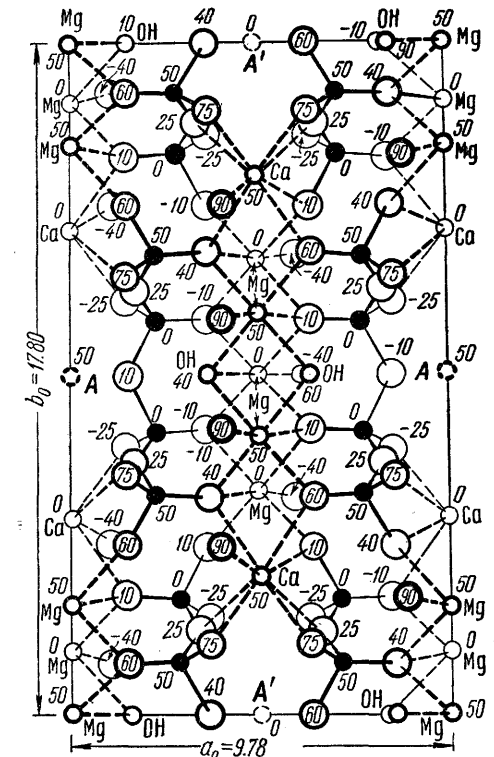
Химический состав (в %): CaO 13.8, MgO 24.6, SiO_2 58.8, H_2O 2.8. В виде изоморфной примеси к MgO присутствуют иногда в незначительном количестве (до 3%) FeO (в переходных разностях к актинолиту), MnO , а также Al_2O_3 , щелочи и др.

Сингония моноклиная; призматический в. с. **Кристаллическая структура.** Сравнивая с диопсидом, мы видим, что размеры элементарной ячейки a_0 и c_0 , а также β' одинаковы, но величина b_0 для тремолита вдвое больше, чем для диопсида. В структурах обоих минералов имеются черты сходства в расположении ионов. Чтобы видеть различие в строении их, обратимся к фиг. 535, где структуры показаны в проекции на плоскость (001); ось c расположена перпендикулярно к плоскости чертежа. При таком положении решетки цепочки кремнекислородных тетраэдров, параллельные оси c , будут ориентированы также перпендикулярно к плоскости чертежа, т. е. аналогично тому, как это показано на фиг. 522 (2) — для диопсида (см. верхнюю часть фиг. 535) и (5) — для тремолита (см. нижнюю часть фиг. 535), где изображена только половина элементарной ячейки этого минерала. Структура тремолита легко будет выведена из структуры диопсида, если мы произведем зеркальное отражение в плоскости через AA' , перпендикулярной к плоскости чертежа и проходящей по нижней границе решетки диопсида (см. фиг. 535). Тогда в нижней части мы получим двойные цепочки свойственные амфиболом, подобные той, что показана на фиг. 522 (5).

В полном виде кристаллическая структура тремолита изображена на фиг. 536, теперь уже не требующей дополнительных объяснений. В другом варианте она представлена на фиг. 537. **Облик кристаллов.** Наблюдались довольно простые по форме длиннопризматические, игольчатые, иногда волосовидные кристаллы, вытянутые вдоль оси c . Чаще встречается в виде тонколучистых, шестоватых или волокни-



Фиг. 535. Соотношения в структурных элементах в решетках тремолита и диопсида
Кверху от линии AA' — решетка диопсида, книзу — решетка тремолита



Фиг. 536. Кристаллическая решетка тремолита в проекции на (001) параллельно оси c по Уоррену
Положения, обозначенные A и A' , могут быть заняты ионами Na^{1+} или K^{1+} (в роговой обманке)

стых, иногда войлокоподобных агрегатов. Реже попадает в виде плотных, скрытокристаллических, необычайно вязких с занозистым изломом масс светлой окраски, носящих название нефрита (см. также актинолит), и в виде асбеста, имеющего важное практическое значение.

Цвет. Белый или светлоокрашенный, преимущественно в сероватые оттенки, изредка синий (винчит). Блеск стеклянный. **Оптические константы.** Для почти чистого тремолита: $Ng=1.624$, $Nm=1.613$, $Np=1.599$; $Ng-Np=0.025$. Оптически отрицательный. $2V=81^\circ$. $NgNp=(010)$; $cNg=16^\circ$. Удлинение положительное. Плеохроизм проявлен очень слабо.

Твердость 5.5—6. Хрупок. Игольчатые и волосовидные кристаллы ломки. Спайность по призме $\{110\}$ совершенная с углом 124° , по $\{010\}$ несовершенная. Уд. вес 2.9—3.0. Сплавленная масса кристаллизуется с образованием диопсида с удельным весом 3.3.

Диагностические признаки. От актинолита, чрезвычайно близкого по физическим свойствам, тремолит отличается главным образом светлой окраской (белой или серовато-белой).

П. п. тр. плавится с трудом в прозрачное бесцветное стекло (отличие от актинолита). Кислоты на него почти не действуют.

Происхождение и месторождения. Как и все другие амфиболы, тремолит, встречающийся в изверженных горных породах, является типичным эпимагматическим, сравнительно низкотемпературным минералом, нередко образующимся по кальциево-магнезиальным пироксенам. Часто его находят в метаморфизованных кристаллических известняках и доломитах, а также в кристаллических сланцах и роговиках. Встречаются сланцы с весьма значительным содержанием этого минерала; в этом случае они называются тремолитовыми.

Хорошо образованные кристаллы наблюдаются в жилах альпийского типа в ряде мест Швейцарии, в восточных Альпах, Богемии и в других районах. Микроскопические выделения тремолита вообще широко распространены в различных, преимущественно метаморфических горных породах, содержащих магнезий и кальций.

В СССР тремолит описан в доломитах по рр. Санарке и Каменке (Кочкарский район, Южный Урал), в Слюдянском районе (Юго-Западное Прибайкалье) и во многих других местах. Тремолит-асбест в значительных количествах встречается в Ломбардии (Италия), где специально добывается, а также на о. Корсика.

Наблюдались псевдоморфозы талька по тремолиту, возникающие, очевидно, при наложении гидротермальных процессов. Иногда тремолит разлагается с образованием карбонатов.

АКТИНОЛИТ — $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{\cdot\cdot})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Название составлено из греческих слов: актис — «луч» и литос — «камень». Оно связано с часто наблюдаемыми игольчато-лучистыми агрегатами этого широко распространенного в природе минерала. Отсюда синоним: лучистый камень.

По кристаллической структуре и многим физическим свойствам актинолит совершенно аналогичен описанному выше тремолиту, отли-

чаясь от него главным образом зеленой окраской (вследствие содержания железа) и оптическими свойствами. Отметим отличительные особенности актинолита.

Химический состав. С точки зрения химического состава актинолит по существу представляет железистую разновидность тремолита, являющуюся промежуточным соединением в изоморфном ряду $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ — $\text{Ca}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Содержание FeO обычно колеблется в пределах от 6 до 13% (с содержанием молекулы $\text{Ca}_2\text{Fe}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ до 35%), редко больше. Богатые железом разновидности с содержанием тремолитовой молекулы меньше 50% в природных условиях пока не встречены. Некоторые разновидности содержат также MnO.

Нередко содержит также Al, а в связи с этим и некоторое количество щелочей (Na_2O). Известны, кроме того, натровые разновидности без Al, но содержащие дополнительные анионы кислорода.

Цвет актинолита варьируется от зеленовато-серых до темнозеленых, иногда сине-зеленых или травянисто-зеленых. Показатели преломления меняются в зависимости от состава: с возрастанием содержания Al_2O_3 , FeO и особенно Fe_2O_3 они увеличиваются. Аналогично себя ведет угол $2V$, а угол погасания cNg уменьшается. Удлинение, как и у тремолита, положительное. Плеохроизм слабо заметен. Уд. вес 3.1—3.3 (увеличивается с возрастанием содержания FeO). П. п. тр. с трудом сплавляется в серовато-зеленое или зеленовато-черное стекло.

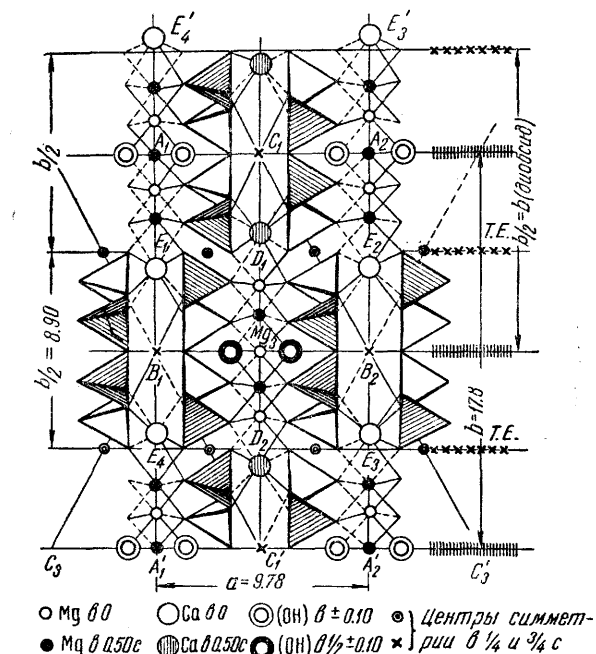
Разновидности. По морфологическим признакам и строению агрегатов различают следующие разновидности:

1) **Нефрит** (жад) — скрытокристаллические, плотные, необычайно вязкие массы различных зеленых оттенков с занозистым изломом и иногда мерцающим блеском. Нефрос — по-гречески «почка». Был назван в свое время по предполагавшемуся целебному действию на больные почки. Под микроскопом устанавливаются включения призматических кристаллов актинолита, а иногда остатки диопсидовой породы, за счет которой он мог образоваться.

2) **Биссолит** — волосистые агрегаты тремолита, чаще актинолита (см. фиг. 29), состоящие из тончайших игольчатых кристаллов, легко ломающихся при изгибе. В виде пучков они нередко наблюдаются внутри прозрачных крупных кристаллов кварца из жил альпийского типа. Образовавшись, по всей вероятности, до начала роста кристаллов горного хрусталя, они впоследствии оказались захваченными в среду кварца.

3) **Амиант** — амфиболовый асбест (тремолит-асбест, актинолит-асбест и др.). Для этой разновидности амфиболов весьма характерно то, что она наблюдается в виде прожилков (до нескольких сантиметров мощностью), обладающих строго параллельно-волокнистым строением, причем волокна расположены большей частью перпендикулярно к стенкам прожилков. Замечательной и очень важной особенностью типичных амфибол-асбестов является их способность механическим путем расщепляться на тончайшие эластичные и прочные волокна, поперечный размер которых близок к размерам дисперсных фаз в коллоидах. Кроме того, они обладают огнеупорностью и кислотостойкостью, что и обуславливает их применение в ряде отраслей промышленности. О происхождении их см. хризотил-асбест.

4) **Смарагдит** — тонколистовидная разновидность актинолита светлого или яркого травяно-зеленого цвета, содержащая немного Al. Встречается вместе с травяно-зеленым омфацитом (разновидностью



Фиг. 537. Кристаллическая решетка тремолита в той же проекции, что и на фиг. 536.

В изображении по Н. В. Белову

Элементарная ячейка: $A_1A_2A_1'A_2'$. Более высоко расположенные над плоскостью чергежа тетраэдры SiO_4 заштрихованы, |||| — плоскости симметрии; ××× — плоскости скользящего отражения

диопсида) в гранатсодержащих породах (эклогитах) и в диаллаговых сланцах в Каринтии и Штирии (Восточные Альпы).

Происхождение и месторождения. Актинолит, как и все другие амфиболы, устойчив при относительно низких температурах. Чаще встречается в кристаллических сланцах, образовавшихся на небольших глубинах (иногда в весьма значительных количествах). Под микроскопом он наряду с тремолитом устанавливается во многих изверженных, преимущественно основных горных породах, подвергшихся гидротермальному метаморфизму. В ассоциации с ним наблюдаются эпидот, хлорит, кварц, цоизит, тальк и другие минералы.

Актинолит-асбест в виде прожилков известен в колчеданных (пирито-халькопиритовых) залежах Белореченского и Калатинского месторождений на Урале (к северу от г. Свердловска). Характерно, что по соседству с прожилками асбеста наблюдаются длинные игольчатые кристаллы актинолита как ранние образования среди пирито-халькопиритовой массы, характеризующейся типичным метаколлоидным строением (под микроскопом).

Биссолит на Урале был установлен близ д. К а ц н а - Я м а в Шайтанской даче (Свердловский район) и в других местах.

Нефрит в виде хорошо окатанных гладких валунов травяно-зеленого цвета встречается по рр. О н о т, Ч и к о й, Х о р о к, У р и к и в коренном залегании среди актинолитовых сланцев у ручья Х а р а - Ж е л г а (к западу от оз. Байкал), а также в Средней Азии по р. Р а с к е м - Д а р ь я (Восточный Памир), К у м а т на р. Ю р у н - К а ш в хребте А с т ь е н - Т а ш и в других местах. Из зарубежных месторождений отметим следующие: Н о в а я З е л а н д и я, Т а с м а н и я, Н о в а я К а л е д о н и я и другие острова Полинезии, где туземцы до недавнего времени из него изготовляли топоры, наконечники копий и другие предметы; в хребте К у э н ь - Л у н ь (Западный Китай) и далее к востоку до провинции Ч а н ь - С у, где он с древнейших времен из россыпей и коренных пород добывался в больших количествах как сравнительно легко поддающийся обработке, необычайно прочный поделочный камень для изготовления священных предметов (божков), амулетов, ваз, тарелок и самых различных предметов.

В месторождении Ф р а н к л и н (Нью-Джерси, США) установлена цинксодержащая разновидность актинолита в ассоциации с другими силикатами цинка и марганца.

* * *

Ниже описаны богатые Al_2O_3 и Fe_2O_3 амфиболы, в составе которых существенное участие принимают и щелочи, главным образом Na_2O . Все эти минералы относятся к подгруппе роговой обманки, о химической конституции которой было сказано во введении к амфиболам. Здесь же опишем и щелочные амфиболы, практически не содержащие кальция и не являющиеся с химической точки зрения алюмосиликатами (Al и Fe^{3+} не участвуют в составе анионных комплексных радикалов).

ЭДЕНИТ — $Ca_2NaMg_5[(Si, Al)_4O_{11}]_2[OH, F]_2$. Монокл. с. К этому минеральному виду относится наиболее богатая MgO разновидность сравнительно бедных глиноземом амфиболов. Иногда содержит также фтор. Для железистой разновидности предложено название: ферроэденит. Наблюдается в бесцветных прозрачных, белых, слабо окрашенных кристаллах или агрегатах, похожих на антофиллит или тремолит. Блеск стеклянный. $Ng=1.645$, $Nm=1.630$, $Np=1.622$; $Ng-Np=0.023$. $2V=+60^\circ$. $r < v$. $cNg=27^\circ$. Плеохроизм: по Ng —фиолетово-синий, по Nm —светлофиолетовый и по Np —бесцветный. Уд. вес 3.0—3.059.

Встречается в контактово-метасоматических образованиях (кристаллических доломитах) в ассоциации с магnezийными силикатами (биотитом, шпинелью, гранатами

и др.), а также в измененных богатых магнезией основных изверженных породах. Впервые найден в Эденвилл (Нью-Йорк, США).

КОКШАРОВИТ — $Ca_2NaMg_4Al[(Si, Al)_4O_{11}]_2[OH, F]_2$. Монокл. с. Синоним: паргасит. Наиболее богатый Al_2O_3 амфибол. Бесцветный или светлоокрашенный. $Ng=1.633$ — 1.652 , $Nm=1.618$ — 1.638 (1.645), $Np=1.613$ — 1.633 ; $Ng-Np=0.020$ — 0.019 . Оптически положительный (отличие от роговой обманки). $2V=56$ до 67° . Дисперсия наклонная; $r > v$. $NgNp=(010)$; $cNg=29$ — 21° . Более богатые Fe_2O_3 разновидности обладают большими показателями преломления и большим $2V$. Впервые встречен в районе р. Слюдянки (Забайкалье) в известковых породах, иногда с лазуритом. Описан также на р. Паргас (Финляндия) в ассоциации с диопсидом и флогопитом.

РОГОВАЯ ОБМАНКА — $Ca_2Na(Mg, Fe^{2+})_4(Al, Fe^{3+})[(Si, Al)_4O_{11}]_2[OH]_2$. Нередко термин роговая обманка неправильно отождествляют с терминном амфибол. Важно подчеркнуть, что «амфибол» является собирательным названием для всех минеральных видов рассматриваемой группы; роговой обманкой называют определенный минеральный вид.

Химический состав непостоянный. Широко меняются отношения $Mg:Fe^{2+}$, $Al:Fe^{3+}$; K иногда преобладает над Na; известны разности, содержащие до 0.3% фтора. Почти всегда содержится TiO_2 обычно в количествах 0.1—1.25%, иногда повышающихся до 5.5% и выше. Кроме того, устанавливаются MnO (до 0.3%), NiO (до 0.2%), изредка ZnO (до 4.70%), SrO (до 0.1%), V_2O_5 (0.01—0.1%), Cr_2O_3 (0.02—4.7%) и Li_2O .

В табл. 23 приведен пример расчета данных химического состава роговой обманки из Корнуолла в сравнении с тремолитом из Хэм-Айленд, Аляска (по Уоррену), с тем чтобы показать, как производятся современные расчеты данных химических анализов сложных соединений и как при этом учитываются соображения кристаллохимического порядка.

Таблица 23
Расчет химического состава амфиболов

Компоненты	Т р е м о л и т		Р о г о в а я о б м а н к а		
	Весовые %	Число ионов в расчете на 24 (O, OH, F)	Компоненты	Весовые %	Число ионов в расчете на 24 (O, OH, F)
SiO_2	58.59	7.94	SiO_2	36.86	5.98
Al_2O_3	0.10	0.02	Al_2O_3	12.10	2.32
		7.96			8.30 (I)
MgO	24.78	5.00	TiO_2	1.04	0.13
		5.00	Fe_2O_3	7.41	0.90
			MgO	1.90	0.46
			FeO	23.35	3.16
			MnO	0.77	0.10
					4.75 (II)
Na_2O	0.12	0.03	Na_2O	1.20	0.37
CaO	13.95	2.02	CaO	10.59	1.84
K_2O	0.10	0.02	K_2O	3.20	0.66
		2.07			2.87 (III)
H_2O	2.31	2.08	H_2O	1.30	1.41
F_2	—	—	F_2	0.27	0.14
		2.08			1.55 (IV)

Как видно из этой таблицы, в то время как результаты расчета химического состава тремолита почти точно укладываются в формулу $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$, для роговой обманки на первый взгляд не наблюдаем кратных отношений между ионами.

Для суммы ионов (Si+Al) мы имеем цифру 8.30, тогда как, согласно формуле, исходя из расчета должно быть 8, причем отношение Al:Si никогда не превышает 1:3 (у нас оно выше). Избыточное количество Al, равное 0.30, очевидно, не входит в состав цепочек $[(Si, Al)_4O_{11}]$, а участвует в числе катионов в шестерной координа-

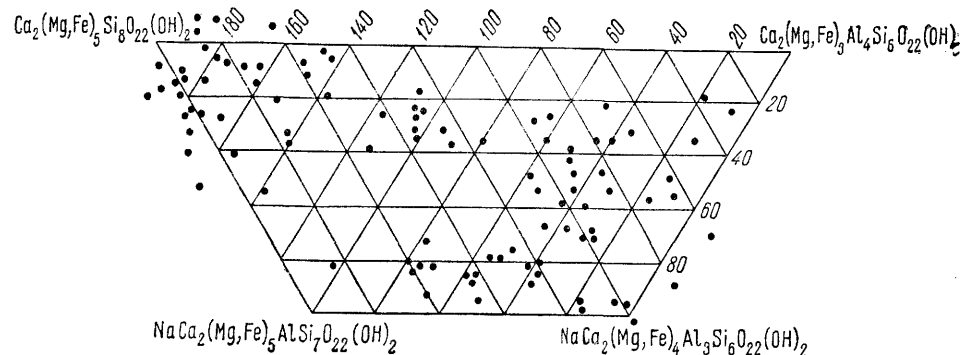
пии, наряду с ионами Fe, Mg, Mn и Ti. В этом случае число последних ионов возрастает до 5,05, т. е. отвечает идеальной формуле амфиболов, согласно которой мы должны иметь цифру 5.

Сумма ионов третьей группы (Ca, Na, K) равна 2,87, а должна быть равной 3 (см. введение к амфиболам). Согласно кристаллической структуре тремолита (см. фиг. 536), вполне аналогичной структуре роговой обманки, дополнительные (по сравнению с обычной формулой амфибола) ионы третьей группы, в частности Na и K, должны занимать места, показанные на фиг. 536 буквами A и A', вообще говоря, вакантные в структуре этого типа. Напомним, что появление этих дополнительных катионов обусловлено тем, что в комплексном анионе $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$ вследствие замены одного иона Si^{4+} ионом Al^{3+} общий отрицательный заряд этого радикала, подлежащий нейтрализации, будет равен минус 7 (а не минус 6, как у амфиболов, бедных глиноземом). Так как число ионов третьей группы в нашем случае меньше трех, то мы должны допустить, что не все подлежащие заполнению вакантные места заняты Na и K. С этой же точки зрения становится понятным, почему количество анионов OH и F меньше 2.

Халлимонд, изучив химические составы почти двухсот роговых обманок, ясно показал, что большинство из них имеет меняющийся состав из следующих четырех конечных членов:

1. $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}[\text{OH}]_2^*$.
2. $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4(\text{Al,Fe})_4\text{Si}_6\text{O}_{22}[\text{OH}]_2$.
3. $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{AlSi}_7\text{O}_{22}[\text{OH}]_2$.
4. $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4(\text{Al,Fe})_3\text{Si}_6\text{O}_{22}[\text{OH}]_2$.

Из формул 1 и 3 можно видеть, что один ион Si^{4+} может заменяться группой $\text{Na}^{1+}\text{Al}^{3+}$ (алюминий заменяет ион кремния, а натрий — пустые места в решетке, см. фиг. 536). Но может происходить и иначе (2 и 4): ион Al^{3+} (или Fe^{3+}) заме-



Фиг. 538. Состав роговых обманок (без учета соотношения Mg:Fe)

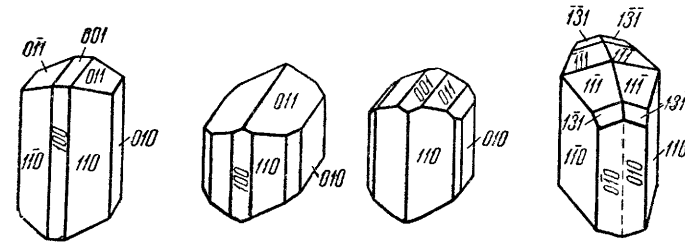
няется группой $\text{Na}^{1+}\text{Mg}^{2+}$ (или $\text{Na}^{1+}\text{Fe}^{2+}$); а также (1 и 4): $\text{Mg}^{2+}\text{Si}_2^{4+}$ (или $\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2^{4+}$) — группой $\text{Na}^{1+}\text{Al}^{3+}$ (или $\text{Na}^{1+}\text{Fe}^{3+}$). Сравнение формул 1 и 2 показывает, что 4 Al^{3+} (или 4 Fe^{3+}) заменяют группу $\text{Mg}_2^{2+}\text{Si}_2^{4+}$ или $\text{Fe}_2^{2+}\text{Si}_2^{4+}$ (замена «ион за ион»). То же мы видим при сравнении формул 3 и 4: группа $\text{Mg}^{2+}\text{Si}^{4+}$ заменяется Al_2^{3+} .

На фиг. 538 изображены составы обыкновенных роговых обманок в верхней части треугольника, углы которого отвечают составам: $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}[\text{OH}]_2$, $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{22}[\text{OH}]_2$ и отсутствующему на диаграмме (должен быть в нижней вершине треугольника) $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}[\text{OH}]_2$. Отсутствие роговых обманок последнего состава склонны объяснять тем, что в кристаллических структурах (см. фиг. 536) свободных мест для ионов щелочей хватает только на половину против того, что требовалось бы по формуле.

Сингония моноклиная; призматический в. с. **Облик кристаллов** призматический, столбчатый, реже изометрический. На фиг. 539 представлены наиболее обычные формы роговых обманок. Двойники по (100) показаны на фиг. 539 справа.

* Чисто магниевую разность такой роговой обманки называют чермаки-том, а чисто железистую — феррочермаки-том.

Цвет. Обыкновенно роговые обманки окрашены в зеленый или бурый цвет разных оттенков, преимущественно темных до черного. Черта белая с зеленоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Показатели преломления колеблются в зависимости от состава. $N_g = 1.65—1.69$, $N_p = 1.63—1.66$; $N_g - N_p = 0.019—0.020$. Оптически отрицательный. $2V$ большой (в среднем 80°). Дисперсия осей характерна; $r < v$. $NgNp = (010)$; $cNg = 16—23^\circ$ (возрастает с увеличением содержания Al_2O_3). Плеохроизм темнозеленой роговой обманки: по Ng — темнозеленый, по Nm — бледнозеленый, по Np — бледный зеленовато-желтый. Для бурых роговых обманок цвета плеохроизма соответственно бурые. $Ng > Nm > Np$.



Фиг. 539. Кристаллы роговой обманки. Справа — двойник по (100)

Твердость 5.5—6. **Спайность** по призме {110} совершенная под углом около 124° (фиг. 524, справа), по {001} несовершенная. Уд. вес 3.1—3.3.

Разновидности. Среди многочисленных названий разновидностей, отличающихся главным образом особенностями химического состава и, в связи с этим, оптическими свойствами, отметим лишь следующие.

1) **Базальтическая роговая обманка** (лампроболит), обычно бурого цвета (в тонких шлифах). Встречается в эффузивных изверженных породах. Отличается большим содержанием полторных окислов, в частности Fe_2O_3 , и TiO_2 (до 2—3%). От обыкновенной роговой обманки она отличается небольшим углом погасания ($cNg = 10—15^\circ$). $N_g = 1.69—1.76$, $N_p = 1.67—1.69$. Двупреломление обычно повышенное: 0.026—0.072. Под микроскопом часто обнаруживает зональное строение: центр бурый, периферическая зона зеленая.

2) **Керсутит** — богатая TiO_2 (до 7, иногда до 10%) разновидность базальтической роговой обманки, от которой без химического анализа почти неотличима. $N_g = 1.70—1.76$, $N_p = 1.67—1.69$. cNg мал: $1—8^\circ$. Дисперсия слабая.

3) **Уралит** — псевдоморфоза роговой обманки по пироксену. Характерной для этой разновидности является внешняя форма кристаллов пироксена (авгита или диопсида). Иногда она содержит в себе остатки сохранившегося от замещения пироксена. Призматическая спайность, наблюдаемая в поперечных разрезах в шлифах под микроскопом, неправильная. Первоначально был описан Густавом Розе на Урале. Процесс уралитизации пироксенов широко распространен в природе.

Диагностические признаки обыкновенной роговой обманки сводятся к следующему: кристаллы ее легко узнаются по своему внешнему облику и углу между спайностями (124°), обычно темнозеленому или темнубурому цвету, а под микроскопом — по оптическим свойствам.

П. п. тр. с трудом плавится в темнозеленое стекло. В кислотах не растворяется. Разлагается лишь после предварительного сплавления.

Происхождение и месторождения. Обыкновенная роговая обманка является типичным минералом многих интрузивных изверженных пород средней основности: сиенитов, диоритов, гранодиоритов и др. В излившихся на земную поверхность эффузивных горных породах она как первичный минерал встречается редко и притом преимущественно в щелочных разностях.

В виде очень крупных кристаллических зерен или кристаллов она наблюдается в сравнительно редко встречающихся габбровых пегматитах. На горе Соколиной (Исовский район на Северном Урале) в пегматитовых жилах кристаллы роговой обманки достигают в длину 0.5 м. Роговообманковые породы возникают также в виде реакционно-метасоматических образований в результате воздействия кислых пегматитов на ультраосновные изверженные породы.

Широко распространена в метаморфических горных породах, являясь главной составной частью в так называемых амфиболитах или в амфиболитовых сланцах и гнейсах. Амфиболиты, состоящие из роговой обманки и плагиоклаза, во многих случаях произошли при метаморфизме основных пород и, в частности, габбро.

Из последующих изменений роговой обманки отметим прежде всего так называемую опацификацию (опак — «непрозрачный»), наблюдаемую в некоторых излившихся на земную поверхность основных лавах и выражающуюся в том, что в периферической части зерен роговой обманки наблюдаются выделения непрозрачного рудного минерала (магнетита или гематита) в виде кайм, нередко в сопровождении мелких зерен пироксена. Это явление своим происхождением обязано резкому окислению лав за счет кислорода воздуха и развивающейся при этом высокой температуре, в результате чего происходит частичное или полное разложение ранее выкристаллизовавшихся зерен роговой обманки. В связи с этим следует отметить, что не случайно в эффузивных горных породах роговая обманка, как правило, имеет бурый цвет, указывающий на относительно высокое содержание Fe_2O_3 . Экспериментально доказано, что зеленые роговые обманки при нагревании в окислительной обстановке буреют, причем происходит окисление FeO в Fe_2O_3 (Е. Барнес). При повторном нагревании в атмосфере водорода роговая обманка снова становится зеленой.

При наложении гидротермальных процессов нередки случаи превращения роговой обманки в серпентин, хлорит, эпидот с кальцитом и кварцем.

В процессе выветривания она, как и другие железисто-магнезиальные силикаты (например, пироксены), может превращаться в нонтронит, карбонаты, а у дневной поверхности — в лимонит с опалом, галлазит и др.

Искусственно роговая обманка была получена Хрущевым при трехмесячном нагревании гидрогеля кремнезема и водного раствора глинозема, окислов железа и извести с небольшим количеством едкого натра при температуре 550°. Имеются указания на находки роговой обманки в шлаках.

ГАСТИНГСИТ — $Ca_2Na(Fe^{2+}, Mg)_4(Fe^{3+}, Al)[Si_3AlO_{11}]_2[OH]_2$. Монокл. с. Цвет темносиний, синева-зеленый. $Ng=1.721$, $Nm=1.719$, $Np=1.699$; $Ng-Np=0.022$. Оптически отрицательный. $2V=36^\circ$. Дисперсия: $r>v$. $NgNp=(010)$; $Nm=b$; $cNg=20^\circ$. Плеохроизм: по Ng —синева-зеленый, по Nm —желтовато-зеленый, по Np —зеленовато-желтый. Тв. 6. Уд. вес 3.37.

Встречается в щелочных изверженных породах и их пегматитах (нефелиновых сиенитах, иногда в гранитах) в ассоциации с полевыми шпатами, черными слюдами

и другими минералами. Впервые был описан в Дёнганнона (Онтарио, Канада). В СССР установлен в нефелиновых сиенитах в Мариупольщине (Украина) и в других местах.

Тарамит — разновидность темносинего цвета, отличающаяся оптической ориентировкой: $NgNp \perp (010)$; $Ng=b$; $cNm=14-18^\circ$. Встречен в Вали-Тарама (окрестности Мариуполя, Украина). Там же фтортарамит ($F=2.4\%$).

Дашкесанит — разновидность амфибола, близкая к гастингситу, но отличающаяся необычайно высоким содержанием хлора, достигающим 7% (при отсутствии фтора). Цвет темно- или черно-зеленый. $Ng'=1.751$; $Np'=1.728$; $Ng'-Np'=0.023$. $2V$ около -15° . $NgNp=(010)$; $cNg=11^\circ$. Уд. вес высокий—3.59. Растворим в HCl с выделением порошковатой кремнекислоты. Обнаружен в значительном количестве среди контактово-метасоматических пород Дашкесанского месторождения (Азербайджанская ССР) в ассоциации с магнетитом, гематитом, апатитом, актинолитом, хлоритом и другими минералами.

РИХТЕРИТ — $CaNa_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Содержит K_2O (до 6%). Монокл. с. Для железистой разности предложено название: феррорихтерит. Встречена марганцовистая разновидность ($MnO=5-12\%$). Цвет бурый, желтый, розово-красный. $Ng=1.636$, $Nm=1.629$, $Np=1.615$; $Ng-Np=0.021$. Оптически отрицательный. $2V=68^\circ$. $cNg=15-20^\circ$. Плеохроизм слабый. Найден в щелочных породах в марганцевых месторождениях Пайсберг и Лонгбан (Вермланд, Швеция).

Разность более бедная закисью марганца (8.2%), известью (1.1%) и щелочами (1.6%), но более богатая MgO (31.2%) названа тиродитом. Цвет медово-желтый. $Ng=1.650$, $Nm=1.639$, $Np=1.629$; $Ng-Np=0.021$. $2V=+88^\circ$. $cNg=21^\circ$. Плеохроизм: по Np —бледно-желтый, по Ng —соломенно-желтый.

ЭККЕРМАНИТ — $Na_4Mg_2AlFe^{2+}[Si_4O_{11}]_2[O, OH, F]_2$. Содержит K_2O (2.41%). Недавно описан в щелочных породах в районе Норра Карр (Южная Швеция) в ассоциации с полевыми шпатами, пектолитом, эгирином, апатитом, сфеном и измененным нефелином. Монокл. с. Цвет темнозеленый, черный. $Ng=1.649$, $Nm=1.644$, $Np=1.636$; $Ng-Np=0.013$. Оптически отрицательный. $2V=74^\circ$. $cNp=25-53^\circ$. Плеохроизм: по Ng —светлый желтовато-зеленый, по Nm —синева-зеленый. Абсорбция обратная, чем у глаукофана. Уд. вес 3.16.

АРФВЕДСОНИТ — $Na_3(Fe^{2+}, Mg)_4(Fe, Al)[Si_4O_{11}]_2[OH, F]_2$. Монокл. с. Встречается в столбчатых кристаллах и в шестоватых или зернистых агрегатах черного цвета. Слабо прозрачен даже в тонких шлифах. Черта темная голубовато-серая. $Ng=1.686-1.708$, $Np=1.676-1.695$; $Ng-Np=0.008-0.012$. Оптически положительный и отрицательный. $2V$ большой (около 90°). $NgNp \perp (010)$, иногда параллельна (010); $cNg=14-20^\circ$. Удлинение отрицательное. Плеохроизм сильный: по Np —густосиний или интенсивно зеленый, по Nm —фиолетовый, синий или бурый, по Ng —зеленовато-желтый или серый. Схема абсорбции: $Np > Nm > Ng$ (обратная роговой обманке).

Тв. 5.5—6. Спайность призматическая по (110). Уд. вес 3.44—3.46. П. п. тр. легко плавится в магнитный королек. В кислотах нерастворим.

Как и щелочные пироксены, встречается в богатых щелочами изверженных горных породах. Часто наблюдается в нефелиновых сиенитах в Юльянегоб (Южная Гренландия) в ассоциации с содалитом, эвдиалитом и др. Отдельные кристаллы в пегматитах достигают иногда 20 см. В СССР распространен в Мариупольском районе (Украина).

Баркевикит близок по составу к арфведсониту, но более основной. Цвет бархатно-черный. $Ng=1.701$, $Nm=1.690$, $Np=1.680$; $Ng-Np=0.021$. Оптически отрицательный. $2V=31-52^\circ$. Плеохроизм: по Np —буроватый, по Nm —красновато-бурый, по Ng —темнобурый. $Np < Nm < Ng$. Встречается в щелочных изверженных породах.

Магнофорит (синоним: симпсонит) близок по составу к катафориту (промежуточной разности между арфведсонитом и баркевикитом). Содержит TiO_2 (3.53%) и F (1.29%). Цвет бледный красновато-бурый. $Ng=1.632$, $Np=1.616$; $Ng-Np=0.016$. $2V=70^\circ$. $NgNp=(010)$; $Nm=b$; $cNg=26^\circ$. Дисперсия довольно сильная; $r < v$. Плеохроизм: по Np —бесцветный, бледножелтый, по Nm —красноватый, по Ng —бледный до яркожелтого. Найден в лейцит-диопсидовой породе в Зап. Австралии.

ГЛАУКОФАН — $Na_2(Mg, Fe)_3Al_2[Si_4O_{11}]_2[OH, F]_2$. Состав непостоянный. Содержит также Fe_2O_3 , CaO и др. Устанавливаются переходные разности к актинолиту и роговой обманке. Чисто глиноземистая разновидность называется гастальдитом, а разновидность, обогащенная FeO и Fe_2O_3 , — кросситом (отличаются малым двупреломлением, равным 0.007, и большим $2V$). Монокл. с. Наблюдается в удлиненных зернах, в столбчатых, лучистых, волокнистых агрегатах серовато-синего, яркосинего или голубовато-черного цвета. Черта голубовато-серая. Блеск стеклянный. Для наиболее чистой, не содержащей железа разности: $Ng=1.639$, $Nm=1.638$, $Np=1.621$; $Ng-Np=0.018$ (до 0.022). Оптически отрицательный. $2V$ средний (колеблется в широких пределах). Дисперсия сильная; $r > v$. $NgNp=(010)$; $cNg=4-16^\circ$ (меняется, по-видимому, в зависимости от содержания железа). Плеохроизм очень характерный ($Ng > Nm > Np$): по Ng —синий, по Nm —фиолетовый, по Np —светлый зеленовато-желтый. Псевдоглаукофаном называют разность, у которой $NgNp \perp 010$.

Тв. 6.0—6.5. Спайность по призме (110). Уд. вес 3.1—3.2. П. п. тр. легко плавится в зеленое стекло. Окрашивает пламя в желтый цвет (как и все щелочные, богатые натрием амфиболы). В кислотах не растворяется.

Глаукофан является характерным для некоторых кристаллических сланцев (глаукофановых, слюдяных и др.) в ассоциации с альбитом, хлоритами, эпидотом, кварцем и др. Наблюдался явления замещения его хлоритами, роговой обманкой и альбитом. Глаукофановые породы широким распространением пользуются в Прибрежных горах Калифорнии и в других местах. В СССР он установлен в Кривом Роге, в магнетито-амфиболовых сланцах Калбинского хребта (Восточный Казахстан), на Апшеронском полуострове (Азербайджанская ССР) и в других пунктах. Псевдоглаукофан описан на Урале в кварците в виде кайм, обрастающих обычный глаукофан, а также в Альпах (в кристаллических сланцах в Швейцарии).

Родусит (абриханит)—асбестовидная волокнистая разновидность ферриглаукофана, впервые описанная на о. Родос в Эгейском море среди песчано-глинистых толщ. $N=1.66$. $NgNp \perp (010)$, как у псевдоглаукофана. В виде голубых или голубовато-зеленых прожилков до 9 см мощностью встречен в Минусинском районе в отложениях мергеля, а также в Кызыл-Борбасе в Карсакапском районе (Центральный Казахстан); кроме того, в виде многочисленных жил и прожилков синевато-серой или голубой окраски найден в очень слабо метаморфизованных плотных глинах и песчаных породах пестроцветной толщи пермского возраста. В последнем месторождении характерным спутником родусита является опал гипергенного происхождения, образующий нередко псевдоморфозы по нему с сохранившимся реликтовым волокнистым строением.

РИБЕКИТ — $Na_2Fe_3 \cdot Fe_2 \cdot [Si_4O_{11}]_2 [O, OH]_2$. Иногда содержит CaO, MgO и Al_2O_3 . Монокл. с. Параллельно-волокнистая разность (асбест) красивого голубого цвета носит название крокидолита. Промежуточная по составу разновидность между рибекитом и арфведсонитом названа озаннитом. Наблюдался в виде вкрапленных призматических или игольчатых кристаллов темносинего или черного цвета. Похож на турмалин. Блеск стеклянный. $Ng=1.697$, $Nm=1.695$, $Np=1.693$; $Ng-Np$ около 0.004. Оптически отрицательный. $2V$ большой (около 90°). $NgNp = (010)$; $cNg=85-90^\circ$. Плеохроизм сильный ($Np > Nm > Ng$): по Np —индигово-синий, зеленовато-синий, по Nm —синий (светлее, чем по Np), зеленовато- или буровато-желтый, по Ng —желтовато-зеленый или желтовато-бурый.

Тв. 5—6. Спайность—обычная для амфиболов по призме (110). Уд. вес 3.44. П. п. тр. легко плавится. В кислотах не растворяется.

Как минерал магматического происхождения присутствует иногда в богатых щелочами и железом изверженных горных породах. Описан также в контактово-метасоматических образованиях (роговиках) в Лангезундфиорде (Норвегия). В СССР крупные кристаллы описывались в щелочных гранитах Киргизских степей. Известен также в Кривом Роге (в магнетито-амфиболовых сланцах), Минусинском районе и в других местах.

Крокидолит в значительных массах в виде прожилков встречен в Кэпланде и в северо-восточном Трансваале (Южная Африка) с амозитом в железистых кремнистых породах метаморфической толщи. Псевдоморфозы гипергенных опала и кварца по крокидолиту — «тигровый глаз» — служат для различных поделок. У нас были сделаны отдельные находки в Кривом Роге, на Урале (р. Мойва, Чердынского района) и в других пунктах. Терновскит—промежуточная по составу разность между крокидолитом и родуситом (глаукофаном).

ХОЛМКВИСТИТ — $Li_2(Mg, Fe)_3(Fe \cdot \cdot \cdot, Al)_2[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Монокл. с. Li_2O 2.1—2.4%. Встречается в виде тонких игольчатых кристаллов и в радиально-лучистых агрегатах темносинего цвета. $Ng=1.654$, $Nm=1.645$, $Np=1.625$; $Ng-Np=0.029$. Оптически отрицательный. $2V=51^\circ$. Дисперсия слабая; $r > v$. $NgNp=(010)$; $cNg=2-3^\circ$. Плеохроизм: по Np —светложелтый до зеленовато-желтого, по Nm —фиолетовый, по Ng —красновато-фиолетовый до синего. Уд. вес 3.111. Встречен на острове Йтё (Швеция) в пегматитовых образованиях вместе с петалитом, кварцем, полевыми шпатами, сподуменом, лепидолитом, литиотурмалином и др., а также в месторождениях Северной Каролины (США) в пегматитах.

2. ГРУППА АСБЕСТА

Асбестами вообще называют чрезвычайно тонковолокнистые разности минералов группы амфиболов, условия нахождения которых весьма характерны: они наблюдаются в виде прожилков, состоящих сплошь из строго параллельных эластичных волокон, ориентированных перпендикулярно, реже наклонно по отношению к стенкам трещин.

Кроме указанных выше роговообманковых асбестов—амианта (тремолит- или актинолит-асбеста), крокидолита (рибекит-асбеста) и родусита (глаукофан-асбеста)—в природе существует чисто магнезиальный асбест, носящий название хризотил-асбеста. По своему химическому составу он тождествен серпентину, рассматриваемому в следующем подклассе, однако рентгенометрические исследования показали, что по кристаллической структуре он стоит ближе к группе амфиболов, хотя по химической формуле существенно отличается от них¹.

Здесь же рассмотрим минералы, обычно образующие спутанноволокнистые агрегаты и аморфные массы, которые по кристаллической структуре должны быть отнесены к группе асбеста. В составе всех этих минералов, в отличие от типичных амфиболов, кроме гидроксила, присутствует H_2O ; щелочи и кальций в существенных количествах никогда не устанавливаются; из металлов главную роль играют: Mg, Fe^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , иногда Ni^{2+} , редко Cr^{3+} .

	a_0	b_0	c_0	β
Хризотил-асбест $Mg_6[Si_4O_{11}][OH]_6 \cdot H_2O$	14.66	18.5	5.33	$93^\circ 16'$
Сепиолит $Mg_3[Si_4O_{11}]H_2O \cdot nH_2O$	14.9	20.2	5.30	?
Аттапулгит $Mg_5[Si_4O_{10}(OH)]_2 \cdot 8H_2O$				
Пальгорскит $MgAl_2[Si_4O_{11}][OH]_2 \cdot 4H_2O \cdot nH_2O$				
Гриналиит $Fe_9 \cdot Fe_2 \cdot [Si_4O_{11}]_2 [OH]_{12} \cdot 2H_2O$	14.5	18.6	5.30?	$\sim 93^\circ$?

ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТ — $Mg_6[Si_4O_{11}][OH]_6 \cdot H_2O$ или $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. Первоначально был назван просто хризотилом. Хризос—по-гречески «золото», тилос—«волокно». Минерал иногда действительно имеет золотистый отлив. Обычно же называют асбестом или хризотил-асбестом в отличие от роговообманковых асбестов.

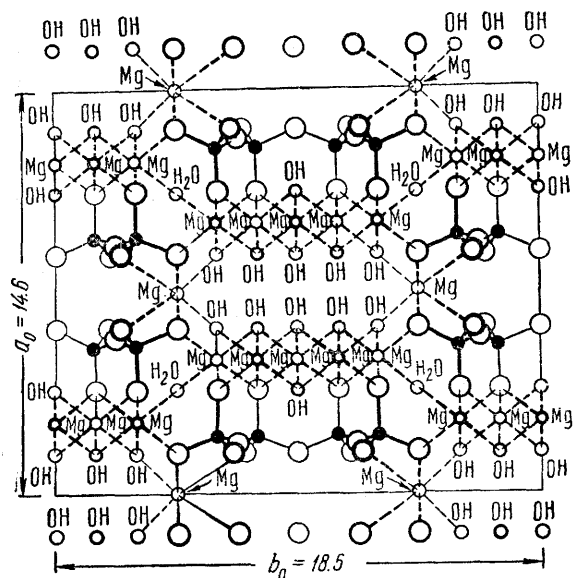
Химический состав такой же, как у серпентина. MgO 43.0%, SiO_2 44.1%, H_2O 12.9%. Обычно беден железом, хотя известны и относительно богатые этим элементом разности—балтиморит. Имеются указания на нахождение никелевого асбеста в месторождениях коры выветривания.

Сингония точно не известна; согласно рентгенометрическим исследованиям, вероятно, моноклинная. **Кристаллическая структура**, согласно предварительным данным, полученным В. Уорреном и В. Брэггом, обладает совершенно оригинальными особенностями. На фиг. 540 изображена проекция решетки на плоскость (001). По сравнению с амфиболовыми разностями величина a_0 значительно больше, а угол β ближе к 90° . В соответствии с этим ленты Si_4O_{11} вытянуты по оси c , т. е. вдоль волокон, в отличие от структур амфиболов, удалены друг от друга (ср. с фиг. 536); между ними располагаются два ряда ионов Mg и затем два полных листа OH (см. фиг. 540). Кроме того, рентгенограммы вращения показывают ту замечательную особенность асбеста, что в то время как оси c и a определяются весьма отчетливо, размеры по оси b , наоборот, сильно варьируют. Подобное явление характерно для таких органических веществ, как шерсть, целлюлоза и др. Это указывает, что неделимые асбеста в направлениях, перпендикулярных к оси c , имеют столь малые размеры, что самые тончайшие волокна его оказываются состоящими из групп индивидов. Чрезвычайно легкая расщепляемость асбеста на волокна обусловлена очень слабыми боковыми силами между листами OH (см. фиг. 540). **Агрегаты**. На фоне сплошной массы серпентина асбест отчетливо выде-

¹ В последнее время, однако, высказаны соображения о том, что и по структуре этот минерал стоит ближе к соединениям со слоистой кристаллической решеткой.

ляется в виде «прожилков» (фиг. 541), располагающихся параллельно или в виде неправильной сети. Длина волокон колеблется от десятых долей миллиметра до 20—25 мм (фиг. 542), иногда до 50 мм, изредка достигая 160 мм.

Цвет хризотил-асбеста зеленовато-желтый с золотистым отливом, иногда белый, редко бурый, в распушенном виде — снежно-белый.



Фиг. 540. Схема кристаллической решетки хризотил-асбеста в проекции вдоль оси c

по параллельно-волоконному строению и эластичности отдельных волокон. От амфиболовых асбестов отличим по оптическим свойствам (двупреломлению) и по отношению к кислотам.

П. п. тр. не плавится, белеет. В HCl , в отличие от амфиболовых асбестов, растворяется, оставляя волоконный скелет кремнезема. Разлагающее действие оказывает также морская вода.

Происхождение. Общие условия образования те же, что и серпентина, т. е. главным образом в связи с гидротермальным изменением богатых магнием ультраосновных пород. Однако хризотил-асбест встречается несравненно реже обычных серпентиновых масс, что указывает на несколько особые условия его образования. Источником гидротерм, обусловившим образование хризотил-асбеста, в большинстве случаев служат интрузии кислых изверженных пород. Судя по парагенезису минералов, эти гидротермы в местах проявления серпентинизации не содержали значительных количеств CO_2 , а также летучих компонентов как F , Cl , P_2O_5 , V_2O_5 и др.

Хризотил-асбест наблюдается среди жилкообразных полос или неправильной формы участков сплошного серпентина, отличающегося по внешнему виду от вмещающих серпентинизированных пород. Механизм образования хризотил-асбеста еще не совсем ясен. Многие исследователи его образование объясняют как результат роста шестоватых микрокристаллов, зарождавшихся в массовом количестве в тонких трещинках и продолжавших свой рост в направлении, перпенди-

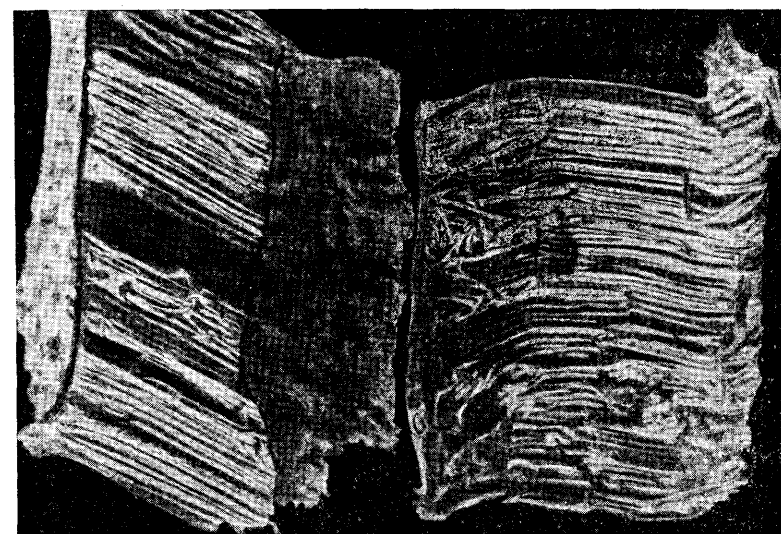
кулярном стенкам трещин, в стороны по мере того как продвигалась серпентинизация боковых пород и продолжался приток растворов к концам растущих волокон хризотила. С таким представлением, однако, не увязывается ряд фактов: 1) необычайная тонина волокон, близкая к величинам тонкодисперсных образований; 2) поразительно строго выдержанная параллельность волокон друг к другу даже для целой серии мелких линзовидных прожилков (фиг. 543), причем ориентировка волокон в них сохраняется независимо от искривления прожилков (т. е. перпендикулярность волокон к стенкам трещин — явление вовсе не обязательное); 3) часто устанавливаемое несоответствие в очертаниях противоположных стенок прожилков, скорее говорящее о том, что асбест образо-

вался в трещинах разрыва, возникавших при усыхании массы, и др. По всей вероятности, как это допускают другие исследователи, асбестосный сплошной серпентинит в момент своего образования представлял собой гель, в котором в процессе усыхания при сокращении массы могли возникать трещины разрыва. В этих трещинах по мере

Твердость 2—3. Растепляется на тончайшие эластичные очень прочные волокна до 0.0001 мм и меньше толщиной (т. е. поперечные размеры их достигают величины дисперсных фаз в коллоидах). **Прочие свойства.** Обладает огнестойкостью и щелочеупорностью. Плохой проводник тепла, электричества и звука.

Диагностические признаки. Узнается легко

Фиг. 541. Серия параллельных «прожилков» хризотил-асбеста

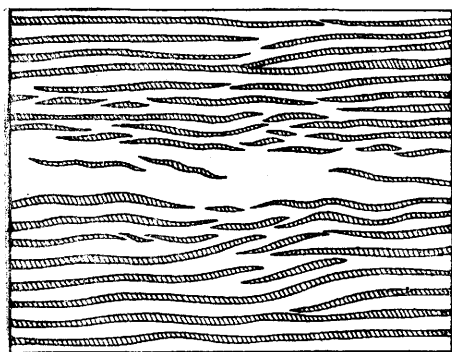


Фиг. 542. Длинноволокнистый хризотил-асбест. По П. М. Татарину

вался в трещинах разрыва, возникавших при усыхании массы, и др.

По всей вероятности, как это допускают другие исследователи, асбестосный сплошной серпентинит в момент своего образования представлял собой гель, в котором в процессе усыхания при сокращении массы могли возникать трещины разрыва. В этих трещинах по мере

расхождения их стенок и могли образоваться тонковолокнистые массы со строго параллельной ориентировкой волокон по направлению растяжения, независимо от того, возникала ли одна прямая трещина или одновременно целая серия более мелких трещинок не совсем правильной ориентировки. Строго параллельную волокнистость можно было бы сравнить с тем явлением, которое возникает в каучуковом клее при попытке слегка отогнуть свежеприклеенную пластину (молекулы каучука приобретают явно ориентированное волокнистое направление и характерный шелковистый блеск). В таком случае питающей средой для растущих волокон хризотил-асбеста должна была являться сама серпентиновая коллоидальная масса.



Фиг. 543. Линзовидные «прожилки» асбеста

Месторождения хризотил-асбеста в доломитизированных известняках в связи с контактово-метасоматическими процессами изучены хуже. Однако вряд ли мы там имеем существенные различия в происхождении месторождений этого полезного ископаемого.

Практическое значение. Асбест своими необычайными свойствами обратил на себя внимание человека еще в глубокой древности. За 1300 лет до нашей эры в письменах иудейских левитов упоминается о «нежных каменных тканях», не уничтожаемых огнем. Повидимому, из асбеста давно уже научились делать пряжу и ткани. Заслуживает упоминания особое искусство итальянки из города Комо Елены Перпенти (в начале XIX века), умевшей изготавливать из асбестовых волокон тончайшие кружева, ленты, пояса, салфетки и пр.

В настоящее время асбест используется в различных отраслях промышленности. Из асбестового волокна длиной больше 8 мм в текстильной промышленности машинным способом изготавливают ткани для огнестойких костюмов, театральных занавесов, различных фильтров, трудно изнашиваемых автомобильных тормозных лент и всевозможных асборезиновых изделий. Более короткое волокно (2—8 мм) в виде примеси (до 15%) к цементу идет на изготовление огнестойких прочных и легких кровельных материалов, асбоцементных труб, картона, бумаги для тепловой изоляции и различных электроизоляционных материалов. Более мелкое волокно используется для различных теплоизоляционных прокладок (асбестита и пр.), асбестовых огнестойких красок, обмазки паровых котлов, для штукатурки и т. д.

Отходы обогатительных фабрик могут быть использованы в химической промышленности и в сельском хозяйстве в качестве удобрения для некоторых культур (например, свекловичных полей).

Месторождения. В СССР Баженовское месторождение хризотил-асбеста расположено к северо-востоку от г. Свердловска. Асбестоносные серпентиниты возникли среди перидотитов в виде сети переплетающихся полос, вытянутых в меридиональном направлении на несколько километров. В том же направлении следуют жилы диорит-аплитов и кварцевых порфиров, в контакте с которыми серпентиниты сильно смяты, оталькованы и хлоритизированы. В парагене-

зисе с хризотил-асбестовыми жилами и прожилками находятся сплошной серпентин, офит, иногда карбонаты, тальк, брусит и др. Этого же типа месторождения известны в Алапаевском, Режевском, Красноуральском и других районах Урала, а также в серпентинитовом поясе Восточных и Западных Саян.

За рубежом следует отметить крупные месторождения хризотил-асбеста в провинции Квебек в Канаде, затем издавна известное, еще со времен Плутарха, месторождение на о. Кипре в Средиземном море и месторождение Шабани в Южной Родезии.

Церматтитом была названа спутанноволокнистая разновидность гидросиликата магния, по составу отвечающая серпентину. Она изредка наблюдается среди серпентинитов и в коре выветривания их.

Были сделаны также находки богатого никелем асбестовидного гидросиликата в коре выветривания (Аккермановское месторождение на Южном Урале). Г. Штунц указывает, что одинаковую с хризотилу дебаэграмму имеет гидросиликат никеля — гарниерит. Однако состав этого минерала иной.

СЕПИОЛИТ — $Mg_3[Si_4O_{11}]H_2O \cdot nH_2O$ или $2MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$. Нередко, согласно пересчетам данных химических анализов, Mg в формуле частично должен быть замещен Ni. Содержание воды сильно колеблется. Значительная часть H_2O удаляется при высушивании и подогривании до 300°. В интервале между 300—400° происходит изменение в кристаллической структуре, а при 750° устанавливается дезорганизация кристаллической решетки. В зависимости от количества H_2O колеблются и содержания SiO_2 (от 52 до 60%) и MgO (от 21 до 27%). Из примесей часто присутствуют: NiO, в никельсепиолите Al_2O_3 , Fe_2O_3 , иногда CuO. Содержание CaO, CO_2 и других компонентов обусловлено механическими примесями.

Наблюдается в виде желваков, состоящих из спутанноволокнистых масс в смеси с аморфным веществом (вероятно, того же состава). Подобного рода смесь, необычайно легкая и более твердая в сухом состоянии, носит издавна название морской пенки. Цвет белый, серовато-белый с желтоватым, буроватым, красноватым или зеленоватым оттенком. $N=1.50-1.52$ (увеличивается по мере уменьшения H_2O); $Ng-Np=0.009-0.011$. Ng параллельна удлинению волокон (оси c). 2V мал, близок к 0°. Тв. 2—2.5. Уд. вес около 2. В сухом состоянии жадно поглощает воду и при насыщении становится полупрозрачным в мелких зернах. П. п. тр. некоторые разности чернеют, затем становятся белыми и с трудом оплавляются по краям. Разлагается в HCl с выделением кремнезема.

Образуется как продукт экзогенного изменения серпентинита или новообразование в ассоциации с опалом, магнезитом, доломитом. На Урале распространен в коре выветривания серпентинитов в Баженовском районе у сел. Шабы (к югу от Свердловска), в Халиловском и Аккермановском районах (Ю. Урал) и в других местах. Морская пенка в значительных массах встречалась в наносных глинистых продуктах разрушения ультраосновных пород у подножья горы в равнине Эски-Шер (Турция).

АТТАПУЛЬГИТ — $Mg_3[Si_4O_{10}(OH)_2] \cdot 8H_2O$. Монокл. с. $a_0 \sin \beta = 12.9$, $b_0 = 18$, $c_0 = 5.2$. По особенностям кристаллической структуры относится к группе амфибола. Молекулы H_2O располагаются в значительных по размерам пространствах между двойными цепочками вдоль оси c. По составу в сущности является аналогом более богатого магнием пилолита (см. палыгорскит). Встречается в глиноподобных массах серого или светлозеленого цвета как продукт разложения магнезиальных слюд. Физические свойства детально не изучены. Обладает высокой адсорбирующей способностью. Кривая дегидратации обнаруживает сходство с таковой палыгорскита.

ПАЛЫГОРСКИТ — $MgAl_2[Si_4O_{11}(OH)_2] \cdot 4H_2O \cdot nH_2O$ или $MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot 5H_2O$. Состав переменный. Устанавливаются широкие колебания в отношении между Mg и Al, начиная с разностей с сильным преобладанием содержания MgO над Al_2O_3 и кончая минеральными видами с обратными отношениями этих компонентов. Богатые Al_2O_3 разности с отношением $Al:Mg > 1:1$ называют палыгорскитами, бедные, приближающиеся по составу к сепиолиту, — пилолитами.

Для всех этих разностей весьма характерны спутанноволокнистое строение массы, устанавливаемое иногда под микроскопом, а также оригинальные физические свойства, нашедшие свое отражение в таких старых названиях, как горная кожа, горная пробка, горное дерево (похоже на обломки сухой разложившейся древесины), горное мясо и др. Вследствие высокой пористости эти вещества обладают очень малым объемным весом и легко плавают на воде.

Цвет белый, иногда с желтоватым оттенком, или серый с желтоватым или буроватым оттенком. Nm около 1.55; $Ng-Np=0.015-0.020$. 2V варьирует. Тв. 2—2.5. От-

щепленные тонкие плоские куски при деформации легко гнутся. Уд. вес 2.1—2.3. В сухом состоянии поглощает много воды. П. п. тр. плавится в пузыристое молочное стекло. В горячей H_2SO_4 разлагается с выделением скелета SiO_2 . При нагревании до 220° постепенно теряет H_2O (до 15%), затем отдача воды прекращается и вновь наступает в интервале $370—410^\circ$ (последние 5—6%). От асбеста отличается большей растворимостью в кислотах и более низкой температурой плавления.

Встречается сравнительно редко, иногда в больших массах. Образуется чаще всего при выветривании относительно богатых магнием горных пород. В виде гнезд и неправильных пластообразных залежей образуется и в осадочных горных породах.

Если устанавливается в значительных массах, то может найти применение как тепло- и звукоизоляционный материал в строительном деле для перегородок и других целей.

У нас в Союзе в относительно больших количествах встречается по берегам рек в ряде мест Средне-Волжского края, Горьковской области, Татарской АССР (Тетюшинский район), на Украине (Коростеньский, Бердичевский и др. районы), в Крыму (д. Курцы в Симферопольском районе), на Северном Кавказе по притокам р. Малки, в Западной Сибири (в Кузнецком Алатау) и в других местах.

ГРИНАЛИТ — $Fe_9 \cdot Fe_2 \cdot [Si_4O_{11}]_2 [OH]_{12} \cdot 2H_2O$. Не содержит щелочей (отличие от глауконита). Сингония неизвестна. Встречается в аморфных массах зеленого, желтого или бурого (в результате окисления) цвета. Оптически изотропный. $N=1.650—1.654$. Уд. вес 2.8. Растворим в HCl . В изобилии распространен в районе Верхнего озера в роговиках с железными рудами метаморфического происхождения в Мозаби (Миннесота, США).

в. Силикаты с более сложной цепочечной структурой

1. ГРУППА ЭПИДОТА

Эта группа состоит из ромбического минерала — цоизита, обладающего довольно постоянным составом, и более важных, моноклинных минералов, характеризующихся широким разнообразием их состава. Общая формула минералов этой группы может быть выражена в следующем виде: $A_2B_3Si_3O_{12}[OH]$, где $A = Ca$, иногда Se , La , Na , Pb и Sr , а $B = Al$, отчасти Fe , Mn ; Cr , иногда Mg . Гидроксил в некоторых случаях заменяется F и O . В оригинальном по составу минерале — нагательите — SiO_4 частью изоморфно замещено PO_4 . Все эти минералы обладают довольно близкими физическими свойствами.

	a_0	b_0	c_0	β
Цоизит $Ca_2Al_3Si_3O_{12}[OH]$	Ромбич. с.	16.21	5.63	10.08
Клиноцоизит $Ca_2Al_3Si_3O_{12}[OH]$	Монокл. с.	8.92	5.60	10.21 115°
Эпидот $Ca_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}[OH]$	" "	8.96	5.63	10.20 115°24'
Пьемонтит $Ca_2(Al, Mn, Fe)_3Si_3O_{12}[OH]$	" "	"	"	"
Ханкозит $(Ca, Pb, Sr)_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}[OH]$	" "	"	"	"
Ортит $Ca, Ce)_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}[O, OH]$	" "	"	"	"
Магнезиортит $(Ca, Ce)_2Mg_2AlSi_3O_{10}[O, F, OH]$	" "	"	"	"
Пумпеллит $Ca_2Al_3Si_3O_{11}[OH]$	" "	"	"	"
Нагательит $(Ca, Ce)_2(Al, Fe)_3(Si, P)_3O_{12}[O, OH]$	" "	"	"	"

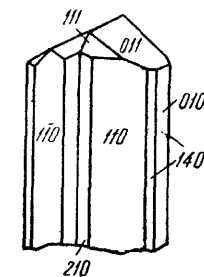
ЦОИЗИТ — $Ca_2Al_3Si_3O_{12}[OH]$. Назван в честь Цоиза, впервые обнаружившего этот минерал. Синоним: сосюрит — скрытокристаллическая разновидность в смеси с актинолитом, хлоритом и другими минералами, возникающими за счет основных, богатых кальцием плагиоклазов при процессах гидротермального их изменения.

Химический состав. Согласно формуле должно быть (в %): CaO 24.6, Al_2O_3 33.9, SiO_2 39.5, H_2O 2.0. Изредка часть Al_2O_3 замещена Fe_2O_3 (до 2—5%); иногда присутствуют Mn_2O_3 (тулит розового цвета), Cr_2O_3 (хромцоизит зеленого цвета).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Полагают, что цоизит является псевдоромбическим вследствие тонкого полисинтетического двойникования. **Кристаллическая структура**, по-видимому, сходна со структурой эпидота и очевидно выводится из

последней путем двойникования по (100). В связи с этим повышается симметрия и величина элементарной ячейки по одному из направлений становится вдвое больше, чем у эпидота. **Облик кристаллов** призматический (фиг. 544). Грани призмы обычно сильно истрихованы. Кристаллы с ясно образованными концами встречаются очень редко. Обычно они являются выросшими в те или иные измененные породы. **Агрегаты** чаще всего имеют шестоватое или зернистое строение.

Цвет цоизита серый, зеленый, иногда розовый (тулит), красный, бурый. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $Ng = 1.702—1.706$, $Nm = 1.696—1.702$, $Np = 1.696—1.700$; $Ng - Np = 0.005—0.009$ (возрастает с увеличением содержания Fe_2O_3). Для цоизита, не содержащего железа: $NgNp = (010)$; $Ng = a$. Оптически положительный. $2V$ около 30° . Сильная дисперсия; $r < v$. Для цоизита с содержанием Fe_2O_3 5%: $NgNp = (001)$; $Ng = a$. $2V$ около 60° . $r > v$. Оптические свойства иногда меняются в пределах одного кристалла в зависимости от содержания Fe_2O_3 в отдельных зонах роста. Для тулита характерен плеохроизм: по Ng — желтый, по Nm — светлорозовый, по Np — темнорозовый.



Фиг. 544. Кристалл цоизита

Твердость 6. **Спайность** по {010} совершенная и по {100} несовершенная. Излом неровный. Уд. вес 3.25—3.36.

Диагностические признаки. С уверенностью устанавливается лишь по оптическим константам в тонких шлифах. От эпидота отличается гораздо более слабым двупреломлением и отсутствием окраски, а от клиноцоизита — прямым угасанием и меньшим углом оптических осей.

П. п. тр. вздувается и плавится в белую пузырчатую массу. Кислотами не разлагается. После предварительного прокалывания и сплавления дает с HCl студень кремнезема.

Происхождение. Обычно наблюдается как продукт гидротермального изменения основных плагиоклазов в ассоциации с амфиболами в метаморфических породах, кристаллических сланцах, амфиболитах и др. Встречается также в гидротермальных месторождениях в парагенезисе с сульфидами (пирротин, халькопирит и др.) в виде прозрачных или полупрозрачных, часто зеленоватых кристаллов.

Искусственно его получить пока не удавалось.

Месторождения. Впервые был найден в Зау-Альпах (Каринтия) и в ряде других мест Альпийских гор. Тулит описан в месторождениях Телемаркена (Норвегия), Пьемонта (Италия) и др. В СССР отмечен на горе Юрма (Урал), в Алтае и в других местах.

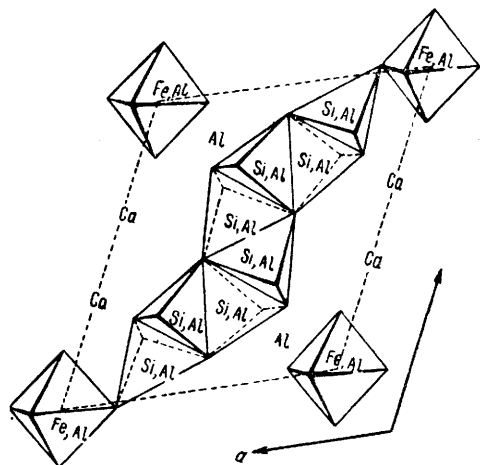
КЛИНОЦОИЗИТ — $Ca_2Al_3Si_3O_{12}[OH]$. Монокл. с. По существу представляет безжелезистую или бедную железом разновидность эпидота, с которым он имеет много общих свойств. Бесцветный, желтый, зеленый, розовый. Блеск стеклянный. Показатели преломления ниже, чем у эпидота. Разность с содержанием Fe_2O_3 3% обладает: $Ng = 1.734$, $Nm = 1.729$, $Np = 1.724$; $Ng - Np = 0.010$. $2V = +85^\circ$. Тв. 6.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 3.35—3.38. Встречается в аналогичных с цоизитом и эпидотом условиях в ряде мест Швейцарии, в Пьемонте (Италия), в Теплых горах (Урал) и др.

ЭПИДОТ — $Ca_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}[OH]$. Эпидозис — по-гречески «приращение». Название дано Гаюи по форме поперечного сечения призматических кристаллов: эпидот, в отличие от амфибола, с которым его смешивают, имеет форму не ромба, а параллелограмма (одна сторона длиннее другой). Синоним: пистацит (фистацит) (сходен по цвету с фисташковым орехом). Эпидот пользуется широким распро-

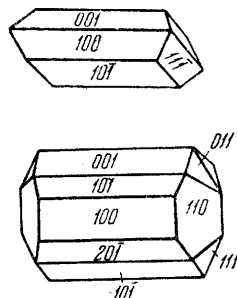
странением в природе, особенно в метаморфических, гидротермально измененных богатых кальцием породах.

Химический состав. В отличие от доизита и клиноцоизита эпидот богат железом. Содержание Fe_2O_3 достигает 17%. Разность с отношением $\text{Al}:\text{Fe} = 3:1$ имеет следующий состав (в %): CaO 23.5, Al_2O_3 24.1, Fe_2O_3 12.6, SiO_2 37.9, H_2O 1.9. Иногда содержит Cr_2O_3 (хром-эпидот или тавмавит

яркозеленого или яркожелтого цвета). Известны разности, богатые MgO (вместо CaO), носящие название пикроэпидота.



Фиг. 545. Схема кристаллической структуры эпидота в проекции на (010). По Ито. Изображены лишь полиэдры кислородных и гидроксильных ионов вокруг катионов (Si, Al) и (Fe, Al)



Фиг. 546. Кристаллы эпидота (верхний из Поляковки, нижний из Ахматовской копи)

Сингония моноклинная; ромбо-призматический в. с. L^2PC . **Кристаллическая структура** была недавно описана и в схеме показана на фиг. 545. Главной особенностью ее является наличие сложных цепочек из кремнекислородных тетраэдров, вытянутых вдоль оси b , т. е. перпендикулярно плоскости чертежа фиг. 545. Тетраэдры сочленены друг с другом через вершины, но несколько иначе, чем в структурах пироксенов (в схеме это сочленение не нашло отражения), причем один из четырех ионов Si^{4+} заменен ионом Al^{3+} . Таким образом формула радикала имеет следующее выражение: $[\text{Si}_3\text{AlO}_9]$. Эти сложные цепочки или, вернее, ленты с помощью боковых связей соединены друг с другом катионами Ca^{2+} , Al^{3+} , замещаемого Fe^{3+} , в шестерном окружении четырех добавочных ионов кислорода и двух гидроксильных ионов (см. октаэдры по углам на фиг. 545) и, наконец, Al^{3+} в четверном окружении кислородных ионов (внутри параллелограмма). Последний ион не способен замещаться ионами Fe^{3+} или Si^{4+} . Таким образом химическая формула эпидота по Ито имеет следующее выражение: $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_9]\text{O}_3[\text{OH}]$. Однако следует все же указать, что Ито, изучавший эту структуру, допускает невероятное искажение тетраэдров SiO_4 и потому его исследования не могут считаться достоверными. **Облик кристаллов** обычно призматический, причем кристаллы в соответствии со структурой вытянуты вдоль оси b (фиг. 546), иногда шестоватый (см. фиг. 29, где ось b поставлена вертикально), редко изометрический. Хорошо образованные кристаллы часто характеризуются необыкновенным богатством граней (свыше 290). Грани пояса оси b бывают покрыты резкими

штрихами (см. фиг. 29). **Двойники** встречаются часто; плоскостью срастания служит (100), изредка (001). **Агрегаты.** Помимо друз кристаллов, в пустотах эпидот часто образует сплошные зернистые радиально-лучистые или параллельно-шестоватые агрегаты.

Цвет эпидота обычно зеленый различных оттенков, желтый, черный, серый. Чем больше содержание Fe_2O_3 , тем окраска темнее. **Блеск** стеклянный, сильный. **Оптические константы.** Показатели преломления, двупреломление и угол оптических осей меняются: повышаются с увеличением содержания Fe_2O_3 . $N_g = 1.74—1.78$, $N_m = 1.73—1.77$, $N_p = 1.72—1.73$; $N_g - N_p = 0.018—0.051$. Оптически отрицательный. $2V = 89^\circ$ до 68° . Нередко наблюдаются изменения оптических свойств даже в одном и том же кристалле. Плеохроизм слабый. Хромэпидот сильно плеохроичен.

Твердость 6.5. **Спайность** совершенная по {001} и несовершенная по {100}. **Уд. вес** 3.35—3.38.

Диагностические признаки. Наиболее распространенные в природе разности макроскопически довольно легко узнаются по фисташково-зеленому цвету, а в кристаллах, кроме того, по их облику. Оптические свойства (относительно высокий показатель преломления, высокое двупреломление и оптический знак) являются также характерными для эпидота.

П. п. тр. вспучивается и плавится; при этом богатые железом разности дают магнитный шлак. В HCl разлагается только после предварительного сплавления или сильного прокалывания с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Условия нахождения и парагенезис минералов, сопровождающих эпидот, позволяют считать, что он образуется в связи с гидротермальными процессами. Довольно часто он встречается (иногда в значительных массах) в контактово-метасоматических месторождениях в ассоциации с кварцем, хлоритами, кальцитом, сульфидами и другими минералами. Нередко устанавливаются замещения эпидотом гранатов, пироксенов, амфиболов и других более ранних железосодержащих кальциевых силикатов. В случае привноса железа он развивается метасоматическим путем и по основным плагиоклазам.

Как породообразующий минерал, широко распространен в гидротермально измененных основных изверженных породах. Особенно характерен для так называемых зеленых сланцев, содержащих также хлорит и альбит.

Искусственно до сих пор не был получен.

Месторождения. Наиболее крупные и превосходно образованные кристаллы эпидота встречались в месторождении магнетита близ Арендаля (Норвегия). Большой известностью пользуются также месторождения эпидота в Альпах, в частности в Нижнем Зулцбахтале, где в «эпидотовой штольне» были встречены замечательные темнозеленые кристаллы эпидота с волосистым амфиболом, апатитом и другими минералами в трещинах эпидотового сланца (жилы альпийского типа).

В СССР хорошо образованные кристаллы встречаются в Ахматовской копи (см. фиг. 546) в Назямских горах (Златоустовский район на Южном Урале), в Поляковском руднике в Кумачинских горах (Ю. Урал) и др. Под названием пушкинит описаны кристаллы эпидота зеленого, желтого и даже красного цвета с содержанием около 2% Na_2O и 1.5% Li_2O из окрестностей Верх-Нейвинского и Кыштымского заводов на Урале. Кроме того, как породообразую-

ший минерал эпидот широко распространен в метаморфических породах в многочисленных горных районах.

Пикроэпидот в мелких бесцветных или желтоватых кристаллах встречается в месторождениях лазурита в Восточной Сибири.

ПЬЕМОНИТ — $\text{Ca}_2(\text{Al, Mn, Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{OH}]$. Монокл. с. Содержание Mn_2O_3 достигает 15%. Манганэпидот (сюрсассит) — более богатая марганцем разновидность, в которой часто Ca замещается Mn, иногда Na и K. Кристаллы по форме аналогичны кристаллам эпидота. Обычно наблюдается в тонкозернистых шестоватых агрегатах. Цвет темнокрасный или красновато-бурый. Блеск стеклянный. $N_g=1.75-1.82$, $N_m=1.73-1.77$, $N_p=1.74-1.76$; $N_g-N_p=0.030-0.048$. Оптически положительный. $2V$ большой. Сильно плеохроичен с изменением цветов от малиново-красного до желтого. Тв. 6.5. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 3.4—3.5. Довольно часто встречается в метаморфизованных марганцевых рудах, превращенных в силикаты, в ассоциации с халцедоном и кварцем в Ялимбетовском, Уразовском и других месторождениях Южного Урала, а также в Сан-Марчеле (Пьемонт, Италия), в кристаллических сланцах Иль де Круа (Франция), в марганцевых месторождениях Якобсберг (Вермланд, Швеция) и др.

ХАНКОКИТ (ганкоцит) — $(\text{Ca, Pb, Sr})_2(\text{Al, Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{OH}]$. Монокл. с. Кристаллы, типичные для эпидота. Цвет буро-красный. Блеск стеклянный, сильный. $N_g=1.83$, $N_m=1.81$, $N_p=1.79$. Оптически отрицательный. $2V=50^\circ$. Тв. 6—7. Уд. вес 4.0. Встречен в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

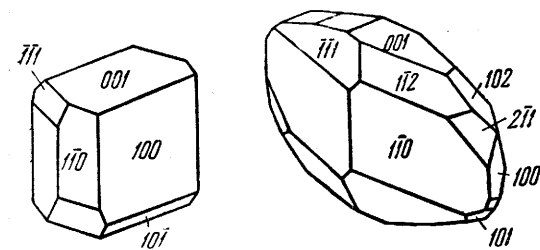
ОРТИТ — $(\text{Ca, Ce})_2(\text{Al, Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{O, OH}]$. Орто—по-гречески «прямой». Название связано с прямыми внешними формами его кристаллов. Синонимы: алланит, принятый в американской литературе (назван в честь минералога Аллана), тринорит и уралортит.

Химический состав обнаруживает большие колебания в содержании отдельных окислов. Ce_2O_3 до 6%, $(\text{La...})_2\text{O}_3$ до 7%. Кроме компонентов, приведенных в химической формуле, устанавливаются также La_2O_3 , Na_2O , FeO , иногда MgO , MnO , Y_2O_3 до 8% (иттрит), ThO_2 , иногда BeO до 3.8% (муромонтит) и F. «Безводный»

ортит в черных мелких кристалликах называется букландитом (из железорудных месторождений близ Арендаля в Норвегии).

Сингония моноклиная; ромбо-призматический в. с. L^2PC .

Кристаллическая структура не изучена. **Облик кристаллов** толстотаблитчатый (фиг. 547), иногда



Фиг. 547. Кристаллы ортита

да шестоватый. Часто встречается в виде вкрапленных зерен, реже в сплошном виде.

Цвет ортита бурый, смоляно-черный, изредка желтый. Просвечивает или непрозрачный. **Блеск** стеклянный (смолистый), жирный. **Оптические константы**. $N_g=1.66-1.80$, $N_m=1.65-1.78$, $N_p=1.68-1.77$; N_g-N_p у измененных разновидностей до 0.032 (обычно 0.01—0.02). Плеохроичен. Оптически отрицательный. $2V$ большой.

Твердость 6. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует. Излом близкий к раковистому. Уд. вес 4.1 (у измененных разновидностей падает до 2.7). Обладает радиоактивностью.

Диагностические признаки. Можно предположить по черному или бурому цвету, смолистому блеску и неровному или раковистому излому. От других похожих на него радиоактивных минералов отличается сравнительно низким удельным весом.

П. п. тр. вспучивается и легко плавится в бурое или черное пузыристое, часто магнитное стекло. Сильно измененные разновидности выде-

ляют довольно много воды. Обычно разлагается HCl с выделением студня кремнезема, но после прокаливания нерастворим в кислотах.

Происхождение. Ортит встречается главным образом в кислых интрузивных изверженных породах: гранитах, сиенитах, также пегматитах, иногда гнейсах, реже в кристаллических сланцах. Был обнаружен также в эффузивных изверженных породах и в контактово-метасоматических месторождениях (среди кристаллических известняков).

Как большинство радиоактивных минералов, способен подвергаться изменениям с превращением в изотропное или почти изотропное вещество, обогащенное водой.

Интересны установленные случаи обрастания ортита эпидотом.

Месторождения. Под названием уралортита он был описан в пегматитовых жилах в виде зерен неправильной формы и кристаллов (см. фиг. 547) среди красноватого полевого шпата в ассоциации с цирконом, иногда корундом, черной слюдой и др. Установлены случаи развития его метасоматическим путем до чевкиниту, причем титан обособляется в виде мельчайших кристалликов ильменита. С поверхности он бывает покрыт кирпично-красными корочками продуктов изменения. Акад. Н. И. Кокшаровым был описан под названием багратионит в виде кристаллов, богатых гранями (фиг. 547, справа). Как аксессуарный минерал встречается в изверженных породах.

Из иностранных пунктов наибольшей известностью пользуются месторождения Скандинавии: в магнетитовом месторождении близ Арендаля, в Крагерё, Телемаркене, Гитерё (Норвегия), близ Фалуна (Швеция) и в других местах.

МАГНЕЗИООРТИТ — $(\text{Ca, Ce})_2\text{Mg}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}[\text{O, F, OH}]_3$. Если сравним с химической формулой ортита, то увидим, что два иона Al^{3+} заменены двумя ионами Mg^{2+} и в соответствии с уменьшением общего заряда катионов часть двухвалентных ионов кислорода заменена одновалентными анионами при сохранении общего числа структурных единиц. Монокл. с. Очень редкий. Содержит 14.5% MgO и 3.31% F. $N_g=1.733$, $N_m=1.718$, $N_p=1.715$. Плеохроирует от красного до бурого цвета. Оптически положительный. $2V=50^\circ$. Уд. вес 3.90. Встречен в Норберге (Швеция).

ПУМПЕЛЛИТ — $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{11}[\text{OH}]_3$. Синоним: лотрит. Монокл. с. Содержит также MgO и FeO. По ряду физических свойств напоминает клиноцоизит, но отличается от него химически (один ион O^{2-} заменен двумя OH^{1-}). Наблюдается в тонких радиально-волоконистых или пластинчатых агрегатах и в виде отдельных таблитчатых, вернее брусковидных, а также игольчатых кристалликов синевато-зеленого цвета. Блеск стеклянный. Показатели преломления и двупреломление варьируют, очевидно, в зависимости от химического состава. Интенсивно окрашенные (повидимому, более железистые) разновидности, обладают большими показателями преломления (но все же меньшими, чем у эпидота). $N_g=1.694-1.721$, $N_m=1.685-1.716$, $N_p=1.681-1.703$; $N_g-N_p=0.010-0.023$; N_m совпадает с удлинением кристаллов. Оптически положительный. $2V$ обычно колеблется в пределах от 46 до 65°. Окрашенные разновидности обладают характерным плеохроизмом: по N_m —аквамариновый, а по N_g и N_p —бесцветный. Тв. 5.5. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 3.2. Нерастворим в HCl.

Как выясняется, пумпеллит в виде микроскопических образований является широко распространенным минералом во многих метаморфических гидротермально измененных горных породах, богатых CaO и SiO_2 . Как более низкотемпературный, чем минералы эпидотовой группы, пумпеллит развивается метасоматическим путем за счет плагиоклазов, гранатов, скаполита, иногда эпидота и других кальциевых силикатов. В ассоциации с ним встречаются хлорит, клиноцоизит, эпидот, кварц, халцедон, кальцит, пренит и др. В миндалинах и трещинках наблюдаются тонко- и скрытокристаллические разновидности пумпеллита с признаками коллоидных образований.

Впервые он был установлен в 1925 г. в миндалекаменных породах с самородной медью и цеолитами в районе Верхнего озера (США). Затем он был обнаружен во многих пунктах земного шара в различных измененных горных породах. В СССР он был встречен среди сравнительно слабо метаморфизованных «зеленокаменных» эффузивных изверженных пород на Урале, в гидротермально измененных скарных горы Благодати, в скаполитизированных и пренитизированных снитит-порфирах, магнетитовых рудах, в измененных туфах, а также в Восточной Сибири, на Алтае и в других местах.

НАГАТЕЛИТ — $(Ca, Ce)_2(Al, Fe)_3(Si, P)_3O_{12}[O, OH]$. Монокл. с. Очень редкий. Si:P=5:1. Наблюдался в мелких призматических или таблитчатых кристалликах черного цвета с смолистым блеском. $Ng=1.765$, $Nm=1.760$, $Np=1.750$; $Ng-Np=0.015$. Тв. 5.5. Уд. вес 3.91. Радиоактивный. Встречен в пегматите близ Нагатеима на полуострове Ното (Япония).

2. ПРОЧИЕ СИЛИКАТЫ

Здесь условно объединены разные по химическим формулам минералы, большинство которых еще не изучено рентгенометрически. На основании некоторых данных можно предполагать участие в их кристаллических структурах простых или сложных цепочек кремнекислородных тетраэдров.

Рамзаит	$Na_2Ti_2Si_2O_9$	Ромбич. с.
Нордит	$Na_2(TR, Ca, Mn, Sr)_3Si_5O_{15}$	" "
Энигматит	$(Na, Ca)(Fe^{2+}, Ti, Al, Fe^{3+})Si_4O_{14}$	Трикл. с.
Юкспорит	$Na_4Ca_2Ti_2Si_7O_{22}[F, OH]_4$	Ромбич. с. ?
Ловозерит	$(Na_2, Ca)(Zr, Mn, Ti)Si_6O_9[OH]_6 \cdot 2H_2O$	Гексаг. с. ?
Астролит	$(Na, K)_2Fe^{2+}(Al, Fe)_2Si_5O_{15} \cdot H_2O$	Ромбич. с. ?
Карфолит	$MnAl_2Si_2O_6[OH]_4$	Ромбич. с.
Корнерупин	$MgAl_2SiO_6$	" "
Пренит	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}[OH]_2$	" "
Ильваит	$CaFe_2^{2+}Fe^{3+}Si_2O_8[OH]$	" "
Тарамеллит	$Ba_2Fe_2^{2+}Si_5O_{15}$	Монокл. с. ?

РАМЗАИТ — $Na_2Ti_2Si_2O_9$. Ромбич. с. Цирконийсодержащая разновидность: лоренценит. Редкий. Встречается в хорошо образованных, иногда крупных кристаллах призматического или толстотаблитчатого облика: $a_0=14.61$, $b_0=8.73$, $c_0=5.22$. Кристаллическая структура расшифрована Н. В. Беловым, которым было эффектно доказано наличие в структуре этого минерала радикала пироксенового типа $[SiO_3]_n$ несмотря на то, что химическая формула этого соединения не имеет ничего общего с пироксенами. Цвет светлокоричневый, темнобурый, почти черный. Черта у темных разновидностей светложелтая. Блеск алмазный, полуметаллический. $Ng=2.02$, $Nm=2.01$, $Np=1.92$; $Ng-Np=0.10$. Оптически отрицательный. $2V=33$ до 40° . Дисперсия очень сильная; $r > v$. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Тв. 6. Спайность весьма совершенная по (100) и менее совершенная по призме (210). Уд. вес 3.38—3.43. Легко плавится. В кислотах нерастворим. Распространен в нефелиновых сиенитах в ассоциации с полевыми шпатами, эгирином, нефелином, лопаритом и др. Установлен А. Е. Ферсманом.

НОРДИТ — $Na_2(TR, Ca, Mn, Sr)_3Si_5O_{15}$. Ромбич. с. Наблюдался в плоских вытянутых кристаллах светлокоричневого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.642$, $Nm=1.630-1.640$, $Np=1.619$; $Ng-Np=0.023$. Оптически отрицательный. $2V=31^\circ$. $NgNp=(010)$; $Ng=c$. Встречен в щелочных породах в ассоциации с содалитом.

ЭНИГМАТИТ — $(Na, Ca)(Fe^{2+}, Ti, Al, Fe^{3+})Si_4O_{14}$. Трикл. с. Присутствует также MnO (до 3%). Встречается в призматических кристаллах черного цвета. Черта красновато-бурая. По кристаллической структуре существенно отличается от группы амфиболов, к которым его раньше относили. $a_0=18.3$, $b_0=18.3$, $c_0=10.6$; $\alpha=96^\circ38'$, $\beta=96^\circ35'$, $\gamma=113^\circ21'$. $Nm=1.80$; $Ng-Np=0.006$. Оптически положительный. $2V=32^\circ$. $NgNp$ почти параллельна (010); cNg около 45° в плоскости (010) и 4° в плоскости (100). Сильный плеохроизм ($Ng > Nm > Np$): по Ng — густой темнобурый, по Nm — каштаново-бурый, по Np — красновато-бурый. Тв. 5.5. Спайность по (110) и (110) под углом 114° . Уд. вес 3.74—3.85. П. п. тр. плавится. Частично разлагается в кислотах. Встречен в содалитовом сиените Юльянеоб (Южная Гренландия). Наблюдался также случаи парагенезиса энигматита с астрофиллитом, замещающим его с периферии в виде оторочек лучистого строения.

Разновидность: 1) коссирит с более значительным содержанием Fe^{3+} , встречен в липаритовой лаве на о. Пантеллерия; 2) ренит с малым содержанием щелочей, но с большим Ca, Mg, а также Fe^{3+} и Al; встречаются в базальтах Германии, Чехословакии, в Кахетии (Грузия).

ЮКСПОРИТ — $Na_4Ca_2Ti_2Si_7O_{22}[F, OH]_4$. Ромбич. с. ? Редкий. Имеются разновидности, богатые SrO и BaO. Содержит также Nb_2O_5 (4.30%). Наблюдается в виде неправильных чешуйчато-волокнистых выделений розового или желтовато-красного цвета. При выветривании светлеет. Блеск стеклянный. $N=1.647$; $Ng-Np=0.016$. С удлинением совпадает Np . Тв. около 5. Уд. вес 3.06. В кислотах легко растворяется. Встречается в ассоциации с эгирином, полевыми шпатами, нефелином, сфеном, лепидомеланом и др.

ЛОВОЗЕРИТ — $(Na_2, Ca)(Zr, Mn, Ti)Si_6O_9[OH]_6 \cdot 2H_2O$. Гексаг. с. ? Редкий. Наблюдался в виде зерен черного цвета. Черта бурая. Блеск смоляной. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.561$, $Np=1.549$; $Nm-Np=0.012$. Часто наблюдаются полисинтетические двойники. Тв. около 5. Спайность несовершенная в одном направлении. Уд. вес 2.38. П. п. тр. легко сплавляется в непрозрачный шарик бледнорозового цвета. В кислотах нерастворим. Встречается в щелочных породах, особенно в порфиридных лужавритах, где наряду с мурманитом, амфиболом, микроклином и др. наблюдается в виде крупных вкрапленных зерен бурого цвета (окраска обусловлена многочисленными включениями посторонних минералов). Установлено, что мелкие зерна, не содержащие включений, образовались метасоматическим путем по эвдиалиту. Нефелин в этих случаях замещается содалитом и цеолитами.

АСТРОЛИТ — $(Na, K)_2Fe^{2+}(Al, Fe)_2Si_5O_{15} \cdot H_2O$. Ромбич. с. ? Наблюдался в шаровидных формах радиально-лучистого строения. Цвет зеленый. $Ng=1.597$, $Nm=1.594$, $Np=1.570$; $Ng-Np=0.027$. Оптически отрицательный. $2V=30^\circ$. Тв. 3.5. Спайность по одному направлению. Уд. вес 2.78. Плавится. В кислотах нерастворим. Найден в ксенолитах в диабазе около Неймарка (Фохтланд, Саксония).

КАРФОЛИТ — $MnAl_2Si_2O_6[OH]_4$. Ромбич. с. ? Встречен в радиально-лучистых и волокнистых агрегатах восково-желтого цвета. $Ng=1.64$, $Nm=1.63$, $Np=1.62$; $Ng-Np=0.022$. Оптически отрицательный. $2V=60^\circ$. $NgNp=(100)$; $Ng=c$. Удлинение положительное. Тв. 5—5.5. Спайность призматическая под углом 68° . Уд. вес 2.9. Почти нерастворим в кислотах. Встречен в оловорудных месторождениях Шлаггенвальда (Чехословакия) и в других местах.

КОРНЕРУПИН — $MgAl_2SiO_6$. Содержит бор. Ромбич. с. $a_0=13.86$, $b_0=16.02$, $c_0=6.78$. По форме кристаллов, по спайности и другим физическим свойствам очень близок к группе ромбических пироксенов. Повидимому один ион Al^{3+} входит в анионный радикал ($SiAlO_6=Si_2O_6$). Разновидность: призматин; содержит FeO, небольшое количество OH и щелочей. Встречается в волокнистых и шестоватых агрегатах белого, желтого, бледнозеленого и бурого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.674$ (1.677), $Nm=1.673$ (1.676), $Np=1.661$ и (1.665); $Ng-Np=0.013$ (0.010). Для призматина: $Ng=1.684$, $Nm=1.682$, $Np=1.671$; $Ng-Np=0.013$. $NgNp=(100)$; $Nm=c$. Оптически отрицательный. $2V$ очень мал. Тв. 6.5. Спайность по призме (110). Уд. вес 3.27 (корнерупин) и 3.34 (призматин). Плавится с трудом, призматин легче. В кислотах нерастворим.

Встречен на юго-западном берегу Гренландии в Фискернес в гнейсах и слюдяных сланцах в парагенезисе с кордиеритом, сапфирином и другими минералами. В крупных, красиво окрашенных в цвет морской воды прозрачных кристаллах установлен в Итронгах на Мадагаскаре. Призматин найден в Вальдгеймее (Саксония) и в Якутии.

ПРЕНИТ — $Ca_2Al_2Si_3O_{10}[OH]_2$. Назван по имени капитана Прена, привезшего этот минерал с мыса Доброй Надежды.

Химический состав (в %): CaO 27.1, Al_2O_3 24.8, SiO_2 43.7, H_2O 4.4. Содержит также Fe_2O_3 в небольших количествах.

Сингония ромбическая; ромбо-пирамидальный в. с. Кристаллическая структура не выяснена. Допускают, что она представлена сложными цепочками. $a_0=4.65$, $b_0=5.52$, $c_0=18.53$. **Облик кристаллов.** Ясно образованные кристаллы крайне редки. Обычно имеют короткостолбчатую или таблитообразную форму. Главным образом распространен в сплошных массах почковидных агрегатов с радиально-волокнистым строением в пустотах среди измененных изверженных основных горных пород.

Цвет пренита белый, серый, зеленовато-серый, желто-зеленый. Полупрозрачный. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** $Ng=1.642-1.655$, $Nm=1.618-1.640$, $Np=1.612-1.635$; $Ng-Np=0.030-0.020$. Оптически положительный. $2V=65$ до 69° . $NgNp=0.010$; $Ng=c$.

Твердость 6.5. Спайность средняя по {001}. Излом неровный. Уд. вес 2.8—3.0.

Диагностические признаки. Для пренита в сплошных массах обычно бывает характерна бледная окраска с зеленоватыми оттенками. От цеолитов, с которыми можно смешать пренит по внешнему виду, отличается более высокой твердостью, оптическими свойствами, а от халцедона — по поведению перед паяльной трубкой.

П. п. тр., вспучиваясь, быстро плавится в пузыристое стекло. В закрытой трубке выделяет воду при высоких температурах (отличие от цеолитов). В HCl медленно разлагается, не образуя студня кремнезема.

Происхождение и месторождения. Пренит довольно часто устанавливается в гидротермально измененных основных породах (габбро, диабазах), образуя главным образом за счет основных плагиоклазов. Наблюдается также в миндалинах и трещинах среди тех же пород в виде натечных и радиально-волокнистых агрегатов, иногда в ассоциации с цеолитами, кальцитом, эпидотом. Нередко в парагенезисе с ним встречается самородная медь, например в известных месторождениях в районе Верхнего озера (США).

В СССР он описан во многих пунктах Урала, Кавказа, Закавказья, в Крыму и др.

ИЛЬВАИТ — $\text{CaFe}_2 \cdot \text{Fe} \cdot \text{Si}_2\text{O}_8[\text{OH}]$. Название происходит от латинского названия острова Эльбы (Италия). Синоним: лиеврит.

Химический состав непостоянный. Значительнее других варьируют содержания FeO и MnO. Для чисто железистой разновидности, согласно приведенной формуле, будем иметь (в %): CaO 13,7, FeO 35,2, Fe₂O₃ 19,6, SiO₂ 29,3, H₂O 2,2. Содержание MnO достигает 9%.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 8,82$, $b_0 = 5,86$, $c_0 = 13,07$. **Облик кристаллов** большей частью призматический. Грани призм покрыты вертикальными штрихами. Кристаллы встречаются лишь в пустотах. Обычно наблюдается в зернах неправильной формы или в сплошных зернистых массах, иногда в лучисто-шестоватых или жилковатых агрегатах.

Цвет ильваита черный с буроватым или зеленоватым оттенком. **Черта** серовато- или буровато-черная. **Блеск** полуметаллический, жирный. В тонких шлифах слабо прозрачен. **Оптические константы.** $N_g = 1,91-1,92$, $N_m = 1,89$; $N_g - N_p$ высокое. Оптически отрицательный или положительный. $NgNp = (100)$; $Ng = c$. Дисперсия сильная; $r < v$. Плеохроизм очень сильный.

Твердость 5,5—6. Хрупок. **Спайность** несовершенная по {001} и {010}. Излом неровный, отчасти раковистый. **Уд. вес** 3,8—4,1.

Диагностические признаки. Характерны черный цвет и такой же цвет черты, неровный или раковистый излом и относительно высокая твердость. Характерно также поведение перед паяльной трубкой.

П. п. тр. спокойно сплавляется в черный королек, сильно магнитный. С фосфорной солью реагирует на железо. В ряде случаев положительна также реакция на марганец. В HCl легко растворяется с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Обычно встречается в контактово-метасоматических месторождениях железа, главным образом в зоне скарнов в ассоциации с гранатами (андрадитом), геденбергитом, магнетитом, сульфидами железа, меди и др. Известны случаи находок в богатых щелочами изверженных породах (нефелиновых сиенитах).

При выветривании разлагается с образованием лимонита (иногда гидроокислов марганца).

Месторождения. Первоначально был найден на о. Эльба, на р. Марина в виде крупных кристаллов и сплошных выделений на контакте пироксеновых масс (очевидно, геденбергита) с мрамором.

В СССР ильваит встречается в Турьинских медных рудниках (Сев. Урал) главным образом на контактах геденбергитовых скарнов и мраморизованных известняков, а также в некоторых свинцово-цин-

ковых месторождениях в ассоциации с силикатами Fe и Ca, пиритом и другими минералами.

ТАРАМЕЛЛИТ — $\text{Ba}_2\text{Fe}_2 \cdot \text{Si}_5\text{O}_{15}$. Монокл. с.? В волокнистых агрегатах красновато-бурого цвета. $N_g = 1,83$, $N_m = 1,774$, $N_p = 1,770$; $N_g - N_p = 0,06$. Оптически положительный. Дисперсия ясная; $r > v$. N_g параллельно волокнам. Сильный плеохроизм от красного до черного. Тв. 5,5. Спайность параллельна волокнам. Уд. вес 3,92. Встречен в известняках вблизи контакта с изверженной породой в долине Точе (Пьемонт, Италия).

Подкласс Г. Силикаты с непрерывными слоями тетраэдров SiO₄ в кристаллических структурах

Среди минералов, характеризующихся слоистыми кристаллическими решетками, устанавливаются два основных типа:

1) минералы, в которых слои представлены гексагональными или псевдогексагональными сетками;

2) минералы, в строении которых принимают участие тетрагональные или псевдотетрагональные сетки.

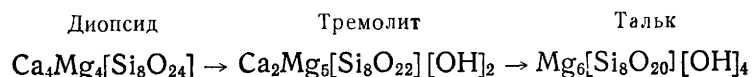
К первому типу относится подавляющее большинство слюдоподобных, нередко порообразующих минералов, многие из которых имеют очень важное практическое значение. Ко второму типу принадлежат значительно более редко встречающиеся минералы, богатые преимущественно щелочами и окисью кальция (группы апофиллита, мелилита и др.).

Характерной химической особенностью слюдоподобных минералов является то, что в их составе, так же как и в группе амфиболов, всегда принимает участие гидроксил OH, нередко вместе с F. Из катионов, которые вместе с гидроксильными группами непосредственно связаны со слоями кремнекислородных тетраэдров, обычно распространены Mg²⁺ и Al³⁺, а в качестве их заместителей — Fe²⁺, Ni²⁺, (Mn²⁺), Li¹⁺ и, соответственно, Al³⁺, Fe³⁺, реже Cr³⁺, V³⁺, Mn³⁺, Ti⁴⁺. Кроме того, во многие минералы, в структуре которых тетраэдры SiO₄ частично заменены AlO₄, входят дополнительные крупные катионы: K¹⁺, Na¹⁺, Ca²⁺, а также молекулы воды (все они, как будет показано ниже, в виде связующих элементов располагаются между слоистыми пакетами, составленными кремнекислородными слоями и ионами, непосредственно с ними связанными).

Тип кристаллической структуры слюдообразных минералов геометрически может быть выведен из структуры амфиболов подобно тому, как тремолит легко выводится из структуры диопсида путем конденсации цепочек SiO₃ в ленты Si₄O₁₁ (см. фиг. 535). Например, кристаллическая структура талька Mg₃[Si₄O₁₀][OH]₂ может быть выведена из структуры тремолита (см. фиг. 537), если отдельные участки сместить параллельно друг другу на отрезок $0,5 a + 0,5 c^*$. При этом произведем замену двух CaO одним Mg[OH]₂. Если этот процесс конденсации во всей решетке доведем до конца, то получим слоистую структуру состава, отвечающего формуле: Mg₆[Si₈O₂₀][OH]₄. Таким образом, ленты [Si₄O₁₁] превратятся в двухмерные непрерывной протяженности слои [Si₄O₁₀], являющиеся основным структурным мотивом всех слюдоподобных минералов (фиг. 548).

* Представим себе, что участок E₁E₂E₃E₄ (см. фиг. 537), отвечающий половине ячейки, остается на месте, а участок E₁E₂E₃E₄' соскальзывает вдоль плоскости (010) (плоскость трансляции TE, перпендикулярная плоскости чертежа), на расстояния 0,5 a и 0,5 c, т. е. до совмещения кремнекислородных тетраэдров в слои.

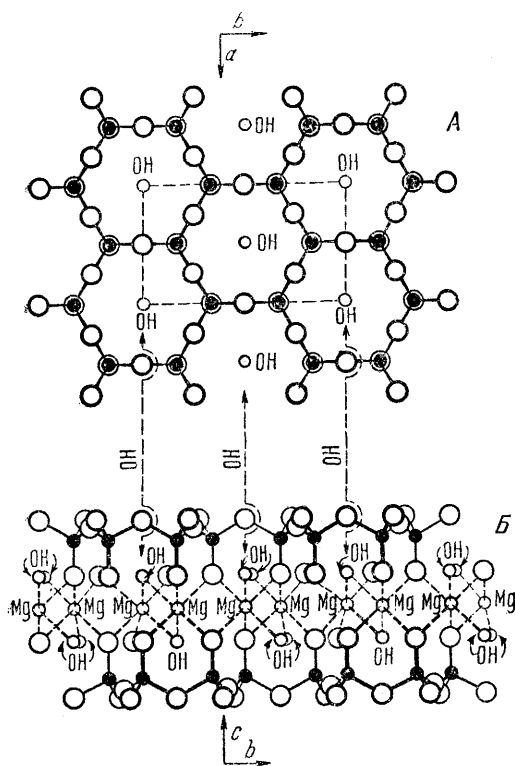
Сравним между собой химические формулы упоминавшихся здесь минералов:



Возможность таких переходов находится в полном согласии с часто наблюдающимися в природе фактами замещения пироксенов не только амфиболами, но и такими слюдообразными минералами, как хлориты, тальк, серпентин, иногда биотит. Не случайны также нередко наблюдаемые под микроскопом параллельные срастания этих взаимно переходящих друг в друга минералов.

Все это находится в полном соответствии с размерами элементарных ячеек рассматриваемых минералов:

Диопсид	Тремолит	Тальк
$2d_{(100)} = 18.68$	$2d_{(100)} = 18.80$	$d_{(001)} = 18.81$
$b_0 = 8.89$	$b_0 = 8.90$	$b_0 = 9.10$
$c_0 = 5.24$	$c_0 = 5.26$	$a_0 = 5.26$



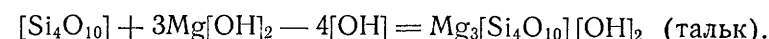
Фиг. 548. Гексагональная сетка связанных групп SiO_4 , образующих непрерывный слой (А) в проекции вдоль оси c

Внизу показан вид сбоку (вдоль оси a) решетки, состоящей из двух слоев групп SiO_4 и заключенного между ними одного слоя $\text{Mg}(\text{OH})_2$ (Б). Характерно, что вершинки тетраэдров SiO_4 в обоих слоях обращены навстречу одна другой. Гидроксильные ионы OH располагаются в листах кислородных ионов, сидящих в вершинках тетраэдров (Б), а в плане (А) занимают места в центрах каждого кольца, образованного шестью вершинками SiO_4 . В целом при таком строении решетки получается слоистый «пакет» из прочно связанных двух слоев SiO_4 и одного $\text{Mg}(\text{OH})_2$.

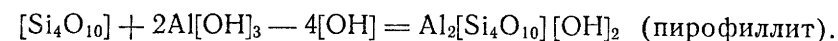
Физические свойства слюдообразных минералов, естественно, находятся в теснейшей зависимости от особенностей кристаллической структуры. Строение плоских сеток прежде всего сказывается на облике кристаллов, обладающих симметрией, очень близкой к гексагональной, на оптических свойствах, близких к одноосным, на так называемых фигурах удара и давления на спайных пластинках. Слоистое строение кристаллической решетки обуславливает замечательное свойство этих минералов расщепляться на тонкие листочки. Степень упругости этих листочков для разных групп минералов не одинакова, что связано с химическим их составом, находящим свое отражение на деталях строения кристаллических решеток. На этом вопросе необходимо остановиться подробнее. Обратимся к кристаллической структуре талька— $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$.

Формула слоя кремнекислородных тетраэдров для всех слюдоподобных минералов, как мы знаем, выражается радикалом $[\text{Si}_2\text{O}_5]$, причем активные концы всех тетра-

эдров (фиг. 549) обращены в одну и ту же сторону. Два таких гексагонально-сетчатых слоя, активными сторонами обращенных друг к другу, сцеплены в один плоский пакет с помощью октаэдрического «бруситового» слоя из $\text{Mg}[\text{OH}]_2$, располагающегося между ними (фиг. 550 и 551) и нейтрализующего общий отрицательный заряд двух слоев $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$. Положительный заряд «бруситового» слоя достигается тем, что при вхождении в решетку он как бы теряет часть гидроксидов (их места занимают активными ионами кислорода радикалов $[\text{Si}_2\text{O}_5]$). Образование такого плоского пакета можно изобразить в виде следующего уравнения:



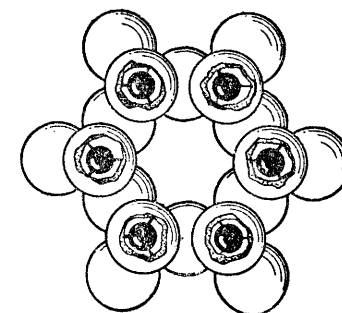
«Бруситовый» слой может быть заменен «гидраргиллитовым» слоем— $\text{Al}[\text{OH}]_3$. Тогда аналогично будем иметь:



Как в структуре талька, так и в структуре пирофиллита эти пакеты обладают очень прочной внутренней связью, почти полностью компенсированной. Поэтому между собой они связаны остаточными очень слабыми вандерваальсовскими силами (на наружных плоских сторонах пакетов кислородные ионы в каждом тетраэдре SiO_4 связаны с двумя ионами Si и потому не остается активной валентной связи для прочного сочленения пакетов между собой). Этим объясняются очень низкая твердость талька и пирофиллита, их необычайно легкая расщепляемость на эластичные пластинки и, наконец, отсутствие упругости в последних.

В тех минералах, в которых часть ионов Si^{4+} заменяется ионами Al^{3+} (в той же четверной координации), мы наблюдаем уже существенное изменение свойств. Замена одного иона Si^{4+} на ион Al^{3+} , так же как и в амфиболах, приводит к увеличению отрицательного заряда в анионном радикале на единицу. Это означает, что наружные плоские стенки пакета становятся активными. Для нейтрализации этого приобретенного заряда в пространство между пакетами входят одновалентные катионы K^{1+} , обладающие большим размером и потому могущие располагаться лишь в больших «пустотах» против центров шестерных колец в кремнекислородных слоях в двенадцатичленной координации. В итоге получаем относительно прочно связанные между собой пакеты. Отсюда, как следствие, твердость таких минералов (типичных слюд) значительно выше, чем у талька; отщепляемые тонкие листочки обладают упругостью, т. е. способностью при изгибании возвращаться в прежнее положение.

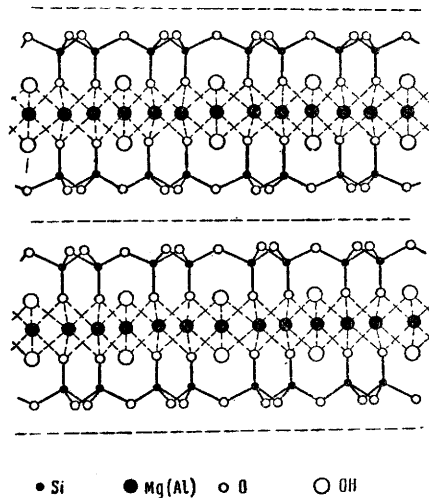
Если в анионном радикале Si_4O_{10} два иона Si^{4+} заменены двумя ионами Al^{3+} , то отрицательный заряд в нем возрастает до 2. В этом случае он может быть компенсирован уже двухвалентными катионами, например Ca^{2+} , ионы которого (меньше по размерам) должны располагаться в местах шестерной координации ионов кислорода



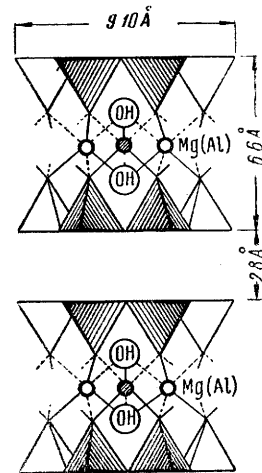
Фиг. 549. Гексагональное кольцо тетраэдров SiO_4 в плане. Вершинки тетраэдров с активными кислородными ионами обращены к наблюдателю. Черные шарики— Si^{4+} (между четырьмя ионами кислорода)

(т. е. в иных местах, нежели ионы К). Это обстоятельство, т. е. увеличение прочности связи между пакетами, более существенно изменяет свойства слюдообразных минералов: твердость возрастает, расщепляемость затруднена, отщепляемые пластинки ломки, почему и было дано этой группе минералов название хрупких слюд.

Для минералов рассматриваемого подкласса особый интерес представляет также вопрос об изоморфных замещениях. Кроме обычных



Фиг. 550. Кристаллическая решетка талька (или пиррофиллита) в проекции вдоль оси a



Фиг. 551. То же с изображением тетраэдров

изовалентных замещений ионов Mg^{2+} ионами Fe^{2+} , Ni^{2+} и др., а также ионов Al^{3+} ионами Fe^{3+} , Cr^{3+} и др., широко распространен способ замещения ионами иной валентности, но в таких количествах, чтобы общий заряд оставался одним и тем же. Например, $3Mg^{2+}$ могут заменяться $2Al^{3+}$. По сути дела, такая замена должна происходить «скачкообразно» ($Mg_{12} - Mg_9Al - Mg_6Al_2 - Mg_3Al_3 - Al_4$), хотя практически по химическим анализам эти скачкообразные изменения улавливать обычно не удается. Следует заметить, что подобная замена ионов имеет место в «брусито-гидраргиллитовых» слоях пакетов, в которых при замене трех ионов Mg^{2+} двумя ионами Al^{3+} одно место остается незанятым. Физические свойства, за исключением оптических и удельного веса, при этом не меняются. Этого рода изменение в химическом составе относящихся сюда минералов является одним из важных признаков, на которых основывается классификация их.

В некоторых слюдообразных минералах между слоистыми пакетами, обладающими слабой остаточной связью, как увидим, располагаются «брусит-гидраргиллитовые» пакеты (в хлоритах), а иногда слой молекул H_2O (в гидрослюдах и им подобных образованиях). Как и во всех других водных минералах, молекулы H_2O , по кристаллохимическим соображениям, должны располагаться в этих слоях строго ориентированно. На фиг. 552 изображено вероятное строение слоев молекул воды в слюдоподобных минералах (по Гендриксу и Джефферсону).

Детальнейшие исследования самых различных слюд, проведенные в последнее время целым рядом ученых, показали очень тонкие детали строения, свойственные вообще минералам со слоистыми решетками в различных по составу группах. Различие установленных отдельных структурных вариантов заключается в том, что в направлении псевдогексагональной оси через те или иные промежутки может происходить чередование сочетаний неодинаково ориентированных анионных слоев. Вследствие этого идентичность лежащих друг на друге слоистых пакетов может наблюдаться либо в каждом первом, либо в каждом втором, либо в каждом третьем слое и т. д. Это обстоятельство, естественно, обуславливает различные размеры c_0 элементарных ячеек и общую симметрию кристаллов, а следовательно и различие в оптических свойствах, в частности, углов оптических осей. Структурные варианты обозначают прописными буквами А, В, С и т. д. Например:

А-слюда — однослойная. Моноклинно-диэдрический в. с. $c_0 = 10.2$, $\beta = 100^\circ$; $z = 2$. Представителями являются главным образом магнево-железистые и литиевые слюды (флогопит, биотит, лепидолит).

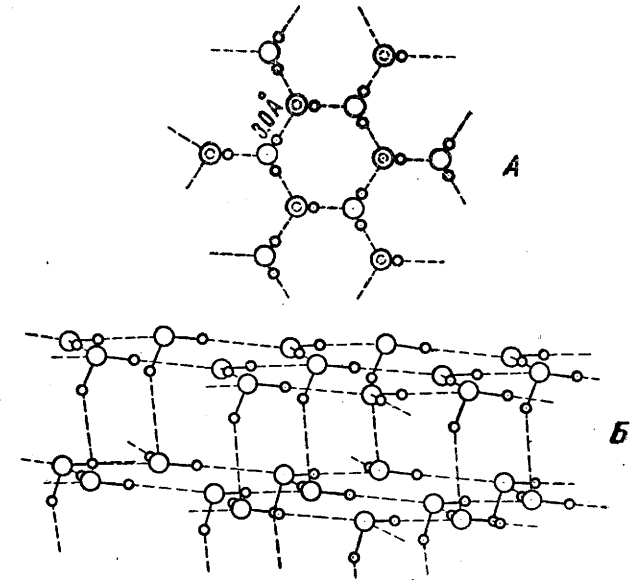
В-слюда — двухслойная. Моноклинно-призматический в. с. $c_0 = 20.0 - 20.2$, $\beta = 95^\circ$; $z = 4$. Все хорошо образованные кристаллы алюминиевой слюды — мусковита, изученные Гендриксом и Джефферсоном, оказались принадлежащими к этому структурному варианту.

С-слюда — трехслойная. Тригонально-трапецеэдрический в. с. $c_{\text{гекс}} = 30.0$; $z = 3$. Таковыми оказались лишь некоторые одноосные или почти одноосные кристаллы флогопита, биотита и лепидолита.

Установлены также варианты: шестислойные — триклинной и моноклинной сингонии с $c_0 = 60$ и 24-слойные — триклинной сингонии с $c_0 = 240.0$. Нет сомнения, что существуют и другие структурные варианты слоистых кристаллических структур.

К рассматриваемому подклассу силикатов относятся следующие группы минералов:

1. Группа талька — пиррофиллита.
2. Группа слюд.
3. Группа хрупких слюд.



Фиг. 552. Вероятное строение слоев молекул H_2O
А — гексагональная сетка молекул H_2O в плане; крупными кружками показаны центры ионов кислорода, малыми — водородных ионов.
В — вид двух слоев H_2O сбоку. Пунктирными линиями изображены связи через водородные ионы

В талькосодержащих метаморфизованных осадочных породах этот минерал мог образоваться также за счет сапонита путем его обезвоживания при значительно повышенных температурах. Таким же путем за счет монтмориллонита могут возникнуть разности промежуточного состава (тальк — пиррофиллит).

Практическое значение. Тальк широко используется в промышленности. Он находит применение главным образом в молотом виде (тальковый порошок) и отчасти в форме кускового талька, как горной породы.

Тонкомолотый тальк широко используется в бумажной, а также в резиновой промышленности в качестве наполнителя для увеличения объема данного материала без существенного изменения его полезных свойств. Высшие безжелезистые сорта применяются в парфюмерии (при изготовлении пудры, мазей, пасты). В красочной промышленности употребляется для изготовления огнезащитных и светопорных красок и мягких карандашей для стекла, материй металла. В текстильной промышленности используются адсорбционные свойства талькового порошка, в связи с чем он применяется для белизны хлопка, вывода жирных пятен и других целей. В керамической промышленности тальковый порошок применяется для изготовления высоковольтных электроизоляторов и глазурей, кислото- и щелочупорных сосудов, водосточных труб и т. д.

Тальковый камень, обычно содержащий примеси других минералов (главным образом карбонатов и хлоритов), применяется в виде кирпичей, плит и пр. Особенно отличаются огнеупорными свойствами тальковые камни, богатые примесью магнезита. Применяются они для футеровки металлургических печей, топок паровозов и др. Наконец, из молотых тальковых камней с помощью флотационного обогащения можно получать чистый тальковый продукт.

Месторождения. Шабровское месторождение талькового камня (в 25 км к югу от г. Свердловска) известно еще с 20-х годов прошлого столетия. Оно образовалось в связи с воздействием на серпентиниты гидротерм, богатых CO_2 , генетически связанных с более молодыми гранитными интрузиями. В результате этого воздействия возникли самые разнообразные по составу породы: тальк-хлоритовые, нередко с кристаллами турмалина, иногда магнетита и зернами эпидота, апатита и других минералов; пироксен-гранат-эпидотовые породы, образовавшиеся вследствие привноса вместе с летучими компонентами кремнезема; тальк-карбонатные породы с гематитом и магнетитом; тальк-хлорит-актинолитовые породы и проч. Крупнопластинчатый тальк встречается в виде прожилков и жил, располагающихся вкрест простирания среди талькосодержащих пород. Ряд месторождений расположен к юго-западу от г. Миасса.

Крупные месторождения, связанные с карбонатными породами, известны в Канаде в Мэдокском округе. Линзообразные тальковые залежи состоят из листоватого талька снежно-белого, светлосерого и коричневого цвета с примесью карбонатов (кальцита и доломита), пирита, тремолита и других минералов.

ПИРОФИЛЛИТ — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ или $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Пирос — по-гречески «огонь»; филлон — «лист». Название дано вследствие способности этого минерала расщепляться на тонкие листочки перед паяльной трубкой. Впервые установлен в 1829 г. нашим химиком Р. Германом в образцах из Березовского месторождения золота на Урале.

Химический состав. Al_2O_3 28.3%, SiO_2 66.7%, H_2O 5.0%. Содержание отдельных компонентов колеблется в довольно широких пределах. В виде примесей устанавливаются: MgO (до 9% и, вероятно, выше), FeO (до 5%), Fe_2O_3 , в ничтожных количествах CaO , щелочи и окись титана.

Сингония моноклиная. Кристаллы, пригодные для измерения, не встречаются. Обычно распространен в виде пластинчато-лучистых (см. фиг. 68) или скрыточешуйчатых плотных агрегатов, носящих название агальматолита или пагодита. Агальма — по-гречески «статуя», пагода — буддийский идол и храм. Из этого камня выделялись фигуры китайских божков.

Цвет пиррофиллита белый с желтоватым оттенком или бледнозеленый, нередко полупрозрачный. **Блеск** стеклянный с перламутровым отливом для пластинчатых агрегатов, для плотных разностей матовый или мерцающий. **Оптические константы.** $N_g = 1.600$, $N_m = 1.588$, $N_p = 1.552$; $N_g - N_p = 0.048$. Под микроскопом при скрещенных николях похож на тальк и мусковит. Оптически отрицательный. $2V = 53$ до 60° .

Твердость около 1. Жирный на ощупь. Тонкие листочки гибки; упругостью не обладают. **Спайность** совершенная по {001}. **Уд. вес** 2.66—2.90. **Прочие свойства.** На кривых нагревания обнаруживается остановка при 730° (выделение гидроксидов и перестройка решетки). Магнезиальные разности пиррофиллита имеют вторую остановку при 870° , характерную для талька. Кривые нагревания для разностей, богатых Fe_2O_3 , характеризуются также остановкой при температуре 180° .

Диагностические признаки. Характерными признаками пиррофиллита являются очень низкая твердость, светлая окраска, перламутровый или мерцающий блеск. От талька без химических анализов или реакции с азотнокислым кобальтом неотличим. Весьма вероятно, что во многих случаях ошибочно принимается за тальк. Известны случаи, когда пиррофиллитовые месторождения вначале разведывались как тальковые.

П. п. тр. не плавится. Расщепляется на тончайшие листочки и обрабатывается в снежно-белую массу. При прокаливании в закрытой трубке выделяет воду при высокой температуре и принимает серебристый отлив. В кислотах не разлагается. С раствором $\text{Co}[\text{NO}_3]_2$ после прокалывания принимает синий цвет (присутствие Al).

Происхождение. Встречается в некоторых гидротермальных жильных месторождениях как низкотемпературный минерал в ассоциации с кварцем, карбонатами, гематитом и другими минералами, образовавшимися в результате гидротермального разложения обычно кислых изверженных пород.

Распространен также в некоторых богатых глиноземом метаморфических сланцах, иногда в весьма значительных массах. Образуется, повидимому, за счет богатых бейделлитом или монтмориллонитом осадочных горных пород при значительно повышенных температурах. Известен также в виде псевдоморфоз по андалузиту, дистену, мусковиту и другим силикатам алюминия и алюмосиликатам, образующимся, повидимому, в процессе наложения гидротермальной деятельности.

Встречается, наконец, в месторождениях каменных углей, иногда в виде прожилков в прослойках глинистых пород и углистых сланцев, нередко в псевдоморфозах по растениям.

Искусственно, согласно опытам Нолля, легко получается в процессе нагревания смеси из глинозема при любых соотношениях в при-

сутствии воды при температуре свыше 300°. Избыток Al_2O_3 , наряду с пирофиллитом, влечет за собой образование бёмита, а избыток SiO_2 — коллоидального кремнезема. Ниже температуры 300° всегда образуется каолинит. Возникает также при разложении полевых шпатов с помощью соляной кислоты при температуре свыше 400°.

Практическое значение. В случаях скоплений в виде сплошных, значительных по размерам масс имеет несомненный промышленный интерес. Свойства пирофиллита таковы, что он может быть широко использован в бумажной, керамической, строительной (в качестве огнеупорного камня), электротехнической (для изоляторов), резиновой (в качестве наполнителя) и других отраслях промышленности. Подробнее о применении было сказано выше (см. тальк). В древние времена в Китае плотные разности его, известные под названием «китайского агальматолита», употреблялись для изготовления различных безделушек, статуэток, грифельных карандашей и пр. «Казахстанский агальматолит», как выяснилось в последнее время, в основном состоит из диккита (минерал из группы каолинита).

Месторождения. Замечательные по бледнозеленой окраске и перламутровому блеску звездчатые (см. фиг. 68) и пластинчато-лучистые агрегаты пирофиллита встречаются в кварцевых жилах среди пирофиллито-карбонатных пород в районе между Березовским и Пышминским месторождениями на Урале (близ г. Свердловска). Пирофиллит здесь наблюдается в виде оторочек на стенках жил, выполненных в середине кварцем. В мелколистоватых и плотных массах встречен также около г. Миасса (Ю. Урал).

Крупные месторождения агальматолита известны в Китае. В виде пирофиллитового сланца в значительных массах распространен в штатах Арканзас, Джорджия и Северная Каролина (США). В Бразилии, близ Оуро Прето (Минас Жерайж) встречен в форме листоватых агрегатов в ассоциации с топазом. Вообще нужно сказать, что пирофиллит пользуется широким распространением.

МИННЕЗОТАИТ— $(Fe, Mg)_3[Si_4O_{10}][OH]_2$, точнее $(Fe, Mg)_{22.3}Si_{30.4}(Fe, Al)_{1.4}O_{74}[OH]_{22}$ (согласно структуре и размерам элементарной ячейки). Сумма $O_{74} + [OH]_{22} = 96$, т. е. в целом отвечает сумме анионов $O + OH$ в структуре талька. Однако, вследствие большого числа одновалентных ионов $[OH]$, общий отрицательный заряд меньше, чем в тальке. Отсюда мы имеем и соответственно меньшее количество катионов. Содержание (в %): FeO 33,66, MgO 6,36, Fe_2O_3 2,00, Al_2O_3 0,64, H_2O 5,54.

Цвет зеленый. Оптические константы, повидимому, изменчивы. Для светлой разности: $Ng=1.615$, $Np=1.580$; $Ng-Np=0.035$. Удлинение положительное. $2V$ мал. Нередко устанавливается плеохроизм (для желтовато-зеленых разностей): по Ng и Nm — бледнозеленый, по Np — бесцветный или бледножелтый. Тв. меньше 3. Уд. вес 3,01.

В изобилии встречается в районах железорудных месторождений Мезаби и Кьюина в Центральной части Миннесоты. В ассоциации с ним наблюдаются сидерит, магнетит, стильномелан, гриналит и кварц (в виде роговика).

* * *

Никелевый талькоподобный минерал — $(Ni, Mg, Fe, Co)_7[Si_5O_{22}][OH]_2$ — недавно описан в Бон Аккорд (Барбертон, Южная Африка) в ассоциации с треворитом — $NiFe_2O_4$. Содержание (в %): NiO 30,6, CoO 3,5, MgO 9,45, FeO 1,15, Fe_2O_3 6,65, SiO_2 47,1, H_2O 1,45. Обнаружен в виде сплошных масс темнозеленого цвета и в чешуйчатых агрегатах яблочно-зеленого цвета. Блеск перламутровый (на плоскостях спайности). $Ng=Nm=1.650$, $Np=1.605$. Оптически двуосный, отрицательный. $2V=14^\circ$. Плеохроизм слабый от голубовато-зеленого (по Ng) до желто-зеленого (по Np). Тв. 2—2,5. Спайность — как у слюд. Уд. вес 3,037.

2. ГРУППА СЛЮД

Слюды принадлежат к числу широко распространенных минералов в природе. Нередко они являются породообразующими минералами. Общее количество их в земной коре достигает примерно 3,8%, причем

в главной массе они встречаются в кислых интрузивных породах и кристаллических слюдяных сланцах.

Химический состав минералов группы слюд необычайно изменчив. Весьма широко распространены явления замены одних катионов другими. С химической точки зрения эти минералы представляют особую группу алюмосиликатов. Типические их составы могут быть выражены в следующем виде: $R \cdot R_2 \cdots [AlSi_3O_{10}][OH]_2$ или $R \cdot R_3 \cdots [AlSi_3O_{10}][OH]_2$, где $R = K$, $R \cdots = Al$, часто Fe^{3+} , Mn^{3+} , изредка Cr^{3+} , V^{3+} , в некоторых случаях Ti^{4+} ; $R \cdots = Mg$, часто Fe^{2+} , Mn^{2+} , а также Li_2^{1+} (благодаря близости ионных радиусов), Ni^{2+} , Co^{2+} и др. Ион Na^{1+} в составе слюд редко принимает участие в существенных количествах, а Ca^{2+} либо отсутствует, либо его очень мало. Сравнительно редки также случаи содержания Cs , Rb , Tl , Ba , Sr , Ti , Zr , Sn . Спектральными анализами иногда устанавливается содержание таких элементов, как Ga , Zn , B и др. Гидроксил может замещаться F (главным образом в магнезиальных литиевых слюдах) и иногда в ничтожных количествах Cl . Богатые марганцем слюды, наоборот, бедны или вовсе не содержат фтора.

Таким образом, в слюдах устанавливаются широкие изоморфные смеси, в которых, с одной стороны, как обычно, Mg^{2+} заменяется Fe^{2+} и Li_2^{1+} , $Al^{3+} — Fe^{3+}$, а с другой стороны, несомненно, существуют гетеро-валентные изоморфные замещения $Mg^{2+}(Fe^{2+}) — Al^{3+}(Fe^{3+})$.

Все минеральные виды группы слюд кристаллизуются в моноклинной сингонии, причем формы кристаллов близки к гексагональным. Кристаллические структуры являющиеся типичными слоистыми. Поведение Al в кристаллических решетках представляет особый интерес. Согласно толкованиям структуры слюд, как увидим ниже, этот элемент, в виде алюмоокислородных тетраэдрических групп, входит лишь частично в состав комплексного аниона, заменяя одну четверть кремнекислородных тетраэдров. Избыток его участвует в числе катионов уже в шестерной координации, заменяя катионы Mg . Повидимому, аналогично себя ведет и Fe^{3+} в сильно железистых слюдах. Так же, как и для других алюмосиликатов, при рентгенометрических исследованиях в слюдах не удается установить, какие места в комплексных анионах занимают ионы Al^{3+} и какие — ионы Si^{4+} . Несовсем еще ясны и некоторые другие детали структуры слюд.

Физические свойства слюд, несмотря на широкие различия в химическом составе, во многом тождественны, так как кристаллические структуры однотипны.

Условия образования слюд в природе отличаются некоторыми особенностями. В высокотемпературных эффузивных породах эти минералы, как ранние выделения непосредственно из магмы, никогда не встречаются. В интрузивных изверженных породах преимущественно кислого и среднего состава они образуются как позднематематические и постмагматические минералы, обычно под влиянием легколетучих пневматолитовых агентов (мусковитовые граниты, грейзены). В крупных кристаллах слюды встречаются среди пегматитов, нередко в высоко- и среднетемпературных гидротермальных месторождениях вольфрама, молибдена и др. Широким распространением они пользуются также во многих метаморфических породах, в частности в кристаллических сланцах (гнейсах, слюдяных сланцах и др.).

В соответствии с особенностями химического состава слюды подразделяются на следующие подгруппы:

Подгруппа биотита (магниево-железистых слюд).

Подгруппа мусковита (алюминиевых слюд).

Подгруппа лепидолита (литиевых слюд).

ПОДГРУППА БИОТИТА

К этой подгруппе относятся следующие магнезио-железистые слюды:

		a_0	b_0	c_0	β
Флогопит	$\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{F}, \text{OH}]_2$	5.32	9.21	10.24	100°12'
Биотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}, \text{F}]_2$	5.30	9.21	10.16	99°18'
Лепидомелан	$\text{KFc}_3[\text{Si}_3(\text{Al}, \text{Fe})\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$	"	"	"	"
Манганофиллит	$\text{K}(\text{Mn}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3(\text{Al}, \text{Fe})\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$	"	"	"	"

ФЛОГОПИТ — $\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{F}, \text{OH}]_2$ или $\text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (в переводе F на OH). Название происходит от греческого слова флогопос — «огнеподобный» (имеется в виду цвет минерала). Синоним: магнезиальная слюда.

Химический состав (в %): K_2O от 7.0 до 10.3, MgO от 21.4 до 29.4, Al_2O_3 от 10.8 до 17 (согласно формуле должно быть 12.2*), SiO_2 от 38.7 до 45.0 (согласно формуле должно быть 43.2), H_2O от 0.3 до 5.4, F до 6. Из примесей чаще всего присутствуют FeO до 9%, BaO до 2.5% (барофлогопит), Na_2O до 2%, а также Fe_2O_3 , иногда MnO, CaO, Sr_2O_3 , NiO и др. Разновидность с содержанием MnO до 18% названа манганфлогопитом (не содержит фтора). Богатая титаном разновидность названа титанфлогопитом. TiO_2 очевидно замещает группу $\text{Mg}[\text{OH}]_2$, так как сумма $\text{OH} + \text{F}$ в молекулярном исчислении вдвое меньше, чем полагается для слюд по химической формуле.

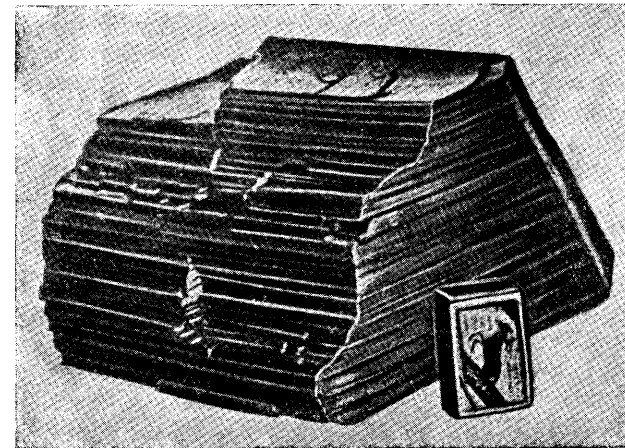
Сингония моноклиная; моноклинно-призматический в. с. **Кристаллическая структура** слюд, как уже указывалось, характеризуется тем, что в слоях кремнекислородных тетраэдров участвуют алюмокислородные тетраэдры (в отношении $\text{Al} : \text{Si} = 1 : 3$). Вследствие этого между трехслойными пакетами, имеющими формулу $\text{Mg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{F}, \text{OH}]$, возникает остаточный отрицательный заряд, который и компенсируется одновалентным катионом K^+ . В отличие от других слюд, в флогопите внутри слоистых пакетов между двумя алюмокремнекислородными слоями во всех местах шестерной координации располагаются ионы Mg. Как и во всех слюдах, лежащие один над другим слоистые пакеты несколько смещаются друг относительно друга, чем и обуславливается общая моноклиная сингония кристаллов. Детальные исследования показали, что флогопиты принадлежат к типу однослойных А-слюд (см. введение к подклассу Г, стр. 803). **Облик кристаллов** таблитчатый (псевдогексагональный), короткопризматический, иногда усеченнопирамидальный. Кристаллы часто грубо образованы (фиг. 553) с явно выраженной параллельной штриховкой на боковых гранях. По формам неотличимы от кристаллов биотита. **Двойники** часты. Вообще двойники слюд могут быть образованы по различным законам. Чаще всего встречаются такие, в которых двойниковая ось лежит в плоскости (001) и перпендикулярна к ребру (001) : (110). Следовательно, двойниковая плоскость перпендикулярна к (001) и параллельна ребру (001) : (110) (фиг. 554). Это так называемый слюдяной закон двойникования. Обычно индивиды срastaются по плоскостям, перпендикулярным к оси c (фиг. 554). Распространены также двойники и тройники прорастания (фиг. 555), обладающие вертикальными плоскостями симметрии. В них часто наблюдается перистое строение относительно двойниковых швов, обусловлен-

* Разность, промежуточная по составу между флогопитом и мусковитом, названа махадевитом.

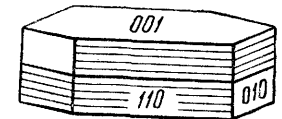
ное тем, что перпендикулярно ребру (110) : (001) располагаются прямолинейные тонкие складки или грубо выраженные штрихи. Другой закон носит название хлоритового; в этом случае двойниковой плоскостью является (001).

Агрегаты листовато-пластинчатые, чешуйчатые.

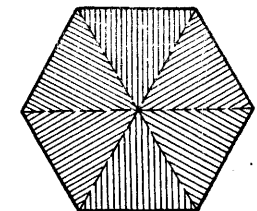
Цвет флогопита светлый, желтовато-бурый или красновато-бурый, реже бесцветный, серебристый, иногда с зеленоватым оттенком; в толстых пластинах темнотурый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спай-



Фиг. 553. Крупный кристалл флогопита. Слюдяное месторождение в Забайкалье



Фиг. 554. Двойник срастания по слюдяному закону



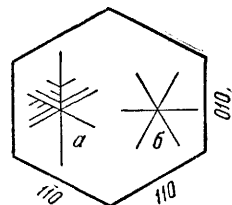
Фиг. 555. Тройник прорастания по слюдяному закону

ности перламутровой с золотистым или медным отливом. Часто наблюдается явление астеризма, выражающееся в том, что при рассматривании пластины на пламя искусственного источника света обнаруживается светлая шестилучевая звезда. **Оптические константы** изменчивы и находятся, повидимому, в зависимости главным образом от состава. Оптически почти одноосный, отрицательный, иногда положительный. $2V$ очень мал (отличие от мусковита). $N_g = N_m = 1.565-1.606$, $N_p = 1.535-1.562$; $N_g - N_p = 0.030-0.040$. Плоскость оптических осей $N_g N_p$ параллельна (010), т. е. плоскости симметрии. Такие слюды называются слюдами II рода в отличие от тех слюд, где эти плоскости перпендикулярны.

Твердость 2—3. Тонкие листы обладают упругостью. **Спайность** весьма совершенная по {001}; несовершенная спайность проявляется по {110} и {010}, являющимся плоскостями скольжения. Эти плоскости отчетливо обнаруживаются в так называемой фигуре удара, которая получается для всех слюд на плоскости спайности (001), если на нее поставить притупленную иглу и резко ударить по ней молотком. В результате образуются расходящиеся от точки удара системы трех пересекающихся линий наподобие шестилучевой звезды (фиг. 556). Два луча почти точно параллельны ребрам призмы {110}, а третья, наиболее длинная линия параллельна плоскости симметрии. Если же на толстую пластинку, положенную на что-либо мягкое, надавить не иглой, а шариком или округленным концом цилиндрической палочки, то образуется фигура давления, т. е. шестилучевая

звезда с направлениями лучей, перпендикулярными к ребрам (фиг. 556). Эти направления по сравнению с фигурой удара повернуты на 30° . Обе фигуры характерны для всех слюдообразных минералов. Уд. вес 2.70—2.85. **Прочие свойства.** Обладает очень высоким удельным омическим сопротивлением и свойствами электрического изолятора.

Диагностические признаки. Светлые разности флогопита по внешним признакам практически неотличимы от мусковита, но оптические константы различны: флогопит, как и все другие магниевые-железистые темные слюды, оптически почти одноосен, тогда как мусковит явно двуосен и обладает большим углом оптических осей. От биотита отличается более светлой окраской.



Фиг. 556. Фигура удара (а) и фигура давления (б) на плоскости спайности слюды

П. п. тр. плавится с большим трудом (температура плавления 1330°). В кислотах разлагается, особенно в серной кислоте.

Происхождение. Довольно часто встречается в контактово-метасоматических образованиях и в пегматитовых жилах, секущих доломитизированные известняки или другие бедные кремнеземом и железом магнезиальные породы (например, серпентиниты). Типичными спутниками флогопита являются диопсид, форстерит, шпинель, доломит, кальцит, полевые шпаты, скаполиты и др.

Распространен также в метаморфических породах (кристаллических сланцах), обычно в ассоциации с относительно бедными железом минералами. Без измерения оптических констант его легко принять за мусковит.

Искусственно получается при кристаллизации фторсодержащего силикатного расплава, отвечающего составу флогопита, при добавлении к нему CaF_2 (Д. П. Григорьев). Таким путем удавалось получать кристаллы до 1 см в поперечнике.

При наложении позднейших процессов флогопит иногда подвергается замещению хлоритами, иногда он превращается в тальк. В условиях интенсивного химического выветривания происходит гидратизация, в некоторых случаях с появлением бурых пятен гидроксидов железа, и в конечном счете превращение в глинистый продукт.

Практическое значение имеют крупнокристаллические массы флогопита. О применении см. мусковит.

Месторождения. Слюдянские месторождения флогопита находятся у оз. Байкал, близ ст. Слюдянка, Забайкальской ж. д. В генетической связи с гранитными интрузиями здесь среди сложного комплекса кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов образовались многочисленные секущие пегматитовые жилы и метасоматические образования. Флогопитсодержащие минеральные тела обычно подчинены пироксено-амфиболовым гнейсам и встречаются нередко группами. Строение таких жил довольно сложное. В боковых породах (независимо от их состава) развиваются диопсид-флогопитовые образования. Крупнокристаллический флогопит, как правило, ассоциирует с диопсидом, скаполитами, кальцитом, апатитом и другими минералами. Кристаллы часто имеют боченковидные формы, нередко с острым окончанием, размерами иногда до 1.5 м в длину. Соответственно окраске различают следующие сорта кристаллов флогопита: 1) бес-

цветный или с желтоватым оттенком, 2) серебристо-белый, главным образом среди известняков, 3) янтарный среди аплитовидных гнейсов, 4) вишневый или янтарно-красный, 5) темнокоричневый, иногда с золотистым отливом, 6) темнозеленый и 7) почти черный среди пироксено-роговообманковых и биотитовых гнейсов. При выветривании железистые флогопиты светлеют и окрашиваются в голубой цвет. Часто среди кристаллов флогопита наблюдаются включения кальцита, скаполита и диопсида, а под микроскопом устанавливается также рутил в виде тончайших иголок (сагенит) и др. Аналогичные флогопитовые месторождения распространены в Алданском районе Восточной Сибири.

Примерно в таких же условиях находятся месторождения флогопита в провинции Онтарио (Канада) в виде жил и неправильной формы гнезд. Флогопит встречается в ассоциации с кальцитом, диопсидом и апатитом в самых различных количественных соотношениях. Кристаллы флогопита достигают 2 м в диаметре. Янтарная окраска флогопита является наиболее обычной. Того же типа месторождения известны на Мадагаскаре, Цейлоне, в Индии, Корее и в других местах.

БИОТИТ — $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}, \text{F}]_2$ или $\text{K}_2\text{O} \cdot 6(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Назван по имени французского физика Биота (1774—1862). Является весьма широко распространенным минералом.

Химический состав. Анализы минералов, называвшихся биотитами, показывали следующие колебания их состава (в %): K_2O от 6.18 до 11.43, MgO от 0.28 до 28.34, FeO от 2.74 до 27.60, Fe_2O_3 от 0.13 до 20.65, Al_2O_3 от 9.43 до 31.69, SiO_2 от 32.83 до 44.94, H_2O от 0.89 до 4.64, F от 0 до 4.23. Примеси: TiO_2 (до 12.5%) — титанобиотит и воданит, Na_2O (до 5%) — натробиотит, а также Li_2O , MnO , BaO , SrO , Cs_2O (до 3%), изредка V_2O_5 , Cr_2O_3 , NiO и CoO . Никель, кобальт и хром устанавливаются в биотитах слюдяных сланцев, образовавшихся за счет ультраосновных пород или при взаимодействии с ними.

Сингония моноклинная. Моноклинно-призматический в. с. **Кристаллическая структура** аналогична структуре мусковита. Детальные исследования, однако, показывают, что биотиты принадлежат, как правило, к типу однослойных А-слюд (см. введение). **Облик кристаллов** таблитчатый, псевдогексагональный, нередко столбчатый, пирамидальный (фиг. 557). Крупные кристаллы иногда обладают зональным строением. Двойники обычны по слюдяному закону. **Агрегаты.** Встречается в сплошных пластинчато- или чешуйчато-зернистых массах. Друзы кристаллов сравнительно редки.

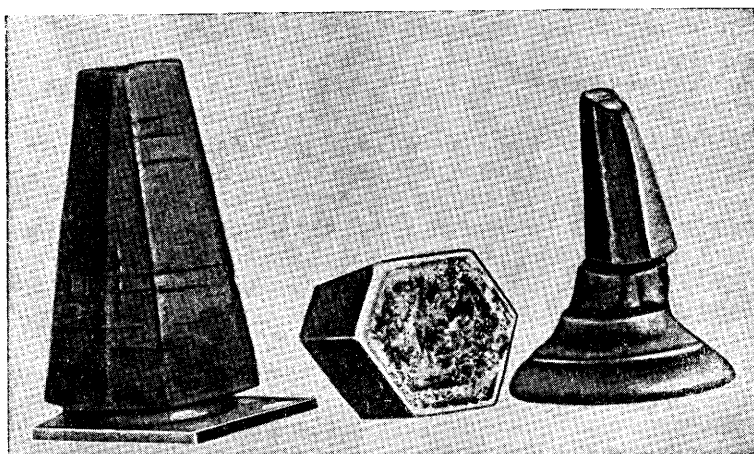
Цвет биотита черный, бурый, иногда с оранжевым, красноватым, зеленоватым и другими оттенками. Непрозрачный или просвечивает. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. **Оптические константы.** Величины показателей преломления колеблются очень сильно в связи с изменением состава, однако установить какие-либо строгие закономерности этой зависимости из-за многокомпонентности состава невозможно. Обычно распространенные биотиты обладают следующими показателями преломления: $N_g = N_m = 1.60—1.66$, $N_p = 1.56—1.60$; $N_g - N_p = 0.040—0.060$. Угол оптических осей $2V$ равен или близок к нулю (не превышает $—5^\circ$). Плоскость оптических осей $NgNp$ в большинстве случаев параллельна (010). Эти биотиты, как слюды II рода, Чермаком предложено называть мероксенами (первоначальное название биотита с Везувия), тогда как редко встречающиеся биотитовые слюды I рода — аномии-

тами (т. е. аномальными). Для биотита весьма характерен также плеохроизм. Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$ (по N_p почти бесцветен).

Твердость 2—3. Отдельные тонкие листочки обладают упругостью. **Спайность** весьма совершенная по {001} и несовершенная по {110} и {010}. **Уд. вес** 3.02—3.12.

Диагностические признаки. Макроскопически биотит узнается по черному цвету и характерным внешним признакам. Под микроскопом он легко устанавливается по густой окраске и резко выраженному плеохроизму.

П. п. тр. плавится с трудом в серое или черное стекло. HCl действует слабо, но в концентрированной H_2SO_4 разлагается полностью с осаждением белого скелета кремнезема.



Фиг. 557. Кристаллы биотита. Ильменские горы

Происхождение. Как породообразующий минерал биотит в виде вкраплений встречается во многих магматических горных породах, в том числе и эффузивного происхождения — из магм, содержащих летучие компоненты. В пустотах вулканических пород на Монте-Сомма (Везувий) и в Альбанских горах (к югу от Рима) биотит встречается в виде мелких прекрасно образованных таблитчатых и изометрических кристалликов с блестящими гранями. Этот биотит и был назван первоначально мероксеном.

В крупных кристаллах биотит наблюдается в пегматитовых жилах как более высокотемпературный минерал. Встречается он также в ассоциации с мусковитом, с которым иногда образует параллельные или зональные сростания, причем плоскости спайности проходят через индивиды обеих слюд без перерыва. В виде вкрапленности нередко устанавливается в так называемых контактовых роговиках, образующихся под воздействием гранитных магм обычно на породы некарбонатного состава. Известны случаи образования зеленого биотита в мраморизованных известняках.

Находки биотита в рудных гидротермальных жилах крайне редки (и то обычно в полуразрушенном состоянии).

Весьма широко распространен в некоторых метаморфических породах: кристаллических сланцах, в частности в гнейсах.

При микроскопических исследованиях горных пород довольно часто удается наблюдать образование биотита, как вторичного минерала, по пироксенам, роговым обманкам, при гидротермальном разложении зерен титаномагнетита и т. д. В свою очередь, биотит при каких-то условиях, способствующих выносу щелочей, может подвергаться разложению, замещаясь хлоритами, эпидотом, одновременно с образованием тончайших иголочек рутила, а в некоторых случаях превращается в вермикулит. Описаны случаи превращения биотита в более богатую кремнеземом разновидность каолинита — аноксит (с выносом щелочей, щелочных земель и железа).

В процессе интенсивного химического выветривания он также подвергается разложению. При этом щелочи выносятся, двухвалентное железо переходит в трехвалентное. Одновременно происходит, по видимому, гидратация (переход в гидробиотит). Минерал теряет блеск, упругость, становится рыхлым. В конечной стадии химического разложения образуются гидроокислы железа и глинистое вещество (феррикремниевые гидраты).

При быстрой эрозии биотит, как минерал химически относительно стойкий, переходит в россыпи, быстро расщепляется, измельчается и отлагается вместе с тончайшим илистым материалом в застойных водах. Здесь он с течением времени претерпевает некоторые изменения; по видимому окисляется, и приобретает интенсивный золотистый оттенок, превращаясь, по всей вероятности, в гидрослюду. Эти золотистые блески легко обнаруживаются при промывке: как более легкий материал, они отлагаются на поверхности промытого осадка. В простонародной речи они получили название «кошачье золото».

Установлено также, что в современных морских осадках биотитовые зерна подвергаются процессу гальмиролиза, т. е. подводному «выветриванию», причем они постепенно переходят в глауконит — гидросиликат калия и трехвалентного железа зеленого цвета (из группы гидрослюд).

Искусственно биотит, как и мусковит, непосредственно из сухих расплавов соответствующего состава не получается. Для этого необходимы добавки к расплаву фтористых соединений или других минерализаторов.

Практического значения не имеет. Уральскими кустарями применяется лишь в качестве блестящего материала при изготовлении из цветных камней детских игрушек и различных предметов для украшения.

Месторождения. Биотит среди минеральных видов слюд является вторым после мусковита по распространенности в природе. Из бесчисленных месторождений отметим лишь некоторые, отчасти уже знакомые нам пегматитовые месторождения. В Ильменских горах биотит в качестве второстепенного минерала неравномерно, но широко распространен во всех типах пегматитовых жил в виде крупных пластин (до полуметра в диаметре), кристаллов и мелкопластинчатых агрегатов в ассоциации с калий-натриевыми полевыми шпатами, нефелином, иногда топазом, магнетитом, ильменитом и другими минералами. В кристаллах биотита наблюдались включения граната, магнетита, иногда апатита, сфена и др. В Борщевочном крае биотит отмечается в пегматитах у д. Савватеевой, в районе р. Слюдянки и в других местах. Огромные пластинчатые кристаллы наблюдались в пегматитах Гренландии и Скандинавии (в Евье была встречена пластина биотита размером 7 м²).

ЛЕПИДОМЕЛАН — $KFe_3[Si_3(Al, Fe)O_{10}][OH]_2$. Монокл. с. Обычно содержит некоторое количество MgO . Чисто железистые разновидности называют сидерофиллитом или аннитом (наиболее богатая железом — до 30.16% — и более бедная алюминием разновид). По многим физическим свойствам похож на биотит. Цвет черный. Непрозрачен, в тонких листочках иногда просвечивает. $Ng=Nm=1.630-1.690$, $Np=1.598-1.630$; $Ng-Np=0.032-0.040$. Для сидерофиллита из Брукс-Маунтейн (Аляска): $Ng=Nm=1.640$, $Np=1.590$; $Ng-Np=0.050$. $2V=-6-3^\circ$. Гв. 3. Уд. вес 3.0—3.2. Хрупок. П. п. тр. сплавляется в черное магнитное стекло. В HCl легко разлагается, дает студенистый осадок кремнезема.

Встречается в аналогичных с биотитом условиях, главным образом в изверженных породах, богатых железом и бедных магнием, иногда в некоторых гранитах, нефелиновых сиенитах в ассоциации с эгирином и щелочными роговыми обманками. В пегматитах Ильменских гор встречается лепидомелан, содержащий 24% FeO , в ассоциации с микроклином, нефелином, ильменитом и другими минералами. В некоторых колах для лепидомелана характерно явно повышенное содержание Rb_2O (до 2.7%) и Cs_2O (до 0.2%). В крупных кристаллах встречается в Гастингсе (Онтарио, Канада), Брукс-Маунтейн (полуостров Сьюорд, Аляска) и в других местах.

МАНГАНОФИЛЛИТ — $K(Mn, Fe)_3[Si_3FeO_{10}][OH]_2$. Не содержит фтора. Монокл. с. Содержание MnO с Mn_2O_3 достигает 21.5%. Содержит также MgO . Обладает слюдоподобной спайностью. Наблюдался в виде скоплений тонких чешуек бронзово-красного или медно-красного цвета. Черта бледнокрасная. Для разновидности, содержащей 4.52% MnO : $Ng=Nm=1.636$, $Np=1.622$. Уд. вес 2.95. Встречался в марганцевых рудниках Пайсберг и Лонгбан (Вермланд, Швеция) и Пьемонте (Италия).

ПОДГРУППА МУСКОВИТА

Сюда относятся алюминиевые слюды, главным образом широко распространенный в природе мусковит и редкий парагонит. По сравнению с минералами группы биотита здесь $3(Mg, Fe)^{2+}$ заменены $2Al^{3+}$, т. е. подобно тому, как это мы видели в группе тальк — пиррофиллит.

	a_0	b_0	c_0	β
Мусковит . . . $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$ Монокл. с.	5.18	9.02	20.04	$95^\circ 30'$
Парагонит . . . $NaAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$ „ „	5.12	8.87	18.95 ($c \sin \beta$)	

Здесь также рассмотрим редко встречающуюся кали-ванадиевую слюду:

Роскозлит . . . $KV_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$ Монокл. с.

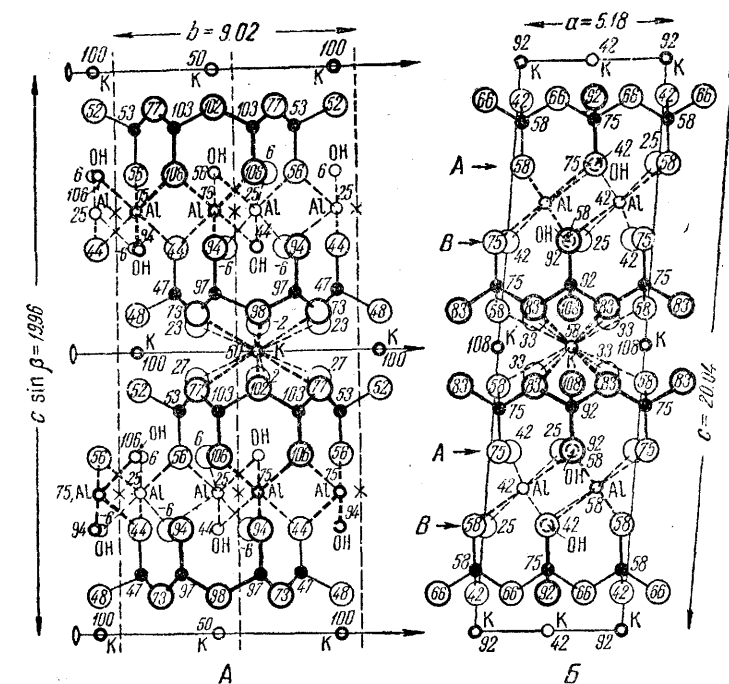
МУСКОВИТ — $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$ или $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$. Название происходит от старинного итальянского названия города Москвы — Муска. В свое время большие листы мусковита вывозились через Москву на запад под названием «московского стекла».

Химический состав (в %): K_2O 11.8, Al_2O_3 38.5, SiO_2 45.2, H_2O 4.5. В разновидностях, называемых фенгитом, содержание кремнезема выше (47—49% и больше), а в алургите, кроме того, присутствуют в незначительных количествах Mn^{2+} и Mn^{3+} . Яркозеленая хромсодержащая слюда (Cr_2O_3 до нескольких процентов) носит название фуксита¹. Барийсодержащий мусковит называется баромусковитом (эллахеритом). Кроме указанных элементов, в небольших количествах (иногда до нескольких процентов) присутствуют Fe_2O_3 , FeO и MgO , реже MnO , CaO , Na_2O , Li_2O , TiO_2 и F . Разновидность, богатая Fe_2O_3 (до 13%), носит название ферримусковита.

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. **Кристаллическая структура** мусковита в двух проекциях изображена на фиг. 558. Как видно в вертикальных проекциях, два гексагонально сетчатых слоя алюмокремнекислородных тетраэдров расположены таким образом, что вершинки тетраэдров обращены друг к другу

¹ Марипозитом названа хромистая (Cr_2O_3 до 0.78%) разновидность фенгита.

и взаимно связаны через ионы Al . Гидроксильные группы также соединены с Al . Таким образом, эти ионы Al находятся в шестерной координации, но занимают только две трети тех мест, которые в флюопитах и биотитах заняты Mg^{2+} и Fe^{2+} . Два таких слоя, включающих в середине алюминиевые ионы, соединены между собой с помощью больших катионов калия. Согласно детальным исследованиям, кристаллы мусковита принадлежат к двуслойным слюдам типа В



Фиг. 558. Кристаллическая решетка мусковита

А — в проекции на плоскость, перпендикулярную оси a ; Б — в проекции на плоскость (010)

(см. введение). **Облик кристаллов** обычно таблитчатый или пластинчатый, псевдогексагонального или ромбовидного сечения. Иногда наблюдаются индивиды столбчато-пирамидального облика. Боковые грани обычно сильно исптрехованы в горизонтальных направлениях. **Двойники** часты. Они бывают образованы по различным законам, чаще по слюдяному (см. фиг. 554) и хлоритовому. **Агрегаты**. Мусковит может встречаться также в сплошных листовато-зернистых или чешуйчатых массах. Изредка встречаются почковидные массы с концентрически-скорлуповатой отдельностью. Скрыточешуйчатые массы с шелковистым блеском, иногда с трудом распознаваемые даже под микроскопом, носят название серицита. Раньше подобные массы называли также онкозином, жильбертитом и пр.

Цвет. В тонких спайных листах бесцветен, но часто с желтоватым, сероватым, зеленоватым и редко красноватым оттенком. Фуксит ярко-зеленый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый и серебристый. **Оптические константы**. $Ng=1.588-1.615$, $Nm=1.582-1.611$, $Np=1.552-1.572$ (повышается с увеличением содержания железа, а также хрома); $Ng-Np=0.036-0.040$. Оптически отрицательный. $2V=45$ до 30° (с увеличением содержания SiO_2 пони-

жается). Плоскость оптических осей $NgNp$ перпендикулярна к плоскости симметрии (010). Такие слюды называются слюдами первого рода, в отличие от тех слюд, где эти плоскости параллельны.

Твердость 2—3. Листочки мусковита, как у всех минералов группы слюд, гибки и при сгибании упруги; известны разности, переходные к хрупким слюдам, и, наоборот,— близкие к талькоподобным. **Спайность** весьма совершенная по {001}, несовершенная по {110} и {010}, являющимся плоскостями скольжения. **Уд. вес** 2.76—3.10. **Прочие свойства.** Мусковит является отличным изолятором для электрических токов обычного напряжения и обладает достаточно высоким сопротивлением пробоем.

Диагностические признаки. Мусковит легко узнается по своим внешним признакам: светлой окраске, перламутровому или серебристому блеску, весьма совершенной спайности и легкой расщепляемости на тонкие прозрачные упругие листочки. От флогопита отличается по оптическим константам, главным образом по углу оптических осей (у флогопита он очень мал). Фуксит узнается по ярко-зеленому цвету.

П. п. тр. тонкие пластинки плавятся с трудом в непрозрачную белую эмаль. Кислотами не разлагается. Вода начинает выделяться только при температуре красного каления (выше 850°).

Происхождение. Мусковит среди минералов группы слюд пользуется наибольшим распространением. В качестве породообразующего минерала он входит в состав некоторых интрузивных горных пород, в частности в состав гранитов, особенно грейзенов, т. е. пневматолитически измененных их разностей, в ассоциации с топазом, литиевой слюдой, кварцем, иногда вольфрамитом, касситеритом, молибденитом и др. Мусковит в этих случаях образуется главным образом за счет ранее выделившихся калиевых полевых шпатов (ортоклаза и микроклина).

Сравнительно часто мусковит встречается в гранитных пегматитовых жилах в виде крупных кристаллов, представляющих промышленный интерес. Мусковит в таких жилах, особенно в центральных частях, нередко дает скопления в виде гнезд до 1—2 м в поперечнике, но обычно бывает беспорядочно рассеян в форме крупных кристаллов по всей массе пегматита или вдоль определенных зон.

Как мельчайшие включения, в кристаллах мусковита иногда улавливаются циркон, брукит, рутил в виде сагенитовой решетки, апатит, шпинель, гранаты, турмалин, кварц, магнетит, гематит (нередко в дендритовых формах вдоль спайности) и др. При детальном исследовании в ряде случаев можно установить определенные закономерности ориентировки этих включений в соответствии со структурными особенностями минералов.

В контактово-метасоматических месторождениях мусковит встречается редко. Известны случаи образования мелкозернистого мусковита в песчаниках на контакте их с гранитами и другими кислыми изверженными породами.

В гидротермальных рудных месторождениях и гидротермально измененных горных породах различного состава чрезвычайно широко развиты процессы серицитизации, т. е. образования серицита — скрытокристаллической обогащенной водой калиевой слюды, главным образом как продукта разложения тех или иных минералов. Серицит обычно образует псевдоморфозы, нередко в смеси с другими новообразованиями, главным образом по минералам, содержащим Al_2O_3 . Любопытно, что серицитизации очень легко подвергаются

плагиоклазы. Очевидно, это происходит под воздействием калийсодержащих щелочных растворов. Псевдоморфозы серицита наблюдались также по следующим минералам: ортоклазу, корунду, топазу, бериллу, кордиериту, дистену, андалузиту, скаполиту, гранатам и др.

Имеются указания на образования мусковита и серицита при экзогенных процессах. Однако этот путь образования калиевых слюд многими оспаривается.

В метаморфических горных породах мусковит и серицит пользуются широким распространением. Известны целые массивы слюдяных кристаллических сланцев, серицитсодержащих глинистых сланцев (филлитов) и кварцитов с мусковитом. В таких породах полевые шпаты обычно отсутствуют.

При процессах выветривания мусковит обладает относительной химической стойкостью и часто переходит в россыпи. В силу способности легко расщепляться на мелкие листочки и благодаря малому удельному весу он, в виде мельчайших серебристых блесток, скопляется обычно в илистых осадках, главным образом в слоистых глинах, образующихся в водных бассейнах при замедленном движении вод. Весьма возможно, что в этих случаях мы имеем дело скорее с гидромусковитом. Специальных исследований не производилось.

В условиях интенсивного химического выветривания мусковит способен переходить в более богатые водой гидрослюды — гидромусковиты, а при переходе в раствор щелочей — в каолинит или даже в гиббсит с кварцем. Допускают также, что за счет него в этих условиях могут образоваться и цеолиты. Указываются, наконец, превращения его в тальк и хлориты (очевидно, при гидротермальных процессах).

Искусственно мусковит довольно легко получается путем сплавления силикатной смеси, отвечающей его формуле, с добавлением фтористых соединений. В природных условиях он кристаллизуется, вероятно, при более низких температурах, чем в расплавах.

Полагают также, что серицит образуется в почвах. Имеются наблюдения, согласно которым серицит искусственным путем возникает при многократной обработке почв калийными удобрениями, т. е. при создании сильно щелочной среды и достаточно высокой концентрации в растворах калия. Однако в природе трудно ожидать подобных условий, за исключением случаев образования богатых калием почв при выветривании сильно щелочных лейцитсодержащих изверженных пород, а также в солончаковых почвах. Вообще же говоря, калиевые слюды в почвах не могут быть устойчивыми при непрерывном потреблении калия растениями. Об этом отчетливо свидетельствует общеизвестный широко распространенный факт постепенного исчезновения слюд при процессах выветривания.

Практическое значение. Наиболее важное практическое свойство мусковита, так же как и флогопита, заключается в его высоких электроизоляционных качествах. В промышленности слюда применяется в виде листовой слюды, слюдяного порошка и различных слюдяных фабрикатов.

Наиболее ценная листовая слюда находит применение главным образом в электропромышленности: для изоляторов, конденсаторов, реостатов, телефонов, магнето, электрических ламп, керосинок, слюдяных очков и прочих целей. В зависимости от размеров пластинок, степени их прозрачности и равномерности окраски, различается несколько сортов листовой слюды.

Слюдяной порошок (скрап), получающийся путем размола отбросов при обрезке листовой слюды, применяется при изготовлении огнестойких строительных материалов (кровельного толя), обоев, писчей бумаги, слюдяного картона, огнеупорных красок, парчевых красок, различных керамических изделий, автомобильных шин, для взрывчатых веществ (в качестве адсорбента), смазочных материалов и пр.

Слюдяные фабrikаты, главным образом миканит, идут в качестве заменителей листовой слюды в случаях менее ответственного применения (для электроизоляционных прокладок в некоторых электрических приборах: электрических чайниках, кастрюлях, утюгах и пр.). Миканит изготавливается из мелких листочков слюды и обрезков, получаемых в виде остатков при использовании листовой сортовой слюды, путем склеивания их шеллаком и последующего прессования под большим давлением.

Месторождения. Укажем лишь наиболее интересные месторождения мусковита в пегматитах.

На северо-западе Европейской части СССР существовал старинный слюдяной промысел. Месторождения были известны еще в XVI—XVII веках. Слюдоносные пегматитовые месторождения располагаются среди гранитов, гнейсов, слюдяных сланцев и других метаморфических пород. Мусковит ассоциирует с полевыми шпатами, кварцем, в меньшей степени с биотитом, турмалином, апатитом и другими минералами.

Слюдяные месторождения распространены в Мамском районе Восточной Сибири. Широкая слюдоносная полоса метаморфических сланцев с северо-запада и юго-востока ограничена массивами гранитов. Кристаллы мусковита (иногда до 50 см) с красноватым или желто-зеленоватым оттенком наблюдаются в парагенезисе с кислыми полевыми шпатами, микроклином, кварцем, биотитом, в некоторых случаях с черным турмалином, апатитом, гранатом и др. Слюда совершенно прозрачна, легко расщепляется на тонкие листы с ровной гладкой поверхностью.

Мусковитоносные пегматиты известны и в ряде других районов Сибири, Среднего Урала (в Кыштымском районе), Украины (Мариупольское месторождение) и т. д.

Главнейшие иностранные месторождения мусковита в пегматитах находятся в Индии (Бенгальский и Мадрасский районы), где встречаются кристаллы мусковита до 3—5 м² и больше; в ряде штатов США (Северная Каролина, Мэриленд и др.), в частности в Геброне, Нью-Гемпшире, около Мэйна и др.; в Бразилии (недалеко от Санта-Люция и др.), Канаде (около Мэттаван встречен гигантский кристалл 2×2.9×0.6 м, весом около 7 т), Южной Африке, Мадагаскаре, Китае (особенно около Цяо-Чжоу в крупных безугоризненно прозрачных кристаллах), Корее и в других местах.

В тех странах, где нет крупных слюдоносных пегматитовых месторождений, разрабатываются богатые мусковитом слюдяные сланцы (Германия, Япония и др.).

Фуксит впервые был встречен в Шварценштейне (Тироль, Восточные Альпы). На Урале он изредка встречается в виде мелких листочков в ассоциации с хромшпинелидами в дунитах (Нижне-Тагильский массив), в Сысертском районе, Березовском золоторудном месторождении и в других местах.

ПАРАГОНИТ — NaAl₂[AlSi₃O₁₀][OH]₂. Монокл. с. Мало изучен. Иногда содержит К₂O до нескольких процентов. Более бедная натрием разновидность названа брам-

малитом. Наблюдается в тонкочешуйчатых белых слабо блестящих агрегатах, иногда с зеленоватым оттенком. Оптически отрицательный. 2V=40°. Nm=1.60; Ng—Np=0.03. Тв. 2—2.5. Уд. вес 2.78—3.00. В виде парагонитового сланца, содержащего ставролит, кианит, черный турмалин и гранат, известен на горе Кампион близ Файф (Швейцария), в Тироле с актинолитом, на о. Сира (Цикладские острова в Греческом архипелаге) со ставролитом и кианитом, в районе Верхнего озера (Мичиган, США), в СССР на Урале в Верхисетском и Нижнеисетском районах.

РОСКОЭЛИТ — KV₂[AlSi₃O₁₀][OH]₂. Монокл. с. Встречается в виде мельчайших чешуек красно-бурого или зеленовато-бурого цвета. Оптически отрицательный. Ng=1.704, Nm=1.685, Np=1.610. Тв. 2.5. Спайность по {001} весьма совершенная. Уд. вес 2.97. Наблюдается в золоторудных месторождениях Калифорнии, Эльдorado и др., а также в Крипл-Крик, Теллер (Колорадо, США), Калгурли (Западная Австралия).

ПОДГРУППА ЛЕПИДОЛИТА

Среди слюд этой подгруппы выделяются следующие три главных минеральных вида, химический состав которых может быть выражен в приближенных формулах:

		a ₀	b ₀	c ₀	β	
Лепидолит	. . . KLi ₂ Al[Si ₄ O ₁₀][F, OH] ₂	Монокл. с.	5.20	8.95	10.06	100°48'
Циннвальдит	. . . KLiFeAl[Si ₃ AlO ₁₀][F, OH] ₂	"	5.26	9.07	10.05	100°00'
Тайниолит	. . . KLiMg ₂ [Si ₄ O ₁₀]F ₂	"	"	"	"	"

ЛЕПИДОЛИТ — KLi₂Al[Si₄O₁₀][F, OH]₂. Лепидос — по-гречески родительный падеж от слова лепис — «чешуя». Синоним: литионит. Принадлежит к числу редких слюд.

По соотношениям SiO₂:Al₂O₃ предложено различать следующие минеральные виды: 1) лепидолит (SiO₂:Al₂O₃=3:1), 2) ирвингит (6:1) и 3) полиирвингит (9:1).

Химический состав не постоянный. К₂O от 4.82 до 13.85%, Li₂O от 1.23 до 5.90%, Al₂O₃ от 11.33 до 28.80%, SiO₂ от 46.90 до 60.06%, H₂O от 0.65 до 3.15%, F от 1.36 до 8.71%. В виде примесей присутствуют: MgO (до нескольких процентов), FeO, MnO, CaO, Na₂O, Cs₂O, Rb₂O (иногда до 3.73%) и др. Разность, не содержащая железа или бедная им, но наиболее богатая литием и фтором, называется полилитионитом, в отличие от криофиллита, в котором часть Li замещена Fe²⁺, а F—OH (переходная разность к циннвальдиту).

Сингония моноклиническая; моноклинно-призматический в. с. **Кристаллическая структура** как у мусковита. Подавляющее большинство детально изученных лепидолитов по Гендриксу и Джефферсону принадлежит к типу А-слюд (см. введение). **Облик кристаллов** пластинчатый, псевдогексагональный. Хорошо образованных кристаллов не наблюдается. Двойники — по слюдяному закону. **Агрегаты** листовато-пластинчатые или тонкочешуйчатые. Изредка встречается в виде друз кристаллов.

Цвет лепидолита белый, но чаще розовый, бледнофиолетовый, иногда персиково-красный (присутствие марганца). **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый, серебристый. **Оптические константы** зависят от химического состава. Для обычного лепидолита: Ng=1.555—1.57, Nm=1.555—1.56, Np=1.53—1.54; Ng—Np=0.025—0.028. 2V сильно меняется.

Твердость 2—3. Листочки гибки, обладают упругостью при сгибании. **Спайность** весьма совершенная по {001} и несовершенная по {110} и {010}. **Уд. вес** 2.8—2.9.

Диагностические признаки. Обычно узнается по розовым или фиолетовым оттенкам. От мусковита отличается несколько меньшими по-

казателями преломления, по поведению перед паяльной трубкой и по наличию лития, который легко устанавливается спектральным анализом.

П. п. тр. легко плавится в белую эмаль. Окрашивает пламя в красный цвет. Кислотами разлагается только после сплавления.

Происхождение. Встречается в пневматолитически измененных гранитах (грейзенах) и в некоторых пегматитах, иногда в высокотемпературных гидротермальных жилах. Ассоциирует обычно с полевыми шпатами, кварцем, мусковитом (с которым иногда наблюдается в параллельном срастании), сподуменом, литиевым турмалином, топазом, касситеритом, флюоритом и др. При выветривании изменяется так же, как и мусковит.

Практическое значение. Вместе с циннвальдитом является одним из главных источников получения солей лития, применяющихся при изготовлении щелочных аккумуляторов (для подводных лодок), получения специальных оптических стекол (флинтгласа, опаловых и белых стекол), в пиротехнике (яркий красный свет), в медицине, в синтезе органических соединений, в приготвлении искусственных минеральных вод, для очистки кондиционированного воздуха (в виде LiCl), при очистке гелия, в фотографии, рентгенографии и пр. В последнее время особое значение приобретают специальные сплавы металлического лития с кальцием (в черной металлургии для улучшения механических свойств и повышения предела текучести сплавов), медью, алюминием (для увеличения стойкости), для изготовления особых баббитов (с целью замены олова) для многих других целей.

Месторождения. В СССР лепидолит встречается в некоторых среднеуральных минеральных копях среди пегматитов в ассоциации с сильно измененными кали-натровыми полевыми шпатами, турмалином различной окраски, топазом, горным хрусталем и др. Лепидолит наблюдается в мелкочешуйчатых массах нежнофиолетового цвета, иногда в крупнолистоватых агрегатах замечательного фиолетового цвета и, наконец, в мусковитоподобных серебристых пластинчатых кристаллах.

Из иностранных месторождений отметим прежде всего давно эксплуатирующиеся крупные скопления лепидолита розового цвета близ Розены в Моравии, на о. Утё (близ Стокгольма), в штате Мэйн (США) и др.

ЦИННВАЛЬДИТ — $\text{KLiFeAl}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{F}, \text{OH}]_2$. Монокл. с. Назван по месту нахождения — Циннвальд в Рудных горах (Саксония). Состав сильно изменчив. Содержание FeO иногда достигает 12.5%. Тонко- или толстотаблитчатые кристаллы серого, бурого, реже темнозеленого цвета по своим формам близки к биотиту. Встречается также в чешуйчатых агрегатах. Обычно непрозрачный или просвечивает. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. $N_g=1.58-1.61$, $N_m=1.57-1.60$, $N_p=1.55-1.58$; $N_g-N_p=0.030$. $2V=-35^\circ$. Тв. 2—3. Спайность как у мусковита. Уд. вес 2.9—3.2. П. п. тр. легко сплавляется в темное стекло, слабо магнитное. Окрашивает пламя в красный цвет. В кислотах разлагается.

Встречается в тех же условиях, что и лепидолит (главным образом в грейзенах), нередко в ассоциации с вольфрамитом, шеелитом, касситеритом, флюоритом, топазом, кварцем и другими минералами. В процессе выветривания превращается в каолиноподобный продукт, интенсивно окрашенный гидроокислами железа в желто-бурый и бурый цвет. Из иностранных месторождений укажем на Циннвальд в Рудных горах в штатверках среди гранита, и Корнуолл (Англия) — в оловянных месторождениях в виде друз и наросших кристаллов, весьма богатых железом, а также Нарсарсук (Гренландия).

ТАЙНИОЛИТ — $\text{KLiMg}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{F}_2$. Монокл. с. Тайния — по-гречески «полоса». Сингония: таиниолит (неправильное произношение греческого слова). Бесцветный. Тв. 2.5—3. Уд. вес 2.9. П. п. тр. легко плавится. Встречен в Нарсарсук (Южная Гренландия) в пегматитах щелочных пород.

3. ГРУППА ХРУПКИХ СЛЮД

Относящиеся к этой группе минералы распространены главным образом среди метаморфических горных пород, в частности среди кристаллических сланцев.

В противоположность типичным слюдам в их составе отсутствуют щелочи, зато в значительных количествах содержится CaO. Содержание SiO_2 в них обычно ниже, чем в слюдах, а Al_2O_3 , наоборот, выше.

По морфологическим признакам и ряду физических свойств они довольно близки к слюдам, отличаясь тем, что твердость и удельный вес их выше, отщепляемые листочки хрупки. Как уже указывалось во введении к слюдоподобным минералам, все это легко объясняется особенностями их кристаллической структуры.

В зависимости от колебаний состава, для минералов этой группы существует много различных названий. Некоторые из них по существу являются синонимами. В то же время нельзя сказать, что минералы этой группы изучены достаточно хорошо. Мы здесь опишем лишь типичные минеральные виды.

	a_0	b_0	c_0	β
Ксантофиллит . $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al})_{3-2}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ Монокл. с.	5.21	9.02	9.97	100°03'
Маргарит . . . $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ " "	5.12	8.90	19.46	100°48'
Косматит . . . $\text{Ca}_3\text{MgAl}_2[\text{Si}_2\text{AlO}_{10}][\text{OH}, \text{F}]_8$?				
Хлоритоид . . . $\text{Fe}_2\text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_4$ Монокл. с.				

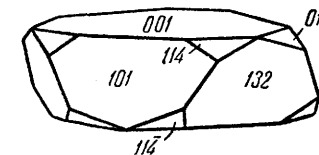
КСАНТОФИЛЛИТ — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al})_{3-2}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$. Ксантос — по-гречески «желтый», филлон — «лист». Первоначально был установлен в виде кристаллически-зернистых масс среди тальковых сланцев в Шимских горах (Златоустовский район на Урале). Позднее (в 1878 г.) Н. И. Кокшаровым под названием валуевита были описаны хорошо образованные кристаллы этого минерала. Клинтонит, зейбертит, дистерит, хризофан и др. по существу мало чем отличаются от ксантофиллита (различие устанавливали главным образом по соотношению CaO и MgO).

Химический состав валуевита (в %): CaO 13.04, MgO 20.38, FeO 0.60, Fe_2O_3 1.57, Al_2O_3 43.40, SiO_2 16.39 и H_2O 4.40. В виде примесей иногда присутствуют Na_2O , K_2O и Cl.

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. **Облик кристаллов** таблитчатый (фиг. 559) или пластинчатый с гексагональными очертаниями. Наиболее характерные формы: {001}, {101}, {132} и др. Распространены сложные двойники и тройники по {001}. **Агрегаты** чешуйчатые, листоватые; в пустотах встречаются друзы кристаллов.

Цвет ксантофиллита восково-желтый с буроватым или зеленоватым оттенком; валуевит обладает бутылочно-зеленой окраской. В тонких листочках прозрачен или просвечивает. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. **Оптические константы** непостоянны. $N_g=1.661$, $N_m=1.660$, $N_p=1.649$; $N_g-N_p=0.012$. Оптически отрицательный. $2V=10$ до 20° (у валуевита от 17 до 32°). $N_g N_p=(010)$, как у слюд II рода. Валуевит обнаруживает заметный плеохроизм (от нежнозеленого до бурого).

Твердость 4—6, неодинаковая в различных направлениях (на боковых гранях выше). Хрупкий. **Спайность** совершенная по {001}. **Уд. вес** 3.0—3.1.



Фиг. 559. Кристалл валуевита (ксантофиллита)

Диагностические признаки. От других минералов группы хрупких слюд, похожих на него по цвету, без химических анализов невозможно с уверенностью отличить на-глаз.

П. п. тр. становится мутным и непрозрачным, но не плавится. В горячей HCl разлагается только отчасти.

Происхождение и месторождения. В ассоциации с тальком, хлоритами, гранатом, кальцитом, шпинелью, перовскитом и другими минералами наблюдается в малораспространенном особом типе контактово-метасоматических месторождений среди метаморфических сланцев в Златоустовском районе (западный склон Урала), в известной Ш и ш и м с к и х и Н а з я м с к и х горах: Шишимская, Еремеевская, Николае-Максимилиановская и другие минеральные копи. Найден также в Крестмор Риверсайд (Калифорния), Амита и Варвик (Нью-Йорк, США) и др. Встречается в россыпях, как химически стойкий минерал.

МАРГАРИТ — $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ или $\text{CaO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Название происходит от греческого слова маргаритес — «жемчуг». Синоним: жемчужная слюда.

Химический состав (теоретический) (в %): CaO 14,0, Al_2O_3 51,3, SiO_2 30,1, H_2O 4,6. В виде примесей могут присутствовать: Na_2O , MgO, FeO, Fe_2O_3 , иногда Sr_2O_3 , Li₂O, MnO, F и др. Разность, в которой большая часть Ca замещена Na, называется э ф е с и т о м.

Сингония моноклиная; моноклинно-призматический в. с. **Кристаллическая структура** аналогична структуре мусковита, с той лишь разницей, что общий отрицательный заряд на двойных слоях здесь вдвое больше и компенсируется двухвалентными катионами Ca^{2+} , располагающимися между слоями на месте K^{1+} . **Облик кристаллов** тонкопластинчатый. Хорошо образованные кристаллы не встречаются. Двойники наблюдаются по тем же законам, что и в слюдах. **Агрегаты** листоватые, чешуйчатые.

Цвет маргарита жемчужно-белый с сероватым, розовым, желтоватым оттенками. **Блеск** на спайных плоскостях перламутровый. **Оптические константы.** $N_g = 1.645$ (1.630), $N_m = 1.643$ (1.629), $N_p = 1.632$ (1.620); $N_g - N_p = 0.013$ (0.010). Оптически отрицательный. $2V$ мал. $N_g N_p \perp (010)$. У разновидности, названной б р а н д и з и т о м, $N_g N_p$ параллельна (010).

Твердость 3,5—5,5. Хрупкий. **Спайность** совершенная по {001}. Фигуры удара и давления, как и для всех других хрупких слюд, занимают обратное положение по сравнению с истинными слюдами, т. е. соответствуют фигурам давления слюд (см. флюокопит). **Уд. вес** 2,99—3,08.

Диагностические признаки. Характерны жемчужно-белый цвет, хрупкость, высокая твердость, отличающие его от похожих по цвету слюд.

П. п. тр. расщепляется, белеет, с трудом оплавляется по краям. Частично разлагается в горячей HCl.

Происхождение и месторождения. Образуется в процессе регионального метаморфизма и распространен в кристаллических сланцах: хлоритовых, например в Ц и л л е р т а л е (Тироль), где был впервые найден; на о. Н а к с о с (Греческий архипелаг); в штатах Массачусетс и Нью-Йорк (США) и во многих других местах. На Урале встречается в слюдяных сланцах (был назван дифенитом), в месторождениях наждака и в других метаморфических породах.

Нагровая разность э ф е с и т найдена в окрестностях Эфеса (Малая Азия) и в районе Постмасбурга (Южная Африка).

В процессе выветривания является химически стойким минералом. Продукты изменения неизвестны.

Практического значения не имеет.

КОССМАТИТ — $\text{Ca}_3\text{MgAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH},\text{F}]_8$. Наблюдается в пластинчатых агрегатах или таблитчатых бесцветных кристаллах. $N_m = 1.56$. Оптически положительный. $2V$ мал. Тв. 2,5. Листочки хрупкие. Уд. вес неизвестен. Встречен в Македонии в доломите, в контактово-метасоматических образованиях в ассоциации с корундом, диаспором и карбонатами.

ХЛОРИТОИД — $\text{Fe}_2 \cdot \text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_4$. Назван по внешнему сходству с минералами группы хлорита.

Химический состав. Данные анализов показывают следующие колебания (в %): FeO 26—28, MgO 2—4, Al_2O_3 39—41, SiO_2 24—26, H_2O 7—8. Примеси: CaO до 1,38%, MnO до 9%. Разновидность, обогащенная MgO (до 9%), называется с и с м о н д и т о м (была также названа стрюверитом), а обогащенная MnO — о т т р е л и т о м (саммитом).

Сингония моноклиная или триклинная. **Облик кристаллов** пластинчато-гексагональный. Хорошо образованные кристаллы редки. Двойники довольно часты (фиг. 560). Обычно распространен в листоватых и кривоискривоватых агрегатах.

Цвет хлоритоида желтый с зеленоватым оттенком, иногда черновато-зеленый. Просвечивает только в тонких пластинках. **Черта** зеленовато-белая. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности иногда слабый перламутровый. **Оптические константы.** $N_m = 1.72$ —1.77; $N_g - N_p = 0.007$ до 0.016 (отличие от слюд). Оптически положительный. $2V = 36$ до 60° . Плоскость $N_g N_p$ параллельна (001); N_g с перпендикуляром к (001) образует угол, колеблющийся от 2 до 25° . Характерен сильный плеохроизм.

Твердость 5—6. Хрупок. **Спайность** совершенная по {001}. Фигуры удара и давления как у маргарита (т. е. обратные фигурам для слюд). **Уд. вес** 3,4—3,6.

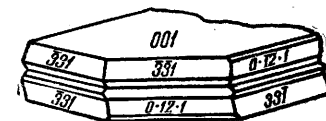
Диагностические признаки. От похожих на него хлоритов отличается высокой твердостью, хрупкостью и по оптическим константам, отличным от других хрупких слюд.

П. п. тр. с трудом сплавляется в черновато-серое слабо магнитное стекло. HCl не действует; концентрированная H_2SO_4 вполне разлагает.

Происхождение и месторождения. В ассоциации с корундом, диаспором, хлоритами, кварцем и другими минералами встречается в некоторых контактово-метасоматических месторождениях среди мраморов, но чаще в слюдяных и глинистых сланцах, иногда в столь существенных количествах, что сланцы называются хлоритоидными. Под названием б а р и т о ф и л л и т первоначально был описан в местности К о с о й Б р о д (Мраморский Завод, Свердловская область, Урал). Хлоритоидные сланцы имеют широкое распространение в Канаде, Саксонии и других местах. Хлоритоид образуется в ранних стадиях регионального метаморфизма пород; в более сильно метаморфизованных породах не наблюдается.

Оттрелит в виде небольших продолговатых черных чешуек встречается в глинистых сланцах близ Оттрэ на границе Люксембурга и Арденн во Франции и Бельгии.

С и с м о н д и н описан в районе Пьемонт (Италия), а в виде больших вросших кристаллов — на Шотландских островах.



Фиг. 560. Двойник хлоритоида

4. ГРУППА ХЛОРИТОВ

Минералы, принадлежащие к этой группе, во многих отношениях напоминают слюды. Кристаллизуются они в моноклинной сингонии, обладают слюдообразной спайностью, низкой твердостью, небольшим удельным весом. Для большинства из них характерна бутылочно-зеленая окраска, что и послужило основанием для общего названия этой группы минералов (хлорос — по-гречески «зеленый»).

С химической точки зрения хлориты представляют алюмосиликаты, главным образом Mg, Fe и Al, отчасти Ni, Fe³⁺, Cr³⁺. Явно индивидуализированные в кристаллографическом отношении, богатые магнием минеральные виды получили общее название ортохлоритов. Химическая их формула в общем виде выражается следующим образом: $(Mg, Fe)_{6-p}(Al, Fe^{3+})_{2p}Si_{4-p}O_{10}[OH]_8$. Одна половина трехвалентных ионов участвует в составе анионного комплекса в виде $[AlO_4]^{5-}$, другая — в качестве обычных катионов. Богатые железом, преимущественно колломорфные минеральные виды, характеризующиеся часто очень непостоянным составом, обычно выделяются в особую подгруппу алюмо-феррисиликатов под общим названием лептохлоритов. Большинство их принадлежит к числу наиболее бедных кремнеземом минералов не только среди слюдообразных минералов, но и вообще силикатов. Во многих из них Fe²⁺ преобладает над Fe³⁺, значение коэффициента p нередко выше, чем в обычных ортохлоритах, часто присутствует молекулярная вода. Общая формула: $(Fe, Mg)_{n-p}(Fe, Al)_{2p}Si_{4-p}O_{10}[OH]_{2(n-2)} \cdot xH_2O$, где n обычно около 5. Любопытно, что в начальные стадии метаморфизма (в слабо измененных породах) они переходят в нормальные хлориты.

Минералы рассматриваемой группы весьма широко распространены в природе. Они преимущественно образуются в условиях низкотемпературной гидротермальной деятельности, особенно при изменении горных пород, содержащих алюмомагнезиальные и железистые силикаты. Лептохлориты главным образом распространены в осадочных железорудных месторождениях, слагая особую фацию силикатных руд железа, возникающую согласно геологическим данным в условиях недостатка кислорода среди морских осадков, весьма богатых железом.

Классификацией минералов группы хлорита занимались многие исследователи (Чермак, Винчелл, Орсель и др.). Согласно Чермаку, ортохлориты представляют изоморфные смеси соединений: антигорита — $Ant - Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$ и относительно бедного кремнеземом, но более богатого глиноземом амезита — $Am - Mg_4Al_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_8$. При этом Mg²⁺ может заменяться Fe²⁺ и Ni²⁺, а Al³⁺ — Fe³⁺ и Cr³⁺. В зависимости от вариаций в химическом составе в литературе существует большое количество названий отдельных разновидностей.

В соответствии с установкой Чермака среди ортохлоритов выделяются следующие минеральные виды моноклинной сингонии (в порядке от малоглиноземистых к более богатым R₂O₃):

	Содержание в формуле 0,5 R ³⁺ (p)	Содержание амезитовой молекулы (Am) в %
Пеннин	(Mg, Fe) ₅ Al [AlSi ₃ O ₁₀] [OH] ₈ *	37,5—50
Клинохлор	(100—n) Ant · nAm	50—62,5
Прохлорит		62,5—75
Корундофиллит		75—87,5
Амезит	(Mg, Fe) ₄ Al ₂ [Al ₂ Si ₂ O ₁₀] [OH] ₈ **	87,5—100

* Формула для разности, содержащей 50% амезитовой молекулы.

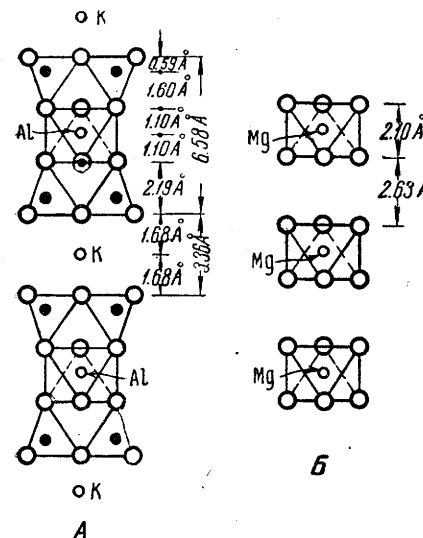
** Формула для чистого амезита.

Богатые железом хлориты по своему составу и рентгенометрическим данным частью отвечают приведенным выше магнезиальным хлоритам, частью — лептохлоритам. Ниже приведен список наиболее известных минералов без подразделения их по составу на подгруппы (формулы даны для наиболее распространенных разностей):

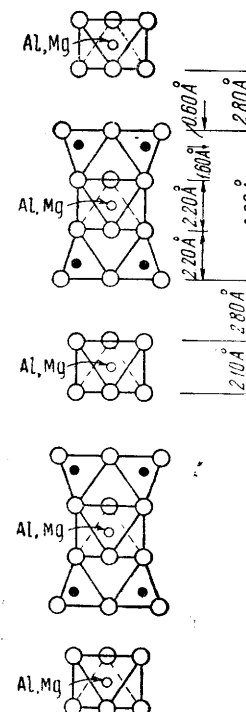
		a ₀	b ₀	c ₀ sinβ
Диабантин	(Mg, Fe ²⁺) ₅ (Fe ³⁺ , Al) [Si ₃ (Si, Al) O ₁₀] [OH] ₈	5.35	9.27	28.64
Брунсвигит	(Fe, Mg) ₅ Al [Si ₃ AlO ₁₀] [OH] ₈	"	"	"
Шамозит	Fe ₄ Al [Si ₃ AlO ₁₀] [OH] ₆ nH ₂ O	5.39	9.34	28.24
Тюрингит	Fe _{3.5} (Al, Fe ³⁺) _{1.5} [Si _{2.5} Al _{1.5} O ₁₀] [OH] ₆ nH ₂ O	5.37	9.30	28.00
Стриговит	(Fe ²⁺ , Mg) ₃ (Fe ³⁺ , Fe ²⁺ , Al) ₂ [Si ₃ AlO ₁₀] [OH] ₆	Монокл. с. ?		
Дафнит	(Fe ²⁺ , Mg) ₄ Al ₂ [Si ₂ Al ₂ O ₁₀] [OH] ₈	Монокл. с.	5.40	9.36 28.20
Кронштедтит Fe ₄ Fe ³⁺ [Si ₂ Fe ³⁺ O ₁₀] [OH] ₈		"	5.48	9.49 21.25
Пеннантит	(Mn ²⁺ , Al) ₅ [(Si, Al) ₄ O ₁₀] [OH] ₈	"	5.43	9.4 28.5

К группе хлоритов относятся также некоторые силикаты Ni и Li:

Шухардит	(Ni, Fe ²⁺ , Al) ₆ [Si ₃ (Si, Al) O ₁₀] [OH] ₈	Монокл. с. ?
Коннарит	(Ni, Fe ²⁺) ₆ [Si ₃ (Si, Fe ³⁺) O ₁₀] [OH] ₈	Монокл. с. ?
Кукент	LiAl ₄ [Si ₃ AlO ₁₀] [OH] ₈	Монокл. с. 5.13 8.93 28.30



Фиг. 561. Схема кристаллической решетки мусковита (А) и брусита (Б)



Фиг. 562. Схема кристаллической решетки минералов группы хлоритов (ср. с фиг. 561)

Из физических свойств кристаллических хлоритов наиболее характерным является то, что легко отщепляющиеся тонкие листочки хотя и гибки, но не обладают упругостью (сохраняются в согнутом положении). Это свойство связано с особенностями их кристаллического строения. Если мы сравним кристаллическую структуру хлоритов (фиг. 562) со структурой слюды (фиг. 561), то увидим, что общие

для этих минералов слоистые пакеты состава $Mg_3[Si_3AlO_{10}][OH]_2$ в слюдах переслаиваются с листами сильных катионов одновалентных щелочных или двухвалентных щелочноземельных металлов, тогда как в хлоритах их места занимают «бруситовые слои», имеющие вместо $Mg_3[OH]_6$ состав $Mg_2Al[OH]_6$. Эти слои обладают очень слабыми остаточными связями гидроксидов с выше- и нижележащими слоистыми пакетами. Однако указанные связи все же сильнее, чем в минералах группы талька и каолинита, в чем можно убедиться по относительно более трудной расщепляемости их по сравнению с этими минералами.

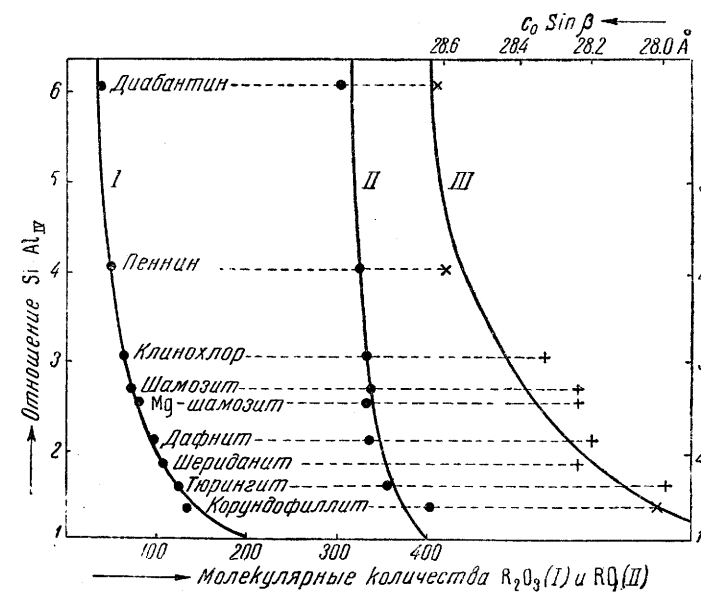
Другая важная особенность кристаллических хлоритов заключается в том, что в ряду антигорит — амезит мы имеем непрерывный гетеровалентный изоморфизм (особенно отчетливо проявленный на участке между пеннином и амезитом: Mg^{2+} замещается Al^{3+} по формуле $Mg_{6-p}Al_p$). Избыточный заряд соответственно компенсируется в анионном радикале: $[Si_{4-p}Al_pO_{10}]^{-(4+p)}$. Замечательно то, что типичная хлоритовая структура (см. фиг. 562) характерна лишь для средних членов этого ряда, тогда как антигорит и амезит обладают чертами структуры минералов группы каолинита, на описании которой остановимся ниже (см. группу серпентина — каолинита). Характерно, что и чисто железистый хлорит — кронштедтит, — аналогичный по химической конституции амезиту, обладает теми же чертами каолинитовой структуры. Сравним между собой химические составы минералов с кратными отношениями Si:Al в анионных радикалах:

	a_0	b_0	c_0	β
Антигорит . . . $Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$	5.3	9.24	29.0	91.4°
Пеннин . . . $Mg_5Al[Si_3AlO_{10}][OH]_8$	5.2—5.3	9.2—9.3	28.60	96°50'
Амезит . . . $Mg_4Al_2[Si_2Al_2O_{10}][OH]_8$	5.30	9.20		
Каолинит . . . $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$	5.14	8.90	29.02	100°12'*

Для группы собственно хлоритов Ф. Беннистер приводит диаграмму зависимости величины c' (равной $c_0 \sin \beta$) от их химического состава (фиг. 563). Здесь по вертикали отложены значения отношений $Si:Al_{IV}$ (т. е. к Al в четверной координации в анионных радикалах), а по горизонтали — молекулярные отношения ΣR_2O_3 (при $SiO_2 = 200$) в минералах разного состава (кривая I) и ΣRO (при $SiO_2 = 200$) — кривая II. Согласно этому, например, точки для амезита — $R_4 \cdot Al_2[Si_2Al_2O_{10}][OH]_8$, не показанные на диаграмме, были бы в самом низу на оси абсцисс, так как $Si_2 = Al_2 = 1$, и располагались бы у оснований кривых I и II. Для пеннина, изображенного на диаграмме, имеем такой состав: $R_{5.2}Al_{0.8}[Si_{3.2}Al_{0.8}O_{10}][OH]_8$. Главный интерес представляет поведение кривой III, показывающей величины $c_0 \sin \beta$, т. е. высоты элементарной ячейки по перпендикуляру к (001). Сопоставляя между собой кривые I и III, мы видим, что по мере того, как в хлоритах возрастает содержание R_2O_3 , а следовательно, и число R^{3+} в анионных радикалах, размеры элементарной ячейки по оси c падают (см. цифры вверху чертежа). Это свидетельствует о том, что по мере увеличения отрицательного заряда в анионном радикале происходит стягивание и сокращение высоты слоев, что в свою очередь вызывает упрочнение решетки со всеми вытекающими отсюда последствиями. Не случайно поэтому, что амезит, например, обладает менее совершенной спайностью, а отщепленные листочки — меньшей упругостью и т. д.

* При более точных исследованиях, вероятно, окажется, что антигорит и амезит по структуре близки не к каолиниту, а к диккиту — гидротермальному минералу того же состава, но имеющему более близкие к пеннину данные: $c_0 = 14.42$, $\beta = 96^\circ 50'$.

Что касается другого конца ряда, а именно: пеннин — антигорит, то в природных условиях представители его почти отсутствуют, если не считать редкого диабантина (см. фиг. 563). Сам антигорит хотя и принадлежит к числу слюдообразных минералов, но все же существенно отличается по физическим свойствам от типичных хлоритов,



Фиг. 563. Диаграмма зависимости c' ($c_0 \sin \beta$) от химического состава хлоритов I — молекулярные количества суммы R_2O_3 (при $SiO_2 = 200$) в разных по составу хлоритах в соответствии с различными значениями атомных отношений $Si:Al_{IV}$ согласно структурной формуле хлоритов

(R^{2+}, R^{3+}) $_{x_1}(Si, Al)_{x_2}O_{10}[OH]_{2x_1}$. II — молекулярные количества суммы RO . III — значения $c_0 \sin \beta$ в ангстремах в соответствии с атомными отношениями $Si:Al_{IV}$. Данные, показанные прямыми крестиками, относятся к тем же образцам, которые были анализированы, а косыми крестиками — к другим образцам, взятым из тех же мест (по Беннистеру и Уиттарду)

скорее приближаясь в этом отношении к амезиту (повышенная твердость, хрупкость отщепляемых листочков).

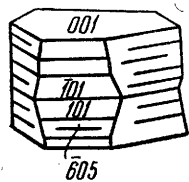
ПЕННИН — $(Mg, Fe)_5Al[AlSi_3O_{10}][OH]_8$ или $5(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$. Назван по месту нахождения в Пеннинских Альпах.

Химический состав, согласно имеющимся многочисленным анализам, варьирует (в %): MgO 17.4—35.9, FeO 0.7—17.4, Fe_2O_3 0—5.7, Al_2O_3 13.8—21.3, SiO_2 29.8—33.7, H_2O 11.5—14.6. В виде изоморфных примесей иногда устанавливаются: MnO (до 2.3), CaO (до 1.30), Cr_2O_3 (до 11.39). Железистая разновидность пеннина называется дельсситом или брусвитом, чисто магнелиальная — табергитом, никелистая — шухардитом. Богатая хромом разновидность карминово-красного или фиолетового цвета носит название кеммерерита (в честь русского горного инженера Кеммерера) или родохрома в виде тонкочешуйчатых розовых налетов на хромите (родон — по-гречески «роза»).

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. **Кристаллическая структура** была объяснена выше (см. фиг. 562). Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 5.3$, $b_0 = 9.3$, $c_0 = 28.46$; $\beta = 97^\circ 08'$. В элементарную ячейку входят два «слюдяных» и два «бруситовых» слоя (по высоте). Так же как и в слюдах, ионы Mg^{2+} могут быть заменены ионами Fe^{2+} и Mn^{2+} , а ионы Al^{3+} — ионами Fe^{3+} и Cr^{3+} . **Облик кристаллов** псевдогексагонально-пластинчатый, таблитчатый, иногда

боченковидный (в миаролитовых пустотах). Главные формы: $\{001\}$, $\{10\bar{1}\}$, $\{132\}$, $\{1\bar{1}0\}$ и др. Боковые грани нередко исстрихованы в горизонтальном направлении. Двойники часты, обычно по хлоритовому закону, когда двойниковой плоскостью и плоскостью срастания служит (001) (фиг. 564). По этому закону нередко наблюдается многократное двойникование. Встречаются также двойники по слюдяному закону, т. е. случаи, когда двойниковая плоскость перпендикулярна к (001) и параллельна ребру $(110) : (001)$. Агрегаты чешуйчатые, пластинчатые. В пустотах встречаются друзы кристаллов, нередко боченковидной формы.

Цвет пеннина бутылочно-зеленый различных оттенков до зеленовато-черного, иногда розовый и фиолетовый (особенно у хромсодержащих разновидностей), реже серебристо-белый. В тонких листочках прозрачный, слабоокрашенный. Встречаются разности, зонально окрашенные в различные оттенки, особенно у крупных кристаллов. Блеск



Фиг. 564. Кристалл пеннина. Сдвойникован по хлоритовому закону

на плоскостях спайности перламутровый. Оптические константы. Оптически отрицательный и положительный. $2V$ очень мал или равен нулю. $N_g = 1.57-1.58$, $N_m = 1.57-1.58$, $N_p = 1.57$; у шухардита $N_m = 1.58$; железосодержащие разности имеют большие показатели преломления; $N_g - N_p$ от нуля до 0.004. Чрезвычайно характерно бывает аномальное двупреломление (темносиняя интерференционная окраска).

Твердость 2—2.5. Листочки гибки, но не упруги, т. е. после сгибания не меняют своего положения. Спайность весьма совершенная по $\{001\}$. Уд. вес 2.60—2.85.

Диагностические признаки. Узнается по зеленой, часто черно-зеленой окраске, весьма совершенной спайности, низкой твердости и отсутствию упругости у отщепляемых листочков. От других приведенных выше минеральных видов группы хлорита с достоверностью можно отличить лишь по химическим данным. П. п. тр. расщепляется, но не плавится. При сильном накаливании теряет гидроксильные ионы и белеет. большей частью разлагается в H_2SO_4 .

Происхождение и месторождения. Наибольшим распространением пользуется в метаморфических горных породах, нередко слагающая целые толщи хлоритовых сланцев (зеленокаменных пород). В полых трещинах среди таких пород он часто наблюдается в хорошо образованных кристаллах. Подобные, так называемые альпийского типа, жилы и прожилки широко распространены, например, в Цермате и Биннентале (Швейцария), Тироле и в других местах, часто в ассоциации с горным хрусталем, рутилом и прочими минералами, возникшими в процессе метаморфизма. В хороших кристаллах он наблюдался также в Николае-Максимилиановской копи в Назямских горах на Южном Урале, в асбестовых коях Баженовского месторождения (к востоку от Свердловска), в Шабровском месторождении талькового камня, в миаролитовых пустотах дунитового массива в Нижне-Тагильском районе Урала, а также во многих сульфидных рудных месторождениях.

Делессит встречается в миндалинах основных эффузивных пород в виде корочек по стенкам пустот, часто в ассоциации с цеолитами, кальцитом и другими минералами.

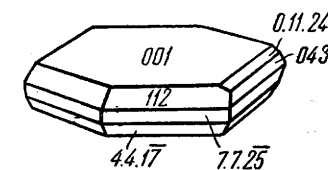
Кеммерерит впервые был встречен на Урале обычно в трещинах хромитовых залежей среди ультраосновных пород в Сарановском месторождении, а также известен на Кавказе и в других местах.

Некоторое практическое значение имеют лишь хлоритовые сланцы, иногда разрабатываемые с целью использования хлорита в виде порошка для придания блеска продукции бумажного (обойного) производства и для других целей.

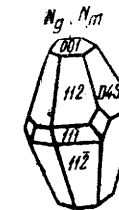
КЛИНОХЛОР — $(Mg, Fe)_{4-7.5}Al_{1-2.5}[Si_{2-7.5}Al_{1-2.5}O_{10}][OH]_8$ (для разности с $p = 1.25$). Клино — по-гречески «наклонять». Название дано Н. И. Кокшаровым (впервые изучившим его) в связи с тем, что для кристаллов этого минерала была отчетливо установлена моноклинная сингония.

Химический состав варьирует в следующих пределах (в %): MgO 17.0—34.5, FeO 1.8—12.2, Fe_2O_3 0—3, Al_2O_3 13.1—17.6, SiO_2 28.3—33.9, H_2O 11.7—14.2. Примеси: CaO (до 9), MnO (до 2.3), Cr_2O_3 (до 8). Маложелезистая разность называется лейхтенбергитом, а хромсодержащий клинохлор — кочубеитом (по Н. И. Кокшарову)

Сингония моноклинная, моноклинно-призматический в. с.

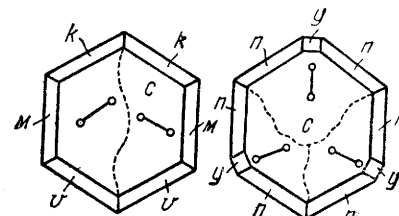


Фиг. 565. Таблитчатый кристалл клинохлора

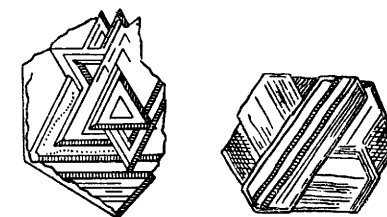


Фиг. 566. Боченковидный кристалл клинохлора. Ахматовская копь (Урал)

Облик кристаллов гексагонально-пластинчатый или таблитчатый (фиг. 565), реже призматический и боченковидный (фиг. 566); хорошо образованные кристаллы встречаются часто. Главные формы: $\{001\}$, $\{010\}$, $\{011\}$, $\{112\}$, $\{1\bar{1}1\}$ и другие, нередко с очень сложными символами. Двойники распространены по хлоритовому и слюдяному законам (фиг. 567 и 568). Агрегаты крупночешуйчато-зернистые до скрыточешуйчатых. В пустотах горных пород часто друзы, обычно таблитчатых кристаллов.



Фиг. 567. Двойник и тройник клинохлора по слюдяному закону. Ахматовская копь (Урал)
 $c\{001\}$, $k\{011\}$, $v\{337\}$, $n\{225\}$
 $m\{212\}$, $u\{205\}$



Фиг. 568. Сложные (повторные) двойники клинохлора по (001)

Цвет клинохлора варьирует довольно широко от травяно-зеленого до бледно-оливково-зеленого, желтого, иногда белого (лейхтенбергит) с сероватым, розовым, фиолетовым (у хромсодержащих разновидностей) и другими оттенками. В тонких листочках прозрачный или просвечивает. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Оптические константы. $N_g = 1.57-1.59$, $N_m = 1.56-1.58$, $N_p = 1.56-1.58$; $N_g - N_p = 0.004$ до 0.010. Оптически положительный. Угол оптических осей мал, но иногда колеблется в широких пределах: от 0 до $+70^\circ$.

Твердость 2—2.5. Листочки мягки, гибки, но не упруги. **Спайность** по (001) весьма совершенная. **Уд. вес** 2.61—2.78.

Диагностические признаки. Во многом сходен с пеннином. С достоверностью можно говорить о клинохлоре только на основании данных химического анализа.

П. п. тр. ведет себя так же, как и пеннин. Полностью разлагается только в концентрированной H_2SO_4 .

Происхождение и месторождения. Наряду с пеннином широко распространен в хлоритовых сланцах, в которых он часто является главным породообразующим минералом. Образование этих сланцев обычно связано с метаморфизмом изверженных пород, богатых магнезиально-железистыми силикатами (большой частью порфиритов, серпентинитов и др.).

Замечательные музейные штуфы друз кристаллов клинохлора происходят из известных минеральных копей Ш и ш и м с к и х и Н а з я м с к и х гор на западном склоне Южного Урала (Златоустовский район). Особенно славится Ахматовская копь (в Назямских горах), где друзы великолепных по внешнему виду и богатству форм клинохлора и лейхтенбергита наблюдаются в ассоциации с эпидотом, диопсидом, гранатом, везувианом, кальцитом и сфеном. Они встречаются обычно в трещинах среди хлоритового сланца и в эпидозите.

Кочубейт (хромсодержащая разность) был встречен в районе Уфалея (Средний Урал), повидимому в месторождениях хромистого железняка. Широко известен также в ряде иностранных месторождений.

ПРОХЛОРИТ — $(Mg, Fe)_{4.5}Al_{1.5}[Al_{1.5}Si_{2.5}O_{10}][OH]_8$ (для разности с $p=1.50$). По имеющимся анализам, содержание MgO колеблется в пределах от 10 до 30%, FeO — от 5.2 до 30%, Al_2O_3 — от 17 до 23%, SiO_2 — от 25 до 27%, H_2O — от 11 до 14%. **Грохауит** — разность, богатая Mg , **бавалит** — богатая Fe^{2+} , а **метахлорит** — Fe^{2+} . **Шериданит** — бесцветная, почти чисто магнезиальная разность прохлорита.

Монокл. с. Встречается в пластинчатых псевдогексагональных кристаллах и чешуйчатых агрегатах зеленого или черновато-зеленого цвета. Оптически одноосный или двуосный (положительный, реже отрицательный). $2V$ мал. $Ng=1.60-1.61$, $Np=1.59-1.60$; $Ng-Np$ около 0.010. Тв. 1.5—2. Спайность весьма совершенная по (001). Уд. вес 2.78—2.96. Встречается в хлоритовых сланцах (реже, чем клинохлор) и в жилах альпийского типа, часто в виде чешуйчатых масс внутри кристаллов горного хрусталя и адуляра, иногда в виде «присыпки» на поверхности других кристаллов, выросших на стенках полых трещин. Распространен в Альпах в многочисленных жилах, в Северном Урале и в других местах. Встречается также в рудных месторождениях.

КОРУНДОФИЛЛИТ — $(Mg, Fe)_{4.25}Al_{1.75}[Al_{1.75}Si_{2.25}O_{10}][OH]_8$. Формула теоретическая. К этому минеральному виду следует отнести разности с $p=1.75$. По имеющимся анализам, содержание MgO обычно колеблется в пределах от 20 до 24%. FeO — от 14 до 17%, Al_2O_3 — от 23 до 26%, SiO_2 — от 22 до 25%, H_2O — от 11 до 14%. **Колеренит** — бесцветная, почти чисто магнезиальная разность корундофиллита.

Монокл. с. Встречается в пластинчатых псевдогексагональных неясно образованных кристаллах и чешуйчатых агрегатах, оливково-зеленого и серовато-зеленого цвета. $Ng=1.61$, $Nm=1.60$, $Np=1.60$. Оптически положительный. $2V$ иногда довольно большой. Тв. 2.5. Листочки менее гибки, чем у клинохлора. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 2.85—2.90. Встречен в месторождении наждака Честер (Массачусетс, США) с корундом, кристаллы которого облекаются листочками корундофиллита, затем в Ашевиле (Северная Каролина, США) также в ассоциации с корундом.

АМЕЗИТ — $(Mg, Fe)_4Al_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_8$ или $4(Mg, Fe)O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$. Монокл. с. Химический состав (в %): MgO 16.9—22.8, FeO 8—15, Al_2O_3 25—32.5, SiO_2 20.1—21.4, H_2O 11.0—13.6. Хромсодержащая разновидность называется **хромамезитом**. Кристаллическая структура, по данным Грюнера, существенно отличается от остальных хлоритов. Так же как и кронштедтит, амезит имеет структуру каолинита,

в которой переслаиваются хлоритовые структурные единицы с периодом 14 Å. Встречается в пластинчатых и чешуйчатых агрегатах светлогозеленого цвета. Вообще $Nm=1.58-1.60$; $Ng-Np$ около 0.015. Например, для одной детально изученной разности: $Ng=1.612$, $Nm=Np=1.597$; $Ng-Np=0.015$. $NgNp=(010)$; Ng почти совпадает с нормалью к спайности по (001). Оптически положительный. $2V$ мал.

Тв. 2.5—3. Спайность совершенная по (001), но хуже по сравнению с другими хлоритами. Уд. вес 2.71. П. п. тр. слегка расслаивается. В кислотах нерастворим. В ассоциации с диаспором, крупными октаэдрическими кристаллами магнетита, а также рутилом и корундофиллитом наблюдался в месторождениях наждака в Честере (Массачусетс, США) и в других местах. Хромсодержащий амезит описан в Сарановском хромитовом месторождении на Северном Урале в виде зонально окрашенных кристаллов на стенках полых трещин среди сплошных масс хромита.

ДИАБАНТИН — $(Mg, Fe^{2+})_8(Fe^{3+}, Al)[Si_3(Si, Al)O_{10}][OH]_8$. Монокл. с. Наблюдался в массах темнозеленого цвета. $Nm=1.60-1.62$; $Ng-Np$ низкое — от 0 до 0.004. Оптически отрицательный. $2V$ мал. Плеохроизм заметный: по $Ng=Nm$ — темный синевато-зеленый, по Ng — бледный, буровато-зеленый или почти бесцветный. Встречен в эффузивных основных породах (траппах).

БРУНСВИГИТ — $(Fe, Mg)_8Al[Si_3AlO_{10}][OH]_8$. Монокл. с. Очевидно, является аналогом пеннина. Наблюдался в скрытокристаллических и листоватых массах желтовато-зеленого цвета. $Nm=1.639$. $Ng-Np=0.006$. Оптически отрицательный. Тв. 1—2. Уд. вес 3.0. Встречается в пустотах габбро в долине Радау (Гарц, Германия).

ШАМОЗИТ — $Fe_4 \cdot Al[Si_3AlO_{10}][OH]_8 \cdot nH_2O$ или $4FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$. Формула приблизительная. Название дано по месту нахождения — Шамуазон в кантоне Валлис в Швейцарии.

Химический состав не постоянный (в %): FeO 34.3—42.3, Fe_2O_3 0—6, Al_2O_3 13—20.1, SiO_2 22.8—29, H_2O 10—13. Примеси: MgO до 4.4, иногда до 7 (магнезиальный шамозит), CaO до 1.6, TiO_2 до 1.1, CO_2 до 2.5. При микроскопическом изучении часто устанавливаются включения посторонних минералов (магнетита, сидерита, нередко в виде обломочных зерен в центре оолитов, иногда сульфидов, железа, песчинок кварца и др.).

Сингония моноклиная. Рентгенометрическими исследованиями устанавливается, что шамозит обладает особой структурой хлоритового типа. Распространен обычно в виде оолитовых стяжений с концентрически-зональным строением. Наблюдается также в виде цемента между песчинками или сплошных скрытокристаллических или землистых масс.

Цвет шамозита зеленовато-темносерый до черного. Непрозрачен. **Черта** светлая зеленовато-серая. **Блеск.** Обычно матовый или обладает слабым стекловидным блеском. **Оптические константы.** $Nm=1.62-1.66$; $Ng-Np=0.010-0.012$. Оптически отрицательный. $2V$ очень мал. Слабо плеохроичный.

Твердость 3. **Уд. вес** 3.03—3.40.

Диагностические признаки. Макроскопически обычно можно предположить по оолитовому строению, темнозеленому или черному цвету, зеленовато-серой черте. Из данных химического анализа бросаются в глаза относительно низкое содержание кремнезема и резкое преобладание закиси железа над окисью.

П. п. тр. в окислительном пламени краснеет, в восстановительном сплавляется в черное магнитное стекло. В HCl легко разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Распространен в некоторых осадочных железорудных месторождениях различного возраста, преимущественно юрского. Судя по парагенезису с сульфидами железа, сидеритом, а также по закисной форме железа, шамозиты образуются в условиях недостатка кислорода в прибрежных зонах морских бассейнов. В современных морских осадках шамозит пока не был встречен.

При выветривании легко окисляется с образованием гидроокислов железа в виде бурых железняков, представляющих типичные железные шляпы в месторождениях шамозитов.

Практическое значение. Пластовые залежи шамозитов встречаются иногда в больших размерах и в этих случаях представляют промышленный интерес как руды железа.

Месторождения. В СССР скопления шамозита установлены в ряде мест среди палеозойских и мезозойских осадков по восточному склону Северного и Среднего Урала (в Серовском, Алапаевском, Аятском и других районах), также в Халиловском железорудном месторождении (Южный Урал) юрского возраста, в ряде мест Северного Кавказа среди юрских отложений и в других местах.

Из иностранных месторождений отметим следующие: Нучич (Чехословакия), где шамозитовые руды оолитового строения образуют мощные пластовые залежи, прослеживаемые на расстояние до 40 км; Лотарингские осадочные месторождения железных руд во Франции, где наряду с пластами оолитовых руд красного железняка, местами сидерита, распространены пласты шамозитовых руд в виде зеленых, темносерых и черных масс.

ТЮРИНГИТ — $Fe_{3.5}(Al, Fe^{2+})_{1.5}[Si_{2.5}Al_{1.5}O_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$ или $7FeO \cdot 3(Al, Fe)_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot nH_2O$. Формула приблизительная. Название дано по месту нахождения.

Химический состав (в %) непостоянный: FeO 19.8—39.3, Fe_2O_3 7.2—31.7, Al_2O_3 15.6—25.1, SiO_2 19.4—28.8, H_2O 4.6—13.2. Примеси: MgO (до 6), CaO (до 1.9), MnO (до 2.7), P_2O_5 (до 1.2) и др.

Сингония моноклиная. Изредка встречается в виде мелких чешуек с перламутровым блеском. Обычно же наблюдается в сплошных скрытокристаллических массах.

Цвет тюрингита оливково-зеленый разных оттенков. Черта зеленовато-серая. Блеск чешуйчатых разновидностей перламутровый. **Оптические константы.** $Nm = 1.64—1.68$; $Ng - Np = 0.005—0.010$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. Сильно плеохроичен.

Твердость 2—2.5. **Спайность** совершенная по одному направлению, очевидно по {001}. **Уд. вес** 3.15—3.19.

Диагностические признаки. Характерными являются зеленый цвет, бледнозеленая черта, иногда перламутровый блеск (для чешуйчатых агрегатов) и до некоторой степени оптические константы. С определенной уверенностью можно определить лишь на основании данных химического анализа.

П. п. тр. сплавляется в черное магнитное стекло. В HCl разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. В больших массах встречается в некоторых слабо-метаморфизованных осадочных месторождениях железа. Нередко наблюдается в ассоциации с мелкими октаэдрами магнетита, иногда с более поздним сидеритом. Известны также случаи эндогенного происхождения этого минерала в процессе гидротермального изменения богатых железом горных пород.

Практическое значение. Так же как и шамозит, в случае скопления в значительных массах может иметь промышленное значение как железная руда.

Месторождения. Наиболее крупные месторождения тюрингита известны в Тюрингии (Германия) — Шмидефельд и др. в виде пластов среди нижнесилурийских сланцев, а также Фихтельгебирге в Баварии. На территории СССР очень похожий на тюрингит минерал встречен в железорудном осадочном месторождении Караджал (Центральный Казахстан).

СТРИГОВИТ — $(Fe^{2+}, Mg)_3(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_2[Si_3AlO_{10}][OH]_6$. Содержит также MnO. Монокл. с.? Встречается в виде мелких призматических кристалликов гексагонального облика и в рыхлых агрегатах. Цвет темнозеленый. **Уд. вес** 3.144. Оптически отрицательный. $2V$ мал. $Ng = Nm = 1.67$, $Np = 1.65$; $Ng - Np = 0.020$. Встречался в пустотах среди гранита Штригау в Силезии и в ряде мест на Урале.

ДАФНИТ — $(Fe^{2+}, Mg)_4Al_2[Si_2Al_2O_{10}][OH]_8$ или $4(Fe, Mg)O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$. Редкий. Монокл. с. Псевдогексагональный. Состав переменный. Существуют переходные разновидности к крошштедтиту. По рентгенограммам, он обладает нормальной хлоритовой структурой, близкой к структуре клинохлора. Встречался в концентрических или радиально-волокнистых агрегатах, а также пластинчатых массах темнозеленого цвета. $Nm = 1.64—1.66$. Двупреломление очень низкое. Оптически отрицательный. $2V$ мал. Тв. 2. Спайность совершенная по (001). **Уд. вес** 3.08. Легко плавится. Растворяется в HCl. Как гидротермальный минерал встречается в ассоциации с кварцем, арсенопиритом и другими минералами в рудных месторождениях Корнуолл (Англия), Рэндаллс и Калгурли (Западная Австралия).

КРОШШТЕДТИТ — $Fe_4 \cdot Fe_2 \cdot [Si_2Fe_2O_{10}][OH]_8$ или $4FeO \cdot 2Fe_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$. Редкий. Монокл. с. Псевдотригональный. В тригональных или дитригональных остроконечных пирамидальных кристалликах. Кристаллическая структура его, так же как и амезита, оказалась аналогичной структуре каолинита. $a_0 = 5.48$, $b_0 = 9.49$, $c_0 = 21.25$; $\beta = 90^\circ$; $z = 3$. Цвет черный. Черта темнозеленая. $Nm = 1.72—1.80$. Двупреломление высокое. Оптически отрицательный. $2V$ мал. Тв. 3.5. Спайность весьма совершенная по (001). Тонкие листочки относительно эластичны. **Уд. вес** 3.34—3.45. Растворяется в HCl, выделяя студень кремнезема. Встречен в рудных месторождениях Пршибрам и Кутенберг (Чехословакия), в Конгоньяс (Бразилия) и в ряде железорудных месторождений.

ПЕННАНТИТ — $(Mn^{2+}, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}[OH]_8$. Формула приблизительная. Аналог тюрингита. Отношение Si:Al близко к 1.9. Монокл. с. Цвет оранжево-бурый. Оптически одноосный, отрицательный. $Ng = Nm = 1.661$, $Np = 1.646$; $Ng - Np = 0.015$. Плеохроизм в оранжевых тонах. **Уд. вес** 3.06. Встречен в ассоциации с парагонитом, анальцитом и другими минералами в месторождении Бенальт (Карнарвон, Англия).

ШУХАРДИТ — $(Ni, Fe^{2+}, Al)_6[Si_3(Si, Al)O_{10}][OH]_8$. Никелевый хлорит. Редкий. Содержание Ni 5—6%, Al_2O_3 до 15%. Монокл. с.? Встречается в пластинках яблочно-зеленого цвета или в землисто-чешуйчатых агрегатах. $N = 1.58$. В ассоциации с хризопразом был установлен в Франкенштейне в Саксонии.

Разновидность, не содержащая железа, называется рёттзитом. Была встречена в метакolloидном виде.

КОННАРИТ — $(Ni, Fe^{2+})_6[Si_3(Si, Fe^{2+})O_{10}][OH]_8$. Монокл. с.? Псевдогексагональный. Редкий. Синоним: комарит. NiO до 36%. Наблюдался в виде мелких зерен желтовато-зеленого цвета, обнаруживающих совершенную спайность в одном направлении. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm = 1.59$, $Np = 1.56$; $Nm - Np = 0.030$. Слабо плеохроичен. Тв. 2.5—3. **Уд. вес** 2.5. Встречался в ассоциации с сидеритом, кварцем и фосфатами в Рёттitze около Плауена в Саксонии, а затем в Уфалейском районе (Средний Урал).

КУКЕИТ — $LiAl_4[Si_3AlO_{10}][OH]_8$. Монокл. с. Редкий. Встречается в псевдогексагональных пластинках белого, светлорозового, зеленого, бурого цвета со слюдоподобной спайностью. $Ng = 1.597$, $Nm = 1.579$, $Np = 1.576$. Тв. 2.5. **Уд. вес** 2.67. Наблюдается иногда в виде перламутрового слоя на кристаллах розового литиевого турмалина, повидимому, как результат его изменения под влиянием каких-то позднейших процессов. Встречен в Оксфорде (Мэйн, США) в ассоциации с лепидолитом и турмалином, Мидлсэкс (Коннектикут, США) и в других местах.

5. ГИДРОСЛЮДЫ И ИМ ПОДОБНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Существуют такие слюдо- или хлоритоподобные минералы, которые отличаются тем, что в их составе участвует меньшее количество связующих катионов, но зато в существенных количествах присутствуют связанные молекулы H_2O , довольно легко удаляющиеся при нагревании.

Образование их в некоторых случаях связывают с низкотемпературными стадиями гидротермальных процессов, но преимущественно эти минеральные виды возникают при процессах выветривания изверженных пород и пегматитов за счет содержащихся в них слюд или слюдообразных минералов. Некоторые из них устанавливаются в виде продуктов разложения осадков в морских бассейнах. Во всех случаях необходимым условием их существования является наличие среды, богатой водой.

Химический состав подобных минералов непостоянный: меняются содержания катионов, связующих пакеты, и H_2O . По ряду физических свойств эти минералы близки то к слюдам, то к хлоритам, то к мине-

ралам группы каолинита или монтмориллонита, описываемым ниже. Рентгенометрические исследования, еще далеко не законченные, показывают, что эти минералы все же обладают основными чертами строения, свойственными слюдообразным минералам. Весьма вероятно, что молекулы воды становятся или внедряются (за счет выщелачиваемых катионов) послойно и под влиянием остаточных валентностей в кристаллических решетках укладываются в виде гексагональных сеток (см. фиг. 552).

К числу установленных до сих пор минеральных видов, принадлежащих к рассматриваемым соединениям, относятся следующие:

Гидробитит	$K_{<1} (Mg, Fe)_3 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot nH_2O$
Гидромусковит	$K_{<1} Al_2 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot nH_2O$
Вермикулит	$(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot 4H_2O$
Джеффферизит	$(Mg, Ni)_4 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_4 \cdot 4H_2O$
Стильпноклоран	$(Fe^{2+}, Mg, Ca)_3 (Al, Fe) [Si_4 O_{10}] [OH, O]_4 \cdot 4H_2O ?$
Эррит	$Mn_4 [Si_4 O_{10}] [OH]_4 \cdot 3H_2O ?$
Глауконит	$K_{<1} (Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Mg)_{2-3} [Si_3 (Si, Al) O_{10}] [OH]_2 \cdot nH_2O$
Селадонит	$K_{<1} (Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+})_2 [Si_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot nH_2O$

ГИДРОБИТИТ — $K_{<1} (Mg, Fe)_3 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot nH_2O$. Формула приближительная. По сравнению с биотитом содержит несколько меньшие количества K_2O , MgO , FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 и SiO_2 , но зато, так же как и в гидромусковите, в качестве существенной составной части входит молекулярная вода. Отношение $Fe_2O_3 : FeO$ по сравнению с неизменным биотитом увеличивается, а содержание MgO становится меньше.

Грюнер, изучавший гидробитит гентгенометрически, пришел к выводу о том, что в структуре этого минерала имеются признаки переслаивания слоев слюдяного строения со слоями вермикулитового строения¹. Этим могут быть объяснены особенности состава данного минерала как промежуточного между биотитом и вермикулитом.

Цвет биотита обычно сохраняется. Блеск несколько тускнеет. Показатели преломления ниже: $Ng = Nm = 1.582$, $Np = 1.545$ (колеблются). Уд. вес 2.783 (у биотита 3.02—3.12). При нагревании слегка растрескивается и, расслаиваясь, увеличивается в объеме. Цвет становится бронзовым.

Встречается в зонах выветривания биотитсодержащих изверженных горных пород и перматитовых жил. В некоторых месторождениях вермикулита считается минералом гидротермального происхождения, образовавшимся в условиях низких температур при воздействии гидротерм на биотит.

Гидрофлогопит (фолидолит), повидимому, встречается реже. Весьма возможно, что более легкая гидратация связана с процессом окисления закисного железа в окисное.

ГИДРОМУСКОВИТ — $K_{<1} Al_2 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot nH_2O$. Формула приближительная. Встречающиеся в литературе названия иллит, жильбертит, гюмбелит, дамурит, маргардит, монотермит и другие по существу являются синонимами. Повидимому, и серицит (скрыточешуйчатый агрегат) относится к гидрослюдам. В большинстве случаев представляет продукт частичного гидролиза мусковита.

Химический состав непостоянный. Содержание K_2O по сравнению с мусковитом падает до 6 и даже до 2—3%; H_2O , наоборот, возрастает до 8—9%. Разности, называемые леверрьеритом, очень бедные калием, но богатые водой (до 15—17%), в основном являются уже каолинитом, однако по сравнению с ним обладают более высоким двупреломлением (0.020—0.028). Содержание SiO_2 в гидромусковитах часто выше, чем в нормальном мусковите, и достигает 50—55%, Al_2O_3 — ниже (25—33%). Примеси: Fe_2O_3 и MgO (до нескольких процентов), CaO и др.

Кристаллическая структура мало чем отличается от структуры мусковита и является как бы переходной к структуре монтмориллонита. По всей вероятности, в кристаллической решетке имеет место переслаивание слоистых пачек мусковитового строения с пачками каолинитовой или монтмориллонитовой структуры. Наблюдается в чешуйчатых и тонкопластинчатых белых массах, жирных на ощупь, обычно в смеси с каолинитом и другими минералами. Отдельные чешуйки менее упруги по сравнению с мусковитом. Показатели преломления ниже, чем у мусковита; они меняются

¹ Это до некоторой степени подтверждается тем, что по рентгенометрическим данным размеры элементарной ячейки по оси c больше, чем для нормальных слюд. Например, для гидромусковита $c \sin \alpha = 20.2$, тогда как для нормального мусковита та же величина равна 19.9 (при совершенно одинаковых размерах a_0 и b_0).

в зависимости от состава, обычно в пределах 1.55—1.58 (понижаются с увеличением содержания H_2O).

Встречается чаще среди глин, особенно являющихся продуктом выветривания слюдяных (мусковитовых) сланцев, гнейсов, кварц-серицитовых пород, а в некоторых случаях, повидимому, как продукт изменения при превращении полевых шпатов в каолинит. Часто устанавливается также в почвах, образующихся на месте кислых и средних по составу изверженных горных пород в ассоциации с монтмориллонитом и другими минералами.

ВЕРМИКУЛИТ — $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot 4H_2O$. Название происходит от латинского слова вермикулус — «червячок». Оно дано в связи с тем, что этот минерал очень оригинально ведет себя при нагревании: образуются длинные червеобразные нити.

Химический состав непостоянный в зависимости от содержания молекулярной воды. Содержание MgO колеблется от 14 до 23%, Fe_2O_3 — от 5 до 17%, FeO — от 1 до 3%, SiO_2 — от 37 до 42%, Al_2O_3 — от 10 до 13%, H_2O — от 8 до 18%. Кроме того, присутствует K_2O до 5, иногда до 8% (в разностях, представляющих по существу гидробититы), TiO_2 до 1.6%, CaO , MnO , NiO и др.

Сингония, вероятно, моноклинная. Вермикулит представляет собой слюдоподобный минерал и, как правило, образуется в виде псевдоморфоз по биотиту или железистому флогопиту. **Кристаллическая структура** слоистая, но отличная от структуры слюд и хлоритов. Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 5.33$, $b_0 = 9.18$, $c_0 = 28.35$; $\beta = 86^\circ 45'$. Грюнер, изучавший структуру вермикулита, пришел к выводу, что этот минерал состоит из электрически нейтральных слоев $(Mg, Fe)_3 (Al, Si)_4 O_{10} [OH]_2$, перемежающихся со слоями молекул воды. Состав вермикулита можно представить как гидротальк с $4H_2O$ и следующим образом сравнить с составом хлорита:

Хлорит	$Mg_3 [AlSi_3 O_{10}] [OH]_2 \cdot Mg_3 Al [OH]_6$
Вермикулит	$(Mg, Fe)_3 [AlSi_3 O_{10}] [OH]_2 \cdot 4H_2O$

Четыре молекулы H_2O занимают почти такой же объем, как три молекулы брусита — $3Mg[OH]_2$ или $Mg_2Al[OH]_6$. Действительно, для хлорита мы имеем $c_0 = 28.46$, т. е. почти тот же размер, что и для вермикулита (28.3).

В процессе дегидратации, при постепенном нагревании до 750° , после удаления молекулярной воды и сближения слоев вермикулит образует структуру, похожую на структуру талька. Любопытно также, что при нагревании до 100° исчезает почти половина воды, но при этом никакие существенных нарушений в структуре вермикулита рентгенометрическим путем обнаружить не удается. Это согласуется с тем положением, что молекулы воды между слоями располагаются в определенном фиксированном положении.

Цвет вермикулита бурый, желтовато-бурый, золотисто-желтый, бронзово-желтый; иногда характерны зеленоватые оттенки. Блеск по сравнению с биотитом слабее, часто жирный. **Оптические константы.** Согласно данным Винчелла: $Ng = Nm = 1.58 - 1.59$, Np около 1.56; $Ng - Np$ около 0.02. По Ларсену, $Nm = 1.557 - 1.561$.

Твердость 1—1.5. Упругость тонких листочков слабая или отсутствует. **Спайность** совершенная по {001}. **Уд. вес** 2.4—2.7. **Прочие свойства.** Самым замечательным свойством вермикулита является его способность при прокаливании необычайно резко увеличивать свой объем. Сущность явления заключается в том, что под напором превращающейся в пар молекулярной воды происходят расслаивание и быстрый рост отдельных индивидов вдоль вертикальной оси c , и притом настолько значительный, что образуются тонкие червеобразные

столбики или нити золотистого или серебристого цвета с поперечным делением на тончайшие чешуйки. Общее увеличение объема достигает 18—25 раз. Образование огромного количества мельчайших воздушных прослоек в отдельных индивидах обуславливает очень низкий объемный вес (0.6—0.9). Обожженные массы вермикулита свободно плавают на воде. С этим связаны высокие теплоизоляционные свойства обожженного вермикулита. Коэффициент теплопроводности $\lambda=0.04—0.05$ ккал/м·час·град (у асбеста он колеблется в пределах 0.15—0.40).

Удаление воды начинается еще при комнатной температуре, быстро увеличивается, давая максимумы при температурах около 150°, 250° и 800°. В последнем случае, очевидно, уже происходит отдача гидроксильных ионов.

Диагностические признаки. По внешним признакам похож на выветрелый биотит или хлорит. Самым показательным признаком является поведение его перед паяльной трубкой с сильно выраженным вздуванием и образованием длинных червеобразно искривленных нитей или столбиков.

Происхождение. Обычно в незначительных количествах образуется при выветривании биотитов. Более существенные скопления устанавливаются в гидротермально измененных (очевидно, при низких температурах) биотитовых или флогопитовых жилах, линзах или телах, образовавшихся метасоматическим путем за счет ультраосновных горных пород.

В ассоциации с вермикулитом встречаются гидробиотит, роговая обманка, плагиоклазы, апатит и др. Согласно химическим анализам устанавливаются постепенные переходы по составу вермикулита в гидробиотит, а затем в биотит.

Практическое значение. Обожженные массы вермикулита применяются в качестве теплоизоляционного материала для обмазки паропроводных труб, котлов, печей и т. д. Как звукопоглощающий материал он используется при устройстве кабин в самолетах, в некоторых специальных лабораториях и т. д. Благодаря красивой золотистой или серебристой окраске, приобретаемой после обжига, он применяется также в производстве обоев. Пригоден также в качестве смазочного материала. Наконец, вермикулит обладает тем замечательным свойством, что способен к очень высокому катионному обмену, значительно сильнее выраженному, чем мы имеем в группе монтмориллонита.

Месторождения. У нас известны два месторождения. Первое из них располагается среди серпентинитов, от которых жилообразные тела, сложенные крупнолистоватым вермикулитом, измененным биотитом и флогопитом, отделены оторочками актинолита. Второе месторождение представлено биотит-вермикулитовыми линзообразными или жилообразными телами среди толщи амфиболитов, в которых устанавливаются явления замещения роговых обманок биотитом. Сами амфиболиты, по всей вероятности, образовались путем метаморфизма ультраосновных пород, повидимому, под воздействием кислот или щелочных изверженных пород, представителями которых являются жилы аплитов и пегматитов. Образование вермикулита за счет биотита, очевидно, связано с последними гидротермальными проявлениями этого процесса.

Из иностранных месторождений отметим крупные промышленные месторождения Ли б би в Монтане (США) и месторождения в Западной Австралии.

ДЖЕФФЕРИЗИТ — $(Mg, Ni)_4(Si, Al)_4O_{10}[OH]_4 \cdot 4H_2O$. Формула до некоторой степени условна, но отвечает данным двух имеющихся в литературе анализов из месторождений Вебстер (Северная Каролина, США).

Химический состав по двум анализам (в %): MgO 25.90 и 18.18, NiO 5.34 и 11.25, Fe₂O₃ 3.40 и 2.71, FeO 0 и 0.41, CaO 0.42 и 0.40, SiO₂ 37.50 и 34.76, Al₂O₃ 12.00 и 14.86, H₂O+ 12.00 и 12.60, H₂O— 7.00 и 8.20. Рентгенометрически не изучен.

Цвет зеленый. $Ng=Nm=1.573$, $Np=1.542$; $Ng-Np=0.031$. П. п. тр. ведет себя совершенно аналогично вермикулиту.

СТИЛЬПНОХЛОРАН — $(Fe^{++}, Mg, Ca)_3(Al, Fe)[Si_4O_{10}][OH, O]_4 \cdot 4H_2O$? Образуется при изменении стильпнохлорана и тюрингита. Наблюдался в желтых или бронзово-красных чешуйках в Гобичау, близ Штернберга (Чехословакия). Весьма вероятно, что стильпнохлоран с $Ng=Nm=1.615$, $Np=1.546$ и $Ng-Np=0.069$ относится именно к стильпнохлорану. Уд. вес 2.77.

ЭРРИТ — $Mn_4[Si_4O_{10}][OH]_4 \cdot 3H_2O$? Развивается по парсеттенситу. Цвет бурый. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.575$, $Np=1.547$; $Ng-Np=0.028$. Уд. вес 2.68. Встречен в месторождении Парсеттенс Альп в долине д'Эрр (Швейцария).

ГЛАУКОНИТ — $K_{<1}(Fe^{++}, Fe^{+}, Al, Mg)_{2-3}[Si_3(Si, Al)O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$. Глаукос — по-гречески «синевато-зеленый». Сравнительно широко распространен в некоторых осадках морского происхождения.

Химический состав. В основном это водный алюмосиликат железа и магния. Содержания главных компонентов в типичных глауконитах колеблются в следующих пределах (в %): K₂O 4.0—9.5, Na₂O 0—3.0, Al₂O₃ 5.5—22.6, Fe₂O₃ 6.1—27.9, FeO 0.8—8.6, MgO 2.4—4.5, SiO₂ 47.6—52.9, H₂O 4.9—13.5. В виде примесей присутствуют: CaO до 1% (более высокие содержания обычно связаны с CO₂ в виде карбоната), иногда P₂O₅, B₂O₃ и др. Таким образом, с химической точки зрения характерны следующие особенности этого минерала по сравнению со слюдами: повышенное содержание кремнезема, недостаток щелочей и явное преобладание окиси железа над закисью.

Сингония, вероятно, моноклинная. Очень редко наблюдается в мелких кристалликах грубо гексагональных очертаний. Обычно распространен в виде вкрапленных округленных зернышек или шариков диаметром от одного до нескольких миллиметров в рыхлых кремнистых, кремнисто-глинистых или глинисто-карбонатных породах, богатых фосфатами, нередко в виде псевдоморфоз по раковинам фораминифер, иногда обломкам железомagneзиальных минералов изверженных пород. Слагает также цемент между песчинками, отлагаясь, повидимому, в виде коллоидального вещества. Известны случаи нахождения сплошных масс глауконита (пласты в осадочных породах).

Кристаллическая структура, согласно данным Д. Грюнера, почти идентична структуре биотита. Размеры элементарной ячейки: $a_0=5.24$, $b_0=9.07$, $c_0=20.03$; $\beta=95^\circ 00'$. В слоях $(Si, Al)_4O_{10}$ отношение ионов Si:Al значительно выше, чем в слюдах. Иногда устанавливаемый излишек SiO₂, вероятно, присутствует в виде субмикроскопического опала или адсорбированного гидрата кремнезема вокруг дисперсных частичек. Так как содержание калия в глауконитах значительно ниже, чем в слюдах, то надо полагать, что между слоистыми пакетами существуют не занятые ионами калия пустые места. Адсорбированные молекулы воды, повидимому, располагаются слоями в ориентированном положении между слоистыми пакетами.

Цвет глауконита темнозеленый до зеленовато-черного, в тонких шлифах зеленый. Блеск обычно матовый, у плотных разностей стеклянный, жирный. **Оптические константы.** $Ng=1.610—1.630$, Nm близок к Ng , $Np=1.590—1.600$; $Ng-Np=0.020—0.030$. Оптически отрицательный. $2V$ мал.

Твердость 2—3. Хрупок. **Спайность** устанавливается очень редко и только в крупных индивидах по {001}. Уд. вес 2.2—2.8. **Прочие свойства.** При нагревании адсорбированная молекулярная вода те-

ряется постепенно. При температуре около 500°, повидимому, происходит потеря гидроксильных групп. Глаукоцит обладает довольно высокой способностью к катионному обмену, чем и вызывается использование его для промышленных целей. Характерно также, что при прокаливании глаукоцита в смеси с CaCl_2 и CaCO_3 происходит улетучивание ионов K , особенно значительно при температурах 1000—1100°.

Диагностические признаки. Узнается по темнозеленому цвету, низкой твердости и парагенезису с опалом, глинистыми минералами, иногда карбонатами, входящими в состав осадочных пород. От лептохлоритов отличается меньшими показателями преломления и по химическому составу (содержит существенные количества калия).

П. п. тр. плавится с трудом, образуя пузыристую шлаковидную массу и затем черное стекло. В концентрированной HCl разлагается. При растворении на месте зерен остается тончайший белый скелет кремнезема с сохранением общей формы зерна. Прокаленные массы глаукоцита при температурах свыше 800° практически уже не разлагаются.

Происхождение. Глаукоцит распространен в осадочных породах исключительно морского происхождения (песчаниках, опоках, глинах, карбонатных породах, фосфоритовых слоях), образовавшихся на сравнительно небольших глубинах, преимущественно в прибрежных участках морей и океанов. Он встречается и в современных морских осадках (зеленых илах и песках). Согласно результатам исследований океанографической экспедиции Челленджера, в наибольших количествах глаукоцит распространен на границе с зоной ила, на глубине 300—500 м.

Источником железа, алюминия и кремния при образовании глаукоцита, повидимому, являются обогащенные железом илстые осадки, а калий и магний усваиваются из морской воды. Процесс этот, возможно, протекает не без участия бактерий. Полная картина происхождения глаукоцита пока еще не ясна.

По ряду геологических данных глаукоцит, по всей вероятности, отлагается первоначально в виде коллоидального вещества в условиях замедленного накопления осадков, в слабо окислительной среде (Fe_2O_3 обычно преобладает над FeO); иногда в условиях разложения органических остатков, обуславливающих слабо восстановительные процессы (парагенезис с карбонатами Fe^{2+} и Mn^{2+} , пиритом, марказитом) при относительно низких температурах (поглощение калия при повышенных температурах падает); наконец, в обстановке некоторого обогащения осадков коллоидальным кремнеземом, о чем свидетельствует нередко устанавливаемый существенный избыток его в составе минерала.

Известны сравнительно редкие случаи образования глаукоцита за счет биотита в результате гальмиролиза («подводного выветривания»). Иногда он возникает метасоматическим путем по обломкам минералов изверженных пород, нередко отлагаясь в них вдоль спайности или трещин. Довольно часто также устанавливается, что глаукоцитовые зерна наряду с песчинками других минералов участвуют в осадочных породах в качестве кластического (обломочного) материала. Очевидно, это связано с оживлением донных течений морских вод, вызывающих переотложение вещества.

В процессе выветривания глаукоцит неустойчив и разлагается с образованием гидроокислов железа и кремнезема. С этим процессом часто связаны некоторые месторождения бурых железняков, особенно в болотных условиях.

Практическое значение. Глаукоцит, как калийсодержащий минерал, в сыром виде или, лучше, после соответствующей термической обработки находит применение для удобрения почв. Особенно широко для этой цели он применяется в штате Нью-Джерси (США), где на специальных химических заводах из глаукоцитовых пород получают калийные соли.

Глаукоцитовые концентраты используются в качестве дешевой защитной краски зеленого цвета, обладающей рядом преимуществ по сравнению с другими зелеными красками (стойкость по отношению к кислотам, щелочам, отсутствие ядовитости и пр.).

Глаукоцит под названием неопермута применяется также как смягчитель жестких вод в сахарной, пивоваренной, винокуренной, текстильной и других отраслях промышленности. Такое применение основано на способности его к реакциям катионного обмена. Для этой цели глаукоцитовые концентраты предварительно обрабатываются раствором поваренной соли, в результате чего ионы натрия поглощаются концентратом. При фильтровании через такой концентрат жесткой воды происходит обмен катионами: щелочноземельные катионы воды поглощаются, а в раствор переходят катионы натрия, чем и вызывается уничтожение жесткости воды.

Месторождения глаукоцита весьма многочисленны и приурочены к мелководным осадкам самого различного возраста. Укажем лишь некоторые главнейшие месторождения СССР.

Огромное месторождение глаукоцитовых песков верхнемелового возраста, подстилающих пласты фосфоритов, располагается в пределах так называемой Южно-Русской впадины на Украине. В связи с разработкой фосфоритов наиболее изучена северная окраина этой впадины (в Курской и Орловской областях). В глаукоцитовых песках часто обнаруживаются фосфоритовые желваки. В той же ассоциации глаукоцит встречается в крупных месторождениях: Егорьевском (в 80—90 км к юго-востоку от Москвы) и Вятско-Камском (Кировская область). Глаукоцитовые пески и песчаники широко распространены в отложениях третичного возраста среди кремнистых глин и опок вдоль восточного склона Урала, в Западном Казахстане, в Поволжье, на Украине и в других местах.

СЕЛАДОНИТ — $\text{K}_{<1}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. По химическому составу очень близок к глаукоциту, но образуется в совершенно других условиях. Как гидротермальный минерал он встречается в миндалинах пузыристых базальтов в виде мелких листоватых или радиально-волокнистых агрегатов, а также в виде колломорфных образований, выполняющих миндалины. Иногда он развивается вдоль трещин в железистом оливине метасоматическим путем.

Цвет зеленый. $n_g=1.638$, $n_m=1.63$, $n_p=1.625$; $n_g-n_p=0.013$. Оптически отрицательный. 2V мал. Тв. 1. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 2.7. У нас он описан в эффузивных породах у д. Курцы (около Симферополя), на горе Карадаг в Крыму, по р. Вилюй (Якутская АССР) и в других местах.

Похожий на него идингсит — $\text{H}_4\text{MgFe}_2\text{Si}_3\text{O}_{14}$, часто образующийся по оливину, отличается по составу (не содержит K) и окраске (обычно бурых тонов).

6. ГРУППА СЕРПЕНТИНА — КАОЛИНИТА

Минералы, относящиеся как к этой, так и к двум последующим группам (галлуазита и монтмориллонита), в последнее время подверглись детальным исследованиям с применением рентгенометрии. Особенно много новых интересных данных было получено по гидросиликатам алюминия (так называемым «минералам глин»). Хотя исследования еще продолжаются, но уже вполне отчетливо выясни-

лись химические конституции различных типов соединений, их кристаллические структуры и различные, связанные с особенностями строения, замечательные свойства этих минералов, несмотря на многие, чисто внешние черты сходства их. Что касается гидросиликатов магнезия, то, к сожалению, они фактически пока почти не затронуты исследованиями. Поэтому для них мы принуждены ограничиться общими старыми сведениями.

В данной группе минералов, как и во многих других ранее рассмотренных группах, представлены гидросиликаты магнезия (никеля) и алюминия (железа), которые можно объединить в две подгруппы: а) подгруппу серпентина и б) подгруппу каолинита. Хотя в серпентине (магнезиальном гидросиликате) и устанавливается иногда в незначительных количествах содержание Al_2O_3 (до 5,68), а Fe_2O_3 почти постоянно достигает нескольких процентов и, в свою очередь, в каолините наряду с Al_2O_3 также присутствует в небольших количествах MgO , всё же представители с промежуточным составом между ними в природе не пользуются распространением. Это обстоятельство оправдывает целесообразность разделения относящихся сюда минералов на две подгруппы.

Общей особенностью минералов как этой, так и двух последующих групп является то, что соединения, характеризующие их, чрезвычайно склонны к образованию коллоидальных веществ или скрыто-чешуйчатых агрегатов. Явно кристаллические образования крайне редки. Этим и объясняется то, что еще совсем недавно, до момента детальных рентгенометрических исследований, мы имели очень слабое представление об истинной природе всех этих образований.

Один из главных относящихся сюда минералов — серпентин и его разновидности — имеет преимущественно гидротермальное происхождение, возникая почти исключительно за счет оливина и энстатита (в несравненно меньшей степени — за счет других магнезиальных минералов). Однако гидросиликаты никеля (ревдинскит и непуит) являются экзогенными минералами, возникающими при интенсивном выветривании никеленосных ультраосновных магнезиальных изверженных пород. Каолинит же в основной массе образуется в экзогенных условиях. В значительно меньшей степени распространены эндогенные процессы каолинизации горных пород под влиянием низкотемпературных гидротермальных растворов. Две другие полиморфные модификации каолинита (диккит и накрит) распространены гораздо реже и притом только в генетической связи с гидротермальными процессами.

ПОДГРУППА СЕРПЕНТИНА

Рассматриваемые здесь минералы, по всей вероятности, аналогично минералам подгруппы каолинита, имеют две или несколько полиморфных модификаций. Однако без тщательных рентгенометрических исследований, другими путями этого установить невозможно.

Серпентин	$Mg_6 [Si_4O_{10}] [OH]_8$	Монокл. с. ?
Ревдинскит	$(Ni, Mg)_6 [Si_4O_{10}] [OH]_8$	Монокл. с.

СЕРПЕНТИН — $Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$ или $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. Серпентария — по-латыни «змеевидный»; серпентиновые породы иногда имеют некоторое сходство по пятнистому рисунку, особенно в полированных образцах, со змеиной кожей. Отсюда и русское название — змеевик, относящееся, правда, к горной породе — серпентиниту,

состоящему почти сплошь из серпентина. Раньше употреблялось название о ф и т (от греческого — «змея»); теперь это название, иногда измененное в серпофит, сохранилось за опаловидной или гелеподобной, богатой водой разновидностью серпентина, обладающей восковым блеском и однородной окраской (бледнозеленой, желтовато-белой, реже буровато-зеленой). Эта же разновидность называлась благородным змеевиком, девейлитом, гимнитом. По оптическим и другим свойствам она представляет типичный гель.

Листоватая разновидность, похожая на хлорит, но обладающая меньшим совершенством базальной спайности и хрупкостью, носит название антигорита (долина Антигорио, близ Пьемонта в Италии). О ней упоминалось при описании группы хлоритов.

Псевдоморфозы по ромбическому пироксену — энстатиту — называются б а с т и т о м. Они возникают как целые кристаллические зерна с хорошо выраженной спайностью и слабым золотистым отливом, бросающимся в глаза в виде вкраплений на поверхности излома энстатит-оливиновых пород. Они настолько характерны, что по ним легко можно узнать в поле макроскопически серпентинизированные энстатит-оливиновые породы (гарцбургиты). Возможно, что бастит представляет собой особую полиморфную модификацию серпентина.

В прежней литературе можно встретить многочисленные названия (синонимы) ряда других разновидностей серпентина, несколько различающихся по цвету, составу и морфологическим признакам. О некоторых из них упомянем попутно при описании.

Химический состав. MgO 43,0%, SiO_2 44,1%, H_2O 12,9%. Соотношения компонентов несколько колеблются, особенно в разновидностях, аналогичных типичным коллоидам, более богатым водой (обычно до 13—17%). В виде примесей почти всегда присутствуют FeO и Fe_2O_3 (до нескольких процентов), но встречаются весьма богатые железом разновидности (ферросерпентин, ферроантигорит), затем NiO до десятых долей процента (вильямсит), CoO , гораздо реже Al_2O_3 до 5,7% (алюмосерпентин), CaO , изредка Cr_2O_3 (хромантигорит), ZnO и др.

Сингония не известна. В хорошо образованных кристаллах никогда не встречается. Явно кристаллической разновидностью является лишь антигорит, принадлежащий, вероятно, к моноклинной сингонии. Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 43,4$, $b_0 = 9,24$, $c_0 = 7,26$; $\beta = 91,4^\circ$. Эти данные относятся к антигориту. **Кристаллическая структура.** Основное отличие кристаллической структуры антигорита от таковой каолина заключается в том, что в антигорите характеризующие слоистую структуру пакеты своими «бруситовыми» слоями обращены друг к другу (фиг. 571 на стр. 849), т. е. разделяются парными листами гидроксильных ионов. Эта своеобразная «смазка», как полагают, и обуславливает шелковистый блеск у антигорита. **Агрегаты.** Обычно распространен в плотных массах, часто смятых, со следами скольжения, иногда с тончайшими прожилками асбеста или прожилками офита, массивного или с грубосчетоватой отдельностью или многочисленными зеркалами скольжения на поверхностях излома. В антигоритовых серпентинитах редко наблюдается на-глаз пластинчатое строение; обнаруживается оно только под микроскопом. Аморфный серпентин (офит) изредка наблюдается также в натечных почковидных формах на стенках полых трещин. Наконец, встречаются плотные нефритовидные разновидности (боуэнит). К серпентину относят также пенькообразные спутанноволокнистые массы, которым было дано особое название церматтит (при рентгенометрических исследованиях он,

вероятно, окажется принадлежащим к минералам группы хризотил-асбеста — палыгорскитам).

Цвет темнозеленый в тонких осколках, бутылочно-зеленый различных оттенков до зеленовато-черного, иногда буровато-зеленый. Офит часто имеет бледную оливково-зеленую окраску с желтым оттенком. Антигорит серый, нередко со слабым синеватым оттенком. Большинство разновидностей в тонких осколках на краях просвечивает. **Блеск** стеклянный, жирный, у офита — восковой, у бастита — слабо перламутровый, нередко со слабым золотистым отливом. **Оптические константы** колеблются, очевидно в зависимости от состава. Для антигорита указываются $N_g = 1.571$ (1.511), $N_m = 1.570$ (1.502), $N_p = 1.560$ (1.490); $N_g - N_p = 0.011$ (0.021). Оптически чаще отрицательный. $2V$ колеблется в широких пределах. Обычно же распространенный серпентин, как породообразующий минерал, часто не совсем правильно называемый хризотил-серпентином (в отличие от хризотил-асбеста), развивается метасоматическим путем по оливину в виде петлеобразных «жилок» или «шнуров», наблюдаемых в шлифах под микроскопом. При внимательном изучении этих «шнуров» устанавливается, что они состоят из параллельно расположенных пластинчатых или волокнистых неделимых, развивающихся по обе стороны от трещинок. Для этой разности серпентина даются следующие показатели преломления: N_g от 1.522 до 1.555, N_p от 1.500 до 1.543. Офит оптически изотропный, но нередко участками или во всей массе наблюдаются явления анизотропии, обусловленные, очевидно, натяжениями, как у всех коллоидных тел (известно, например, что каучуковая лента под микроскопом при растяжении становится анизотропной). В отличие от массивного серпентина, офит под микроскопом не обнаруживает никаких реликтовых структурных особенностей породы, за счет которой он образовался.

Твердость обычного серпентина 2.5—3, антигорита 3.5, офита 2. **Спайность** наблюдается только у более крупнопластинчатых разновидностей антигорита: по {001} совершенная и менее совершенная по {010}. Отщепляемые листочки ломки. Бастит также обладает совершенной спайностью по {001}, возникающей параллельно отдельности у пироксенов, по которым он образуется. **Уд. вес** 2.5—2.7.

Прочие свойства. Иногда обнаруживает сильные магнитные свойства, причем это не всегда связывается с наличием образований в серпентинах магнетита. Кривые нагревания серпентина, офита и антигорита показывают эндотермическую остановку при температуре около 600° и одну небольшую экзотермическую остановку около 800°.

Исследования последнего времени показывают весьма интересные явления, происходящие в серпентине при прокаливании. Изучение продуктов нагревания с помощью рентгенограмм приводит к выводу, что при температурах свыше 550° за счет серпентина происходит образование форстерита (Mg_2SiO_4) и аморфного, избыточного по отношению к этому соединению SiO_2 . При температурах выше 1100° наступает реакция между Mg_2SiO_4 и SiO_2 с образованием смеси форстерита и энстатита.

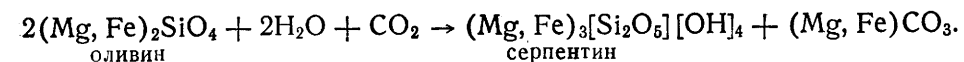
Диагностические признаки. Макроскопически серпентиновые массы узнаются сравнительно легко по характерным темнозеленым оттенкам, невысокой твердости, по зеркалам скольжения, жирному блеску в изломе и т. д. Антигоритовые серпентиниты обладают характерными серыми оттенками, исключительной вязкостью, ощущаемой при обработке образцов молотком, более высокой твердостью по сравнению с обычными серпентинитами. Все разности более или менее

легко распознаются под микроскопом по характерному строению и по парагенезису с остатками от замещения магнезиальных силикатов.

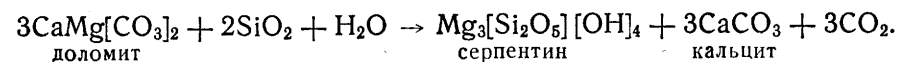
П. п. тр. с трудом оплавляются по краям. Разлагаются в HCl и H_2SO_4 . В закрытой трубке выделяют много воды.

Происхождение. Серпентиниты образуются в процессе массового гидротермального изменения ультраосновных, главным образом оливинсодержащих пород (дунитов, перидотитов и др.). Легче всех замещению серпентином подвергаются оливин и энстатит, затем диопсид, роговые обманки и др. Этот метаморфизм, повидимому проявляющийся уже после того как массивы изверженных пород сформировались, является аналогичным другим массовым процессам, например хлоритизации и сосюритизации основных изверженных пород. Переход оливина в серпентин происходит с увеличением объема. Не раз отмечалось, что вокруг вкрапленных зерен серпентинизированного оливина в полевошпатовых породах наблюдаются радиально расходящиеся трещинки, свидетельствующие о динамическом воздействии вновь образующейся массы на окружающую среду. Этим же, повидимому, объясняется наличие в серпентинитах многочисленных мелких смещений с зеркалами скольжения в самых различных направлениях.

Как показывают химические анализы серпентинизированного оливина, часть железа при этом процессе окисляется до трехвалентной формы. Иногда происходит обособление его в виде мельчайшей пыли магнетита и в редких случаях гематита (буровато-красные серпентиниты). Очень часто наряду с этим образуются в незначительных количествах карбонаты (брейнерит или магнезит), что свидетельствует о содержании в гидротермальных растворах углекислоты. Схематически процесс серпентинизации оливина можно выразить следующей схемой:



В несравненно более редких случаях серпентин образуется при воздействии гидротерм, связанных с интрузиями кислых магматических пород, на доломиты или доломитизированные известняки и при вносом SiO_2 по схеме:



Необходимо также отметить, что плотные антигоритовые массы, по геологическим данным, возникают часто на окраинах массивов ультраосновных пород, подвергшихся сильным динамическим воздействиям.

В процессе выветривания серпентинизированные породы постепенно карбонатизируются и разлагаются, особенно сильно в условиях субтропического и тропического климата. При этом в виде остаточных продуктов на поверхности накапливаются землистые гидроокислы железа. Магnezия, связываясь с углекислотой воздуха, очевидно, в виде бикарбонатов, уходит в нижние горизонты зоны окисления. Кремнезем переходит в коллоидный раствор и выделяется в виде опала, нередко замещающего коренные породы. Точно так же никель в виде гидросиликатов подвергается некоторому переносу и отлагается в более низких горизонтах.

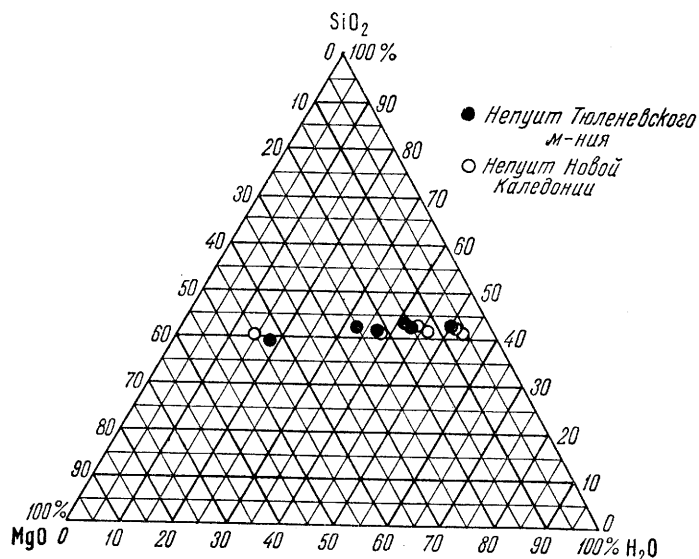
Имеются указания на находки серпентина гипергенного происхождения.

Искусственное получение серпентина производилось путем воздействия на магнезит осажденной SiO_2 в атмосфере углекислоты. Серпентиноподобное вещество начинало образовываться при температуре 375° и давлении 200 ат.

Практическое значение. Плотные красиво окрашенные разновидности серпентинита иногда употребляются в качестве облицовочного поделочного камня, пригодного для изготовления разных изделий (шкатулок, пепельниц, чернильных приборов и т. д.). Более бедные кремнеземом разновидности (серпентинизированные дуниты) с небольшими добавками магнезита могут служить сырьем для изготовления высококачественных огнеупорных форстеритовых кирпичей для черной металлургии. Может являться сырьем также для химической промышленности при получении соединений магния.

На перечислении месторождений останавливаться не будем. Укажем лишь, что серпентинитовые массивы широко распространены на всем протяжении Урала, на Северном Кавказе, Закавказье (Армения) и в ряде мест Сибири и Казахстана.

РЕВДИНСКИТ — $(\text{Ni}, \text{Mg})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ или $3(\text{Ni}, \text{Mg})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Название дано по месту открытия: в Ревдинском районе на Среднем Урале (в 1868 г.). К ревдинскому по существу относится коллоидальная разновидность этого минерала, аналогичная серпентину.



Фиг. 569. Диаграмма составов ревдинскита Урала и Новой Каледонии. По Г. С. Грицаенко

Позднее, в 1908 г., была открыта явно кристаллическая разновидность этого же состава. Названа она непуитом (также по месту нахождения: г. Непуи в Новой Каледонии). Считают, что оба названия являются синонимами (в американской литературе принято второе название). Однако до проведения детальных рентгенометрических исследований обоим минералам говорить об этом было бы преждевременно.

В отличие от серпентина, эти минералы распространены исключительно в виде новообразований в процессе выветривания ультраосновных пород.

Химический состав аналогичен серпентину (антигориту) с той лишь разницей, что в ревдинските (непуите) содержится в гораздо более значительных количествах NiO , нередко преобладающих над MgO (фиг. 569). В кристаллической разновидности, согласно имеющимся анализам, присутствует Al_2O_3 , иногда до нескольких процентов. Алюминий, очевидно, замещает магний. В незначительных количествах присутствуют также FeO и иногда CaO . В виде механической примеси устанавливается кварц.

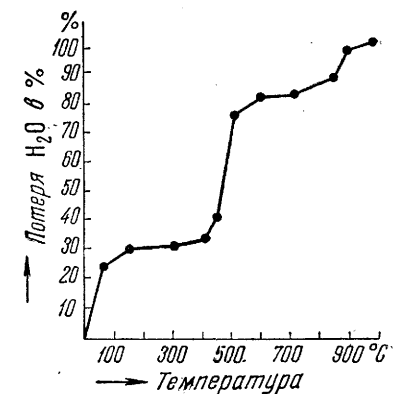
Сингония моноклинная. Рентгенометрические исследования непуита показывают большое сходство его с кристаллической структурой минералов группы каолинита. Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 5.28$, $b_0 = 9.16$, $c_0 = 14.52$; β около 93° . **Облик кристаллов.** Непуит встречается в мелких червеобразных кристаллах (как каолинит). Имеются указания на микроскопические таблитчатые кристаллики гексагональных очертаний. Чаше распространен в виде чешуйчатых агрегатов. Ревдинскит наблюдается в скрытокристаллических плотных порошковатых и землистых массах.

Цвет от бледнозеленого с голубоватым оттенком (цвет бирюзы) до густо- или серовато-зеленого с желтоватым оттенком. **Блеск** кристаллических разновидностей перламутровый (на плоскостях спайности), а у коллоидных разновидностей — жирный, восковой, матовый. **Оптические константы** несколько меняются в зависимости от состава. Для разновидности с отношением $\text{Ni} : \text{Mg} = 3 : 7 : \text{Ng} = \text{Nm} = 1.56$, $\text{Np} = 1.53$. Богатые никелем разновидности имеют: Ng от 1.640 до 1.653, Np от 1.618 до 1.626. $\text{Ng} - \text{Np}$ от 0.022 до 0.036. Оптически отрицательный. $2V$ очень мал. U ревдинскита средний показатель преломления колеблется в пределах 1.614—1.618.

Твердость 2—2.5. **Спайность** совершенная по $\{001\}$. **Уд. вес** 2.5—3.2 (зависит от содержания никеля). **Прочие свойства.** На термограммах устанавливаются три эндотермических эффекта при температурах 120, 600 и 900° . Иногда устанавливается экзотермический эффект при 750° (так же, как у некоторых разновидностей антигорита). Кривая дегидратации изображена на фиг. 570. Выделение воды происходит скачкообразно при температурах около 60 (гигроскопическая вода) и 500° ; остатки улетучиваются при 800 — 900° , когда происходит образование ортосиликата никеля и магния. Расхождение с данными термограмм, как обычно, объясняется запаздыванием регистрации эффекта на кривых нагревания.

Диагностические признаки. Непуит макроскопически узнается по чешуйчатому и мелкопластинчатому хлоритоподобному агрегату, имеющему обычно бледную голубовато-зеленую окраску. Под микроскопом богатые никелем разновидности весьма существенно отличаются от других гидросиликатов никеля по оптическим константам: показатели преломления и двупреломления являются наивысшими.

П. п. тр. не плавится или плавится с трудом. При прокаливании на угле в окислительном пламени бурет, в восстановительном становится бархатно-бурый. В закрытой трубке выделяет много воды.



Фиг. 570. Кривая дегидратации непуита. По Г. С. Грицаенко

В горячей HCl разлагается с выделением слизистого кремнезема. Реакция на никель с диметилглиоксимом, а также перл буры весьма характерны.

Происхождение. Ревдинскит встречается исключительно в коре выветривания массивов ультраосновных изверженных пород, содержащих бедные никелем силикаты магния (оливин, энстатит, серпентин и др.). Наблюдались случаи псевдоморфоз ревдинскита по обломкам серпентинита с сохранением его текстурных особенностей. Это говорит о том, что ревдинскит образуется метасоматически, путем вытеснения никелем магния из кристаллической решетки. Источником никеля, очевидно, являются просачивающиеся воды, несущие этот элемент в виде каких-то соединений, образующихся в верхних частях коры выветривания в процессе распада первичных минералов ультраосновных пород.

Весьма характерен парагенезис кристаллических разностей (непуита) с халцедоном и кварцем в виде микроскопических всесторонне образованных кристалликов. Иногда ревдинскит располагается в виде рыхлых скоплений червеобразных кристалликов в ячейках кварцевых каркасов или метаколлоидных образований. Выделение кварца и халцедона, вероятно, связано с процессом раскристаллизации первоначально образовавшихся гелей.

Практическое значение. Ревдинскит вместе с другими гидросиликатами никеля входит в состав важных в промышленном отношении никелевых руд.

Месторождения. Ревдинскит встречается в довольно значительных количествах в Ревдинском и Уфалейском районах Среднего Урала в месторождениях силикатных руд никеля. Кристаллические разности были обнаружены главным образом в делювиях серпентинитов, заполняющих карстовые впадины, среди известняков на границе с массивами ультраосновных пород (в Тюленевском месторождении). Установлен также в Халиловских и Аккермановском месторождениях (Ю. Урал).

Описан и в ряде других месторождений того же типа, например на о. Новая Каледония вместе с другими гидросиликатами никеля.

Гентит или никельгимнит — типичные коллоиды гидросиликатов никеля, по составу близкие к ревдинскиту или гарниериту, встречающиеся в виде корок натечных образований с мелкобугорчатой почковидной поверхностью бледнозеленого или зеленовато-желтого цвета.

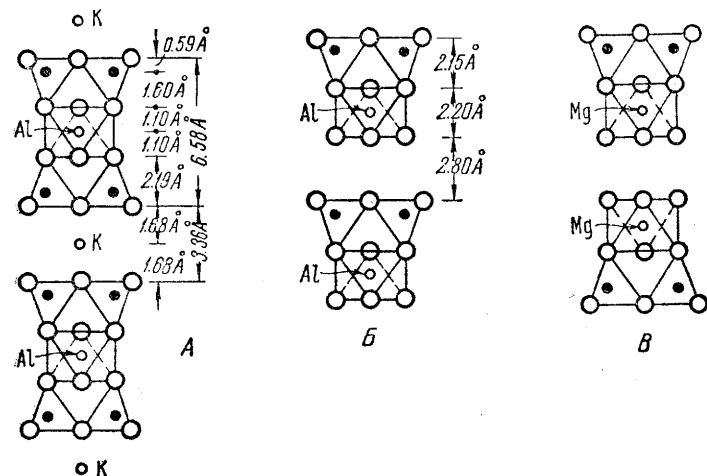
ПОДГРУППА КАОЛИНИТА

Сюда отнесены три полиморфные моноклинные¹ модификации одного и того же вещества, которое с химической точки зрения можно рассматривать как основной силикат алюминия:

		a_0	b_0	c_0	β
Каолинит . . .	$Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$	5.14	8.90	14.51	$100^{\circ}12'$
Диксит . . .	$Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$	5.14	8.94	14.42	$96^{\circ}50'$
Накрит . . .	$Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$	5.16	8.93	28.66	$91^{\circ}41'$

¹ Согласно более точным рентгенометрическим исследованиям Бриндлея и Робинсона каолинит принадлежит не к моноклинной, а к триклинной сингонии. Эти авторы дают несколько иные размеры элементарной ячейки: $a_0 = 5.14$, $b_0 = 8.93$, $c_0 = 7.37$; $\alpha = 91.8^{\circ}$, $\beta = 104.5^{\circ}$, $\gamma = 90^{\circ}$.

КАОЛИНИТ — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$ или $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. Старинное название этого минерала перешло от китайцев. Кау-линг — «высокая гора»; так называлось месторождение каолина. Среди минералов данной подгруппы пользуется преобладающим распространением. Является главной составной частью большинства глин.

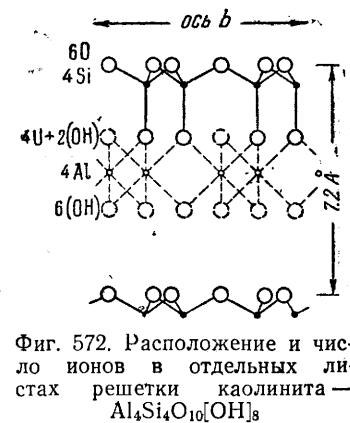


Фиг. 571. Схема кристаллической решетки каолинита (Б) в сравнении с решеткой мусковита (А) и антигорита (В)

Химический состав. Al_2O_3 39.5%, SiO_2 46.5%, H_2O 14%. Содержания отдельных компонентов несколько колеблются. Более богатую кремнеземом разность называют анокситом (отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ вместо 2.0 доходит до 2.8). Эта разность наблюдалась главным образом в псевдоморфозах по биотиту и авгиту. Из примесей в незначительных количествах устанавливаются: Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , BaO , SiO_2 и др.

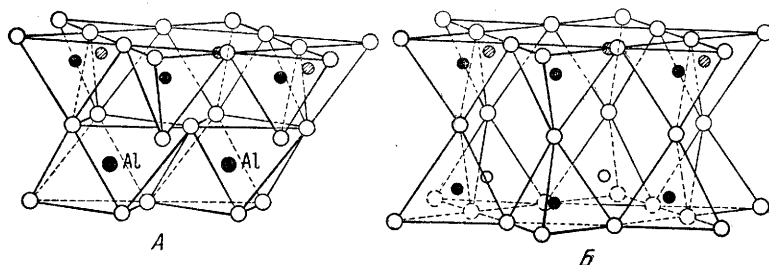
Сингония моноклиная; моноклинно-доматический в. с. **Кристаллическая структура.** Как и в других слюдообразных минералах, тетраэдрические кремнекислородные группы (алюминий в них не участвует) тремя углами связаны в слой обычной гексагональной сетки. Каждая четвертая вершинка, занятая кислородом, принимает участие в строении нижнего «гидраргиллитового» слоя (фиг. 571).

В таких двуслойных пакетах общий отрицательный заряд комплексного аниона и гидроксильных анионов компенсируется почти полностью положительным зарядом катионов Al. Как показано на фиг. 572, на контакте каждого слоистого пакета со следующим с одной стороны располагаются гидроксильные группы, а с другой — ионы кислорода следующего базального тетраэдрического слоя. Подобным строением кристаллов каолинита просто объясняются весьма совершенная базальная спайность и легкая расщепляемость на тонкие пластинки минералов этой группы. Что



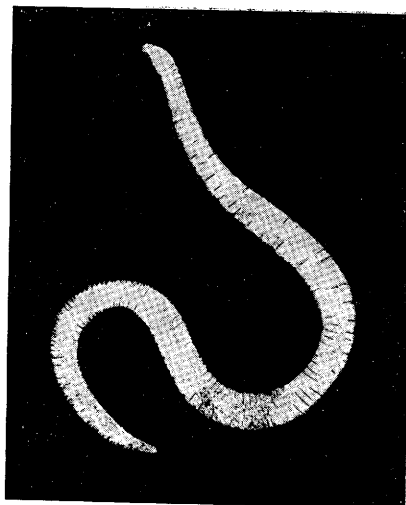
Фиг. 572. Расположение и число ионов в отдельных слоях решетки каолинита — $Al_4Si_4O_{10}[OH]_8$

касается структуры более богатой SiO_2 разности — аноксита, то она, согласно первоначальным рентгенометрическим данным, казалась совершенно аналогичной структуре каолинита. Однако тщательные исследования заставили допустить наличие в структуре двойных, связанных друг с другом слоев кремнекислородных тетраэдров (фиг. 573). **Облик кристаллов.** Более или менее хорошо образован-



Фиг. 573. Часть кристаллической решетки аноксита (Б) в сравнении с решеткой каолинита (А)

ные пластинчатые кристаллы исключительно редки и малы по размерам (до 1 мм). Весьма вероятно, что они относились не к каолину, а к диккиту или накриту. Они обычно образованы формами {001}, {110} и {010}, иногда {111}. Чаше наблюдаются обломки изогнутых столбчатых кристаллических образований, в увеличенном виде напоминающих дождевых червей (фиг. 574 и 575). Отдельные чешуйки обладают гексагональным, реже ромбическим или тригональным обликом. **Агрегаты** рыхлые, чешуйчатые или плотные тонкозернистые; иногда встречается в виде натечных форм.

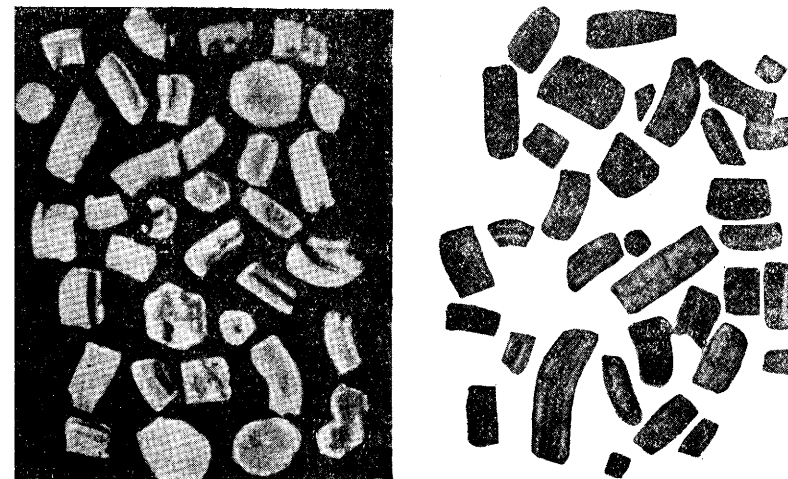


Фиг. 574. Червеобразный кристалл каолинита. $\times 26$

Твердость около 1. Отдельные чешуйки гибки, но не обладают упругостью. В сухом состоянии землистые массы кажутся тощими на ощупь. **Спайность** весьма совершенная по {001}. Устанавливаются также направления спайности, параллельные шестилучевым фигурам удара. **Уд. вес** 2.58—2.60 (теоретически 2.609). **Прочие свойства.** При нагревании гидроксильные ионы быстро теряются в виде воды при температуре 400—450°. Кривая дегидратации (фиг. 576) в этот момент обнаруживает резкий скачок вверх. Соответственно меняются и показатели преломления. Ясно, что ни о какой цеолитной воде

Цвет. Отдельные чешуйки и пластинки бесцветны. Сплошные массы — белого цвета, нередко с желтым, буроватым, красноватым, иногда зеленоватым или голубоватым оттенком. **Блеск** отдельных чешуек и пластинок перламутровый, а сплошных масс — матовый. **Оптические константы.** $N_g = 1.566—1.567$, $N_m = 1.561—1.565$, $N_p = 1.560—1.562$, $N_g - N_p = 0.006—0.007$. Оптически отрицательный. $2V = 60^\circ$.

не может быть и речи, как это допускали раньше. На кривых нагревания устанавливаются две остановки: с эндотермическим эффектом в интервале 500—550°, очевидно отвечающим потере воды (фиксируется с запаздыванием), и с экзотермическим эффектом при 950—1000°. Причина экзотермического эффекта еще не вполне выяснена. Рентгенометрические исследования и изучение оптических свойств каолинита и аноксита, нагретых до различных температур, показы-



Фиг. 575. Обломки червеобразных кристаллов каолинита. $\times 28$

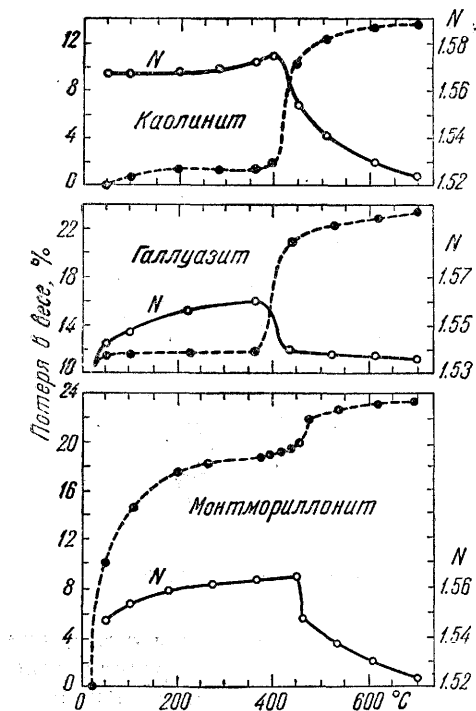
вают, что при температуре около 500° вещества становятся оптически изотропными и аморфными (т. е. происходит полный распад кристаллической решетки). При температуре около 950°, по всей вероятности, имеет место образование нового кристаллического вещества, причем, по ряду соображений, по крайней мере часть ионов Al входит в решетку этого вещества уже не в шестерной, а в четверной координации с образованием групп $[\text{AlO}_4]$, аналогичных $[\text{SiO}_4]$. Допускают, что образуется силлиманит — Al_2SiO_5 . Кроме того, рядом исследователей установлен еще один, правда незначительный, экзотермический эффект при более высокой температуре 1200—1300°, предположительно отвечающий образованию нового соединения, муллита — $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$.

Диагностические признаки. Каолинит в сплошных землистых массах легко растирается между пальцами, в сухом виде жадно поглощает воду, в мокром состоянии дает необычайно пластичное тесто. Тонкокристаллические разности в соответствующих препаратах под микроскопом узнаются по форме чешуек и оптическим константам. Скрытокристаллические массы приблизительно могут быть определены по показателям преломления, а более точно — по рентгенометрическим данным, кривым нагревания, кривым обезвоживания и другими методами.

П. п. тр. не плавится. HCl и HNO_3 почти не действуют. В H_2SO_4 , особенно при нагревании, разлагается сравнительно легко. Прокаленный до температуры 500° полностью разлагается в HCl. Белые, свободные от гидроксидов железа разности после прокаливания с азотнокислым кобальтом принимают красивый синий цвет (присутствие Al).

Происхождение. В главной своей массе образуется в условиях выветривания изверженных и метаморфических горных пород, богатых алюмосиликатами (полевыми шпатами, слюдами, цеолитами), — гранитов, гнейсов, кварцевых порфиров и т. п. Этот процесс образования каолинита происходит под влиянием H_2O и CO_2 . Щелочи при этом вместе с частью SiO_2 и щелочных земель в виде карбонатов выносятся, а кварц и другие химически стойкие минералы остаются в качестве включений в глинистой массе, носящей название каолина или каолиновой глины. Железо в виде трудно растворимых окислов пигментирует остаточные продукты, окрашивая их в желтые или бурые цвета. В начальные моменты выветривания алюмосиликаты становятся мутными, их твердость постепенно снижается, пока не произойдет полное разрушение. Нередко накапливающиеся таким путем массы каолина подвергаются размыву и переотлагаются вдали от места своего образования при потере скорости потоков в застойных бассейнах в виде пластов тонкодисперсных илистых осадков, освобожденных от грубых включений посторонних минералов.

В почвах он образуется под влиянием воздействия гумусовых кислот. Многократно установлено также, что глинистые слои в месторождениях бурых углей состоят существенно из каолинита.



Фиг. 576. Кривые обезвоживания (пунктир) и изменение показателя преломления N каолинита, галлуазита и монтмориллонита

Явления каолинизации также происходят в условиях низкотемпературных гидротермальных процессов при воздействии очевидно кислых вод, содержащих главным образом CO_2 , на те же алюмосиликаты и силикаты алюминия, не содержащие щелочей. Этот процесс, по существу, приводит к образованию псевдоморфоз каолинита по тем или иным минералам с сохранением их внешних форм или очертаний. Таковы, например, псевдоморфозы каолинита по полевым шпатам, мусковиту, топазу, скаполитам, лейциту, андалузиту, пиррофиллиту и т. д. Более богатый кремнеземом аноксит, как уже было указано, образуется в виде псевдоморфоз по биотиту, пироксену, роговым обманкам и др.

Каолинит на земной поверхности является довольно устойчивым минералом. Однако в тропических и субтропических странах, где могут происходить процессы латеритизации, каолинит способен разлагаться с образованием свободных гидратов глинозема и кремнезема. Первые вместе с гидроокислами железа, как мы знаем, склонны накапливаться у поверхности с образованием бокситов, а гидраты кремнезема в виде золь или соединений со щелочами уходят в нижние

горизонты коры выветривания. Допускают также, что диатомовые водоросли и радиолярии, улавливая глинистую муть в морских бассейнах, способны отнимать SiO_2 для построения своих кремнистых скелетов, освобождая глинозем. Такое предположение мало вероятно, особенно если учесть, что хорошо сохранившиеся ископаемые диатомей и радиолярии почти всегда располагаются не в глиноземистых породах, а среди почти чисто кремнистых пород (опок, яшм и пр.), образование которых трудно объяснить только массовым разложением кремнистых скелетов этих организмов.

Известны также случаи разложения каолиновых масс под влиянием концентрированных сернокислых растворов с образованием алуниита, нередко в ассоциации с галлуазитом. Источником серной кислоты могут являться разлагающиеся сульфиды, в частности пирит и марказит, нередко широко распространенные в пластах глин. Тот же самый процесс может иметь место и при воздействии гидротерм, богатых ионами SO_4 . Таковы, например, явления, наблюдаемые в районах деятельности сольфатар в вулканических областях.

При процессах регионального метаморфизма в условиях высоких температур глины переходят в плотные глинистые сланцы (аргиллиты и филлиты). Выше 300° каолинит полностью разрушается, превращаясь при наличии щелочей в серицит, слюды, полевые шпаты и пр., а в отсутствие их — в силикаты алюминия: андалузит, силлиманит, дистен, гранаты и другие минералы, слагающие кристаллические сланцы.

Искусственно каолинит получается при воздействии различных реагентов (CO_2 , HF и др.) на некоторые силикаты. Образуется он также путем кристаллизации аморфных гелей при соответствующих соотношениях $SiO_2 : Al_2O_3$ в смеси с аморфным кремнеземом или бемитом при температурах до 400° и давлении 41—168 ат в условиях кислой среды.

Практическое значение. Каолин находит применение во многих отраслях промышленности. В зависимости от количества посторонних примесей он используется либо в сыром виде, т. е. без предварительного обогащения, либо после отмучивания на специальных установках.

1. Главнейшим и старейшим потребителем является керамическая промышленность. Каолин, свободный от примесей окислов железа, применяется главным образом в тонкой керамике при производстве фарфора и фаянса. Для этой цели используются пластические свойства, способность давать с водой устойчивые суспензии, а главное — свойство превращаться в результате обжига в твердый прочный камнеподобный материал, не размокающий в воде и устойчивый при низких и повышенных температурах. Огнеупорные глины, обладающие высокой температурой плавления (не ниже 1580°), часто содержащие гидраты свободного глинозема, находят основное применение в металлургии в виде шамотового кирпича, пробок, трубок, воронок и т. д. На изготовление глиняных горшков, черепиц, труб и т. п. употребляются низкосортные спекающиеся каолиновые глины, носящие название терракотовых, черепичных, кирпичных и прочих.

2. В строительном деле глины как водозадерживающий материал применяются в качестве защитного слоя под полами подвальных помещений, для набивки вокруг фундаментов, при возведении водохранилищных плотин, в производстве саманных кирпичей, для изготовления глинит-цемента и т. д.

3. В бумажной промышленности каолин применяется в качестве наполнителя и аппретуры с целью придания бумаге более гладкой поверхности, повышенной плотности и т. д. В некоторых сортах бумаги содержание каолина достигает 40%.

4. В прочих производствах каолиновые массы используются при изготовлении клеенок, линолеума, смесей с олифой и другими веществами, карандашей, красок, в частности ультрамарина, в смеси с кремнеземом, содой, серой и органическими веществами, для получения окиси алюминия и т. д. Следует также упомянуть о том, что в виде так называемых глинистых растворов (устойчивых суспензий) тонкодисперсные глины используются при проходке разведочных буровых скважин на нефть, соли и целый ряд рыхлых полезных ископаемых в целях заиливания (заполнения мелких пустот в трещиноватых боковых породах) и тем самым предотвращения обрушения стенок скважин, а также для более легкого извлечения вместе с буровой жидкостью измельченных обломков руд (благодаря глинистому наполнителю удельный вес жидкости повышается).

Месторождения. Из весьма многочисленных месторождений отметим только некоторые. Большое количество месторождений каолина распространено на территории Украины, в зонах выветривания выходов массивно-кристаллических пород Южно-Русского щита (гранитов, гнейсов, сиенитов и др.). Главнейшими из них являются: Глуховецкое, Турбовское и Райковское (Винницкая область), Просьянское (Днепропетровская область), Белая Балка и Часов-Ярское (Сталинская область) и др. На Урале большое количество первичных и вторичных месторождений, преимущественно огнеупорных каолинов, распространено главным образом по восточному склону в Свердловской и Челябинской областях: Курьинское, Троицко-Байновское, Еленовское и др. Огнеупорные глины, связанные с озерными и болотными углистыми осадками, распространены также в Подмосковном угольном бассейне.

В числе иностранных месторождений укажем на крупнейшие месторождения первичного каолина в Корнуолле и Девоншире (Англия); около Карловых Вар (Чехословакия); в ряде мест Баварии и Саксонии (саксонский и баварский фарфор); около Лиможа во Франции (севрский и лиможский фарфор); особо высокого качества каолин известен в Китае на горе Кау-Линг и в других местах; он употреблялся для изготовления пользовавшегося большой славой китайского фарфора.

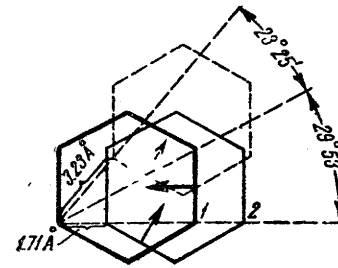
ДИККИТ — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$. Монокл. с. До рентгенометрических исследований относился к каолиниту. Назван в честь А. В. Дикка, описавшего первую находку этого минерала под названием каолинита в 1888 г.

По кристаллической структуре сходен с каолинитом. Имеются те же гексагонально-кольцевого строения непрерывные слои, но в отличие от каолинита в каждом вышележащем слое гексагоны имеют несколько другую ориентировку (фиг. 577). Диккит нередко встречается в более или менее хорошо образованных прозрачных пластинчатых кристалликах гексагонального облика до десятых долей миллиметра в диаметре (фиг. 578). Способность к лучшей кристаллизации диккита объясняют более симметричным расположением в его решетке ионов OH по отношению к ионам O, чем в структуре каолинита.

Бесцветный, белый в порошкообразных массах, иногда с буроватым, желтоватым или зеленоватым оттенком. Блеск перламутровый. $Ng = 1.566$, $Nm = 1.562$, $Np = 1.560$. Оптически положительный (отличие от каолинита и накрита). $2V = 50^\circ$. Угол погасания большой ($15-20^\circ$). Тв. около 1. Спайность совершенная по (001). Уд. вес 2,589 (теоретический). Обезвоживается при температуре 540° .

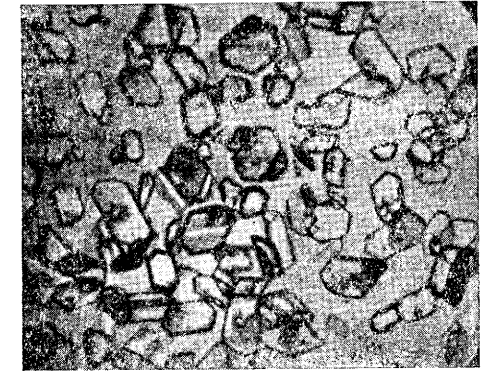
Встречается чаще всего как низкотемпературный гидротермальный минерал, нередко в ассоциации с сульфидами, доломитом, флюоритом и др., в виде кристаллических корок в друзовых пустотах. Наблюдался также в халцедоновых жеодах. В значительных массах был обнаружен близ Кузихуириачик (Чихуахуа, Мексика).

У нас диккит в значительных массах был найден в Центральном Казахстане, а именно в Кара-Чеку (в 150 км к югу от Каркаралинска) в районе гидротермально измененных лаво- и туфобрекчий порфиров. Здесь встречена чисто диккитовая (слюдистая) вязкая порода. Диккит присутствует также в рассеянном виде в псевдомор-



Фиг. 577. Схема расположения слоев в кристаллических решетках каолинита и диккита.

1—постоянный слой для обоих минералов; 2—верхний прилегающий слой в дикките; 3—верхний прилегающий слой в каолините



Фиг. 578. Кристаллики диккита. $\times 260$

фозах по полевым шпатам в ассоциации с серицитом, вторичным кварцем, пиритом, диаспором и андалузитом. Любопытно, что образование диккита происходит вслед за серицитизацией полевых шпатов. Размер чешуек диккита достигает 0,1 мм, а в сплошной породе 0,5 мм.

Установлено, что «казахстанские агальматолиты», открытые за последнее время, тоже состоят из чистого кристаллического диккита или в смеси с кварцем, ярозитом, корундом и алунином.

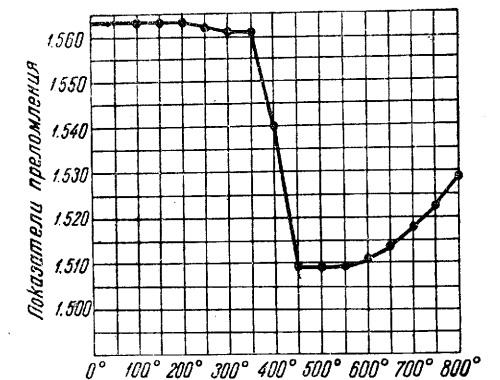
Имеются указания на находки диккита в подзолистых почвах с каолинитом и накритом.

НАКРИТ — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$. Монокл. с. Кристаллическая структура отличается от структуры каолинита меньшим смещением слоистых пакетов относительно друг друга. Встречается в более крупных пластинчатых кристаллах (до 5 мм в диаметре) гексагонального облика. Наблюдается также в радиально-пластинчатых агрегатах и в плотных или тонкочешуйчатых массах.

Бесцветный или белый с желтоватым оттенком. Блеск перламутровый. $Ng = 1.563$, $Nm = 1.562$, $Np = 1.557$. Оптически отрицательный, изредка положительный. Угол погасания $10-12^\circ$. Тв. около 2. Спайность весьма совершенная по (001). Уд. вес 2,627 (теоретически 2,581). При нагревании обезвоживается в основном в интервале температур $525-650^\circ$ (для симферопольского накрита $350-450^\circ$). Кривые нагревания показывают ясно выраженную остановку, обусловленную эндотермическим эффектом, в пределах $450-600^\circ$. Выше этой температуры устанавливается экзотермический эффект (до 1000°); характерно, что этот эффект сопровождается ростом показателей преломления (фиг. 579). Это явление установлено пока для симферопольского накрита.

Образуется накрит как в экзогенных, так и в эндогенных условиях, повидимому в кислых средах. Встречается в ряде месторождений Рудных гор (Саксония), в частности в Бранд в виде радиально расположенных групп пластинчатых кристаллов вокруг галенита, в Сан-Питерс Дом (Колорадо, США) со слюдой и криолитом.

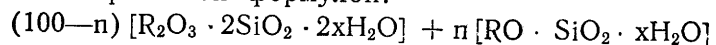
Близ Симферополя в Крыму он описан в жиле в виде корочек толщиной $2-3$ мм вокруг обломков диабазы. Встречается также в гидротермальных жилах в ассоциации с флюоритом.



Фиг. 579. Кривая изменения показателя преломления накрита при нагревании. По Х. С. Никогосян

7. ГРУППА ГАЛЛУАЗИТА

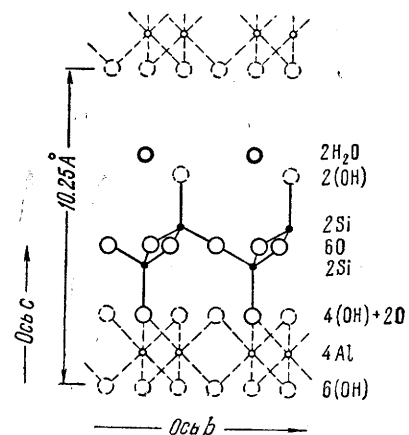
Эта группа обнимает довольно большое число детально изучающихся в настоящее время минеральных видов и разновидностей сравнительно сложного состава, который в общем может быть изображен следующей эмпирической формулой:



где $R^{III} = Al, Fe$, иногда Cr ; $R^{II} = Mg, Ni, Fe, Mn, Cu, Zn$; $x = 1-1.5$.

Как правило, они встречаются в виде коллоидных или метаколлоидных образований. В качестве адсорбированных примесей постоянно присутствуют в незначительных количествах ионы Ca^{2+} , K^{1+}

и Na^{1+} . По целому ряду физических свойств эти метаколлоидные смеси, включая и крайние члены, очень близки друг к другу. Рентгенометрические исследования показывают, что приведенные выше в общей химической формуле крайние члены метаколлоидного ряда хотя и не вполне идентичны, но обладают рядом общих черт в кристаллической структуре; на дебаеграммах это выражается в близком расположении главных линий и совпадении их интенсивностей. Иными словами, несмотря на отличный их состав, устанавливается некоторая геометрическая аналогия их кристаллических решеток. При этом для промежуточных по составу минеральных видов или разновидностей на дебаеграммах отмечают-



Фиг. 580. Кристаллическая решетка галлуазита — $Al_4Si_4O_8[OH]_{12} \cdot 2H_2O$

ся также характерные линии для обоих крайних членов ряда.

Все относящиеся сюда минеральные виды обладают общими физическими свойствами и близки друг к другу по условиям их образования, возникая в виде гелей путем коагуляции зелей исключительно в экзогенных условиях. Характерной особенностью этих минералов, отличающей их от предыдущей группы, является наличие в их составе некоторого количества молекулярной воды, слабо удерживаемой в кристаллической решетке. Любопытно, что после обезвоживания (хотя бы и частичного) вновь поглощения воды не происходит; это существенно отличает минералы данной группы от минералов следующей группы монтмориллонита. Высушенные массы обладают относительно повышенной твердостью и плоскораковистым изломом, причем поверхность излома полируется ногтем. Характерно также, что при обезвоживании они распадаются на множество мелких остроугольных обломков.

Кристаллическая структура галлуазита, наиболее изученного из минералов данной группы, не совсем похожа на структуру каолинита, несмотря на тождество их состава (за исключением $2H_2O$, входящих в состав галлуазита). Из фиг. 580 видно, что «гидраргиллитовый» слой сочленяется аналогично тому, что имеет место в структуре каолинита (см. фиг. 572). Однако в слое кремнекислородных тетраэдров допускают совсем другую картину. Вершинки тетраэдров с активными кислородными ионами обращены то вниз, то вверх (почередно). При этом в вершинках, обращенных кверху, места ионов

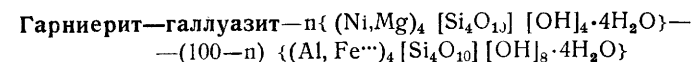
кислорода, как полагают, замещены более слабыми гидроксильными анионами $[OH]^{-}$. Этим и объясняется удержание в решетке слоев молекул H_2O . Последние с вышележащим «гидраргиллитовым» слоем связаны, естественно, слабее.

Чистомагнезиальная разность группы минералов галлуазита изучена еще далеко недостаточно, и не ясна даже химическая формула ее. Следует вообще заметить, что гидросиликаты магния, во многих случаях, несмотря на различие химических свойств, нередко формально описывались под одними и теми же названиями.

Приведем главнейшие минеральные виды, более или менее определенно установленные в настоящее время (с упрощенными формулами):

Керолит	$Mg_4 [Si_4O_{10}] [OH]_4 \cdot 4H_2O$?
Галлуазит	$Al_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8 \cdot 4H_2O$	Монокл. с.
Гарниерит	$Ni_4 [Si_4O_{10}] [OH]_4 \cdot 4H_2O$?
Ферригаллуазит	$(Fe^{III}, Al)_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8 \cdot 4H_2O$	Монокл. с.

Приведенные выше минеральные виды в природных условиях образуют друг с другом широкие изоморфные смеси, среди которых лучше изучен ряд:



Из других минеральных видов, относящихся к этой группе, отметим следующие:

Метагаллуазит	$Al_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8$
Волконскоит	$(Cr, Fe, Al)_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8 \cdot 2H_2O$

Нет никакого сомнения, что могут быть встречены новые минералы этой группы с другими катионами.

КЕРОЛИТ — $Mg_4 [Si_4O_{10}] [OH]_4 \cdot 4H_2O$; может быть, $Mg_6 [Si_4O_{10}] [OH]_8 \cdot 4H_2O$? Этот минерал изучен недостаточно. Однако детальное изучение химического состава многих гидросиликатов магния и никеля позволяет не сомневаться в его существовании. Дебаеграммы аналогичны дебаеграммам гарниерита, хотя устанавливаются и некоторые черты различия.

В виде изоморфной примеси часто содержит NiO в количествах от десятых долей до единиц процентов. Содержание молекулярной воды непостоянное, обычно меньшее, чем полагается по формуле. По сравнению с серпентином более богат кремнеземом. Встречается в виде твердых гелей и скрытокристаллических масс, выполняющих трещины и пустоты в породах коры выветривания серпентинитов.

Цвет белый с желтоватым, иногда голубоватым оттенком. Никельсодержащие разновидности обладают светлой зеленовато-голубой окраской. Блеск восковой, у пористых разновидностей матовый. Оптически изотропен; наблюдаются участки аномальной анизотропии. Показатели преломления колеблются в пределах от 1.530 до 1.550; у никеленосных разновидностей они достигают 1.565.

Тв. 1.5—2.5. Ногтем не чертится, но полируется. Хрупок. При раздавливании распадается на куски. Излом неровный, плоскораковистый. Уд. вес 2.3—2.4. В кислотах довольно легко разлагается. Термограммы не характерны. Вслед за резко выраженным эндотермическим эффектом с максимумом около 650° следует экзотермический эффект, отвечающий, очевидно, кристаллизации какого-то соединения за счет обезвоженной аморфной массы.

Наиболее детально изучен в Аккермановском месторождении гидросиликатных руд никеля (около г. Орска, на Южном Урале). Наблюдался также в Халиловском районе. Встречается в ассоциации с халцедоном и кварцем экзогенного происхождения. Характерно его образование в виде оторочек около прожилков кварца в серпентине, за счет которого, очевидно, развивается метасоматическим путем при приносе кремнезема. Реже встречается в парагенезисе с магнезитом, доломитом и арагонитом (в виде тонких прожилков среди массы керолита). Весьма возможно образование его путем реакции гидрозолей кремнезема с магнезитом или доломитом.

Устанавливается обычно в нижних горизонтах древней коры интенсивного выветривания. Образуется, повидимому, в условиях более щелочной среды по сравнению с богатыми никелем гидросиликатами, распространенными в более высоких горизонтах. Обогащение керолита никелем, возможно, связано с катионным обменом Mg и Ni. В лабораторных условиях этот процесс установлен.

ГАРНИЕРИТ — $\text{Ni}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Ni}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$? Назван по имени геолога Гарнье, открывшего месторождения гидросиликатов никеля в Новой Каледонии. Синоним: нумеит.

Химический состав непостоянный. Почти всегда в виде изоморфной примеси к NiO устанавливается MgO в количестве до 15% и выше, что свидетельствует о широкой смесимости в ряду керолит—гарниерит. Кроме того, в переходных разностях к галлуазиту присутствуют Al_2O_3 , а также Fe_2O_3 (до 5%). Содержание молекулярной воды изменчиво (обычно меньше, чем полагается по формуле). По сравнению с рединским более богат кремнеземом.

Сингония неизвестна. Образуется в виде гелей и скрытокристаллических агрегатов, изредка в натечных формах (среди пустот) и землистых массах. Кристаллическая структура не изучена. По дебаеграммам и гарниерит и керолит сходны между собой, но все же несколько отличны друг от друга.

Цвет гарниерита яркий голубовато-зеленый, реже синевато-зеленый, или густой травяно-зеленый. Блеск обычно матовый, иногда восковой, жирный. **Оптические константы.** Под микроскопом в тонких шлифах бледнозеленый. Часто анизотропный. Средний показатель преломления колеблется от 1.566 до 1.590. В натечных разностях с радиально-лучистым строением $N_g = 1.61$ (вдоль волокна), $N_p = 1.59$ (поперек волокна). Оптически положительный.

Твердость 2—2.5. Ногтем не чертится, но полируется. Хрупок. Излом плоскораковистый. **Уд. вес** 2.3—2.8. **Прочие свойства.** Кривые нагревания показывают два эндотермических эффекта: с максимумом около 110° (удаление молекулярной воды) и около 890° (удаление гидроксильных групп). В продуктах высокотемпературной диссоциации рентгенометрическим путем устанавливаются минерал группы оливина, повидимому богатый никелем, и, предположительно, — кристобалит. Кривые обезвоживания показывают, что вторая стадия выделения H_2O происходит при температурах 350—450°, после чего показатель преломления увеличивается.

Диагностические признаки. По физическим свойствам близок к галлуазиту. Богатые никелем разности узнаются по яркой травяно-зеленой окраске. Более надежные определения бледноокрашенных разностей возможны лишь с помощью данных химических анализов и оптических констант.

П. п. тр. не плавится. При прокаливании в восстановительном пламени приобретает магнитные свойства. В концентрированной HCl разлагается при нагревании.

Происхождение. Как и другие гидросиликаты никеля, образуется в процессе энергичного выветривания ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, серпентинитов) в условиях жаркого тропического или субтропического климата. Реже наблюдается в карстовых впадинах на границе известняков с серпентинитовыми массивами в ассоциации с минеральными видами галлуазит-гарниеритового ряда. В коре выветривания серпентинитов встречается в более высоких горизонтах, чем бедные никелем магниезиальные гидросиликаты. Выделяется, повидимому, в слабо щелочных или нейтральных средах. В ассоциации с ним почти постоянно встречается кварц экзогенного

происхождения, выделяющийся в виде жилок в трещинках усыхания. В воздушно-сухих условиях способен терять часть воды, растрескиваться и переходить в землистые массы.

Практическое значение. Совместно с другими гидросиликатами никеля участвует в составе руд, являющихся одним из важных источников никеля.

Месторождения. В СССР гарниерит встречается в месторождениях Уфалейского района (Средний Урал) среди глиноподобных образований галлуазит-гарниеритового ряда. Здесь он концентрируется в карстовых воронках известняков по соседству с серпентинитовым массивом. Сравнительно широко распространен в коре выветривания серпентинитов в Аккермановском (около г. Орска) и Халиловском (Ю. Урал) районах, а также в месторождениях Кемпирсайского района Актыубинской области в аналогичных условиях.

Впервые был установлен на о. Новая Каледония около Нумеа. Силикатные никелевые руды, как и на Урале, здесь залегают под железистыми остаточными продуктами выветривания серпентинитовых массивов. Известен также в Франкенштейне (Силезия), Трансваале (Южная Африка), на Мадагаскаре, в Австралии и в других пунктах.

ГАЛЛУАЗИТ — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Назван по имени бельгийского геолога д'Аллау, впервые обнаружившего этот минерал. Предложено также другое, но еще не привившееся название гидрогаллуазита при условии, что метagalлуазит будет называться просто галлуазитом. Другой синоним: энделлит.

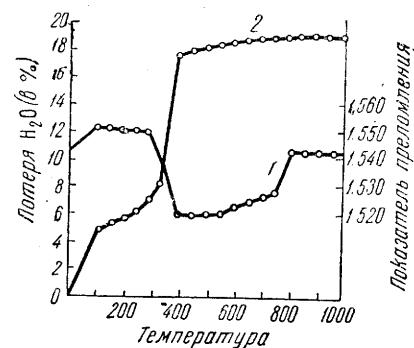
Химический состав. Al_2O_3 34.7%, SiO_2 40.8%, H_2O 24.5%. Половина количества H_2O представлена в минерале в виде гидроксидов, остальная — в виде молекул H_2O . Количество молекулярной воды непостоянно (меньше, чем $4\text{H}_2\text{O}$), в зависимости от чего колеблется содержания и остальных компонентов. В качестве примесей в незначительных количествах часто присутствуют Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO, FeO, иногда NiO, CuO, ZnO.

Сингония моноклинная. Встречается в виде гелеподобных полуматовых масс с плоскораковистым изломом. **Кристаллическая структура** галлуазита уже была описана выше (см. фиг. 580). Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 5.20$, $b_0 = 8.90$, $c_0 = 10.25$, $\beta = 100^\circ 12'$.

Цвет галлуазита белый, часто с различными оттенками: желтоватым, буроватым, красноватым, голубоватым, зеленоватым. Внешняя оболочка нередко железистая. **Блеск** у свежих фарфоровидных разностей восковой, у пористых и рыхлых — матовый. **Оптические константы** колеблются в зависимости от содержания воды и примесей. Средний показатель преломления варьирует от 1.507 до 1.550 (увеличивается по мере уменьшения H_2O). Как правило, он лежит в пределах 1.535—1.550. Двупреломление очень низкое (обычно почти изотропен — отличие от каолинита); по мере увеличения содержания Fe_2O_3 оно повышается.

Твердость 1—2. Хрупок. Легко полируется трением и ногтем. Рыхлые разности на ощупь часто талькоподобны. Плотные разности по высуханию на воздухе растрескиваются, распадаясь на мелкие угловатые обломки с плоскораковистым изломом (явление, весьма характерное для всех минералов группы галлуазита). **Уд. вес** колеблется, в зависимости от содержания H_2O , от 2.0 до 2.2. **Прочие свойства.** При длительном хранении материала постепенно обезвоживается. При нагревании до 110° теряет почти всю молекулярную воду и пе-

реходит в метagalлуазит. Характерно, что выделенная вода вновь не поглощается (не является цеолитной водой). Гидроксильные группы в главной своей массе удаляются при температурах 350—400° (фиг. 581, см. также фиг. 576). Кривая обезвоживания в этом интервале резко поднимается вверх. Показатели преломления сразу падают до 1.520. Кристаллическая решетка метagalлуазита разрушается. При температуре 950—990°, как показывает кривая нагревания, обнаруживается экзотермический эффект, обусловленный образованием какого-то соединения, в котором Al, по всей вероятности, дает тетра-



Фиг. 581. Кривая обезвоживания (2) и изменение показателей преломления (1) галлуазита из Айдыр-ли (Южный Урал). По Д. С. Белянкину и В. П. Ивановой

ность полироваться ногтем и низкий удельный вес.

П. п. тр. не плавится. В закрытой трубке выделяет весьма значительное количество воды. В кислотах и щелочах частично разлагается, особенно при подогревании. В воде постепенно распадается на кусочки, не разбухая. В сухом виде липнет к языку.

Происхождение. Галлуазит является типичным экзогенным минералом и встречается главным образом в коре выветривания горных пород (габбро, диабазов, порфиринов и др.) и некоторых рудных месторождений никеля, меди и цинка. Обычно он образует небольшие линзообразные массы и стяжения, нередко в ассоциации с другими минералами этой группы, а также с алунитом, иногда диаспором, гиббситом, монтмориллонитом, аллофаном и др. Ассоциация с алунитом (в виде жилок в трещинах усыхания), наблюдаемая во многих месторождениях, говорит об условиях образования его в кислой или слабо кислой среде. Встречается также в карстовых впадинах среди известняков и, наконец, в кислых почвах, богатых органическими кислотами. Нередко сопровождает каолинит в месторождениях глин. Он установлен также в виде примеси в илах Атлантического океана.

В некоторых случаях установлено, что он образуется за счет аллофана (типичного геля) путем его раскристаллизации. Находки тонкодисперсного галлуазита в смеси с аморфными веществами в виде прожилков и линз в трещинах пород говорят о том, что он может выпадать в форме гелей из коллоидных растворов.

Нередко плотный галлуазит бывает окружен землистой коркой желтого или бурого цвета, которая при исследовании оказывается метagalлуазитом. Очевидно, что дегидратация галлуазита может

здрические группировки с кислородом. На кривой обезвоживания (см. фиг. 581) этот эффект отвечает температуре около 800°. Повышение показателя преломления подтверждает предположение об образовании нового соединения.

Диагностические признаки. Рыхлые разности галлуазита по внешним признакам неотличимы от таких же разностей каолинита. Практически у них аналогичны и кривые нагревания. Зато они существенно отличаются от каолинита по содержанию воды, оптическим константам, оптической изотропии или очень слабой анизотропии, а также по поведению кривых обезвоживания, особенно в начальных стадиях. Характерны также низкая твердость, способ-

происходить при низких температурах в сухой воздушной обстановке. Весьма возможно, что с течением времени он способен перекристаллизовываться в каолинит.

Синтетически галлуазит до сих пор не получен. Поскольку при температурах до 100° он сравнительно легко обезвоживается, можно думать, что образование его связано с низкими температурами в условиях среды, богатой водой.

Месторождения. Галлуазит довольно широко распространен в коре выветривания многих месторождений никелевых гидросиликатов Южного Урала: Айдырлинском, Халиловском и др. Обычно он бывает загрязнен различными химическими и механическими примесями. Установлен в Журавлинском месторождении (на р. Чусовой, Урал) в карстовой впадине вместе с алунитом и гидраргиллитом на границе известняков и бурых глин, в районе Кривого Рога, Минусинском районе, в Хакасии и других местах.

За границей впервые был установлен в Бельгии, в районе старых железных и цинковых рудников на известняках Англер, близ Льежа. Самостоятельного практического значения не имеет.

ФЕРРИГАЛЛУАЗИТ — $(\text{Fe} \dots \text{Al})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Редкая чисто железистая разность названа канбинитом. По имеющимся анализам, содержание Fe_2O_3 обычно доходит до 15%. Разности с резко преобладающим содержанием Fe_2O_3 пока установлены в изокolloидных смесях.

Цвет желтый или светлорыжий, бурый, темнокоричневый, под микроскопом в тонких шлифах — обычно желтый или желто-бурый. Блеск восковой, с течением времени становится матовым. Средний показатель преломления около 1.60. Анизотропен. Тв. около 1. Описаны студнеобразные мягкие разности, упругие, как резина. Высохнув, становятся более твердыми, приобретают хрупкость. По опускании в воду раскрашиваются, но прежние свойства не приобретают. Излом раковистый. Полируются ногтем.

Встречается в ферригаллуазитовой глине на выступах известняков в карстовых впадинах в Тюленевском месторождении гидросиликатов никеля в Уфалейском районе на Урале, а также в Халиловском районе (Ю. Урал). Содержит в небольших количествах MgO, NiO, иногда MnO, CaO и щелочи.

ГАРНИЕРИТ-ГАЛЛУАЗИТ — $n \{(\text{Ni}, \text{Mg})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}\} - (100 - n) \{(\text{Al}, \text{Fe})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}\}$. Этот ряд обнимает многочисленные минеральные виды, отличающиеся друг от друга главным образом по химическому составу и окраске.

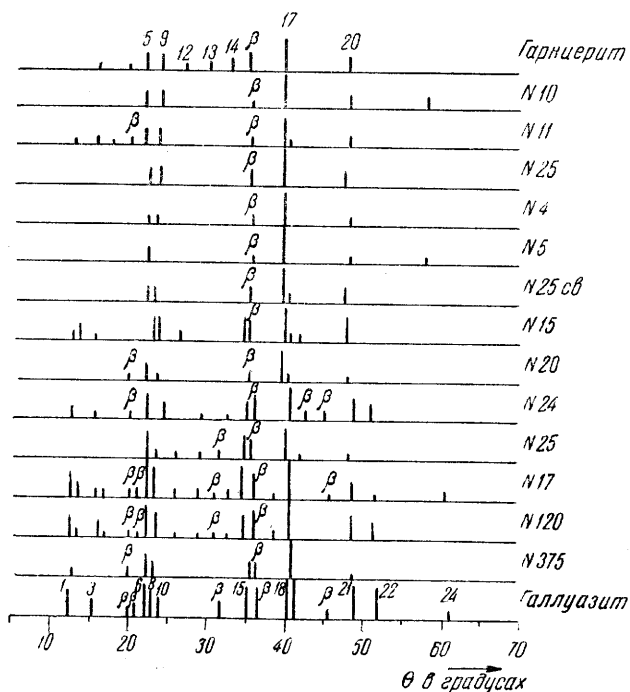
Химический состав варьирует в широких пределах. Кроме указанных в формуле компонентов, в незначительных количествах иногда присутствуют: Cr_2O_3 , FeO, MnO, CaO и щелочи. Характерно, что отношение $(\text{RO} + 2\text{R}_2\text{O}_3) : \text{RO}_2$ близко к 1, а отношение $\text{RO} : (\text{RO} + \text{R}_2\text{O}_3)$ изменяется от 0 до 1. Как и для всех других минералов этого ряда, количество молекулярной воды непостоянно; обычно, вследствие частичной дегидратации на воздухе, она меньше, чем полагается по формуле.

Агрегаты. Встречаются в виде гелеподобных хрупких конкреций, часто разбитых на мелкие обломки вследствие усыхания. **Кристаллическая структура.** Дебаграммы промежуточных минеральных видов, несмотря на различие состава, обладают рядом общих черт (фиг. 582). В то же время для более раскристаллизованных разностей наблюдаются некоторые особые характерные линии крайних членов этого ряда ферригаллуазита и гарниерита, причем линии первого члена всегда бывают ослаблены.

Цвет сильно варьирует в зависимости от состава. В порядке от ферригаллуазита к гарниериту можно наблюдать примерно следующую смену окрасок (см. фиг. 25, на стр. 74): бурая или шоколадно-бурая, светлокоричневая, желто-бурая, палевая, зеленовато-желтая,

бледнозеленая или голубовато-зеленая, интенсивно-зеленая. Блеск восковой, матовый (у частично дегидратированных разновидностей). Оптические константы. Под микроскопом совершенно однородны. Показатели преломления изученных минеральных видов колеблются обычно в нешироких пределах: 1.58—1.60, очевидно, опускаясь для разновидностей, близких к галлуазиту, до 1.550 и ниже (в зависимости от содержания молекулярной воды).

Твердость 1—2. Хрупки. По мере дегидратации на воздухе все они распадаются на мелкие куски с плоскораковистым изломом. Удельные веса их также близки друг другу (2—2.5).



Фиг. 582. Схемы рентгенограмм минеральных видов, относящихся к коллоидным смесям галлуазит—гарниерит

нитовые массивы (например, порфириды, глинистые сланцы и др.).

Минералы этого ряда детально изучены в месторождениях силикатно-никелевых руд Среднего Урала: Петровском, Тюленевском, Ново-Черемшанском, Голендухинском и др. Здесь минералы этого ряда широко развиты в приконтактных впадинах в виде покрова на поверхности мраморов или конкреций в галлуазитовых глинах по соседству с подвергавшимися выветриванию в древнее время серпентинитовыми массивами.

Конкреции обычно бывают разбиты на мелкие обломки и поражают разнообразием своей окраски. Нередко цвет постепенно меняется даже в одном и том же образце.

МЕТАГАЛЛУАЗИТ — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$ или $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. Химический состав тождествен составу каолинита. По внешним признакам очень похож на галлуазит, за счет которого обычно образуется в результате обезвоживания. Отличается по оптическим константам. Средний показатель преломления 1.549—1.551. Кристаллическая структура также отличается от галлуазита, но предполагается аналогичной структуре каолина. Размеры элементарной ячейки: $a_0=5.15$, $b_0=8.90$, $c_0=7.57$.

Диагностические признаки те же, что были указаны для галлуазита и гарниерита: низкая твердость, способность распадаться на куски в процессе дегидратации, полироваться ногтем и т. д.

Происхождение и месторождения. Образуются в процессе выветривания ультраосновных пород. Источником никеля, магния и железа являются главным образом серпентин и те минералы, за счет которых он произошел. Источником же алюминия, особенно для богатых глиноземом минеральных видов этой группы, обычно служат боковые породы, вмещающие серпенти-

$\beta = 100^\circ 12'$. Уд. вес 2.58. Распространен совместно с галлуазитом, часто в пустотах в виде рыхлых корок, а также в латеритной коре выветривания в ассоциации с гидраргиллитом.

ВОЛКОНСКОИТ — $(Cr, Fe, Al)_4[Si_4O_{10}][OH]_8 \cdot 2H_2O$. Этот минерал был обнаружен еще в начале прошлого столетия в окрестностях д. Ефимьяты (в юго-западной части Молотовской области) среди пестроцветных песчано-глинистых пород пермского возраста, относимых к уфимскому ярусу.

Химический состав, судя по имеющимся анализам, непостоянный. Содержание (в %): Cr_2O_3 18—30, Fe_2O_3 2—17, Al_2O_3 0.6—6.5, SiO_2 36—37, H_2O 21—23. Кроме того, присутствуют MgO от 2 до 5 и CaO до 2.7.

Встречается в виде горизонтально расположенных плоских гнезд, неправильной формы стяжений, нередко приуроченных к древесным остаткам, а также в виде прожилков вдоль трещин среди конгломерата или песчаника или на границах между прослоями. Рентгенометрически не изучен.

Цвет луково-зеленый различных оттенков. Черта зеленая, блестящая. Часто пронизан тонкими черными жилками, по которым легко раскалывается; поэтому поверхности раскола кажутся покрытыми налетом черного цвета. Тот же черный цвет имеют и тонкие прожилки в породе. Блеск восковой, матовый. $N=1.585$. Слабо анизотропен. Двупреломление низкое. Оптически отрицателен.

Тв. 2—2.5. Хрупок. Легко раскалывается на мелкие куски с раковистым изломом. Как и другие представители группы галлуазитов, на воздухе с течением времени также рассыпается на мелкие угловатые куски, особенно при погружении в воду. Ногтем полируется. Уд. вес 2.2—2.3. П. п. тр. не плавится. В HCl разлагается с выделением желатинообразного кремнезема. С перлом буры и фосфорной соли дает реакцию на хром.

Волконскоит известен во многих точках Среднего Прикамья и постоянно приурочен к отложениям одного возраста (уфимского яруса): месторождения Ухтымское, у дер. Самосадка, гора Каравашин (в Чистинском районе) и др. Всюду он принадлежит к экзогенным образованиям. В аналогичных условиях, судя по описаниям, встречается иногда ферригаллуазит красного цвета, по физическим свойствам очень напоминающий галлуазит.

Волконскоит представляет интерес как очень прочная зеленая краска, применяемая в живописи.

8. ГРУППА АЛЛОФАНА

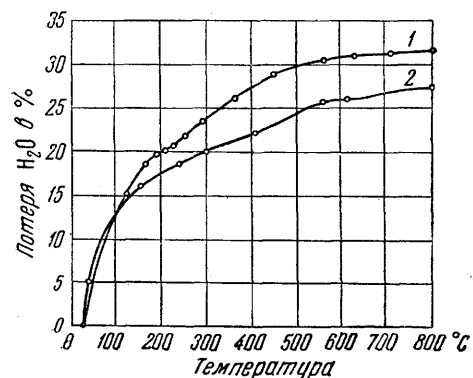
Вслед за предыдущей группой целесообразно рассмотреть действительно аморфные стекловидные или смоловидные, часто совершенно прозрачные минералы изменчивого химического состава. Они состоят главным образом из $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ и H_2O . В литературе они описывались под разными названиями: риманит, элхуарит, самоит, шрёттерит и др. Систематика их пока еще не может быть разработана. Поэтому мы здесь дадим лишь общее описание свойств этих минералов под собирательным названием «аллофан». Здесь же рассмотрим г и з и н г е р и т.

АЛЛОФАН — $mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$. Аллофанес — по-гречески «оказывающийся другим». Минерал по голубоватому или зеленоватому оттенку часто ошибочно принимали за медную руду.

Химический состав. Минералы этой группы не представляют химических соединений, а являются типичными твердыми псевдоразтворами. Согласно полным имеющимся анализам, содержание Al_2O_3 колеблется в пределах от 23.5 до 41.6%, SiO_2 — от 21.4 до 39.1%, H_2O — от 39.0 до 43.9%. Кроме того, часто устанавливаются следующие компоненты (в %): Fe_2O_3 до 0.8 (встречаются и богатые железом разновидности), MgO до 0.3, CaO до 2 и больше, $K_2O + Na_2O$ до 0.3, CuO до 1.6 и больше, ZnO до 4, CO_2 до 1.2, P_2O_5 до 1.3, SO_3 до 0.2. Содержания ZnO и CuO связаны с образцами, встречающимися в зонах окисления рудных месторождений. Известны также хромовые аллофаны (некоторые разновидности милошита в Рудняке в Сербии).

Отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ меняется от 1:1.1 до 1:1.8 и больше. Отношение $RO : SiO_2$ около 1:7.

Известны разности, довольно богатые P_2O_5 , являющиеся переходными к богатому водой аморфному фосфату алюминия, названному *эванситом*, состава $nAl_2O_3 \cdot mP_2O_5 \cdot qH_2O$. В этих разностях содержание SiO_2 падает до 21.3 и даже до 4.34%, P_2O_5 возрастает до 19.1%, при малом содержании SO_3 (до 0.8%), Al_2O_3 — до 41.4%; содержатся также CuO и ZnO до нескольких процентов. Богатые CuO разности представляют собой псевдоразтвор аллофана с другим аморфным минералом — хризоколлой состава $nCuO \cdot mSiO_2 \cdot pH_2O$. Могут иметь место также смеси с типичным аморфным минералом — коллофанитом состава $nCaO \cdot mP_2O_5 \cdot pH_2O$ и т. д.



Фиг. 583. Кривые обезвоживания аллофана

Внешний вид. Типичные стеклоподобные массы с кривыми или раковистыми поверхностями разлома. Встречается также в виде корок с натежной почковидной поверхностью, изредка в порошковидных белых массах. Рентгенометрические исследования не обнаруживают кристаллического строения вещества.

Цвет чаще всего бледно-голубой, зеленовато-желтый, реже густозеленый, бурый; нередко бесцветный. Прозрачный или просвечивает. **Блеск** стеклянный, жирный. Оптически изотропный. $N = 1.47—1.51$, а для большинства образцов — 1.48 (несмотря

на широкое различие состава этих минералов).

Твердость около 3. Очень хрупкий. **Уд. вес** 1.85—1.89. **Прочие свойства.** Весьма характерны кривые обезвоживания (фиг. 583), типичные для истинно аморфных веществ. Никаких сколько-нибудь резко выраженных скачков не наблюдается. Это еще раз подтверждает, что в подобных минералах мы не имеем кристаллического строения. Вода связана с веществом одинаковым образом как при высоких, так и низких температурах, т. е. вода находится не в химическом соединении, как в группе каолинита, галлуазита и др., а в виде раствора.

Диагностические признаки. Характерными свойствами являются стекловидность, прозрачность или полупрозрачность и низкая твердость (отличие от прозрачных разностей опала). Благодаря тому, что они аморфны, оптически изотропны и не различаются по показателям преломления, точная диагностика может быть осуществлена только с помощью химического анализа. Довольно характерна и кривая нагревания, но в частично раскристаллизованных аллофанах кристаллическую фазу можно определить лишь рентгенометрически.

П. п. тр. рассыпается, но не плавится. Порошок с раствором азотнокислого кобальта после прокалывания в окислительном пламени принимает красивую синюю окраску (Al). В HCl разлагается с образованием студенистого кремнезема.

Происхождение. Аллофаны встречаются исключительно как экзогенные образования. Часто они наблюдаются в трещинах и пустотах в зонах окисления рудных месторождений и горных пород. Известны, например, находки в пустотах среди мергелей, в месторождениях глин, углей, бурых железняков, свинцово-цинковых, медных и прочих

руд. Нередко ассоциируют с галлуазитом, иногда хризоколлой, кварцем, карбонатами и др. Под влиянием вод, содержащих CO_2 , подвергаются карбонатизации. Установлены также случаи разложения с переходом в галлуазит.

Месторождения. Из многочисленных находок в СССР отметим следующие: в Журавлинском месторождении алунита на Урале; в Кармазарских горах (Таджикская ССР); в Минусинском районе у сел. Потехино в Хакасской области в ассоциации с алюмогидрокальцитом, развивающимся метасоматическим путем по аллофану; у д. Барановки в Иваново-Вознесенской области; в Хоперском, Липецком и других железорудных месторождениях центральных областей Европейской части СССР; в осадочном месторождении отбеливающих глин в окрестностях г. Надьчика и др. На перечислении иностранных месторождений, в которых встречаются аллофаны, останавливаться не будем.

ГИЗИНГЕРИТ — $mFe_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$. Аморфный водный силикат окиси железа непостоянного состава. Цвет желто-бурый, темно-бурый до черного. Блеск жирный или восковой. Оптически изотропный. $N = 1.50—1.66$. Тв. 3. Излом раковистый. Уд. вес 2.5—3.0. Встречался в зоне окисления некоторых железорудных месторождений как гипергенный минерал, но может иметь и эндогенное происхождение.

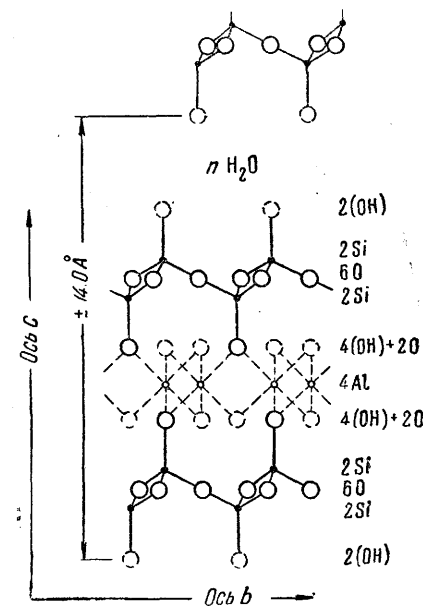
9. ГРУППА МОНТМОРИЛЛОНИТА

К минералам группы монтмориллонита, так же как и в предыдущих группах (серпентина — каолинита и галлуазита) относятся существенно магниальные, существенно алюминиевые и промежуточные между ними минеральные виды. Несмотря на внешние черты сходства, эти минералы значительно отличаются от них по своему кристаллическому строению и некоторым, совершенно особым физическим свойствам.

Для кристаллической структуры этих минералов, как и для всех слюдообразных веществ, характерно слоистое расположение анионов и катионов в кристаллической решетке.

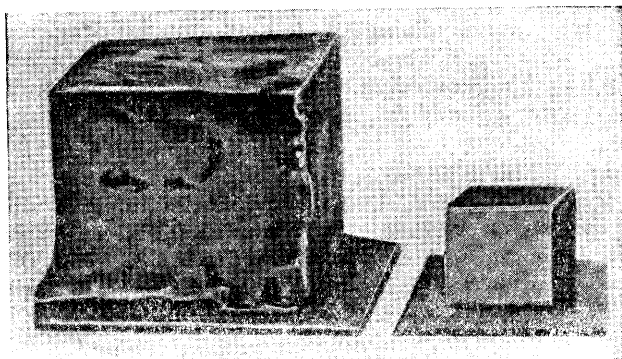
Отличительной особенностью по сравнению с минералами группы каолинита и галлуазита здесь является то, что «гидрагиллитовый» слой располагается между двумя слоями кремнекислородных тетраэдров (фиг. 584). В этом отношении минералы группы монтмориллонита близко напоминают особенности строения минералов группы талька и других им подобных по кристаллическому строению.

Что касается ориентировки кремнекислородных тетраэдров в отдельных слоях, то тут нет принципиальных отличий от структуры галлуазита (см. фиг. 580): одни вершинки тетраэдров, занятые ионами кислорода, входят в состав «гидрагиллитового»



Фиг. 584. Кристаллическая решетка монтмориллонита $Al_4Si_8O_{16}(OH)_{12} \cdot nH_2O$

слоя, другие, занятые гидроксильными ионами, направлены наружу. Таким образом, каждый слоистый пакет с обеих сторон оторочен ионами гидроксидов, способных удерживать молекулы H_2O . Последние, очевидно, располагаются слоями с упорядоченной ориентировкой молекул (см. фиг. 552). Интересно, что при нагревании до примерно 575° , после того как будет потеряна вся молекулярная вода, кристаллическая решетка перестраивается в решетку пиррофиллита (ср. фиг. 550).



Фиг. 585. Бентонит

Маленький кубик справа — в сухом состоянии; большой слева — тот же бентонит после впитывания воды, удерживающей в его массе

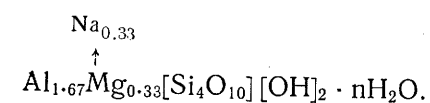
Замечательной и чрезвычайно важной в практическом отношении особенностью минералов группы монтмориллонита является их свойство набухать в присутствии воды (фиг. 585), а при нагревании постепенно отдавать адсорбированную воду. В связи с этим величина c_0 кристаллической решетки может колебаться в значительных пределах: от 9.6 до 28.4 \AA в зависимости от количества молекул H_2O , участвующих в кристаллической структуре минерала¹. Высокая поглотительная способность глин, состоящих главным образом из минералов группы монтмориллонита и способных извлекать из жидкостей различные загрязняющие взвешенные примеси (а в сухом состоянии даже нефтяные газы), широко используется в разных отраслях промышленности. Встречаются глины, хорошо адсорбирующие едкие и углекислые щелочи; они поэтому используются как „омыляющие“ вещества, применяемые в мыловаренной промышленности. Все эти глины носят название „отбеливающих“ глин. Им даны также различные специальные названия: „бентонит“ или „бентонитовые глины“, „фуллеровы земли“, „гумбрин“, „нальчикит“ и т. д.

Другим очень важным свойством минералов этой группы, представленных обычно тонкодисперсными массами, является сильно выраженная способность к обмену катионами, подобно тому как это установлено для цеолитов и специальных веществ, называемых пермутитами. Глины, состоящие главным образом из монтмориллонита, на 100 г вещества содержат от 60 до 100 миллиэквивалентов обменных катионов, главным образом Ca^{2+} , K^{2+} , Na^{1+} , тогда как в каолинах устанавливается всего $3\text{--}15 \text{ мг-экв}$ этих катионов. Поскольку после тонкого помола обмен катионами увеличивается до трех раз, считают, что эти обменные катионы могут располагаться не только на поверхности частиц, но и внутри кристаллических фаз (очевидно,

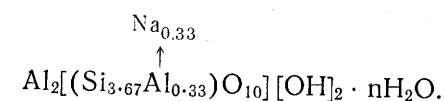
¹ Молекулы H_2O располагаются в межпакетных пространствах, т. е. проникают вдоль плоскостей, разграничивающих плоские пакеты кристаллической структуры. Так как каждый пакет с обеих сторон на внешних плоскостях содержит гидроксильные ионы и, следовательно, пакеты примыкают друг к другу по поверхностям, несущим одинаковые заряды, то нет ничего удивительного в том, что при проникновении воды легко происходит раздвижение этих пакетов.

в пространствах между слоистыми пакетами в кристаллических решетках).

Согласно представлениям Росса и Гендрикса эти обменные катионы («внешние основания»), хотя и входят в состав минералов группы монтмориллонита, но не участвуют в самой кристаллической структуре их. Будучи адсорбированы, они лишь компенсируют остаточный отрицательный заряд кристаллической решетки, возникший в результате замены в ней более высоковалентных катионов более низковалентными (например, Al^{3+} на Mg^{2+} или Si^{4+} на Al^{3+}). В самом деле, если в кристаллической структуре бейделлита: $Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$, мы часть катионов Al^{3+} заменим катионами Mg^{2+} , то возникнет остаточный отрицательный заряд, который может быть погашен, например, Na^{1+} (в среднем на долю обменных оснований приходится заряд 0.33):

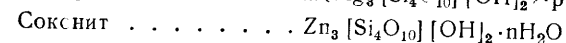
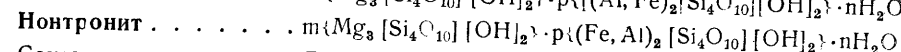
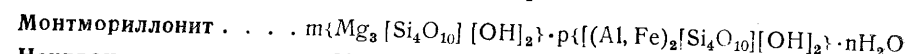
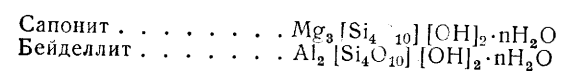


Ту же картину будем иметь в случае замены Si^{4+} на Al^{3+} :



Этим объясняется сложность химических формул для минералов группы монтмориллонита, рассчитываемых по способу, предложенному Россом и Гендриксом. Мы не будем приводить здесь этих расчетов. Укажем лишь, что количество катионов шестерной координации, как правило, получается свыше 2 ($2.05\text{--}2.27$). Наличие ионов Al четверной координации, заменяющего Si^{4+} , характерно для богатых алюминием разновидностей.

К числу минералов этой группы относятся следующие (формулы приведены в упрощенном виде):



САПОНИТ — $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$. Название происходит от слова «сапо» — мыло. Содержание SiO_2 колеблется от 46 до 56% в зависимости от содержания воды; MgO — от 21 до 25% . В виде изоморфных примесей почти постоянно присутствуют Al_2O_3 , Fe_2O_3 , иногда Cr_2O_3 , NiO , FeO , а также устанавливаются CaO , Na_2O и др. Рентгенометрические исследования показывают тождество кристаллического строения с монтмориллонитом.

Встречается в землистых, глиноподобных или плотных массах. В сыром виде они мягки, жирны на ощупь, растираются между пальцами. В сухом состоянии превращаются в плотные, пористые или тонкогубчатые хрупкие массы с неровным изломом.

Цвет сапонита белый с желтоватым, красноватым, зеленоватым (от содержания Ni) оттенком. В высушенном состоянии матовый. Показатели преломления изучены недостаточно. Они колеблются в зависимости от содержания воды и изоморфных примесей. Никеленозные разности показывают более высокие цифры. $N=1.51\text{--}1.55$. Двупреломление низкое. Отдельные чешуйки оптически одноосны (отрицательны) или двуосны ($2V$ мал).

Твердость колеблется в зависимости от степени дегидратации и в сухом состоянии достигает 2.5 . Уд. вес $2.2\text{--}2.3$. Кривые обезвоживания не изучались. Богатые магнием (до 24%) разности обладают типичными свойствами бентонитовых глин.

Большей частью образуется в зоне выветривания магнезиальных горных пород, главным образом серпентинитов, в ассоциации с магнезитом и опалом; иногда встречается в связи с доломитами и магнезитами. В виде значительной залежи был обнаружен при проходке железнодорожного туннеля в Монреале (Канада). Описана редкая находка сапонита также в гидротермальных образованиях в районе месторождений самородной меди на полуострове Кюинн (оз. Мичиган в Северной Америке), по видимому как продукт изменения каких-то магнезиальных силикатов в миндалинах основных эффузивных пород. В Марокко (Африка) в прежнее время добывался как мыльный камень. В старой литературе приводятся многочисленные находки, принадлежность которых к сапониту не ясна, так как многие из них по свойствам скорее близки к сепиолиту. Имеются указания на присутствие сапонита в ряде пунктов СССР. Важно отметить, что даже при наличии полного химического анализа точная диагностика этого минерала невозможна без рентгенометрических исследований.

БЕЙДЕЛЛИТ — $Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$. Монокл. с. В нашей литературе встречается неправильное название «байделлит». Назван по местности Бейделл в Колорадо (США). Изредка встречается в тонких ромбовидных пластинках. Обычно распространён в виде землистых масс вместе с монтмориллонитом в бентонитовых глинах. Кристаллическая структура аналогична структуре монтмориллонита (см. фиг. 584).

Химические анализы показывают переменные количества полуторных окислов и кремнезема в зависимости от содержания воды. Содержание Al_2O_3 колеблется от 20 до 27,6%, Fe_2O_3 от 0 до 8%, SiO_2 от 45 до 50%; в феррибейделлите — Fe_2O_3 до 18%, MgO от 0 до 3% и выше (магнобейделлит), CaO от 0 до 3%. Кроме того, почти всегда в небольших количествах содержатся щелочи Na_2O и K_2O , иногда NiO до 2,5%, MnO до 1,6% и изредка Cr_2O_3 до 5% (в хромбейделлите).

Цвет белый с желтоватым, буроватым, красноватым оттенком. Блеск у плотных масс слабый, восковой. Показатели преломления непостоянны, в зависимости от содержания воды. Оптические константы изучены недостаточно. Имеются следующие не вполне достоверные данные: $Ng=1.536$ (1.565), $Nm=1.535$ (1.564), $Np=1.494$ (1.559). Оптически отрицательный. $2V$ мал.

Мягкий. Тв. пластинок 1,5. Спайность по (001). Уд. вес 2,6 (пластинок). Кривые нагревания не характерны. Бейделлит, как и все другие минералы рассматриваемой группы, обладает явно выраженной способностью к катионному обмену в строго эквивалентных соотношениях, набуханием в воде и другими свойствами.

Бейделлит наблюдался в коре выветривания основных и ультраосновных пород в Халиловском, Аккермановском и других районах Южного Урала. С этими условиями нахождения связано, например, содержание в них никеля и хрома. Встречался также в зонах окисления некоторых рудных месторождений (сурьмяных, марганцевых и др.). В весьма существенных количествах устанавливается в лёссах, например в юго-восточной части штата Миссури (США), в почвах, образовавшихся за счет лёсса, или в сероземах на изверженных породах, иногда как продукт изменения вулканического пепла в бентонитовых глинах вместе с монтмориллонитом и т. д.

МОНТМОРИЛЛОНИТ — $m\{Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2\} \cdot p\{Al, Fe \dots\}_2[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$. Отношение $m:p$ обычно составляет 0,8—0,9. Назван по месту нахождения в Монтмориллоне (Франция). Является широко распространенным минералом, главным образом среди некоторых разновидностей глин.

Химический состав непостоянный, сильно зависит от варьирующего содержания воды. По имеющимся анализам чистых разновидностей устанавливаются следующие колебания (в %): Al_2O_3 11—22, Fe_2O_3 0—5 и больше (ферримонтмориллонит), MgO 4—9, CaO 0,8—3,5 и выше в кальциомонтмориллоните, SiO_2 48—56, H_2O 12—24. Кроме того, иногда устанавливаются содержания (в %): K_2O (до 1, редко до 5), Na_2O (до 0,6), MnO (до 0,2), FeO (до 0,25), TiO_2 (до 0,8), P_2O_5 (до 1,5), Cl (до 0,02) и CO_2 (до 0,10). Наблюдается обычно в сплошных глиноподобных массах.

Кристаллическая структура монтмориллонита описана выше (см. фиг. 584). Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 5,10$, $b_0 = 8,83$, $c_0 = 15,2—9,6$ (соответственно для воздушно-сухого и обезвоженного при 400° монтмориллонита).

Цвет монтмориллонита белый с сероватым, иногда синеватым оттенком, розовый, розово-красный, иногда зеленый. **Блеск.** В сухом

состоянии матовый. **Оптические константы.** Под микроскопом обычно наблюдается в чешуйчатых агрегатах слегка желтоватой или буроватой окраски. $Ng = 1,516—1,527$, $Nm = 1,516—1,526$, $Np = 1,493—1,503$; $Ng - Np = 0,023—0,024$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. В высушенных при температуре 100° образцах средний показатель преломления поднимается до 1,554. Характерно, что благодаря способности поглощать жидкости монтмориллонит при проварке балластом адсорбирует его; это сказывается на повышении показателей преломления. Более магнезиальные разновидности монтмориллонита обладают соответственно более высокими показателями преломления.

Твердость отдельных чешуек неизвестна. Очень мягкий. **Жирный.** **Спайность** чешуек совершенная по {001}. **Уд. вес** неизвестен. **Прочие свойства.** Содержание воды в монтмориллоните колеблется в зависимости от давления водяных паров в окружающей среде; в сухую погоду он отдает часть воды, в сырую — поглощает ее из воздуха. Кривая обезвоживания в зависимости от температуры чрезвычайно характерна (см. фиг. 576). До 200° он непрерывно отдает почти всю молекулярную воду. Отщепление гидроксильной группы с разрушением кристаллической решетки наступает при температуре около 430—450° (см. фиг. 576). Кривая обезвоживания при этом делает небольшой скачок вверх, а величины показателей преломления сильно падают. Другим очень важным свойством монтмориллонита является резко выраженная способность к обмену катионами, подобно тому как это установлено для цеолитов и пермутитов. Глины, состоящие преимущественно из монтмориллонита, на 100 г вещества содержат от 60 до 100 миллиграмм-эквивалентов обменных катионов, главным образом Mg , а также Ca , K , Na .

Диагностические признаки. Наличие монтмориллонита в тех или иных глинах можно заподозрить по явлениям сильного их набухания от влаги и связанной с этим свойством жирности. Однако точная диагностика без измерения оптических констант, рентгенометрических исследований и химических анализов невозможна.

Интересны некоторые внешние признаки, свойственные выходам на дневную поверхность бентонитовых глин, богатых монтмориллонитом и бейделлитом. После дождей поверхностные выходы их превращаются в густую массу скользкого студня. При высыхании они трескаются и в то же время вспучиваются под влиянием сильного продолжающегося разбухания более глубоких участков. В результате они приобретают сморщенный, сильно трещиноватый вид, напоминающий кораллы. В установившуюся сухую погоду поверхность этих глин становится чрезвычайно рыхлой.

Происхождение. Монтмориллонит образуется почти исключительно в экзогенных условиях, преимущественно в процессе выветривания основных изверженных горных пород, в условиях щелочной среды.

Многие бентонитовые глины, состоящие преимущественно из монтмориллонита, образовались в качестве продукта разложения вулканических пеплов, осевших главным образом в морских бассейнах. Под микроскопом удается иногда проследить все стадии развития этого минерала за счет мельчайших отсортированных обломков вулканического стекла, а также наблюдать остатки морских организмов (радиолярий, фораминифер и пр.). По составу вулканические продукты большей частью отвечают среднекислым изверженным горным породам: трахитам, андезитам и др. Недостающие для состава монтмориллонита ионы Mg , очевидно, были приобретены из

магнезиальных солей, растворенных в морских водах. Этим путем монтмориллонит, повидимому, образуется и во многих морских и озерных глинах и мергелях в условиях слабо щелочной среды.

Монтмориллонит широко развит также в коре выветривания основных изверженных горных пород: диабазов, базальтов, габбро, перидотитов и др. Помимо этого он образуется в почвах за счет выветривающихся гранитов и диоритов, иногда встречается в зонах окисления пегматитов, богатых железо-магнезиальными и литиевыми слюдами, и, наконец, в коллоидальных формах устанавливается в солончаковых щелочных почвах, образующихся в странах с полупустынным или пустынным климатом. Известны концентрации этого минерала в выщелоченных и среднегумусных черноземах и каштановых почвах, возникающих на изверженных горных породах.

В ассоциации с монтмориллонитом часто наблюдается бейделлит. Нередко его сопровождают мелкие обломки таких минералов, как авгит, биотит, полевые шпаты и др. Важно отметить, что в качестве новообразований при разложении вулканических продуктов иногда устанавливаются цеолиты, например морденит (клиноптилолит), возможно анальцит и др., обладающие, как известно, также свойствами пермутитов.

Образуюсь в поверхностных условиях, монтмориллонит является более или менее устойчивым минералом. В пустынных местностях залежи его, превращаясь с поверхности в тонкий пылевидный материал, с помощью ветров и самумов легко переносятся по воздуху. Этим путем возникают лёссовые отложения, содержащие часто в существенных количествах бейделлит и монтмориллонит.

В условиях регионального метаморфизма монтмориллонитовые осадочные породы, вероятно, превращаются в пиррофиллитовые сланцы, а при более высоких температурах и давлениях — в хлоритокремнистые породы. Весьма возможно, что некоторые яшмовидные зеленовато-серые и зеленые породы представляют такого рода продукт изменения (насколько можно судить по соотношениям в них главных компонентов). В случае привноса при этом щелочей, так же как за счет других глинистых продуктов, могут возникать кремнисто-серицитовые или кварц-слюдяные сланцы.

Условия образования монтмориллонита в искусственных средах за последнее время хорошо изучены (В. Нолль). Установлено, что он возникает в процессе старения смеси гелей кремнезема и глинозема в присутствии ионов щелочей, щелочных земель и ОН при определенной их концентрации, а именно при молекулярных соотношениях $RO : Al_2O_3 : SiO_2 = 0.2 : 1 : 4$ (И. Д. Седлецкий). При более низких концентрациях щелочей и щелочных земель появляется также каолинит, а при ничтожном их содержании образуется только каолинит. Количество монтмориллонита возрастает с увеличением концентрации в растворе ионов ОН, т. е. при увеличении щелочности. Характерно, что при высоких концентрациях ОН и NaOH образуется также анальцит; монтмориллонит исчезает. Точно так же он неустойчив при увеличении концентрации КОН и $Ca(OH)_2$. Лишь повышение концентрации $Mg(OH)_2$ сохраняет условия образования этого минерала. Содержание MgO в нем в этих случаях достигает высоких значений (до 15.3%). В присутствии ионов Mg допустимо в растворе относительно высокое содержание ионов $[SO_4]^{2-}$ и Cl^- , даже в таких количествах, что реакция оказывается кислой.

Практическое значение. Благодаря высокой поглотительной способности монтмориллонитовые глины широко используются для раз-

личных целей в промышленности либо непосредственно в просушенном виде, либо после предварительной химической обработки (активации).

Главным потребителем таких глин является нефтяная промышленность, использующая их для очистки продуктов дробной перегонки нефтей от посторонних взвешенных примесей (смола, углистых веществ и пр.). В текстильной промышленности они применяются при отделке сукольных материалов с целью удаления жиров и масел при крашении тканей (шелковых, хлопчатобумажных и пр.), где используется их способность давать с водой и жирами устойчивые густые суспензии. В резиновом производстве монтмориллонитовые глины наряду с каолином употребляются в качестве активного наполнителя для придания жесткости и повышения сопротивления истиранию, кислотоупорности и пр. В мыловаренной и косметической промышленности они применяются как наполнители при производстве дешевых сортов мыла, изготовлении пудры, грима, губной помады, зубного порошка, пасты и т. д. Применяются они также для очистки воды и пищевых продуктов (вина, растительных масел и пр.), в качестве добавок при производстве бумаги, керамики и, наконец, в терапии в процессе изготовления лекарств, главным образом как связующие вещества в таблетках и пилюлях, как адсорбенты бактерий и вредных веществ при желудочно-заболеваниях, ранениях, отравлениях алкалоидами и т. д.

Месторождения. Месторождение высококачественных отбеливающих глин известно в окрестностях сел. Гумбри, близ г. Кутаиси (в Западной Грузии), в виде пласта различных оттенков от почти белого через светложелтоватый, желтовато-зеленый до серого цвета. Материалом для образования этих глин послужил вулканический пепел, снесенный в море в верхнемеловое время. В окрестностях г. Нальчика также известны высококачественные монтмориллонитсодержащие глины в нижнетретичных осадочных породах. Аналогичные по свойствам глины установлены в Куйбышевской области (Алексеевское, Смышляевка) и других местах.

Бентонитовые глины, обладающие адсорбирующими и омыляющими свойствами, в СССР представлены группой месторождений в окрестностях сел. Аскани (в Западной Грузии, к юго-востоку от г. Махарадзе) в виде пластообразных залежей среди туфогенных песчаников, туфов и андезитовых лав нижнетретичного возраста. Глины являются результатом поверхностной переработки измененных андезитовых лав. В гелевидном глинистом веществе монтмориллонитового состава присутствуют остатки вулканического стекла, полевых шпатов, биотит, гипс, порошокватый кремнезем, кальцит, пирит и др. Отметим также месторождения кила в Крыму (верхнемелового возраста). В районах от Карасубазара до Севастополя они давно уже разрабатываются кустарями. Глины серовато-зеленого цвета, состоящие главным образом из коллоидального монтмориллонита, хорошо адсорбируют едкие щелочи и полностью поглощают углекислые щелочи из слабых водных растворов и поэтому широко применяются в мыловаренной промышленности.

За границей месторождения отбеливающих глин (фуллеровы земли) широко распространены в США: во Флориде, Джорджии, Алабаме, Калифорнии, а также во Франции (Монтмориллон в Виенне), Германии, Японии и в других странах.

НОНТРОНИТ — $m\{Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2\} \cdot p\{(Fe, Al)_2[Si_4O_{10}][OH]_2\} \cdot nH_2O$. Обнимает богатые Fe_2O_3 разновидности монтмориллонита, поэтому

было бы рациональнее называть его ферримонтмориллонитом. Назван по месту нахождения в Нонтронэ (Франция). Синонимы: хлоропал (в редко встречающихся плотных массах по виду напоминает зеленый опал), граминит, пинквит, моренсит и мюллерит.

Химический состав переменный. В редких случаях (Вуди в Калифорнии) его состав отвечает почти чисто железистому минеральному виду с химической формулой: $\text{Fe}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, т. е. конечному члену изоморфного ряда с $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (бейделлит). Обычно в существенных количествах содержит Al_2O_3 (до 14%) и MgO (до 8%). Содержит также CaO (до 2%), в небольших количествах K_2O , Na_2O , иногда NiO (до 0,3%), Cr_2O_3 (до 10,3%) в хромнонотроните и др. Содержание молекулярной воды, как у всех минералов группы монтмориллонита, зависит от атмосферных условий.

Кристаллическая структура нонтронита аналогична описанной выше структуре монтмориллонита. **Агрегаты.** Встречается обычно в землистых скрытокристаллических агрегатах, изредка в плотных опаловидных массах. В некоторых случаях в смеси с ним действительно устанавливается опал.

Цвет нонтронита зеленовато-желтый, фиштакково-зеленый, буровато-зеленый (окрашенный гидроокислами железа). **Блеск** рыхлых разностей матовый, плотных — восковой. **Оптические константы.** Показатели преломления меняются в зависимости от состава и содержания воды. По имеющимся данным, они колеблются в следующих пределах: $N_g = 1.585—1.610$, $N_m = 1.585—1.600$, $N_p = 1.560—1.589$; $N_g - N_p = 0.020—0.025$. Оптически отрицательный, иногда положительный. $2V$ мал, но встречаются оранжевые разности с большим углом $2V$ (может быть, другой минеральный вид). Для чисто железистой разности, бедной щелочными землями, установлены: $N_g = 1.655$, $N_m = 1.65$, $N_p = 1.625$; $N_g - N_p = 0.030$. $2V = -33^\circ$. Для хромнонотронита с 10,3% Cr_2O_3 : $N_g = 1.522$, $N_p = 1.548$; $N_g - N_p = 0.074$.

Твердость около 2—2,5. Излом плотных разностей раковистый. Хрупкий, рыхлый, на ощупь жирный. **Спайность** устанавливается лишь для чешуйчатых разностей под микроскопом. **Уд. вес** 1,727—1,870. По прочим свойствам во многом аналогичен монтмориллониту. Точно так же при температуре около 575° , в результате дегидратации, приобретает кристаллическую решетку пирофиллита.

Диагностические признаки. Среди продуктов выветривания, особенно ультраосновных магнезиально-железистых пород (серпентинитов, перидотитов, дунитов), можно предположить наличие его по землистым агрегатам, зеленовато-желтому или зеленому цвету. Точная диагностика может быть дана на основании оптических констант, химического или спектрального анализа и рентгенометрических данных.

П. п. тр. не плавится. В HCl разлагается, образуя студень кремнезема.

Происхождение. Образуется при экзогенных процессах, как указывалось — при выветривании богатых железом и магнием горных пород, преимущественно изверженных, а также в ряде месторождений металлических, в частности железных руд. Обычно устанавливается в более низких горизонтах коры выветривания.

В процессе выветривания на поверхности постепенно разлагается с образованием гидроокислов железа, сохраняющих агрегатное строение нонтронита, и опала, переходящего в халцедон и кварц.

Искусственно был получен из смеси высушенных гелей гидрооксида железа и кремнезема с соотношением $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 2$ при температурах $340—350^\circ$.

Практическое значение могут иметь нонтронитовые массы, обогащенные никелем, встречающиеся в коре выветривания ультраосновных изверженных горных пород.

Месторождения. Широко распространен в древних корах выветривания серпентинитовых массивов Халиловского (Южный Урал), Кемпирсайского (там же, Актюбинская область) и других районов. Установлен также на горе Магнитной, в Кривом Роге, Мариупольщине и в других пунктах.

СОКОНИТ — $\text{Zn}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. «Жирная глина». Встречаются разности, переходные к монтмориллониту, т. е. с содержанием Al_2O_3 , Fe_2O_3 (в этом случае сумма ионов с октаэдрическим окружением, естественно, меньше 3). Содержание (в %) колеблется: ZnO 23—39, MgO до 1,6, Al_2O_3 до 16, Fe_2O_3 до 6, SiO_2 34—38, H_2O 8—11. Кроме того, присутствуют CaO , Na_2O , K_2O , CuO , TiO_2 и др.

Цвет белый, светложелтый, светлосерый, бурый, темнобурый, темноголубой. $N_g = 1.605—1.616$, $N_p = 1.570—1.575$; $N_g - N_p = 0.035—0.040$. Оптически отрицательный. Встречается в зонах окисления свинцово-цинковых месторождений в ассоциации с каламином, смитсонитом и др. Описан в месторождениях США Холлоу Майн (Арканзас), Фриденсвил (Пенсильвания), Ледвил (Колорадо).

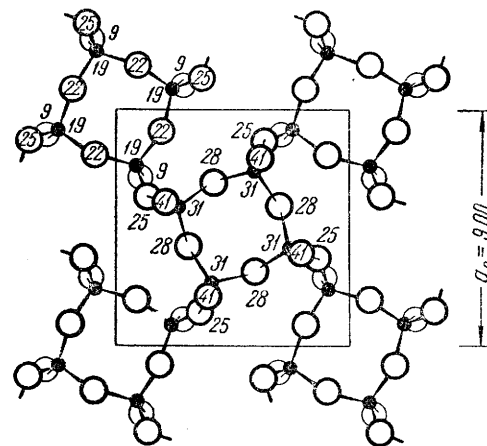
10. ГРУППА АПОФИЛЛИТА

Из приведенных здесь минералов рентгенометрически детально изучен апофиллит.

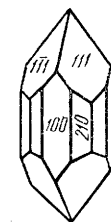
		a_0	c_0
Апофиллит	$\text{KCa}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	9.00	15.8
Джиллеспит	$\text{BaFe}^{2+}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	7.495	16.050

АПОФИЛЛИТ — $\text{KCa}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Апофиллиозо — по-гречески «отслаиваться». Название дано за склонность минерала расщепляться на слои при трении, нагревании и действии азотной кислоты.

Химический состав (в %): K_2O 2,5, CaO 25,0, SiO_2 53,7, H_2O 16,1. Состав непостоянный. Содержание фтора достигает 1,5%. Иногда присутствует $\text{NH}_4[\text{OH}]$. По поведению H_2O апофиллит напоминает



Фиг. 586. Кристаллическая решетка апофиллита (показаны связанные одна с другой кремнекислородные группы)



Фиг. 587. Кристалл апофиллита

цеолиты: при температурах $240—260^\circ$ уходит около половины H_2O , а после охлаждения она вновь поглощается.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура** весьма оригинальна. Она представляет

собой переходный тип к каркасным структурам. Характерной ее особенностью является наличие слоев тетрагонального типа (фиг. 586). Слои составлены из связанных между собой тетраэдров SiO_4 , сочлененных через три угла (как в слюдах). Активные кислородные ионы двух противостоящих слоев кремнекислородных тетраэдров в элементарной ячейке связаны четырьмя ионами Ca^{2+} в семерной координации (4 активных кислорода + $2\text{OH} + 1\text{F}$). Ион калия располагается в центре большой «пустоты» и окружен восемью группами $\text{OH} - \text{H}$. Ионы F располагаются по углам квадрата между четырьмя ионами Ca^{2+} . **Облик кристаллов.** Встречающиеся кристаллы имеют призматический (фиг. 587), дипирамидальный, реже таблитчатый облик. При одинаковом развитии форм $\{001\}$, $\{100\}$ и $\{111\}$ кристаллы похожи на комбинацию куба с октаэдром. Часто встречается в друзах кристаллов или пластинчато-зернистых агрегатах.

Цвет. Бесцветный или белый, иногда розовый, красный, голубой, редко бурый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. **Оптические константы.** Оптически одноосный, положительный (фторсодержащий) или отрицательный (не содержащий фтора). Устанавливаются и оптически изотропные разности. $N = 1.535 - 1.543$ (для разностей, не содержащих фтора, выше). Двупреломление низкое: $0.001 - 0.008$.

Твердость 4.5—5. **Хрупкий.** **Спайность** весьма совершенная по $\{001\}$ и менее совершенная по призме $\{110\}$. Уд. вес 2.3—2.4.

Диагностические признаки. Для апофиллита характерны форма кристаллов, весьма совершенная спайность и относительно высокая твердость.

П. п. тр. расщепляется, пенится, сплавляется в пузыристый, стекловидный шарик. Пламя окрашивается в фиолетовый цвет (К). В HCl разлагается с выделением хлопьевидной кремнекислоты.

Происхождение и месторождения. Апофиллит как второстепенный гидротермальный минерал нередко наблюдается в минерализациях розового или красного цвета. Плеохроизм сильный: по Nm —бесцветный, по Np —красный. Тв. 3. Спайность весьма совершенная по $\{001\}$. Уд. вес 3.33. Легко плавится. Растворяется в HCl . Найден в породе из морены около вершины Драй Дельта (Аляска) и близ Инклайн (Калифорния, США) с цельзианом, санборнитом, витеритом, кварцем, пирротинитом и др.

Встречается иногда в некоторых рудных жилах серебро-свинцово-цинковых месторождений Фрейберг и Андреасберг (Германия), в ртутном месторождении Нью-Альмаден в Калифорнии, с цеолитами в известном месторождении самородной меди у Верхнего озера (США) и в других местах. Изредка наблюдается образование его из вод минеральных источников.

ДЖИЛЛЕСПИТ — $\text{BaFe} \cdot [\text{Si}_4\text{O}_{10}]$. Тетраг. с. Кристаллическая структура напоминает структуру апофиллита. Встречен в виде слюдоподобных образований розового или красного цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm = 1.621$, $Np = 1.619$; $Nm - Np = 0.002$. Плеохроизм сильный: по Nm —бесцветный, по Np —красный. Тв. 3. Спайность весьма совершенная по $\{001\}$. Уд. вес 3.33. Легко плавится. Растворяется в HCl . Найден в породе из морены около вершины Драй Дельта (Аляска) и близ Инклайн (Калифорния, США) с цельзианом, санборнитом, витеритом, кварцем, пирротинитом и др.

11. ГРУППА МЕЛИЛИТА

К этой группе принадлежат сложные по строению алюмосиликаты Ca и изоморфно замещающего его Na , а также силикаты Ca с Be и Zn . Рентгенометрически они изучены довольно детально.

		a_0	c_0
Геленит	$\text{Ca}_2[\text{AlSiAlO}_7]$	7.69	5.10
Мелилит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2[(\text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$	7.73	5.01
Гардистонит	$\text{Ca}_2[\text{ZnSi}_2\text{O}_7]$	7.83	4.99
Лейкофанит	$\text{CaNa}[\text{BeSi}_2\text{O}_6\text{F}]$	7.38	9.96
Мелифанит	$(\text{Ca}, \text{Na})_2[\text{Be}(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6\text{F}]$	10.58	9.88
Аминовит	$\text{Ca}_2[(\text{Be}, \text{Al})\text{Si}(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}?$	13.8	9.8

ГЕЛЕНИТ — $\text{Ca}_2[\text{AlSiAlO}_7]$. Тетраг. с. Наблюдался в толстотаблитчатых, короткостолбчатых, иногда кубо-октаэдрических кристаллах зеленовато-серого до бурого цвета. Блеск стеклянный. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm = 1.669$, $Np = 1.658$; $Nm - Np = 0.011$. Тв. 5.5—6. Спайность несовершенная по $\{001\}$. Уд. вес 2.9—3.1. П. п. тр. плавится с трудом. В HCl растворяется с выделением студенистого кремнезема.

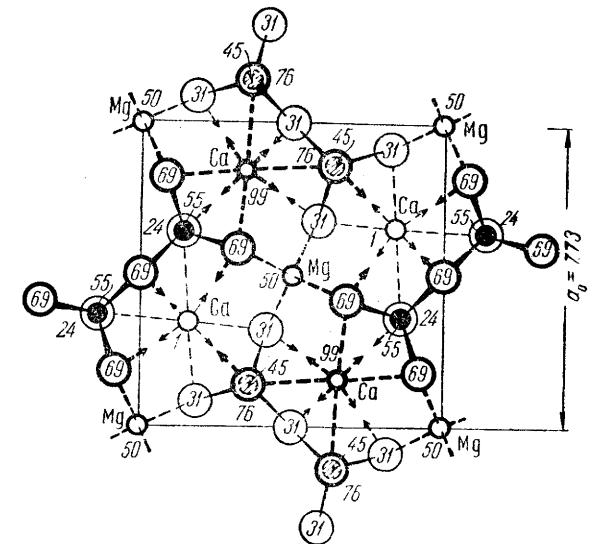
Встречается в контактово-метасоматических образованиях среди известняков на горе Монцони (Италия), близ Предаццо (Южный Тироль), на контакте с диоритом в Веларденья (Дуранго, Мексика), в Дедаканис-Цхали (Южная Осетия) и в других местах. В ассоциации с ним наблюдаются везувиан, гроссуляр, кальцит и другие минералы контактовых образований. Образуется также в шлаках металлургических печей.

МЕЛИЛИТ — $(\text{Ca}, \text{Na})_2[(\text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$. Название происходит от греческих слов: мели — «медь» и литос — «камень». Дано в связи с цветом минерала.

Химический состав непостоянный. Кроме указанных в формуле компонентов, присутствует также в небольших количествах Fe_2O_3 . Содержание CaO достигает 32%. По составу можно рассматривать как промежуточный минеральный вид в изоморфном ряду, конечными членами которого являются геленит и искусственно получаемый окерманит: $\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{SiO}_7] - \text{Ca}_2[\text{MgSi}_2\text{O}_7]$. В соответствии с тем, что часть Mg^{2+} (в окерманите) заменяется Al^{3+} , некоторое количество Ca^{2+} заменяется Na^{1+} .

Сингония тетрагональная; тетрагонально-скеленоэдрический в. с. **Кристаллическая структура** в проекции на $\{001\}$ изображена на фиг. 588. Ионы $\text{Mg}(\text{Al})$ лежат на углах и в центре квадрата, причем каждый находится в окружении четырех ионов кислорода. С ними тесно связаны группы Si_2O_7 , лежащие на двойных осях. Ионы $\text{Ca}(\text{Na})$ располагаются в окружении 8 ионов кислорода (структурная установка мелилита по сравнению с кристаллографической оказывается повернутой на 45° вокруг оси c).

Облик кристаллов большей частью таблитчатый, реже короткостолбчатый. Обычно они представляют комбинацию тетрагональной призмы и пинакоида, реже других форм. Встречается также в зернистых и лучистых агрегатах.



Фиг. 588. Кристаллическая решетка мелилита в проекции на плоскость $\{001\}$

Цвет мелилита белый, бледножелтый, медово-желтый, реже зеленовато-желтый или красновато-бурый. Блеск стеклянный. Оптические константы. Оптически одноосный, положительный или отрицательный (даже в одном и том же зерне). Показатели преломления по мере увеличения содержания геленитовой молекулы меняются неодинаково. Для средней части изоморфного ряда они совпадают (т. е. минерал становится изотропным). Вообще двупреломление небольшое и обычно колеблется в пределах от 0.004 до 0.005.

Твердость 5—5.5. Спайность по {001} средняя и по {100} несовершенная. Излом неровный. Уд. вес 2.9—3.1.

Диагностические признаки. Узнается лишь с помощью методов точной диагностики в тонких шлифах под микроскопом по оптическим константам: одноосности, низкому двупреломлению, аномальной интерференционной окраске и показателям преломления.

П. п. тр. с трудом плавится. В HCl растворяется и дает студенистый кремнезем.

Происхождение и месторождения. Минерал относительно редкий. Обычно встречается в виде микроскопически мелких включений в сильно основных эффузивных щелочных породах, содержащих лейцит, нефелин, пироксены, иногда оливин. Таковы, например, мелилитовые базальты о. Оаху (Сандвичевы острова), на о. Альнэ (Швеция), в пустотах среди лав Капо ди Бове близ Рима и в других местах. В СССР он был установлен в Горной Шории (Западная Сибирь). Образуется в шлаках металлургических печей.

ГАРДИСТОНИТ — $\text{Ca}_2[\text{ZnSi}_2\text{O}_7]$. Тетраг. с. Кристаллы редки. Обычно встречается в зернистых массах белого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.672$, $Np=1.661$; $Nm-Np=0.011$. Тв. 3—4. Спайность средняя по (001). Уд. вес 3.4. П. п. тр. плавится с трудом. В HCl растворяется с выделением студенистого кремнезема. Встречен в известном месторождении Франклин (Сессекс, Нью-Джерси, США).

ЛЕЙКОФАНИТ — $\text{CaNa}[\text{BeSi}_2\text{O}_6\text{F}]$. Ромбич. с.; псевдотетрагональный. Очень редкий. В таблитчатых псевдотетрагональных кристаллах белого или зеленовато-желтого цвета. Часты двойники по (110) и (001). $Ng=1.593$, $Nm=1.595$, $Np=1.571$; $Ng-Np=0.027$. Оптически отрицательный. $2V=39^\circ$. $NgNp=(100)$; $Nm=c$. Тв. 4. Спайность совершенная по (001) и средняя по (100) и (010). Уд. вес 2.96. Плавится с трудом. В кислотах нерастворим. Встречен в сиенитовых пегматитах на островах Лангезундфиорда (Норвегия).

МЕЛИФАНИТ — $(\text{Ca}, \text{Na})_2[\text{Be}(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6\text{F}]$. Тетраг. с. Синоним: мелинофан. Очень редкий. Встречен в виде коротких тетрагональных пирамид или таблитчатых кристаллов желтого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.612$, $Np=1.593$; $Nm-Np=0.019$. Тв. 5—5.5. Спайность по (001) средняя. Уд. вес 3.0. Встречен в пегматитах нефелиновых сиенитов на островах Лангезундфиорда (Норвегия).

АМИНОВИТ — $\text{Ca}_2[(\text{Be}, \text{Al})\text{Si}(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Тетраг. с. Встречен в мелких бесцветных кристалликах дипирамидальной формы. Блеск стеклянный. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.647$, $Np=1.637$; $Nm-Np=0.010$. Иногда оптически аномальный с углом $2V$ до 15° . Тв. 5.5. Хрупкий. Спайность несовершенная по (001). Излом раковистый. Уд. вес 2.94. Не плавится, в кислотах не растворяется. Найден в Лонгбане (Швеция) в пустотах жил, в железных рудах в ассоциации с кальцитом.

12. ГРУППА ОКЕНИТА

Здесь описываются следующие слюдообразные силикаты кальция:

Окенит	$\text{Ca}_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Гиrolит	$\text{Ca}_4[\text{Si}_6\text{O}_{15}][\text{OH}]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Тригон. с.
Цеофиллит	$\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{15}][\text{OH}, \text{F}]_{10}$	" "

ОКЕНИТ — $\text{Ca}_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Ромбич. с. Встречается в мелких очень плоских кристалликах белого цвета с желтоватым или голубоватым оттенком, иногда в спутанноволокнистых белых массах. $Ng=1.541$, $Np=1.530$; $Ng-Np=0.011$. Оптически отри-

цательный. $2V$ большой. Удлинение положительное. Тв. 5. Спайность совершенная по (010). Уд. вес 2.28—2.33. Довольно легко плавится. В HCl растворяется с выделением студенистого кремнезема. Встречается в миндалинах эффузивных пород основного состава в ассоциации с апофиллитом, цеолитами и другими низкотемпературными минералами.

ГИРОЛИТ — $\text{Ca}_4[\text{Si}_6\text{O}_{15}][\text{OH}]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Синонимы: рейерит, централласит и трускоттит. Тригон. с. В пластинчатых бесцветных кристаллах и в виде секретий радиально-лучистого строения. Оптически одноосный, отрицательный, иногда двuosный. $Nm=1.540-1.548$; $Nm-Np=0.010$. По другим данным: $Ng=1.532$, $Nm=1.523$, $Np=1.518$; $Ng-Np=0.014$. Тв. 3—4. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 2.34—2.45. Плавится с трудом. Растворим в кислотах. Нередко в ассоциации с апофиллитом и цеолитами встречается в миндалинах в основных эффузивных изверженных породах на многих островах вулканического происхождения в Атлантическом и Тихом океанах, а также в Крестмор (Риверсайд, Калифорния).

ЦЕОФИЛЛИТ — $\text{Ca}_3[\text{Si}_6\text{O}_{15}][\text{OH}, \text{F}]_{10}$. Тригон. с. В виде секретий радиально-лучистого строения. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.565$, $Np=1.560$; $Nm-Np=0.005$. Иногда двuosный с $2V$ до 27° . Тв. 3. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 2.76. Легко плавится. Растворяется в кислотах. Встречается в миндалинах главным образом основных эффузивных пород в ассоциации с натролитом и другими цеолитами.

13. ПРОЧИЕ СЛЮДОПОДОБНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Эвдидимит	$\text{NaBeSi}_3\text{O}_7[\text{OH}]$	Монокл. с.
Эпидидимит	$\text{NaBeSi}_3\text{O}_7[\text{OH}]$	Ромбич. с.
Санборнит	$\text{Ba}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$	Триклин. с.
Ганофиллит	$(\text{Na}, \text{K})(\text{Mn}, \text{Al})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$	Монокл. с.
Экманит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}^{3+})_4[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_4$?
Фриделит	$\text{Mn}_3^{2+}[\text{Si}_6\text{O}_{15}][\text{OH}, \text{Cl}]_{10}$	Тригон. с.
Пиросмалиит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Si}_6\text{O}_{15}][\text{OH}, \text{Cl}]_{10}$	" "
Шаллерит	$\text{Mn}_3^{2+}[(\text{Si}, \text{As})_6\text{O}_{15}][\text{OH}, \text{Cl}]_{10}$	" "
Стильпноделан	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_{3-3}[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_4$	Ромбич. с.
Парсеттенит	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Al})_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Гексаг. с.
Бементит	$\text{Mn}_6^{2+}[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$	Ромбич. с.
Науказит	$\text{Na}_{1-2}(\text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{2-3}[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{O}, \text{OH}]_2?$	Монокл. с.
Битиит	$\text{Ca}_4(\text{Li}, \text{Be}, \text{Al})_{12}[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_{20}?$?

ЭВДИДИМИТ — $\text{NaBeSi}_3\text{O}_7[\text{OH}]$. Монокл. с. Очень редкий. Согласно рентгенометрическому исследованию, структура представлена сложными цепочками Si_3O_8 , вытянутыми вдоль оси b . Эти цепочки, связанные друг с другом общими ионами кислорода, располагающимися по ребру, вместе с ионами Na^{1+} образуют слои состава NaSi_3O_7 параллельно (001). Так что в сущности имеет место оригинального строения слоистая решетка. $a_0=12.62$, $b_0=7.37$, $c_0=13.99$; $\beta=103^\circ 43'$. Часты двойниковые, таблитчатые по (001) кристаллы. Прозрачный бесцветный или белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.551$, $Nm=1.546$, $Np=1.545$; $Ng-Np=0.006$. Оптически положительный. $2V=30^\circ$. Дисперсия ясная; $r > v$. $NgNp=(010)$; $cNg=58^\circ$. Тв. 6. Спайность по (001) совершенная и менее совершенная по (110). Уд. вес 2.553. П. п. тр. легко плавится. В кислотах почти нерастворим. Встречается в пустотах в цирконовом нефелиновом сиените на острове Арэ (Лангезундфиорд, Норвегия) и в Нарсарсуке (Южная Гренландия).

ЭПИДИДИМИТ — $\text{NaBeSi}_3\text{O}_7[\text{OH}]$. Ромбич. с. Очень редкий. Таблитчатый по (001). Рентгенометрические исследования указывают на сходство структур эвдидимита и эпидидимита. $a_0=12.71$, $b_0=7.33$, $c_0=13.63$. Бесцветный или белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.546$, $Nm=1.544$, $Np=1.544$; $Ng-Np=0.002$. Оптически отрицательный. $2V=31^\circ$. $NgNp=(001)$; $Ng=b$. Тв. 5.5. Спайность совершенная по (001) и (100). Уд. вес 2.548. Встречается обычно в тех же местах, что и эвдидимит (см. выше).

САНБОРНИТ — $\text{Ba}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$. Триклин. с. В слюдоподобных образованиях белого цвета с перламутровым отливом по плоскости спайности. $Ng=1.624$, $Nm=1.616$, $Np=1.597$; $Ng-Np=0.027$. Оптически отрицательный. $2V=66^\circ$. Наблюдаются полисинтетические двойники по (010). Тв. 5. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (010) под углом 82° . Встречен в Марипоза (Калифорния, США) в кварцевой жиле с джиллеспитом, целезианом и др.

ГАНОФИЛЛИТ — $(\text{Na}, \text{K})(\text{Mn}, \text{Al})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$. Монокл. с. В короткопризматических кристаллах или в листоватых агрегатах бурого цвета. $Ng=1.604$

(1.730), $Nm=1.603$ (1.729), $Np=1.573$ (1.705); $Ng-Np=0.031$ (0.025). Оптически отрицательный. $2V=26^\circ$ (24°). $NgNp$ перпендикулярна (010); cNp мал. Тв. 4. Спайность по (001) совершенная, как у слюды. Уд. вес 2.84. В HCl растворяется с выделением студенистого кремнезема. Встречен в марганцевых месторождениях Гарстиг и Пайсберг (Вермланд, Швеция) и в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

ЭКМАНИТ — $(Fe, Mg, Mn, Fe^{2+})_4(Si, Al)_4O_{10}[OH]_4$. Сингония неизвестна. Ближе не изученная богатая MnO разность носит название манганантитогорита. Встречается в пластинчатых агрегатах серого цвета. При окислении становится черным. $Ng=Nm=1.670$, $Np=1.582$; $Ng-Np=0.088$. Оптически отрицательный. $2V$ близок к 0° . $Np=c$. Плеохроизм заметный: по $Ng=Nm$ — бледнозеленый, по Np — бесцветный. Тв. неизвестна. Спайность по (001) совершенная. Уд. вес 2.79. Встречен в железо-марганцевых месторождениях.

ФРИДЕЛИТ — $Mn_8[Si_6O_{15}][OH, Cl]_{10}$. Тригон. с. В таблитчатых кристаллах или сплошных массах розово-красного цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.664$, $Np=1.636$; $Nm-Np=0.028$. Иногда двуосен с очень малым $2V$. Тв. 4—5. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 3.0—3.2. Встречен в марганцевых месторождениях Адервьель (Верхние Пиренеи, Франция), Гарстиг и Пайсберг (Вермланд, Швеция), Франклин (Нью-Джерси, США).

ПИРОСМАЛИТ — $(Mn, Fe)_8[Si_6O_{15}][OH, Cl]_{10}$. Тригон. с. В таблитчатых или призматических кристаллах и пластинчатых агрегатах серого, темнозеленого и красновато-бурого цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.675$ (1.682), $Np=1.636$ (1.647); $Nm-Np=0.039$ (0.035). Тв. 4—4.5. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 3.0—3.2. Наблюдается в железорудных месторождениях Нордмарк (Вермланд) и Даннемор (Упсала, Швеция).

ШАЛЛЕРИТ — $Mn_8(Si, As)_6O_{15}[OH, Cl]_{10}$. Тригон. с. Иногда богат FeO (феррошаллерит). В сплошных массах светлорозового цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.704$, $Np=1.679$; $Ng-Np=0.025$. Тв. 4.5—5. Спайность совершенная по (0001). Уд. вес 3.37. Встречен в марганцевом месторождении Франклин (Нью-Джерси, США).

СТИЛЬПНОМЕЛАН — $(K, Na, Ca)_{0.3}(Mg, Fe^{2+}, Al)_{3.3}[Si_4O_{10}][OH]_4$. Богатая закисью железа разность носит название ферростильпномелана. Ромбич. с. Встречается в пластинках, листоватых или волокнистых агрегатах, иногда в виде бархатистых корочек зеленовато-черного и бурого цвета. $a_0=22.0$, $b_0=38.0$, $c_0=37.9$. $Ng=Nm=1.680$ (1.594), $Np=1.599$ (1.551); $Ng-Np=0.081$ (0.043). В скобках даны диффы для ферростильпномелана. Оптически отрицательный. $2V$ очень мал. Сильный плеохроизм: по Np — желтый, по $Nm=Ng$ — темный бурчато-зеленый до темнобурого. Уд. вес 2.7—2.9.

Встречен в ассоциации с магнетитом, пиритом, кварцем, кальцитом в железных рудах близ Нордмарк (Вермланд, Швеция); в Стерлинг, Антверп Джефферсон (Нью-Йорк, США) на гематите в виде бархатистых корочек из слюдообразных чешуек бронзового цвета на гематите; в Кривом Рогу (Украина), Тельбеском руднике (Западная Сибирь) и в других местах.

ПАРСЕТТЕНСИТ — $(Mn^{2+}, Al)_3[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$. Гексаг. с. В слюдоподобных массах медно-красного цвета. Оптически одноосный, отрицательный. $Nm=1.576$, $Np=1.546$; $Ng-Np=0.030$. Спайность совершенная по одному направлению. Уд. вес 2.59. П. п. тр. легко плавится, вспучиваясь. В HCl разлагается с выделением кремнезема. Встречен в марганцевом месторождении Парсеттенс Альп (долина д'Эрр, Швейцария).

БЕМЕНТИТ — $Mn_6[Si_4O_{10}][OH]_8$. Ромбич. с. Возможно, относится к группе серпентина или хризотила. В пластинчатых кристаллах и волокнистых агрегатах серого, желтого, бурого цвета. Оптически почти одноосный, отрицательный. $Ng=Nm=1.632$ до 1.650, $Np=1.602$ до 1.624; $Ng-Np$ — от 0.030 до 0.026. $Np \perp$ (001); Nm или Ng параллельна волокнам. Тв. 6. Спайность весьма совершенная по (001) и совершенная по (010) и (100). Уд. вес 2.9—3.1. Плавится с трудом. Растворим в HCl. Встречен в марганцево-цинковых рудах в месторождении Франклин (Нью-Джерси, США), а также в месторождении Пайсберг (Вермланд, Швеция) и в некоторых других местах.

НАУЯКАЗИТ — $Na_{1-2}(Al, Fe^{2+}, Fe^{3+})_{2-3}[Si_4O_{10}][O, OH]_2$. Монокл. с. Псевдогексагональный. В слюдоподобных чешуйках серебристо-белого цвета с перламутровым отливом. $Nm=1.537$. $2V$ близок к 90° . $NgNp=(010)$. Тв. 2—3. Уд. вес 2.615. Найден в ассоциации с арфведсонитом и содалитом в Науказа в Южной Гренландии.

БИТИИТ — $Ca_4(Li, Be, Al)_{12}(Si, Al)_4O_{10}[OH]_{20}$. Очень редкий. Псевдогексагональный, пластинчатый. Цвет белый или желтый. $Nm=1.63$; $Ng-Np=0.02$. Оптически отрицательный. $2V$ мал. Тв. 5.5. Уд. вес 3.05. Встречается в пегматитах с турмалином, лепидолитом и другими минералами.

Подкласс Д. Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами из тетраэдров $(Si, Al)O_4$ в кристаллических структурах

Многие из силикатов, характеризующихся трехмерным сочленением анионных тетраэдров $(Si, Al)O_4$, принадлежат к числу весьма широко распространенных и важных породообразующих минералов.

Уже указывалось, что соединения этого подкласса с химической точки зрения представляют собой почти исключительно алюмосиликаты, т. е. такие соединения, в кристаллических структурах которых участвуют анионные комплексы, состоящие не только из тетраэдров SiO_4 , но и из тетраэдров AlO_4 . При этом число ионов Si^{4+} , замещенных ионами Al^{3+} , не превышает половины. Как правило, устанавливаются стехиометрические соотношения $Si:Al$, равные либо 3:1, либо 1:1, т. е. комплексные анионы чаще соответствуют следующим выражениям: Si_3AlO_8 или $SiAlO_4$ ($Si_2Al_2O_8$).

Отношение $(Si+Al):O$ в анионных радикалах всегда составляет 1:2. Следовательно, минералы данного подкласса гораздо ближе, чем другие силикаты, стоят к минералам окисла SiO_2 (кварцу, тридимиту-кристобалиту). В соответствии с этим и кристаллические решетки их близки между собой. Тетраэдры SiO_4 и AlO_4 сочленены между собой в трехмерные каркасы («остовы», «вязи») точно таким же образом, как тетраэдры SiO_4 в минералах группы кварца, т. е. каждая вершина любого тетраэдра является общей для другого, смежно расположенного тетраэдра. Однако, при сохранении этого условия, формы и строение пространственных каркасов различны для разных соединений.

Главными типами структур, к которым могут быть сведены кристаллические решетки, установленные в минералах данного подкласса, являются следующие: 1) гексагональные или псевдогексагональные каркасы из тетраэдров, в основе которых лежат замкнутые кольца из шести сцепленных между собой тетраэдров SiO_4 и AlO_4 (пример — минералы группы нефелина); 2) тетрагональные или псевдотетрагональные, основой строения которых служат кольца из 4 или 8 тетраэдров, замкнутые или открытые (вследствие наличия винтовых осей); примеры: полевые шпаты и ряд цеолитов; и 3) гораздо реже кубические или псевдокубические, представленные, например, в минералах группы содалита.

Весьма характерно, что в числе катионов, занимающих «полости» в каркасах, принимают участие только ионы, обладающие большими ионными радиусами и соответственно большим координационным числом: Na^{1+} , Ca^{2+} , K^{1+} , Ba^{2+} , изредка Cs^{1+} и Rb^{1+} . Катионы малых размеров с характерной для них шестерной координацией Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} и др., которые мы привыкли видеть в предыдущих подклассах, в соединениях рассматриваемого подкласса отсутствуют. С точки зрения правила электровалентности Паулинга это объясняется очень просто.

В самом деле, среди полевых шпатов и цеолитов — главных широко распространенных представителей этого подкласса — устанавливаются следующие типы анионных радикалов: $[Si_3AlO_8]^{1-}$ с отрицательным зарядом, равным -1 , $[Si_2Al_2O_8]^{2-}$, $[Si_3Al_2O_{10}]^{2-}$ и др. Таким образом, на каждый ион O^{2-} в первом случае приходится $1/8$, во втором $1/4$, в третьем $1/5$ непогашенной отрицательной валентности, тогда как такие катионы, как Mg^{2+} , которые не могут быть окружены

больше чем 6 ионами кислорода, требуют от каждого окружающего кислородного иона по $\frac{1}{3}$ отрицательной валентности, т. е. для них нехватает отрицательных зарядов, имеющих в каркасах алюмокремнекислородных тетраэдров. Эти заряды могут быть нейтрализованы только с помощью более крупных катионов одновалентных — Na^+ , K^+ , или двухвалентных — Ca^{2+} , Ba^{2+} , требующих по необходимости меньших порций заряда для компенсации, поскольку эти катионы могут находиться в окружении 8 или больше ионов кислорода. Поэтому присутствующие в расплаве или растворе катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} и т. д. входят в состав других минералов (пироксенов, роговых обманок, слюд и т. д.), образующихся в парагенезисе с полевыми шпатами.

Особый интерес представляют минералы с так называемыми структурами внедрения, в которых, кроме трехмерных анионов каркасного строения, участвуют такие добавочные анионы, как F^- , Cl^- , $[\text{OH}]^-$, O^{2-} , $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{CO}_3]^{2-}$ и др. Последние не имеют непосредственной связи с Si^{4+} или Al^{3+} , входящими в состав тетраэдров. Они самостоятельно связаны с щелочными и щелочноземельными катионами Na^+ , Ca^{2+} , Ba^{2+} и др., общее число которых в этих минералах, естественно, выше, чем в более простых соединениях. Так как размеры добавочных анионов довольно велики, то они могут располагаться только среди больших «полостей» в кристаллических структурах.

Замечательной особенностью состава так называемых цеолитов является наличие в них слабо удерживаемых молекул H_2O . Как при обезвоживании, так и при оводнении или замещении их молекулами других веществ (например, спирта) кристаллические структуры минералов рассматриваемой группы не разрушаются. Эти характерные свойства цеолитов также определяются существованием в них «каналов», достаточно свободных для продвижения как молекул воды, так и других веществ. Другой важной химической чертой минералов группы цеолитов является их способность к обмену катионами: Na^+ может заменяться другими ионами — Ag^+ , Li^+ , $[\text{NH}_4]^+$ и др., содержащимися в растворах. При этом, как показывают рентгенометрические исследования, кристаллические структуры не изменяются.

Физические свойства минералов, обладающих трехмерно развитыми анионными радикалами в кристаллических решетках, характеризуются некоторыми особенностями. Прежде всего бросаются в глаза их светлые окраски (катионы металлов-хромофоров с шестерной координацией, как указывалось, не принимают участия в составе этих минералов). Затем минералы рассматриваемого подкласса в целом обладают наименьшими показателями преломления по сравнению с силикатами других подклассов, что находится в полном соответствии с большими молекулярными объемами кристаллических решеток на один O^{2-} . С последним обстоятельством связаны и меньшие удельные веса. Характерно, что при замене одновалентных катионов (Na^+ , K^+) двухвалентными (Ca^{2+} , Ba^{2+}), вызывающей сокращение кристаллической решетки и значительную деформацию ионов O^{2-} , имеет место некоторое возрастание как показателей преломления, так и двупреломления. Увеличение двупреломления устанавливается также в том случае, когда в структурах внедрения вместо изотропных анионов F^- , Cl^- , $[\text{SO}_4]^{2-}$ становятся анизотропные группы, например $[\text{CO}_3]^{2-}$ (у канкринита и карбонат-мейонита).

Твердость минералов данного подкласса в основном колеблется между 5 и 6, т. е. уступает лишь силикатам с изолированными тетраэдрами SiO_4 . Что касается спайности, то, в противоположность ми-

нералам группы кварца, у которых главные валентные усилия $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ во всех трех основных направлениях одинаковы, мы здесь нередко наблюдаем заметную и даже совершенную спайность по нескольким направлениям. Объясняется это тем, что во многих кристаллических структурах, несмотря на трехмерную связь, в некоторых преимущественных направлениях все же имеет место более тесная упаковка анионных тетраэдров. Так, например, в псевдотетрагонально построенных кристаллических структурах полевых шпатов, скаполитов, натролита и др. соответственно проявляется и спайность по «псевдотетрагональной» призме, в гексагональных структурах нефелина и канкринита — по «псевдогексагональной» призме, у гейландита со структурой, приближающейся к типу слоистых структур, — по одному направлению, как у слюдообразных. Наконец, следует упомянуть о том, что полевые шпаты и многие цеолиты в структурном отношении приближаются к высокосимметричным кристаллическим постройкам, чем и обуславливается явно выраженная их склонность к двойникованию с образованием более высокой симметрии, чем у отдельных индивидов.

Среди принадлежащих сюда минералов выделяются следующие группы:

1. Группа полевых шпатов.
2. Группа скаполита.
3. Группа лейцита.
4. Группа нефелина.
5. Группа содалита.
6. Группа канкринита.
7. Группа датолита.
8. Группа цеолитов.
9. Прочие минералы.

1. ГРУППА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Полевые шпаты¹ из всех силикатов являются наиболее распространенными в земной коре, составляя в ней в общем около 50% по весу. Примерно 60% их заключено в изверженных горных породах; около 30% приходится на долю метаморфических горных пород, преимущественно кристаллических сланцев; остальные 10—11% падают главным образом на песчаники и конгломераты, в которых полевые шпаты встречаются в виде окатанных зерен или входят в состав галек.

По своему химическому составу полевые шпаты представляют алюмосиликаты Na , K и Ca — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, изредка Ba — $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Иногда в ничтожных количествах присутствуют Li , Rb , Cs в виде изоморфной примеси к щелочам и Sr , заменяющий Ca .

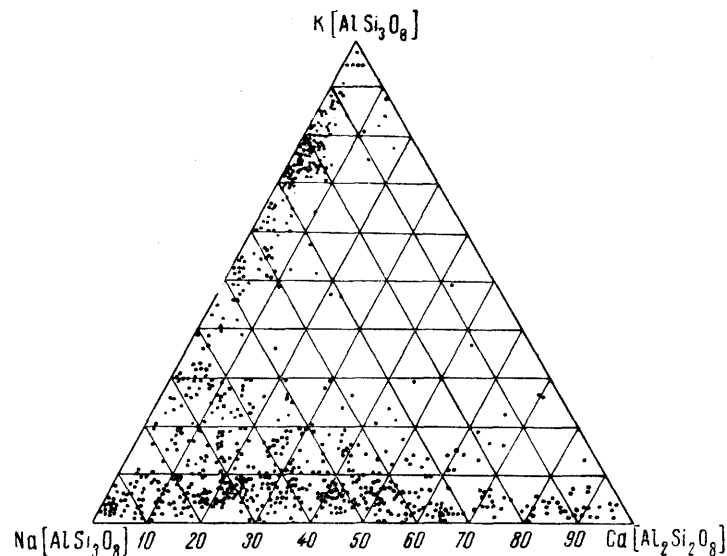
Другой характернейшей особенностью минералов этой группы является их способность образовывать изоморфные, главным образом бинарные ряды. Таковы, например, ряды: $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Для первых двух пар наглядное представление о степени распространенности и совер-

¹ Происхождение названия «полевой шпат» точно неизвестно. Эти шпаты (т. е. минералы, обладающие совершенной спайностью в двух направлениях), возможно, потому так названы, что часто встречаются «в поле».

шенства явлений изоморфизма дает диаграмма составов полевых шпатов (фиг. 589).

Кристаллизуются эти минералы в моноклинной или триклинной сингонии, причем те и другие по морфологическим признакам мало отличаются друг от друга. Рентгенометрические исследования показывают большое сходство в кристаллической структуре всех полевых шпатов.

Много общего мы находим и в физических свойствах этих минералов. Все они преимущественно имеют светлую окраску, относительно низкие показатели преломления, большую твердость (6—6.5),



Фиг. 589. Диаграмма колебаний химического состава полевых шпатов

совершенную спайность по двум направлениям, пересекающимся под углом, близким к 90° , и сравнительно небольшие удельные веса (2.5—2.7). По этим признакам они довольно легко отличаются от других, похожих на них минералов.

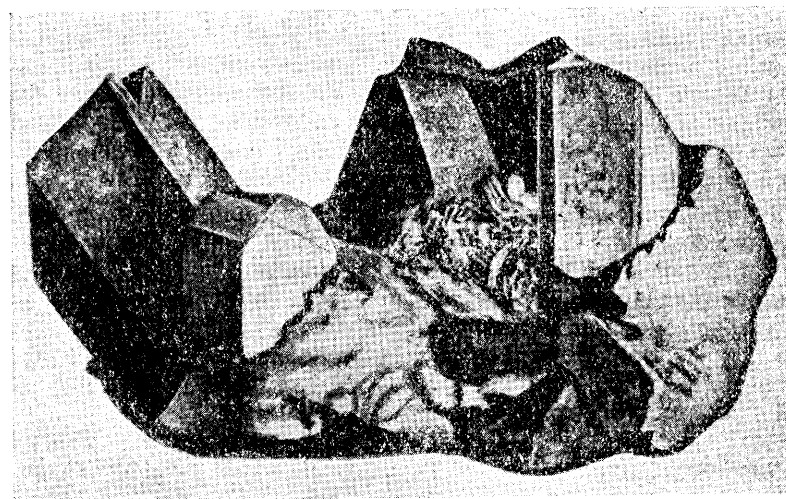
В главной своей массе полевые шпаты образуются при кристаллизации магм. Они являются важнейшими породообразующими минералами как интрузивных, так и эффузивных изверженных пород. В крупнокристаллических массах они наблюдаются в пегматитах в ассоциации с кварцем, часто с крупнокристаллической слюдой и редкими минералами, содержащими летучие компоненты (топаз, берилл, турмалин и др.). В миаролитовых полостях иногда встречаются друзы хорошо образованных крупных кристаллов полевых шпатов (фиг. 590). Они наблюдаются также во многих контактово-метасоматических месторождениях и в некоторых гидротермальных жилах. Известны редкие случаи находок их в виде новообразований мелких кристаллов (ортоклаза и плагиоклазов) в осадочных породах (например, в известняках). При региональном метаморфизме часто вновь создаются более благоприятные условия для возникновения полевых шпатов в значительных количествах.

Таким образом, высокотемпературные условия являются наиболее благоприятными для образования полевых шпатов.

Соответственно особенностям химического состава полевые шпаты разбиваются на следующие три подгруппы:

а) Подгруппа натриево-известковых полевых шпатов, называемых плагиоклазами, представляющих непрерывный изоморфный ряд $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$; нередко в незначительных количествах в виде изоморфной примеси в них содержится также $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (см. фиг. 589).

б) Подгруппа кали-натриевых полевых шпатов, которые при высоких температурах также способны давать непрерывные твердые



Фиг. 590. Друза крупных кристаллов ортоклаза с агрегатами пластинчатых кристаллов альбита (клевеландита) из пегматитовой жилы. $1/2$ нат. вел.

растворы $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, распадающиеся при медленном охлаждении на два компонента: существенно калиевых и существенно натриевых (ср. галит — сильвин). Содержание в виде изоморфной примеси $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ обычно совершенно незначительно.

в) Подгруппа редко встречающихся кали-бариевых полевых шпатов, называемых галофанами, представляющими также изоморфные смеси $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

ПОДГРУППА ПЛАГИОКЛАЗОВ

Как уже указано, относящиеся к этой подгруппе минералы представляют прекрасно изученный бинарный ряд изоморфных смесей, крайние члены которого носят названия альбит — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортит — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Согласно данным природных и искусственных соединений, существуют все разности непрерывно меняющегося состава от чистого альбита (Ab) до анортита (An)¹.

¹ Согласно данным новейших рентгенометрических исследований, срединные разности этого изоморфного ряда (андезин — лабрадор) не являются в строгом смысле изоморфными смесями, так как обнаруживают признаки переслаивания компонентов в кристаллической структуре.

Классификация минеральных видов этого изоморфного ряда условно дается в следующем виде:

Минерал	Химическая формула	Содержание анортитовой молекулы (Ап) в %	Сингония
Альбит	Na[AlSi ₃ O ₈]	0—10	Триклин. с.
Олигоклаз	} Изоморфные смеси Ab + An	10—30	" "
Анлезин		30—50	" "
Лабрадор		50—70	" "
Битовнит		70—90	" "
Анортит	Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]	90—100	" "

ПЛАГИОКЛАЗЫ — (100—n)NaAlSi₃O₈ + nCaAl₂Si₂O₈, где n меняется от 0 до 100. «Плагноклаз» в переводе с греческого языка значит: «косораскальвающийся». По сравнению с другими полевыми шпатами, у которых угол между плоскостями спайности (001) и (010) равен 90° или очень близок к этой цифре, у плагноклазов он меньше — 86°24'—86°50'. «Альбит» происходит от латинского слова альбус, что значит — «белый». Анортос — по-гречески «косой» (имеется в виду кристаллизация в триклинной сингонии).

Ввиду исключительного значения состава плагноклазов для систематики изверженных пород, Е. С. Федоров предложил очень удобную и наиболее рациональную классификацию с обозначением каждого плагноклаза определенным номером соответственно процентному содержанию в нем анортитовой молекулы. Так, например, плагноклаз № 72 представляет изоморфную смесь, содержащую 72% анортита и 28% альбита. При этом пренебрегают обычно незначительной изоморфной примесью K[AlSi₃O₈].

Иногда для общих соображений при систематике изверженных пород удобно придерживаться грубого деления плагноклазов по их составу, а именно:

Плагноклазы кислые	№ 0—30
" средние	№ 30—60
" основные	№ 60—100

Здесь названия «кислый», «средний», «основной» применены не в обычном смысле; они обусловлены тем, что содержание кремнекислоты от альбита к анортиту постепенно падает; это можно видеть из сопоставления химических формул конечных членов данного изоморфного ряда.

Химический состав (теоретический) приведен в табл. 24, где показаны содержания Na₂O, CaO, Al₂O₃ и SiO₂ для пяти номеров плагноклазов.

Таблица 24

Химический состав плагноклазов

Плагноклаз	№ 0	№ 25	№ 50	№ 75	№ 100
Na ₂ O	10.79	8.84	5.89	2.92	—
CaO	—	5.03	10.05	15.08	20.10
Al ₂ O ₃	19.40	23.70	28.01	32.33	36.62
SiO ₂	68.81	62.43	56.05	49.67	43.28
Удельный вес	2.624	2.643	2.669	2.705	2.758

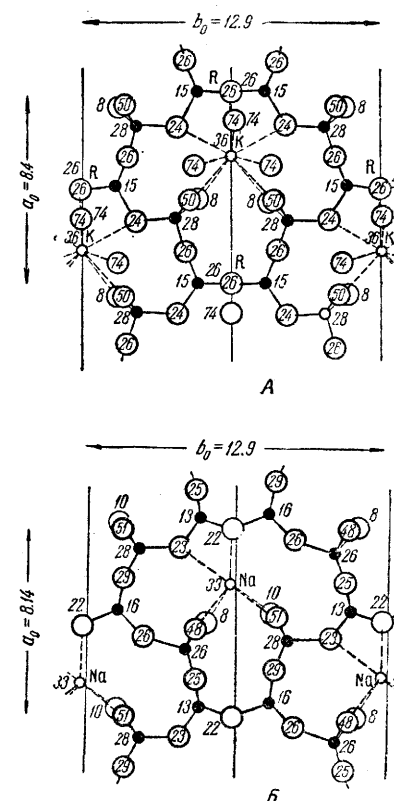
Почти всегда имеется примесь K₂O, иногда до нескольких процентов. Часты также ничтожные примеси BaO (до 0.2%), SrO (до 0.2%), FeO, Fe₂O₃ и др.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. **Кристаллическая структура.** На фиг. 591 приведена часть элементарной ячейки альбита в проекции на плоскость (001), где маленькими полными кружками показаны положения ионов Na, а черными кружками — ионов Si⁴⁺ и Al³⁺ (установить раздельное положение их не удастся). По сравнению с решеткой ортоклаза (верхний рисунок) ясно видно некоторое искажение решетки альбита. Тэйлор это искажение объясняет тем, что размеры ионов Na¹⁺ (0.98) и Ca²⁺ (1.01) меньше, чем размеры ионов K (1.33). При замене Si⁴⁺ на Al³⁺ (по мере приближения к составу анортита) увеличивается общий отрицательный заряд анионного каркаса, который компенсируется положительным зарядом кальция, заменяющего натрий.

Размеры элементарной ячейки, как можно видеть из данных, приводимых в табл. 25, меняются не вполне закономерно.

Облик кристаллов. Хорошо образованные простые кристаллы встречаются относительно редко. Они имеют таблитчатый и таблитчато-призматический облик. Наиболее обычный вид их представлен на фиг. 592.

Двойники и строение кристаллов. Простые двойники также редки, зато чрезвычайно широко распространены сложные полисинтетические двойники (фиг. 593), наблюдаемые и в зернах неправильной формы. Они в тонких прозрачных шлифах сразу обнаруживаются при скрещенных николях и настолько типичны, что позволяют быстро отличить плагноклазы от других минералов. Наиболее важные законы, по которым происходит двойникование, приведены в табл. 26. В шлифах они устанавливаются с помощью федоровского столика.



Фиг. 591. Соотношения в кристаллических решетках моноклинного ортоклаза — K[AlSi₃O₈](А) и триклинного альбита — Na[AlSi₃O₈](Б) в проекции на плоскость (001). По Тэйлору. Плоскость отражения, устанавливаемая в верхней фигуре, отсутствует в нижней

Таблица 25
Длина ребер и углы элементарной ячейки плагноклазов (по Шибольду)

Название минерала	a ₀	b ₀	c ₀	α	β	γ
Альбит	8.23	13.00	7.25	94°03'	116°29'	88°09'
Олигоклаз	8.16	12.90	7.13	93°04'	116°22'	90°04'
Лабрадор	8.23	12.91	7.16	93°31'	116°03'	89°54'
Анортит	8.185	12.895	7.09	93°13'	115°55'	91°12'

Таблица 26

Главнейшие двойниковые законы плагиоклазов

Двойниковая ось	Плоскость сростания	Название закона	Распространенность
Двойники по закону пинакоида, или так называемые нормальные			
$\perp (010)$ $\perp (001)$ $\perp (021)$	(010) (001) (021)	Альбитовый Манебахский Бавенский	Весьма распространен Редок "
Двойники по закону оси, или так называемые параллельные			
$[001] (c)$ $[010] (b)$ $\perp [001]$ в плоскости (010)	(010) (001) "Ромбич. сечение" ¹	Карлсбадский Периклиновый Сложный	Весьма част Част "

Следует добавить, что в кристаллах, встречающихся в быстро застывших эффузивных изверженных породах, нередко наблюдается кристаллически-зональное строение. Измерения оптических констант в разных зонах таких кристаллов показывают, что обычно ядро и центральные зоны сложены более основными плагиоклазами, а наружные — более кислыми. Причина этого явления, вообще свойственного твердым растворам, кристаллизующимся в условиях относительно быстрого охлаждения, объясняется задержкой в обмене веществами выделяющихся кристаллов и жидкости в процессе роста кристаллов. Подробно эти явления описываются в курсах физико-химической петрографии.

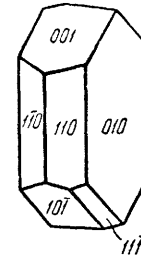
Агрегаты. Альбит в миаролитовых пустотах среди пегматитов довольно часто наблюдается в виде друз или агрегатов пластинчатых кристаллов, иногда называемых клевеландитом (см. фиг. 590). Встречаются также зернисто-кристаллические породы, состоящие почти целиком из плагиоклазов. Таковы, например, сахаровидная альбитовая порода, образующаяся нередко метасоматическим путем в пегматитах, аногтозиты или лабрадориты Украины, используемые в качестве облицовочного камня, и др.

Цвет белый, серовато-белый, иногда с зеленоватым, синеватым, реже красноватым оттенком. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Показатели преломления закономерно возрастают от альбита ($N_g = 1.536$, $N_m = 1.529$, $N_p = 1.525$) до анортита ($N_g = 1.588$, $N_m = 1.583$, $N_p = 1.575$).

Разновидности, получившие особые названия благодаря некоторым оптическим эффектам: 1) лунный камень — кислый плагиоклаз (но чаще кали-натриевый полевой шпат), обладающий своеобразным нежносиневатым отливом, напоминающим лунный свет; 2) авантюрин или солнечный камень — кислый плагиоклаз, а также

¹ Ромбическим сечением называют сечение, параллельное b , которое образует фигуру ромба при пересечении с гранями (110) , $(\bar{1}10)$, $(1\bar{1}0)$ и $(\bar{1}\bar{1}0)$. У андезина угол между этим сечением и (001) почти равен нулю, а для крайних членов плагиоклазового ряда доходит до 20° .

кали-натриевый полевой шпат, обладающий красивым искристо-золотистым отливом, обусловленным включениями тончайших чешуек железного блеска; 3) лабрадор — главный минерал так называемого лабрадорского камня, являющийся основным или средним плагиоклазом, часто обнаруживающим на плоскостях спайности красивый переливчатый отсвет в синих и зеленых тонах; причина его точно



Фиг. 592. Кристалл альбита. Угол между (010) и (001) равен $86^\circ 24'$



Фиг. 593. Полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз под микроскопом при скрещенных николях. $\times 30$ Одни индивиды выглядят в виде темных полос, другие — светлые

не установлена; связывают это явление с интерференцией света, обусловленной закономерно расположенными включениями тончайших пластинок ильменита.

Твердость 6—6.5. **Спайность** совершенная по $\{001\}$ и $\{010\}$. **Уд. вес** непрерывно возрастает от 2.61 (альбит) до 2.76 (анортит). **Прочие свойства.** Температура плавления. естественных альбитов 1100 — 1250° , анортитов 1500 — 1550° .

Диагностические признаки. В случае более или менее крупных кристаллов и зерен плагиоклазы от похожих на них кали-натриевых полевых шпатов можно отличить по косому углу их спайности. Однако внутри ряда плагиоклазов отличить различные минеральные виды друг от друга не представляется возможным. Зато довольно быстро и в то же время точно можно определять любой минеральный вид под микроскопом в тонких шлифах, особенно с помощью универсального федоровского метода, широко применяемого в петрографии. Он основан на том, что ориентировка оптической индикатрисы относительно кристаллографических элементов непрерывно меняется в зависимости от состава плагиоклазов. Определив под микроскопом с помощью универсального столика наблюдаемые угловые соотношения, по соответствующим диаграммам легко найти номер данного плагиоклаза.

П. п. тр. плавятся с трудом в стекло, часто окрашивая пламя в желтый цвет (натрий). В соляной, азотной и серной кислотах не растворяются.

Происхождение и изменение. Выше (во введении) были указаны процессы, при которых образуются вообще полевые шпаты. Следует добавить, что плагиоклазы, являющиеся наиболее распространенными из группы полевых шпатов, присутствуют в подавляющем большинстве и *з в е р ж е н н ы х* пород. Характерно, что в соответствии со степенью основности породы находится и состав плагиоклазов: в основных породах, т. е. сравнительно бедных кремнеземом (габбро, базальты и др.), распространены богатые кальцием основные плагиоклазы, обычно в ассоциации с магнезиально-железистыми силикатами; в более кислых изверженных породах (диоритах, гранитах, кварцевых порфирах и др.) как породообразующие минералы распространены средние и кислые плагиоклазы нередко совместно с кали-натриевыми полевыми шпатами, кварцем и другими породообразующими силикатами.

В пегматитах, генетически связанных с гранитами и вообще с щелочными интрузивными породами, из плагиоклазов встречается главным образом альбит, развивающийся большей частью позднее метасоматическим путем в виде мелкозернистых масс преимущественно за счет кали-натриевых полевых шпатов. Основные плагиоклазы известны лишь в редко встречающихся пегматитах основных интрузивных пород (габбро).

При процессах контактового метаморфизма за счет известняковых боковых пород как в самих гранитах по соседству с ними, так и во вмещающих породах в небольших массах возникают плагиоклазы самого различного состава.

В процессе регионального метаморфизма при образовании кристаллических сланцев и жил так называемого альпийского типа развивается преимущественно альбит (богатые кальцием плагиоклазы менее устойчивы), причем характерно, что часто наблюдаемые двойники этого минерала образованы по периклиновому закону. В жилах альпийского типа встречаются прекрасно образованные кристаллы альбита, выросшие на стенках трещин вместе с кристаллами кварца, хлорита и других минералов. Таковы, например, многочисленные жилы Швейцарских и Австрийских Альп.

Если изверженные горные породы после своего образования в более поздние моменты подвергаются каким-либо изменениям, особенно под воздействием гидротермальных растворов, нередко пропитывающих в виде «горной влаги» огромные массивы, то первоначально образовавшиеся плагиоклазы часто претерпевают разложение с образованием на месте их скрыто- или тонкокристаллических каких-либо новых минералов. Так, под действием щелочных растворов чрезвычайно широко бывает распространена серицитизация плагиоклазов, т. е. образование скрыточешуйчатого слюдястого минерала, содержащего калий. В ряде случаев наблюдаются процессы скаполитизации, сосюритизации, цеолитизации, каолинизации и т. п. (названия этим процессам даны по тому минералу, который возникает в виде новообразования). Характерно, что при этих процессах очень часто образуется вторичный альбит. Отсюда можно прийти к заключению, что в химических реакциях принимает участие главным образом анортиновая часть разлагающихся плагиоклазов.

При выветривании горных пород плагиоклазы с течением времени подвергаются полному разложению под действием почвенных вод,

содержащих CO_2 , O_2 , гуминовые кислоты и т. д. Щелочи и щелочные земли при этом выносятся.

В коре выветривания в условиях умеренного климата за счет плагиоклазов, как и кали-натриевых полевых шпатов, образуются скопления каолинита и других ему подобных образований. В тропических и субтропических условиях происходят более глубокие изменения: образуются бокситы, состоящие из гидратов уже свободного глинозема, опала и гидроокислов железа (за счет других минералов).

Практическое значение и месторождения. Сплошные скопления плагиоклазов вследствие пониженного содержания в них щелочей редко могут представлять промышленный интерес.

Красиво отливающие синим цветом темносерые или почти черные лабрадориты используются в качестве облицовочного полированного камня. Они добываются в Житомирской области на Украине. Эти месторождения были случайно открыты при прокладке дороги в 1835 г. В те времена лабрадоровые камни ценились очень высоко.

Плагиоклазы с лунным отливом известны в некоторых пегматитовых жилах Шайтанки и Липовки на Среднем Урале.

Солнечный камень употребляется обычно для дешевых поделок. Он встречается также в пегматитовых жилах.

ПОДГРУППА ОРТОКЛАЗА (кали-натриевых полевых шпатов)

Эта подгруппа полевых шпатов по сравнению с предыдущей является гораздо более сложной и менее изученной.

Прежде всего важно отметить, что относящиеся сюда кали-натриевые полевые шпаты в зависимости от температуры могут кристаллизоваться в разных модификациях (моноклинной и триклинной). Второе важное обстоятельство заключается в том, что K^{1+} и Na^{1+} существенно отличны друг от друга по размерам ионных радиусов (соответственно: 1.33 Å и 0.98 Å). Вследствие этого образующиеся при высоких температурах непрерывные ряды твердых растворов с постепенным понижением температуры распадаются, образуя так называемые пертиты, обычно представляющие закономерные сращения продуктов распада твердых растворов.

Все это, естественно, обуславливает значительные усложнения в составе и структуре относящихся сюда минеральных видов. Общую систематику их в соответствии с имеющимися данными можно представить в следующем виде.

Моноклинный высокотемпературный ряд		
Сандин	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Монокл. с.
Натронсандин	$(\text{K}, \text{Na})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	" "
Барьерит	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	" "
Моноклинный низкотемпературный ряд		
Ортоклаз	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Монокл. с.
Натронортоклаз	$(\text{Na}, \text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	" "
Триклинный ряд		
Микроклин	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Триклин. с.
Анортоклаз	$(\text{Na}, \text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	" "

Таким образом, для соединения $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ существуют прежде всего две моноклинные модификации (сандин, устойчивый при тем-

пературе выше 900°, и ортоклаз¹, устойчивый ниже этой температуры) и одна триклинная, но очень близкая к моноклинной, называемая микроклином (образуется при еще более низкой температуре).

Каждая из этих трех модификаций $K[AlSi_3O_8]$ при соответствующих температурах способна давать твердые растворы с $Na[AlSi_3O_8]$.

1. При температурах выше 900° образуется непрерывный моноклинный ряд твердых растворов $K[AlSi_3O_8] - Na[AlSi_3O_8]$. О непрерывной смесимости кали-натриевых полевых шпатов при высоких температурах можно судить также по диаграмме составов (см. фиг. 589), куда включены и составы пертитов.

Калиевая разность — санидин — и разность промежуточного состава — натронсанидин — в условиях закалки, т. е. быстрого охлаждения эффузивных изверженных пород, могут сохраниться в неизменном состоянии. Натриевая же разность (чистая), которой дают название «барбьерит», повидимому, очень неустойчива (не наблюдается в природе и не получается искусственно); очевидно, она легко превращается в триклинную модификацию — альбит. Существование ее известно только в виде твердого раствора в санидине (натронсанидине).

При медленном понижении температуры имеющий место для разностей промежуточного состава распад твердого раствора происходит тем более совершенно, чем медленнее падает температура. Образуются, как было указано, пертиты, состоящие из закономерно сросшихся двух минералов: ортоклаза с тем или иным количеством альбитовой молекулы и альбита, содержащего $KAlSi_3O_8$, но по кристаллической структуре несколько отличающегося от обычного альбита. При нагреве выше 1000° пертиты вновь превращаются в однородные кристаллические вещества, в чем можно убедиться путем рентгенометрического изучения нагретых образцов, подвергнутых затем закалке (быстрому охлаждению).

2. При температурах ниже 900°, отвечающих примерно кристаллизации интрузивных изверженных пород, возникает ряд твердых растворов того же состава, что и в первом случае, но с перерывом смесимости в твердом состоянии в средней части ряда. Образующиеся в этих условиях ортоклаз с содержанием $Na[AlSi_3O_8]$ и натронортоклаз также способны распадаться при понижении температуры с образованием пертита.

3. То же самое, что и во втором случае, мы имеем и для триклинного ряда микроклин — анортоклаз, но с еще более ограниченной смесимостью для крайних членов ряда.

САНИДИН — $K[AlSi_3O_8]$. Большею частью содержит Na_2O , изредка BaO (до 5%). Монокл. с. Размеры элементарной ячейки приведены ниже (см. табл. 27).

Кристаллы бесцветные, прозрачные. Как высокотемпературный минерал встречается в виде порфирированных выделений в современных лавах и некоторых эффузивных вулканических породах (в частности, трахитах). Блеск типичный стеклянный. Показатели преломления, спайность, твердость, удельный вес такие же, как у ортоклаза (см. ниже). Оптически отрицательный. $2V$ мал: до 30° (отличие от ортоклаза). Характерно, что в субвулканических, более медленно остывавших породах он проявляет признаки триклинной модификации (увеличивается угол перпендикуляра к (001) с Nm , а затем и угол оптических осей). В литературе подобные разности

¹ Правда, некоторые исследователи пришли к выводу, что ортоклаз по существу является тем же микроклином, но только тонкодвойникованным, следствием чего и явилось повышение симметрии у ортоклаза. В пользу такого мнения говорят совпадения рентгенограмм этих минералов. Однако с помощью точных методов исследования на федоровском столике, в частности по углу, образуемому осью Nm с перпендикуляром к третьему пинакoidу, устанавливается определенное различие между ними.

существенно калиевых полевых шпатов описываются под общим именем анортоклазов, т. е. кали-натриевых полевых шпатов немонаклинной сингонии.

Впервые был встречен в трахитах на о. Пантеллерия (Италия). Наблюдался также в трахитах и других эффузивных породах на Кавказе, в вулканических выбросах Монте-Соммы и др. Близкий по оптическим и другим свойствам к санидину ортоклаз установлен в Мало-Быстринском лазуритовом месторождении (на р. Слюдянке, Южное Прибайкалье) среди измененных пегматитов на контакте с доломитами.

НАТРОНСАНИДИН — $(Na, K)[AlSi_3O_8]$. Монокл. с. Встречается в одинаковых условиях с санидином, от которого отличается по химическому составу (преобладание содержания Na_2O). В более медленно остывающих эффузивных породах, повидимому, превращается в триклинную модификацию — анортоклаз. Встречен на о. Пантеллерия в Средиземном море (Италия) в трахитах и в других местах.

БАРБЬЕРИТ — $Na[AlSi_3O_8]$. Монокл. с. Как уже было отмечено выше, известен только в виде твердого раствора в натронсанидине.

ОРТОКЛАЗ — $K[AlSi_3O_8]$ или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. Ортоклаз — по-гречески «прямораскальывающийся». Действительно, угол между спайностями равен 90°. Бесцветная прозрачная разновидность ортоклаза носит название адуляра.

Химический состав (для чисто калиевой разности): K_2O 16.9%, Al_2O_3 18.4%, SiO_2 64.7%. Часто присутствует Na_2O в количестве нескольких процентов, иногда превышает содержание K_2O (натронортоклаз). Почти всегда обнаруживается примесь CaO , но в очень небольшом количестве (в натронортоклазах достигает 3%). Часты незначительные примеси BaO , FeO , Fe_2O_3 и др. Из окислов редких элементов устанавливались: Ga_2O_3 (до 0.005%), SrO (до 0.5%) и Rb_2O_3 (0.01—0.3%).

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. В процессе нагревания при температуре около 900° переходит в высокотемпературную модификацию — санидин. После момента своего образования при медленном охлаждении должен превращаться в низкотемпературную модификацию — микроклин. Повидимому, те разности микроклина, которые под микроскопом при скрещенных николях обнаруживают характерное расплывчатое решетчатое строение, являются результатом такого рода превращений. **Кристаллическая структура** имеет много общего со структурой альбита, приведенной выше, но более правильная (см. фиг. 591). Со структурой микроклина она вполне тождественна. Шибольд при трактовке структуры калиевых полевых шпатов различия между моноклинной и триклинной модификациями находит возможным объяснить следующим образом. В структуре моноклинной модификации замена ионов Si^{4+} ионами Al^{3+} происходит в плоскостях симметрии, а в триклинной модификации — несимметрично по отношению к плоскости симметрии.

В табл. 27 приведены размеры элементарной ячейки адуляра в сравнении с санидином, микроклином и гиалофаном.

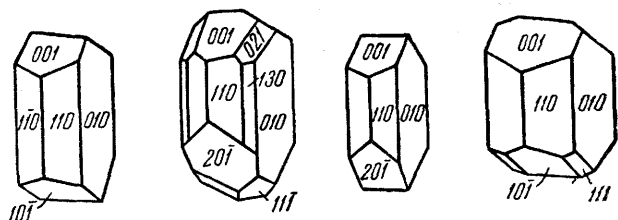
Таблица 27

Размеры элементарной ячейки кали-натриевых и кали-барьерных полевых шпатов (по Шибольду)

Название минерала	a_0	b_0	c_0	α	β	γ
Адуляр	8.61	13.07	7.26		116°03'	
Санидин	8.42	12.92	7.14		115°35'	
Микроклин	8.44	13.00	7.21	90°07'	115°50'	89°55'
Гиалофан	8.50	12.92	7.72		115°35'	

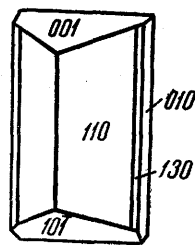
Как можно видеть из этой таблицы, величины кристаллических решеток моноклинных и триклинных щелочных шпатов действительно близки между собой.

Облик кристаллов чаще всего призматический (фиг. 594). Господствующие грани призмы $\{110\}$ обычно сочетаются с гранями пинакоидов $\{010\}$, $\{001\}$, иногда $\{101\}$, $\{201\}$ и др. Прозрачные или полу-

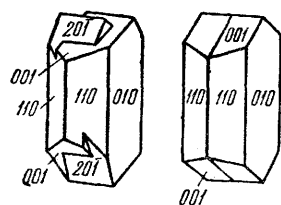


Фиг. 594. Кристаллы полевого шпата

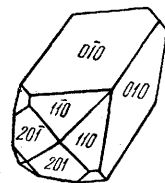
прозрачные кристаллы адуляра обладают характерной формой, изображенной на фиг. 595. **Двойники** простые довольно часты. Плоскостью срастания чаще всего служит (010) , а двойниковой осью является $\perp (010)$, т. е. двойникование происходит по карлсбадскому закону (фиг. 596). Иногда при этом грань (001) одного индивида



Фиг. 595. Кристалл адуляра



Фиг. 596. Двойники по карлсбадскому закону



Фиг. 597. Двойник по бавенскому закону

сливается с гранью другого индивида в одну плоскость (фиг. 596 справа). Различие между ними устанавливается лишь по блеску и направлениям спайности. Изредка наблюдается бавенский закон двойникования с двойниковой плоскостью (021) (фиг. 597).

Цвет. Обычные, непрозрачные ортоклазы обладают светлорозовым, буровато-желтым, красновато-белым, иногда мясо-красным и очень редко кирпично-красным цветом. **Блеск** стеклянный, особенно у адуляра. На плоскостях спайности наблюдается слабый перламутровый отлив. **Оптические константы** ортоклаза для сравнения приведены вместе с другими кали-натриевыми полевыми шпатами в табл. 28.

Таблица 28

Оптические константы кали-натриевых полевых шпатов

Минералы	Ортоклаз	Микроклин	Анортоклаз
N_g	1.525—1.527	1.525—1.527	1.526—1.531
N_m	1.523—1.525	1.523—1.525	
N_p	1.518—1.520	1.518—1.520	1.519—1.525
2V чаще всего	от -65° до -80°	от -75° до -85°	от -40° до -60°

Твердость 6—6.5. **Спайность** совершенная по $\{001\}$ и $\{010\}$ под углом 90° . У ортоклаза наблюдается иногда «мурчиссонитовая» отдельность по (701) или (801) , обуславливающая золотисто-желтый отблеск. **Уд. вес** 2.55—2.58. **Прочие свойства.** Плавится при температуре 1170° , распаваясь на твердый лейцит и жидкое стекло. Полное расплавление наступает при 1450° .

Диагностические признаки. Макроскопически ортоклазы довольно легко узнаются по желтоватым и красноватым светлым окраскам, высокой твердостью и углу между спайностями. Правда, отличить их от не менее распространенного микроклина аналогичной окраски на глаз невозможно. Даже под микроскопом микроклин, не обладающий характерным для них решетчатым строением, отличить от ортоклаза нельзя без точных измерений некоторых оптических констант, в частности, угла, образуемого осью N_m с $\perp (001)$.

Происхождение. Ортоклаз, как и другие кали-натриевые полевые шпаты, встречается главным образом в кислых, частью в средних по кислотности изверженных породах. При этом они гораздо чаще встречаются в более высокотемпературных эффузивных изверженных породах. В интрузивных же породах, и особенно в кристаллических сланцах, как показывают петрографические исследования с точным измерением оптических констант, настоящий ортоклаз сравнительно редок; вместо него часто присутствует чрезвычайно похожий на ортоклаз так называемый нерешетчатый микроклин.

В гранитных пегматитах ортоклаз по сравнению с микроклином также относительно редок. Так же как и микроклин, он в более поздние стадии пегматитового процесса подвергается альбитизации, т. е. замещению альбитом.

В высокотемпературных изверженных породах встречаются ортоклаз-пертиты, в которых среди зерен ортоклаза под микроскопом наблюдаются закономерно и одинаково ориентированные линзовидные включения альбита как продукта распада твердых растворов $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ в $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Сам факт наличия таких структур говорит о том, что данная горная порода кристаллизовалась при высокой температуре, когда существовали условия для образования более широких изоморфных смесей, которые при медленном охлаждении должны были подвергаться распаду вследствие того, что при более низких температурах область устойчивого существования твердых растворов суживается.

При процессах выветривания под влиянием действия поверхностных агентов (O_2 , CO_2 , H_2O и др.) ортоклаз, так же как микроклин и другие полевые шпаты, подвергается каолинизации. Остаточные продукты выветривания в виде каолиновых глин накапливаются в коре выветривания или размываются текучими водами. В условиях тропического или субтропического выветривания, как уже указывалось, могут возникать бокситы и другие продукты латеритного выветривания.

О практическом значении ортоклазовых пород сказано ниже при описании микроклина.

НАТРОНОРТОКЛАЗ — $(\text{Na}, \text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Монокл. с. Часто содержит CaO (до 3%). Встречается относительно редко. По составу относится к области ограниченных твердых растворов, примыкающих к другому концу более низкотемпературного моноклинного ряда. По физическим свойствам во многом похож на ортоклаз. Продукты распада твердого раствора носят название антиперрита, в котором, в противоположность обычному пертиту, в виде включений присутствуют не альбит — олигоклаз, а существенно калиевый полевой шпат; включающей средой является натриевый полевой шпат.

МИКРОКЛИН — $K[AlSi_3O_8]$ или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. Микроклин — по-гречески «незначительно отклоненный»: угол между плоскостями спайности (010) : (001) немногим отличается от прямого угла, всего на $20'$.

Химический состав аналогичен составу ортоклаза. Почти всегда содержит Na_2O в существенных количествах. Кроме того, в зеленых разностях микроклина устанавливаются гораздо чаще, чем в обычных микроклинах и ортоклазах, примеси Rb_2O (иногда до 1.4%) и Cs_2O (до 0.2%).

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. Размеры элементарной ячейки приведены в табл. 27. По облику кристаллов ортоклаз



Фиг. 598. Решетчатое строение микроклина под микроскопом при скрещенных николях. $\times 45$

и микроклин неотличимы друг от друга. Двойники простые имеют такой же вид, как у ортоклаза. Кроме того, весьма характерны тонкие полисинтетические и решетчатые двойники, наблюдаемые в отдельных зернах под микроскопом при скрещенных николях (фиг. 598). Согласно оптическим исследованиям, это строение обусловлено одновременным двойникованием по альбитовому и периклиновому законам. **Агрегаты.** В пегматитовых жилах часто наблюдается в виде необычайно крупнокристаллических агрегатов, легко раскалывающихся при ударе по плоскостям спайности. Размеры индивидов, устанавливаемых по спайности, нередко измеряются десятками сантиметров, иногда даже метрами. Нередко встречается также в виде друз хорошо образованных кристаллов.

Цвет микроклина обычно такой же, как у ортоклаза. Встречается однако разновидность зеленого цвета, называемая амазонитом. Эта окраска бывает неоднородной, приуроченной нередко к периферии кристаллов, или распространяется внутрь их в форме жилок, линзочек или неправильной формы пятен, иногда в соседстве с прожилками белого кварца. Кроме того, в амазоните, как указано, устанавливается повышенное содержание рубидия и цезия. По всей вероятности, эта окраска образуется эпигенетически, т. е. в более поздние моменты.

Блеск стеклянный, на плоскостях спайности слегка перламутровый. По показателям преломления неотличим от ортоклаза (см. табл. 28). Углы оптических осей обычно больше, чем у ортоклаза. Однако в субвулканических изверженных породах нередко устанавливаются случаи образования существенно калиевых полевых шпатов с признаками триклинной модификации, но обладающих малым углом оптических осей (как у санидина). Такие разновидности калиевых полевых шпатов часто описываются под более общим названием «анортоклазов».

Твердость 6—6.5. **Спайность**, так же как у ортоклаза, совершенная по {001} и {010}. **Уд. вес** 2.54—2.57.

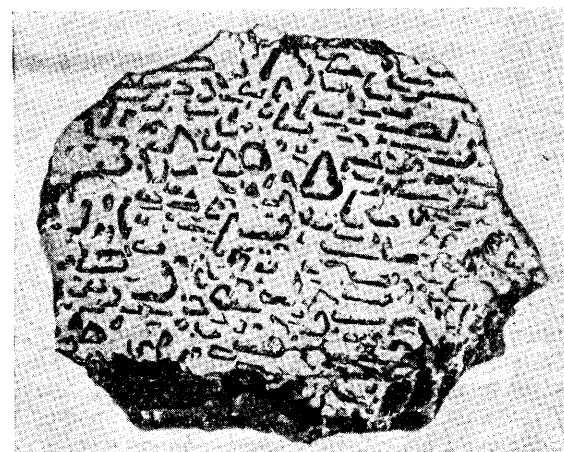
Диагностические признаки. По внешним признакам микроклин неотличим от ортоклаза. В тонких шлифах под микроскопом легко узнается по характерному решетчатому строению отдельных индивидов, хорошо наблюдаемому при скрещенных николях. Однако не всегда микроклин обладает подобной структурной особенностью. Поэтому нерешетчатые кали-натриевые полевые шпаты приходится подвергать точному оптическому исследованию на федоровском столике.

Происхождение. В высокотемпературных, быстро охлажденных изверженных породах он, в противоположность ортоклазу и санидину, почти не встречается. Зато по сравнению с ортоклазом гораздо шире распространен в интрузивных кислых и щелочных породах (гранитах, гранодиоритах, сиенитах и др.). Главным минералом он является также в пегматитовых образованиях. Наконец, следует отметить, что некоторые адуляры из жил альпийского типа при точных исследованиях оказываются принадлежащими к триклинной модификации.

Все это показывает, что микроклин при эндогенных процессах образуется в более низкотемпературную стадию, нежели ортоклаз. Весьма вероятно, что характерное решетчатое строение зерен микроклина является свидетельством полиморфного превращения первоначально выделившегося ортоклаза в микроклин. Установлено, что при нагревании и последующей закалке это решетчатое строение исчезает.

Широко развиты также микроклин-пертиты, в которых выделения альбита как продукта распада твердого раствора располагаются в микроклиновой среде, обладающей иногда решетчатым строением. Пертитовое строение бывает заметно на-глаз или на полированных штуфах. Генетическое значение его то же, что и ортоклаз-пертита.

Из спутников микроклина чаще других встречаются кварц, альбит, иногда нефелин (в щелочных нефелиновых пегматитах) и слюды. Встречаются чрезвычайно оригинальные сростания микроклина с кварцем, носящие название «еврейского камня» или «письменного гранита» (фиг. 599). В некоторых разрезах полированных образцов выделения кварца действительно нередко похожи на еврейские письма. При микроскопическом исследовании оказывается, что все эти скелетовидные вросстки кварца оптически ориентированы одинаково в пространстве, представляя собой одно целое (так же как и вмещающий их полевой шпат). Эти закономерные сростания, обусловленные одновременной кристаллизацией того и дру-



Фиг. 599. Закономерное сростание кварца (темное) с микроклином («еврейский камень»)

того минералов, называются «пегматитовыми сростаниями» или «пегматитовой структурой» (не следует смешивать с обычным понятием «пегматит», относящимся к геологическим телам магматического происхождения, характеризующимся необычайно крупнозернистым строением).

Практическое значение. Наибольший промышленный интерес представляют пегматитовые месторождения кали-натриевых полевых шпатов, из которых главную роль в составе играет обычно микроклин. Используются они главным образом в стекольной и керамической промышленности.

Применение полевых шпатов основано на их свойстве при сравнительно невысоких температурах плавления (1100—1300°) давать стекло, которое с прибавками каолина и кварца при застывании образует плотную белую, слегка просвечивающую массу, называемую фарфором, идущим на изготовление посуды, а также глазури и эмалей. В значительных массах кали-натриевые полевые шпаты употребляются для изготовления так называемого электрического фарфора. Особо чистые сорта идут на изготовление искусственных фарфоровых зубов, а также специальных опалесцирующих стекол, и для других целей.

Амазонит, окрашенный в красивый зеленый цвет, употребляется для изготовления украшений и разных поделок (ваз, шкатулок, пепельниц и др.).

Месторождения. В СССР месторождения высокосортных полевых шпатов на северо-западе Европейской его части представлены секущими и пластовыми пегматитовыми жилами в гнейсах, содержащими, кроме микроклина и плагиоклаза, кварц, мусковит, местами биотит. Высоким качеством отличаются также пегматиты на Среднем Урале, залегающие среди нефелиновых сиенитов в виде жиллообразных и неправильной формы тел.

Известные месторождения амазонита (как поделочного камня) распространены в Ильменских горах, где он был открыт еще в 1784 г. Здесь амазонит встречается в довольно крупных массах, местами густо окрашенных в зеленый, местами в голубовато-зеленый, яблочно-зеленый, изредка в бирюзовый и в другие оттенки с переходами в желтовато-серый и желтый в ассоциации с кварцем и другими минералами.

За границей широкое распространение пегматитовых месторождений известно в Норвегии, Швеции, США, Мадагаскаре и других странах.

АНОРТОКЛАЗ — $(Na, K)AlSi_3O_8$. Триклин. с. Анортоклаз — по-гречески «не ортоклаз» (т. е. аналогичен только по виду). В виде примеси часто содержит CaO (иногда до нескольких процентов). Название «анортоклаз» присвоено триклинным полевым шпатам, в которых содержание Na_2O преобладает над содержанием K_2O . В литературе нередко можно встретить применение этого названия в более широком смысле, включающем вообще все немоноклинные полевые шпаты, в том числе и микроклин (независимо от содержания Na_2O).

По физическим свойствам сходен с микроклином. Показатели преломления, вследствие содержания CaO, по сравнению с микроклином иногда несколько повышены (см. табл. 28). От последнего отличается лишь меньшими углами погасания, приближающимися его к моноклинным кали-натриевым полевым шпатам. Тонкое двойниковое строение почти всегда характерно. Уд. вес 2.56—2.60. При накаливании легко переходит в моноклинную модификацию, по охлаждении вновь становится триклинным.

Встречается в богатых натрием вулканических породах. Первоначально был установлен в андезитовых лавах на о. Пантеллерия (Италия), в авгитовых сиенитах близ г. Осло (Норвегия) и в других местах.

ПОДГРУППА ГИАЛОФАНОВ

К этой подгруппе относятся кали-бариевые полевые шпаты, кристаллизующиеся в моноклинной сингонии. Они представлены изоморфными смесями ряда $K[AlSi_3O_8] - Ba[Al_2Si_2O_8]$. Кроме того, в их состав входят в небольших количествах $Na[AlSi_3O_8]$ и $Ca[Al_2Si_2O_8]$. По некоторым анализам устанавливается недостаток SiO_2 , что, как полагают, связано с наличием в изоморфной смеси молекул нефелина — $Na[AlSiO_4]$ и калиофилита — $K[AlSiO_4]$.

Установленные до сих пор минеральные виды не полностью представляют этот ряд. Известны гиалофаны с содержанием молекулы $Ba[Al_2Si_2O_8]$ до 35%, в одном случае — около 50% и, наконец, представители близких к чисто бариевому моноклинному полевому шпату, получившему название цельзиана. Не исключена все же возможность существования перерыва в этом изоморфном ряду или наличия двух неполных самостоятельных рядов с различной оптической ориентировкой.

Кроме того, в природе установлены псевдоромбическая модификация $Ba[Al_2Si_2O_8]$ — парацельзиан, совершенно иной кристаллической структуры, а также банальсит — $BaNa_2[Al_2Si_2O_8]_2$ ромбической сингонии.

Необходимо добавить, что искусственно удается получить и бариевые плагиоклазы — анортит с содержанием до 20% $Ba[Al_2Si_2O_8]$, затем гексагональную модификацию $Ba[Al_2Si_2O_8]$, способную содержать в виде изоморфной примеси $Ca[Al_2Si_2O_8]$ до 30% и $K[AlSi_3O_8]$ до 30%.

Гиалофаны	$(100-n)K[AlSi_3O_8] \cdot nBa[Al_2Si_2O_8]$	Монокл. с.
Цельзиан	$Ba[Al_2Si_2O_8]$	
Парацельзиан	$Ba[Al_2Si_2O_8]$	Псевдоромб.
Банальсит	$BaNa_2[Al_2Si_2O_8]_2$	Ромбич. с.

ГИАЛОФАНЫ — $(100-n)K[AlSi_3O_8] \cdot nBa[Al_2Si_2O_8]$, где $n=0-35\%$. В виде примесей: Na_2O , CaO, иногда SrO и др. Ортоклаз из Медин (Пенсильвания, США) с небольшим содержанием BaO (3.7%) был назван кассинитом. В дальнейшем это название можно сохранить для гиалофанов, содержащих $Ba[Al_2Si_2O_8]$ до 25%.

Монокл. с. Кристаллы гиалофанов аналогичны кристаллам ортоклаза (адуляра). Двойники те же. Тожественны и кристаллические решетки их, что обусловливается близостью ионных радиусов катионов K^{1+} (1.33) и Ba^{2+} (1.36). Замена ионов K^{1+} ионами Ba^{2+} отвечает эквивалентная замена Si^{4+} на Al^{3+} . Размеры элементарной ячейки приведены в табл. 27.

Водяно-прозрачные, иногда серые с желтоватым, зеленоватым или голубоватым оттенком, реже красные. Встречаются в виде друз в пустотах или в виде прожилков. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности — перламутровый. Показатели преломления по сравнению с ортоклазом приведены в табл. 29. $Ng = b$; $aNp = 2 - 18^\circ$.

Таблица 29
Оптические константы кали-бариевых полевых шпатов

Минералы	Ортоклаз	Гиалофан с 20% $Ba[Al_2Si_2O_8]$	Гиалофан с 30% $Ba[Al_2Si_2O_8]$	Цельзиан
Ng	1.526	1.542	1.547	1.594
Nm	1.524	1.540	1.545	1.589
Np	1.519	1.537	1.542	1.584
$2V$	—65 до—80°	—75°	—79°	+87°
	(обычно)			

Тв. 6—6.5. Спайность как у ортоклаза. Уд. вес 2.6—2.82 (последняя цифра — для гиалофана с 30% $Ba[Al_2Si_2O_8]$). П. п. тр. плавятся с большим трудом. В кислотах не растворяются. От ортоклаза могут быть отличены по присутствию бария и явно повышенному удельному весу, а также по оптическим константам (повышенным показателям преломления).

Ортоклазы, содержащие барий в небольших количествах, встречаются в магматических изверженных породах. Богатые барием разновидности наблюдались в контактово-метасоматических месторождениях. Найдены близ Имфельда (Бинненталь, Швейцария) с баритом в мраморизованных доломитах; в марганцевых рудниках Якобсберг (Нордмарк, Швеция); Франклин (Нью-Джерси, США); на р. Слюдянке (Южное Прибайкалье) в флогопит-кальцитовых жилах, где он в виде серых крупных кристаллов ассоциирует с диопсидом, скаполитом и кальцитом или непосредственно развивается метасоматическим путем по розовому ортоклазу.

ЦЕЛЬЗИАН — $Ba[Al_2Si_2O_8]$. Содержание BaO обычно колеблется от 34 до 42%. Казонт, минерал из марганцевого рудника Казо (Япония), содержащий около 50% $Ba[Al_2Si_2O_8]$ ($BaO=25.5\%$), обладает той же оптической ориентировкой, что и цельзиан (т. е. отличной от гиалофанов). Кальций и цельзиан — разновидность с 4% CaO и 25% BaO .

Сингония моноклинная. Кристаллическая решетка аналогична решетке ортоклаза. Встречается в виде хорошо образованных кристаллов короткопризматического ортоклазового облика, иногда богатых гранями. Известны и длиннопризматические формы. Двойники — по манебахскому, бавенскому и карлсбадскому законам. Наблюдается также в сплошных зернистых массах.

Прозрачный, бесцветный или просвечивающий. Иногда имеет аллохроматическую красную или черную окраску, обусловленную примесями окиси железа или окислов марганца. Блеск стеклянный. Оптические константы приведены в табл. 29. $NgNp=$ (010) ; $cNg=3^\circ$, $aNg=28^\circ$. Тв. 6. Спайность такая же, как у ортоклаза. Уд. вес 3.31—3.37.

Наблюдался в контактово-метасоматических месторождениях, так же как и гиалофан, в Якобсберге (Швеция); на полуострове Карнарвон (Уэлс, Англия) в ордовикской песчано-сланцевой толще с прослоями туфов и марганцевых руд; в Аляске; в Брокен-Хилл (Новый Южный Уэлс, Австралия) и в других местах.

ПАРАЦЕЛЬЗИАН — $Ba[Al_2Si_2O_8]$. Псевдоромбический. Кристаллическая решетка совершенно отличная от цельзиана. Кристаллы призматического облика с небольшим числом граней. Наблюдался также в виде сплошных масс. Под микроскопом устанавливается сложное двойникование, снижающее его симметрию. Бесцветный, белый или серый. Блеск стеклянный. $Ng=1.587$, $Nm=1.582$, $Np=1.570$; $Ng-Np=0.017$. Оптически отрицательный. $2V$ около 50° . Тв. 6. Спайность незаметна или несовершенная по (110). Уд. вес 3.31—3.32.

Впервые встречен в Кандоглия (Пьемонт, Италия). Более детально описан по находкам в Карнарвоне (Уэлс, Англия), где он встречается вместе с цельзианом, образуя, правда, не одновременно с ним: одна генерация цельзиана является более ранней, другая — более поздней по отношению к парацельзиану.

БАНАЛЬСИТ — $BaNa_2[Al_2Si_2O_8]$. Название дано по элементам (барий, натрий, алюминий, силиций). Ромбич. с. $a_0=8.50$, $b_0=9.97$, $c_0=16.73$. Встречен в виде грубозернистых сплошных масс белого цвета. Блеск перламутровый на плоскостях спайности. Обилие включений тефрита и аллегонита, а также мельчайших пузырьков газа обуславливает непрозрачность минерала и отчасти его молочно-белый цвет. $Ng=1.577$, $Nm=1.571$, $Np=1.569$; $Ng-Np=0.008$. Оптически положительный. $2V=41^\circ$. $Ng=b$; $Nm=a$. Тв. 6. Спайность совершенная по (110) и (001). Уд. вес 3.065. В HCl растворяется, выделяя осадок. Встречается в ассоциации с кальцитом, баритом, тефритом и др. в марганцевом руднике Бенальт (Уэлс, Англия).

2. ГРУППА СКАПОЛИТА

Эта замечательная по широкому изоморфизму группа минералов имеет много общего по химическому составу с группой плагиоклазов. В отличие от последних мы здесь имеем наличие дополнительных анионов в виде Cl^- , $[SO_4]^{2-}$, $[CO_3]^{2-}$, иногда F^- и OH^- . Соответственно этому общий отрицательный заряд в кристаллических решетках уравнивается вхождением большего числа катионов Na^+ и Ca^{2+} .

Так же как и в ряду плагиоклазов, здесь по мере изменения состава, очевидно, происходит замена: $NaSi \rightleftharpoons CaAl$. Подобно этому имеют место и взаимные соотношения между анионами Cl^- , более тесно связанными с натриевыми разновидностями, и группами $[SO_4]$ и $[CO_3]$, характерными для более богатых кальцием разновидностей.

Конечные члены этого ряда представлены чисто натриевым минеральным видом — мариалитом (Ma) и чисто кальциевым — мейони-

том (Me). Для разностей промежуточного состава принята такая же классификация, как и для плагиоклазов, т. е. по процентному содержанию мейонитовой молекулы. В литературе иногда можно встретить специальные названия их, как, например, дипир, мицзонит, или более общие — скаполит или вернерит.

	Содержание мейонитовой молекулы Me в %	
Мариалит . . . $Na_4[AlSi_3O_8]_3Cl$	0—25	Тетраг. с.
Скаполит . . . изоморфные смеси Ma и Me	25—75	" "
Мейонит . . . $Ca_4[Al_2Si_2O_8]_3[SO_4, CO_3]$	75—100	" "

Вполне естественно, что в соответствии с изменением химического состава минералов этой группы закономерно меняются и физические свойства их.

МАРИАЛИТ — $Na_4[AlSi_3O_8]_3Cl$. В чистом виде, т. е. без примеси мейонитовой молекулы, не был встречен. Тетраг. с. Наблюдался в бесцветных или мутных длинных призматических кристаллах, вертикально исстрихованных. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный (отличие от кварца). Показатели преломления для разности с содержанием мейонитовой молекулы 15% следующие: $Nm=1.546$, $Np=1.540$; $Nm-Np=0.006$. Тв. 5.5—6. Спайность по (110) ясная. Уд. вес 2.54—2.60. Плавится при $1100-1200^\circ$. Почти не растворим в кислотах. Встречен в базальтовых туфах в Пианура, близ Неаполя (Италия).

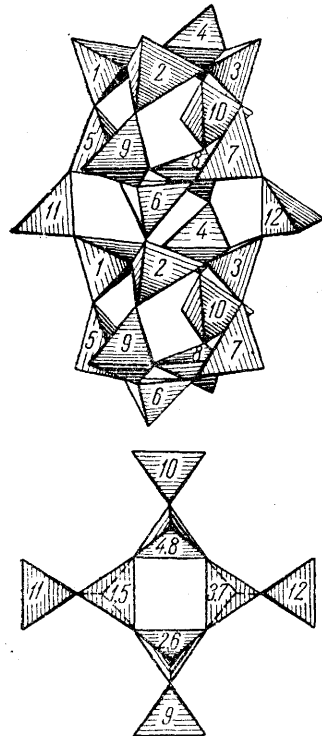
СКАПОЛИТ — $(75-n)Na_4[AlSi_3O_8]_3Cl \cdot nCa_4[Al_2Si_2O_8]_3[SO_4, CO_3]$, где n равно от 0 до 75. Название происходит от греческих слов: скапос — «столб» и литос — «камень». Наименование, очевидно, присвоено в связи с формой кристаллов. Синоним: вернерит. Разновидность: глауколит, или главколит (не следует смешивать с глауконитом — гидросиликатом Fe и K), имеющий средний состав. В прежней литературе существовало много названий других разновидностей, являющихся по существу синонимами.

Химический состав. Количество SiO_2 падает по мере увеличения мейонитовой молекулы от 56 до 47%; соответственно падают и содержания Na_2O и Cl , а CaO и CO_2 увеличиваются.

Сингония тетрагональная; тетрагонально-дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура.** Для скаполита характерны сложные кольца из 4 тетраэдров (фиг. 600) с вершинками, попеременно обращенными то вверх, то вниз, в виде колонок параллельно оси c кристалла (см. верхнюю часть фиг. 600, кольцо 1—2—3—4 и кольцо 5—6—7—8). Эти колонки по периферии связаны между собой с помощью тетраэдров (9, 10, 11 и 12), причем одно ребро каждого тетраэдра расположено параллельно оси c . В проекции на (100) (фиг. 601) эти тетраэдры в свою очередь связаны в кольца (по вертикали вокруг оси, на которой сидят ионы Cl^- ; см. также фиг. 602). Каждое такое кольцо тетраэдров связывает в цепь пары смежных колец. Всего в таком комплексе содержится 12 тетраэдров, общий состав которых варьирует от $Al_3Si_9O_{24}$ до $Al_6Si_6O_{24}$. Проекция тетраэдрического каркаса на плоскость (001) изображена на фиг. 602. Внутри его существуют пространства для катионов Na^+ и Ca^{2+} , а также большие полости для комплексных анионов SO_4^{2-} , Cl^- или CO_3^{2-} . **Облик кристаллов.** Встречающиеся кристаллы имеют призматический облик и обычно вытянуты по направлению вертикальной оси (фиг. 603). Наиболее распространенны грани призм $\{100\}$, $\{110\}$ и $\{210\}$, притупленных гранями дипирамид $\{111\}$, $\{131\}$, $\{331\}$, а также $\{101\}$ и др. Кристаллы встречаются лишь в друзовых пустотах, а в массе породы они развиваются в виде неправильных зерен или зернистых агрегатов, иногда образуя сплошную скаполитовую породу.

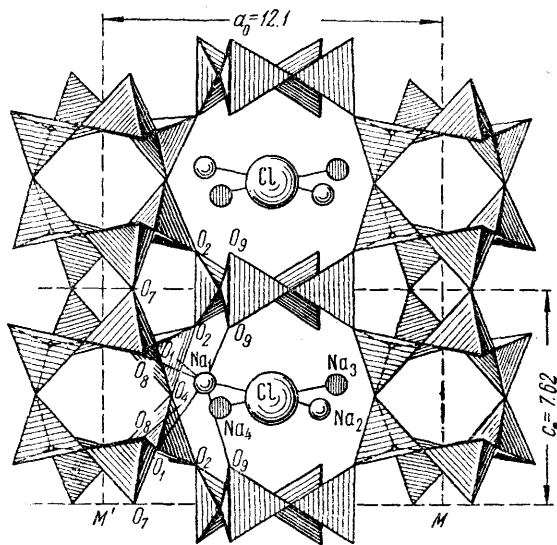
Цвет. Скаполиты в вулканических породах обычно бесцветны, образующиеся же в кристаллических сланцах и известняках, наоборот, непрозрачны, окрашены в серый, иногда в густой голубой (глауколит), реже красный цвет. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. **Оптические константы** закономерно меняются в зависимости от состава: возрастают по мере увеличения мейонитовой молекулы для Nm от 1.550 до 1.595 и для Np от 1.540 до 1.556. Двупреломление также возрастает от 0.012 до 0.031 (для нормальных и богатых SO_3 скаполитов) или от 0.010 до 0.038 (для хлорид-карбонатных скаполитов)¹.

Твердость 5—6. Хрупкий. **Спайность** по {100} средняя и по {110} несовер-



Фиг. 600. Группа $(Si, Al)_{12}O_{24}$ в горизонтальной и вертикальной проекциях, как характерный компонент структуры скаполита

На фиг. 602 эти группы располагаются вокруг четверных винтовых осей E, E' и M и M' , с периодом $\frac{1}{2}c=3.81$ ангстрема



Фиг. 601. Проекция части кристаллической решетки скаполита, располагающейся около плоскости MOM' (см. фиг. 602), на плоскость {100}

На фигуре показаны две ячейки (одна над другой по вертикали). Группы $ClNa_4$ для ясности показаны не плоскими

шенная; часто проявляется ступенчато. Излом неровный. **Уд. вес** возрастает к мейониту от 2.61 до 2.75. **Прочие свойства.** Плавится при 1150—1200°.

Диагностические признаки. Скаполиты от похожих на них полевых шпатов отличаются по явно тетрагональной форме кристаллов, по слабо выраженной спайности (по тетрагональной призме) и несколько меньшей твердости.

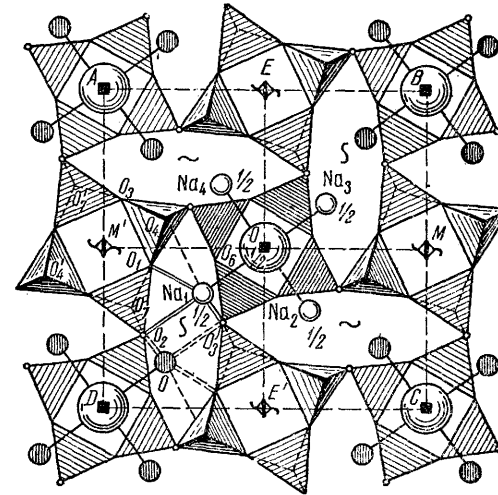
П. п. тр., выделяя летучие составные части, вспучиваются и затем плавятся в белое пузыристое стекло. В HCl отчасти разлагаются, тем

¹ По величинам двупреломления можно довольно точно определять составы скаполитов. Внутри приведенных пределов величины двупреломления в зависимости от содержания мейонитовой молекулы меняются почти по прямой (по правилу смешения).

легче, чем больше содержат мейонитовой молекулы. При этом кремнезем выделяется не в виде студня, а иловатого осадка.

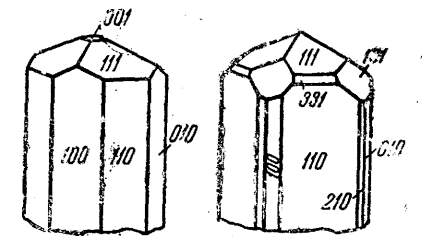
Происхождение и изменение. Как продукты пневматолитических процессов, скаполиты встречаются в пустотах вулканических пород в виде друз хорошо образованных бесцветных кристаллов. Нередко наблюдаются в контактово-метасоматических месторождениях на границе интрузивов кислых и щелочных пород с известняками и доломитами. Ассоциируют с гранатами, пироксенами, иногда апатитом и др. Встречаются в пегматитах, например в Тсарасаотра (Мадагаскар) в виде прекрасно образованных кристаллов желтого цвета. Широко бывают развиты также в некоторых метаморфических породах — мраморах, гнейсах и кристаллических сланцах — в ассоциации с кальцийсодержащими минералами — кальцитом, диопсидом, плагиоклазами и др. Довольно часто наблюдаются явления замещения скаполитами других минералов, особенно плагиоклазов. При этом подмечено, что, как правило, скаполиты имеют более основной состав, чем плагиоклазы (Na_2O частично выносятся). Иногда сопровождаются цеолитами.

Скаполиты сравнительно легко подвергаются позднейшим изменениям, и особенно при выветривании. Этим объясняются обычно наблюдаемое непостоянство состава и пониженная твердость таких скаполитов. В псевдоморфозах по скаполитам наблюдались слюды, эпидот, альбит и другие минералы. В процессе выветривания за счет скапо-



Фиг. 602. Кристаллическая решетка скаполита в проекции вдоль оси c

Крупные шары — Cl^{1-} , меньшие шары — Na^{1+} или Ca^{2+} . Маленькие кружочки у вершин четверных колец вокруг осей A, B, C, D и O изображают связывающие кольца ионы кислорода



Фиг. 603. Кристаллы скаполита

литов образуются каолиновые глины, иногда в значительных массах, например среди гнейсов в Пассау (Бавария, Германия).

Искусственно скаполиты получаются при раскристаллизации стекла соответствующих составов в присутствии водного раствора в автоклавах под давлением.

Месторождения. Давно известны находки скаполитов во многих флогопитовых месторождениях по р. Слюдянке (Южное Прибайкалье). Обычно ассоциируют с диопсидом и кальцитом. Иногда отдельные кристаллы скаполита (строгановита) достигают 0.5 м в длину. Цвет их обычно бледный соломенно-желтый или грязно-зеленый. Образовались они здесь метасоматическим путем при реакциях пегматитов с известняками. Здесь же, кроме того, были обна-

ружены в сплошных массах главколиты, окрашенные в голубой, серовато-синий или синевато-фиолетовый цвет.

Отдельные находки скаполитов были сделаны в контактово-метасоматическом месторождении горы Благодать (Северный Урал), в Ильменских горах, Карелии, Минусинском районе и во многих других местах.

Из иностранных месторождений укажем лишь некоторые: на о. Паргас близ Або (Финляндия), в ряде мест Арендаля (Норвегия), Вермланда (Швеция), близ Монроэ в Ту Понсе, Диана, у оз. Грес близ Росси и в других местах США.

МЕЙОНИТ — $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3[\text{SO}_4, \text{CO}_3]$. Тетраг. с. В бесцветных призматических кристаллах или в сплошных зернистых массах белого или серого цвета. Блеск стеклянный. Оптически отрицательный. $N_m = 1.59-1.61$, $N_p = 1.56-1.57$. Характерно высокое двупреломление. Тв. 5-6. Спайность по (100) совершенная, по (110) несовершенная. Уд. вес 2.75-2.80. Найден в пустотах среди глыбы известняка в лавах на Монте-Сомма (Везувий). Встречается также в гнейсах и кристаллических сланцах, содержащих минералы кальция, в Мамском, Витимском и других районах Восточной Сибири.

3. ГРУППА ЛЕЙЦИТА

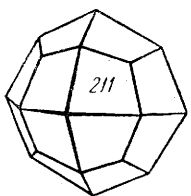
Здесь, кроме лейцита и поллуцита, рассмотрим очень близкий к лейциту по ряду свойств анальцим, содержащий воду цеолитного характера.

Лейцит	$\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$	Псевдокуб.
Поллуцит	$\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$	Кубич. с.
Анальцим	$\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	„ „

ЛЕЙЦИТ — $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ или $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$. Название происходит от греческого слова лейкос — «светлый». Является породообразующим минералом в некоторых богатых щелочами и относительно бедных кремнеземом эффузивных породах (лейцитовых базальтах, фonoлитах, трахитах и др.).

Химический состав. K_2O 21.5%, Al_2O_3 23.5%, SiO_2 55.0%. В виде примесей присутствуют в незначительных количествах Na_2O , CaO , H_2O и в виде следов Li, Rb и Cs.

Сингония. Диморфен. При температуре выше 620° устойчива кубическая модификация ($a_0 = 13.40$), ниже этой температуры лейцит претерпевает полиморфное превращение в тетрагональную модификацию ($a_0 = 12.95$, $c_0 = 13.65$). **Облик кристаллов** чрезвычайно характерен: наблюдается в виде хорошо образованных со всех сторон полиэдрических кристаллов — тетрагон-триоктаэдров (фиг. 604). Характерные формы: {211}, редко {110} и {100}. Оплавленные кристаллы имеют шаровидную форму. Поверхность граней матовая; иногда на них устанавливается двойниковая штриховка. Двойники по {110}. Изредка наблюдается в виде зернистых агрегатов.



Фиг. 604. Кристалл лейцита

Цвет. Бесцветный; белый с сероватым или желтоватым оттенком; часто также пепельно-серый. **Блеск** в изломе стеклянный, жирный. **Оптические константы.** $N_g = 1.509$, $N_p = 1.508$. Оптически положительный. $2V$ очень мал. Под микроскопом в шлифах часто наблюдаются характерные полисинтетические двойники в виде нескольких систем полос, различно ориентированных в одном и том же кристалле. При нагревании до 620° двойниковое строение исчезает; ми-

нерал становится оптически изотропным, но по охлаждении вновь возникают оптические аномалии. Часто бывают характерны также включения мелких зерен посторонних минералов (пироксенов, магнетита и др.), захваченных, по видимому, во время быстрого роста кристаллов лейцита. Нередко они располагаются в виде концентрических зон или занимают закономерно расположенные участки, чем обуславливается нередко типичное скелетное строение кристаллов лейцита.

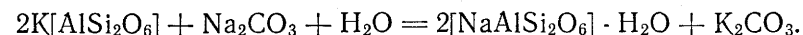
Твердость 5-6. Хрупок. **Спайность** отсутствует. Излом раковистый. Уд. вес 2.45-2.50.

Диагностические признаки. Весьма характерны форма кристаллов и светлая окраска, а под микроскопом — оптические аномалии и низкий показатель преломления.

П. п. тр. не плавится. В HCl растворяется с выделением порошкового кремнезема.

Происхождение. Является типичным высокотемпературным магматическим минералом, образующимся при затвердевании лав, богатых щелочами (главным образом K_2O) и бедных SiO_2 . Поэтому совместно с кварцем не наблюдается. Обычно с ним ассоциируют щелочные пироксены (эгирины или эгирины-авгиты), нефелин и др. В виде отдельных кристаллов встречается также в вулканических выбросах — пеплах и туфах. Известны случаи образования, кроме того, под влиянием поствулканических агентов. В древних эффузивных породах, претерпевших тот или иной метаморфизм, лейцит отсутствует, как мало устойчивый на глубинах минерал (сохраняются лишь реликтовые очертания его кристаллов).

Под воздействием позднейших процессов нередко наблюдаются явления химических превращений. Известны псевдоморфозы ортоклаза и серицита (калиевой слюды) по кристаллам лейцита. Иногда они замещаются также нефелином и альбитом и притом в различных количественных соотношениях. Такие псевдоморфозы носят название псевдолейцита или, правильнее, эпилейцита. Нередки случаи превращения лейцита в анальцим при реакциях с натрийсодержащими растворами. Этот процесс широко развивается также в почвах с переходом калия в раствор по следующей схеме:



В связи с этим становится понятным плодородие почв, образуемых на лейцитсодержащих породах. Лейцит выветривается сравнительно легко. При полном химическом разрушении за счет лейцита образуются каолиновые глины.

Искусственно получается сплавлением смеси общего состава, отвечающего лейциту, или кремнистофтористоводородного калия с Al_2O_3 при избытке KF. Следует также указать, что ортоклаз в процессе нагревания при температуре свыше 1170° распадается на лейцит и расплавленное стекло.

Практическое значение. В некоторых странах, например в Италии, лейцитовые породы разрабатываются как минеральное сырье для получения калиевых продуктов и металлического алюминия. Следует иметь в виду, что лейцит по сравнению с ортоклазом содержит меньше SiO_2 и больше Al_2O_3 .

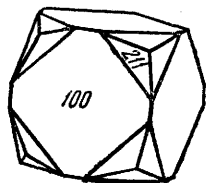
Месторождения. В значительных количествах в виде крупных и мелких кристаллов лейцит содержится в лавах Монте-Соммы, (Везувий), также в Центральной Италии в Альбанских горах — в лейцитовых тефритах, необычайно богатых этим минералом.

В СССР эпидейцитовые эффузивные породы были встречены в Туркестане, в Центральном Казахстане на р. Ишим, в Восточной Сибири и в других местах.

АНАЛЬЦИМ — $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$ или $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Анальцит — по-гречески «бессильный». Название было дано в 1801 г. за его свойство лишь слабо электризоваться при трении.

Химический состав (в %): Na_2O 14.07, Al_2O_3 23.29, SiO_2 54.47, H_2O 8.17. Установлена также разновидность, богатая K_2O (до 5.5%). В небольших количествах иногда содержатся CaO и MgO . Анализы обычно показывают некоторый избыток против формулы SiO_2 и H_2O .

Сингония кубическая. $a_0 = 13.7$. Кристаллизуется точно в таких же формах, как и лейцит (см. фиг. 604). Реже встречаются кубические кристаллы, притупленные на углах гранями тетрагон-триоктаэдра (фиг. 605). Встречается также в зернистых агрегатах в виде друз кристаллов в пустотах, кристаллических корочек и жеод.



Фиг. 605. Кристалл анальцима

Цвет. Бесцветный, белый с сероватым, красноватым или зеленоватым оттенком, иногда мясочный (благодаря пигментации окисью железа). **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Обычно оптически изотропный. $N = 1.489—1.479$. Большие кристаллы часто обнаруживают оптические аномалии в виде сложного двойникования. Анизотропные кристаллы оптически отрицательны, причем $2V$ колеблется в широких пределах.

Твердость 5—5.5. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует; иногда заметна по {001}. **Уд. вес** 2.2—2.3.

Диагностические признаки. От похожего на него лейцита отличается прежде всего по составу, по более низкой твердости и удельному весу, более низкому показателю преломления и по поведению перед паяльной трубкой.

П. п. тр., в отличие от лейцита, легко сплавляется в прозрачное стекло. При нагревании легко выделяет воду и мутнеет (у лейцита этого не наблюдается). В HCl вполне разлагается с образованием в воде осадка иловатого кремнезема.

Происхождение и месторождения. Аналогично другим цеолитам, анальцит обычно встречается как продукт низкотемпературной гидротермальной деятельности, связанной с последними стадиями магматических, вернее, постмагматических процессов. Часто образование его происходит при температуре, по всей вероятности, ниже 100° .

В редких случаях образуется, повидимому, как первичный минерал при кристаллизации магмы, богатой Na и H_2O , находившейся под большим давлением. Например, он наблюдался в виде фенокристаллов с оторочками ортоклаза в базальтах Хайвуд (Монтана, США). В так называемых тешенитах (анальцитовых диабазах) он, являясь единственным алюмосиликатом натрия, кристаллизуется самым последним в промежутках между ранее выделившимися силикатами. Таковы, например, тешениты Кавказа. Крупные прозрачные кристаллы находятся в вулканических туфах на Циклоповых островах близ Катаньи (Сицилия).

В пегматитах щелочных пород, богатых натрием (нефелиновых сиенитов), он наблюдается в числе последних гидротермальных

минералов, замещая большей частью нефелин. Обнаруживается в пегматитах Ильменских гор и в других местах.

В типичных гидротермальных рудных месторождениях встречается сравнительно редко. Известны, например, находки анальцима в серебряных рудных жилах Андреасберга (Гарц, Германия), в миндалекаменных базальтах Верхнего озера, местами в значительных количествах в виде новообразований с самородной медью и другими минералами. Зато гораздо шире распространен при гидротермальном изменении щелочных изверженных пород, где он с натролитом и другими цеолитами образуется метасоматическим путем за счет лейцита, нефелина и других богатых щелочами минералов.

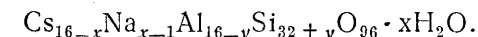
В виде новообразований анальцитом возникает иногда и при экзогенных процессах. При детальном исследовании его находят, например, в почвах, образовавшихся на месте лейцитовых пород, изредка в осадочных породах.

ПОЛЛУЦИТ — $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ (теоретически); также $\text{Cs}_4\text{NaAl}_5\text{Si}_{11}\text{O}_{32} \cdot 1.3\text{H}_2\text{O}$. Последняя формула относится к наиболее богатой цезием из установленных пока в природе разновидностей поллуцита. Синоним: поллукс. Еще совсем недавно поллуцит представлял собой минералогическую редкость. В настоящее время известны промышленные скопления этого единственного пока по богатству цезием минерала.

Химический состав непостоянный. Содержание Cs_2O достигает 30—32%. Установлен интересный случай изоморфного смешения поллуцита с анальцитом. На основании ряда имеющихся химических анализов был сделан вывод, что конечный член этого изоморфного ряда (чистый поллуцит, пока не встреченный в природе) должен иметь следующую формулу: $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$, т. е. должен являться аналогом лейцита. Следовательно, изоморфные смеси образуются между безводным и водным силикатами: $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] — \text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Выяснилось, что в этом ряду смешимости в первом приближении каждый ион Cs^{1+} (1.65 \AA) заменяется ионом Na (0.98 \AA) + одна молекула H_2O . Кроме того, имеет место замещение следующего рода: $1\text{Al}^{3+} + 1\text{Na}^{1+} \rightarrow 1\text{Si}^{4+}$ или $2\text{Al}^{3+} + 2\text{Na}^{1+} \rightarrow 2\text{Si}^{4+}$, вследствие чего число ионов Na в формуле соответственно повышается. Для иллюстрации приведем несколько формул, вычисленных по имеющимся химическим анализам (в расчете на элементарную ячейку, содержащую 16 молекул):

$\text{Cs}_{16}\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96}$	Теоретический состав чистого поллуцита
$\text{Cs}_{12}\text{Na}_3\text{Al}_{15}\text{Si}_{33}\text{O}_{96} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Месторождение Кворри (Гринвуд, Мэйн, США)
$\text{Cs}_{11}\text{Na}_4\text{Al}_{15}\text{Si}_{33}\text{O}_{96} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	„ Леоминстер (Массачусетс, США)
$\text{Cs}_{11}\text{Na}_3\text{Al}_{14}\text{Si}_{34}\text{O}_{96} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	„ Варутреск (Швеция)
$\text{Cs}_{10}\text{Na}_4\text{Al}_{14}\text{Si}_{34}\text{O}_{96} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	„ Карибид (Юго-Зап. Африка)
$\text{Cs}_7\text{Na}_7\text{Al}_{14}\text{Si}_{34}\text{O}_{96} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	„ Кворри (Гринвуд, Мэйн, США)
$\text{Na}_{16}\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	Формула анальцима

Таким образом, общая формула установленных в природе поллуцитов, представляющих промежуточные разности ряда $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] — \text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$, может быть выражена в следующем виде:

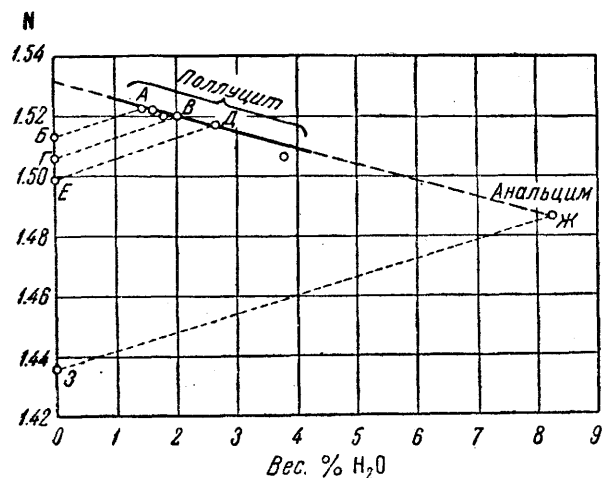


При $x = 0$ и $y = 0$ мы будем иметь конечный член этого ряда — чистый поллуцит, а при $x = 16$ и $y = 0$ — анальцит. Сумма $\text{Cs} + \text{H}_2\text{O}$ всюду равна 16.

В незначительных количествах присутствуют также Rb_2O , K_2O и Ti_2O .

Сингония кубическая; гексоктаэдрический в. с. Кристаллическая структура аналогична структуре анальцима. $a_0 = 13.64—13.74$. **Облик кристаллов.** Ясно образованные кристаллы встречаются в пустотах, но вообще редки. Представляют комбинацию {100} и {210}. Достигают 2 см в поперечнике. Чаше наблюдается в виде жилок.

Цвет. Бесцветный, прозрачный. **Блеск** типичный стеклянный. $N = 1.524—1.506$ (в Na-свете). На диаграмме (фиг. 606) изображена зависимость показателей



Фиг. 606. Изменения показателя преломления в ряду поллуцит — анальцим

преломления от состава (содержания H₂O). При дегидратации значения этих показателей падают. По оси ординат в точках B, Г, E и Z они отмечены для соответствующих обезвоженных разностей поллуцита, а также анальцима.

Твердость 6.5. Спайность практически отсутствует. Излом раковистый. **Уд. вес** 2.86—2.90.

Диагностические признаки. Встречается в ассоциации с литиевыми минералами в виде

стекловидных масс, похожих на кварц, от которого легко отличается по оптическим свойствам (в порошке под микроскопом изотропен). Цезий легко устанавливается спектральным анализом. Для поллуцита очень характерны также многочисленные тонкие прожилки вторичных минералов белого, серого и розового цвета.

Происхождение. Как гидротермальный минерал встречается в миаболитовых пустотах в граните и пегматитах. Парагенетически связан с литиевыми силикатами (петалитом, лепидолитом), литиевыми фосфатами (амблигонитом), кварцем и другими минералами.

В сплошных массах поллуцита наблюдаются многочисленные тончайшие белые прожилки каолиноподобных минералов, вероятно продуктов его разрушения.

Практическое значение. Поллуцит является важнейшим источником получения солей цезия, используемых для различных целей в лабораторной и аналитической практике. Очень важно применение цезия для светочувствительных автоматических электроаппаратов и для разрядных ламп. Благодаря цезиевым фотоэлементам была технически разрешена проблема передачи изображений на расстояние (телевидение) и пр.

Месторождения. Первоначально поллуцит был установлен в пустотах среди гранитов на о. Эльба (Италия). В значительных скоп-

лениях он был обнаружен в районе лепидолитовых месторождений Карибид (Юго-Западная Африка). Описан также в Варутреске (Швеция), Геброне (Румфорд) и других местах США.

4. ГРУППА НЕФЕЛИНА

Сюда относятся еще более бедные кремнеземом алюмосиликаты типа R[AlSiO₄], где R = Li, Na, K. Кристаллизуются они в гексагональной сингонии. Na[AlSiO₄] и K[AlSiO₄] при высоких температурах образуют непрерывный ряд твердых растворов.

		a_0	b_0
Эвкрипит	Li[AlSiO ₄]	Гексаг. с.	
Нефелин	Na[AlSiO ₄]	" "	10.05 8.38
Кальсилит	K[AlSiO ₄]	" "	5.17 8.67
Калнофилит	K[AlSiO ₄]	" "	27.0 8.51

ЭВКРИПИТ (эйкрипит) — Li[AlSiO₄]. Гексаг. с. Наблюдался в виде закономерно ориентированных вростков в альбите (наподобие пегматитовой структуры). Как продукт новообразований при изменении сподумена — LiAl[Si₂O₆] обнаружен в пегматитах Брэнчвилл (Коннектикут, США). Бесцветный или белый. Оптически отрицательный. $N_m = 1.545$, $N_p = 1.528$. Спайность ясная по (0001). Уд. вес 2.41—2.66. В HCl разлагается с выделением студенистого кремнезема.

НЕФЕЛИН — Na[AlSiO₄] или Na₂O · Al₂O₃ · 2SiO₂. Название происходит от греческого слова нефели — «облако» (при разложении в крепких кислотах дает облаковидный кремнезем). Нередко является пороодообразующим минералом в щелочных изверженных породах.

Химический состав не точно отвечает формуле: SiO₂ всегда содержится в некотором избытке (до 3—10%); присутствует также K₂O (содержание молекулы K[AlSiO₄] колеблется в пределах от 5 до 20%). Кроме того, устанавливаются примеси CaO (до 0.5—7%), иногда Fe₂O₃, Cl и H₂O (последние обычно в образцах, затронутых частичным разложением). Изредка устанавливаются, кроме того, Ga₂O₃ (до 0.01%) и BeO (0.01—0.1%).

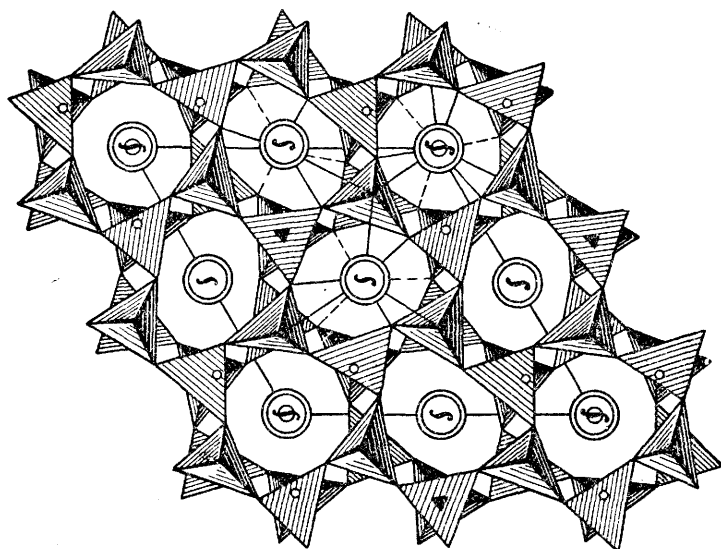
Важно также отметить, что описан минерал под названием христенсенит, по химическому составу представляющий собой твердый раствор молекулы нефелина (до 5.2%) в тридимите. Встречен в лавах ($N_g = 1.483$, $N_m = 1.480$, $N_p = 1.479$).

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. (согласно рентгенометрическим исследованиям этот вид симметрии несколько снижается). **Кристаллическая структура** нефелина выводится из структуры β-тридимита, но с удвоенной осью a_0 , что, как предполагают, связано с заменой половины ионов Si⁴⁺ на Al³⁺:

Нефелин — Na ₈ [Al ₈ Si ₈ O ₃₂]	Тридимит — [Si ₁₆ O ₃₂]
$a_0 = 10.05$	$2a_0 = 10.06$
$c_0 = 8.38$	$c_0 = 8.42$

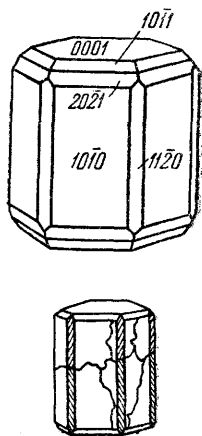
Структура полностью еще не определена. Она обнаруживает значительные искажения тетраэдров и смещения из идеальных положений, отвечающих тридимиту (фиг. 607). Катионы Na⁺, нейтрализующие отрицательный остаточный заряд, располагаются в полостях каркаса из тетраэдров (Si, Al)O₄. Эта структура находится в соответствии с тем, что при химических анализах обычно устанавливается избыток SiO₂ (т. е. не все возможные ионы Si⁴⁺ замещены Al³⁺) при наличии K₂O и CaO. При замене одновалентных катионов Na⁺ катионом Ca²⁺ половина полостей в структуре, ранее занятых Na, остается вакантной. Искусственно можно получить чисто кальциевую разность нефелина, похожую по составу на анортит.

Облик кристаллов призматический, короткостолбчатый (фиг. 608) или толстотаблитчатый. Главное развитие имеют призма $\{10\bar{1}0\}$ и пинакоид $\{0001\}$, а также грани дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$ и призмы $\{11\bar{2}0\}$. Простые по внешнему виду формы кристаллов нефелина в действительности нередко представляют двойниковые сростки (с неправиль-



Фиг. 607. Проекция вероятной кристаллической решетки нефелина на плоскость $\{0001\}$

Тетраэдры каждого слоя поочередно направлены вершинами кверху и книзу. Двойные полые круги в полостях решетки—ионы натрия (два друг над другом) или один ион кальция



Фиг. 608. Кристаллы нефелина

ными границами), о чем свидетельствуют фигуры вытравления и штриховатость граней (см. фиг. 608). Кристаллы встречаются редко, большей частью в пустотах среди пород. Установлены также кристаллически-зональные нефелины с резко меняющимися оптическими свойствами в отдельных зонах. **Агрегаты.** Обычно распространен в виде неправильной формы вкрапленных в породу кристаллических зерен или в виде сплошных масс, часто очень крупнозернистых.

Цвет. Бесцветный, но чаще серовато-белый или серый с желтоватым, буроватым, красноватым, зеленоватым оттенком. Непрозрачные светлоокрашенные крупнокристаллические или сплошные разности часто называют элeолитом (под микроскопом он обычно обнаруживает признаки разложения или содержит мельчайшие включения других минералов). **Блеск** на плоскостях кристаллов стеклянный, в изломе жирный. **Оптические константы.** Оптически отрицательный. В зависимости от состава (вероятно, от содержания CaO), показатели преломления колеблются в довольно широких пределах: $N_m = 1.532—1.547$, $N_p = 1.529—1.542$; $N_m - N_p = 0.003—0.005$.

Твердость 5—6. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует или наблюдается несовершенная спайность по $\{0001\}$ и $\{10\bar{1}0\}$. **Уд. вес** 2.6. Плавится при температуре около 1100° .

Диагностические признаки. На-глаз нефелин не всегда легко узнать. В щелочных, богатых натрием породах он характеризуется сероватой окраской с теми или иными оттенками и типичным жирным блеском. На выветрелых поверхностях легко узнается по небольшим матовым пленкам или корочкам, образующимся в углубле-

ниях в виде продуктов химического разрушения. Под микроскопом в прозрачных шлифах нефелин от похожих на него кали-натриевых полевых шпатов отличается по показателям преломления.

П. п. тр. плавится, иногда довольно легко, окрашивая пламя в желтый цвет. Кислотами разлагается. При разложении в HCl образуется осадок алюмокремниевое гидрата с отношением $Al:Si = 1:3$, а в слабых кислотах (например, сернистой) — с отношением $Al:Si = 1:1$.

Происхождение. Нефелин распространен почти исключительно в магматических, бедных кремнеземом щелочных горных породах: нефелиновых сиенитах и их пегматитах, фонолитах и др. Среди них иногда встречаются шпидры, почти сплошь состоящие из нефелина. В более богатых кремнеземом магматических дериватах он ассоциирует с альбитом, а при избытке SiO_2 уже не может быть установлен (наблюдается ассоциация альбита с кварцем).

В глубинных нефелиновых породах в парагенезисе с ним обычно можно встретить эгирин (щелочной пироксен), щелочные полевые шпаты (альбит, микроклин), иногда щелочную роговую обманку, нередко продукты гидротермального изменения нефелина — главным образом канкринит, содалит и цеолиты. Кроме того, характерно, особенно в пегматитах, присутствие минералов циркония и титана (циркон, сфен, ильменит и др.), а также апатита, биотита и ряда редких минералов.

Необходимо упомянуть, что нефелин был встречен в лазуритовом Мало-Быстринском месторождении (на р. Слюдянке) в реакционных зонах пегматитов с доломитами.

При выветривании нефелин сравнительно легко разрушается и выщелачивается. Вначале он покрывается в виде пленок белыми остаточными продуктами химического разрушения, а в конце концов возникают кавернозные полости на поверхности глыб нефелинсодержащих пород.

Искусственно получается сплавлением составных частей, отвечающих общему составу согласно химической формуле. Искусственный нефелин при нагревании до 1248° (природный нефелин — на 100° выше) переходит в кубическую модификацию, которая даже при быстром охлаждении превращается в триклинную модификацию, названную карнегитом — $Na[AlSiO_4]$.

Практическое значение. Сплошные нефелиновые массы и отходы обогатительных фабрик, состоящие после извлечения апатита или других полезных ископаемых главным образом из нефелина, могут быть использованы в самых различных отраслях промышленности.

В небольших количествах нефелин используется в стекольном производстве без добавки щелочей для получения зеленых стекол. В керамической промышленности может служить заменителем полевого шпата. Вследствие относительно легкой разлагаемости в кислотах нефелиновые отходы обогатительных фабрик могут быть использованы для получения из них глинозема (содержание Al_2O_3 колеблется в пределах 31—34%), а также силикагеля, соды, ультрамарина и других продуктов.

Месторождения. Нефелиновые породы нередко слагают крупные массивы. На Южном Урале большой известностью пользуется массив нефелиновых сиенитов (миаскитов), слагающий Ильменские горы, к которым приурочены многочисленные копи различных редких минералов. Нефелиновые породы известны также в районе

Зеравшана (Таджикская ССР), Тункинских гор (Саянский край) и др.

Лучшие кристаллы нефелина встречаются в вулканических выбросах Везувия (на Монте-Сомма).

КАЛЬСИЛИТ — $K[AlSiO_4]$. Гексаг. с. По рентгенометрическим данным отличается от калиофилиита, представляя собой иную модификацию. Оптически отрицательный. $Nm=1.542$, $Np=1.537$; $Nm-Np=0.005$. Уд. вес 2.59. Устойчив до температуры 1540° (выше этой температуры переходит в ромбическую модификацию). В виде бесцветных зерен наблюдался в оливиновой породе из Уганды (Бельгийское Конго) в ассоциации с диопсидом, перовскитом, биотитом и другими минералами.

КАЛИОФИЛИТ — $K[AlSiO_4]$. Синоним: фацелит. Гексаг. с. Обычно в виде изоморфной примеси содержит немного $Na[AlSiO_4]$ (до 5—20%). При высоких температурах устанавливается непрерывная смешимость ряда $K[AlSiO_4]-Na[AlSiO_4]$. Встречается в призматических или игольчатых бесцветных кристаллах. Оптически отрицательный. $Nm=1.537$, $Np=1.533$. Тв. 6. Спайность по $(10\bar{1}0)$ несовершенная. Уд. вес 2.49—2.67. Плавится при температуре около 1800° . В HCl растворяется с образованием студенистого кремнезема. В процессе нагревания при температуре около 1540° переходит в ромбическую модификацию. Диагностика его без химического анализа невозможна (от нефелина практически неотличим). Встречается в богатой калием и бедной кремнеземом вулканической породе на Монте-Сомма (Везувий).

5. ГРУППА СОДАЛИТА

Минералы группы содалита, кристаллизующиеся в кубической сингонии, по своему составу близки к минералам группы нефелина, но в отличие от них содержат в качестве дополнительных анионов Cl^- , S^{2-} , $[SO_4]^{2-}$. В соответствии с этим в число катионов и входят дополнительные катионы Na^+ и Ca^{2+} .

Минерал	Химическая формула	Сингония	a_0
Содалит	$Na_8[AlSiO_4]_6Cl_2$	Кубич. с.	8.89
Гакманит	$Na_8[AlSiO_4]_6[Cl, S]_2$	" "	" "
Нозеан	$Na_8[AlSiO_4]_6[SO_4]$	" "	9.03
Гаюин	$(Na, Ca)_{4-8}[AlSiO_4]_6[SO_4]_{1-2}$	" "	9.11
Лазурит	$(Na, Ca)_{4-8}[AlSiO_4]_6[SO_4, Cl, S]_{1-2}$	" "	" "
Гельвин	$Mn_8[BeSiO_4]_6S_2$	" "	8.27
Даналит	$Fe_8[BeSiO_4]_6S_2$	" "	8.10
Гентгельвин	$Zn_8[BeSiO_4]_6S_2$	" "	8.10

СОДАЛИТ — $Na_8[AlSiO_4]_6Cl_2$ или $3Na_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2NaCl$. Название обусловлено содержанием в минерале натрия (по-английски — sodium); литос — по-гречески «камень». Как и другие минералы группы, за исключением лазурита, встречается в изверженных породах, богатых натрием и бедных кремнеземом.

Химический состав (в %): Na_2O 25.5, Al_2O_3 31.7, SiO_2 37.1, Cl 7.3. В небольших количествах устанавливается также K_2O . В некоторых кристаллах из Монте-Сомма (Везувий) была установлена трехокись молибдена (молибдосодалит).

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. **Кристаллическая структура** простая кубическая (фиг. 609). Ионы Cl^- располагаются в углах и центрах куба, будучи окружены тетраэдрической группировкой ионов натрия. **Облик кристаллов** ромбо-додекаэдрический (фиг. 610). Образованы гранями $\{110\}$ и $\{100\}$. Крайне редко наблюдаются другие формы. **Двойники** нередки по (111) , т. е. двойниковой осью служит тройная ось. **Агрегаты**. Встречается также в зернистых массах.

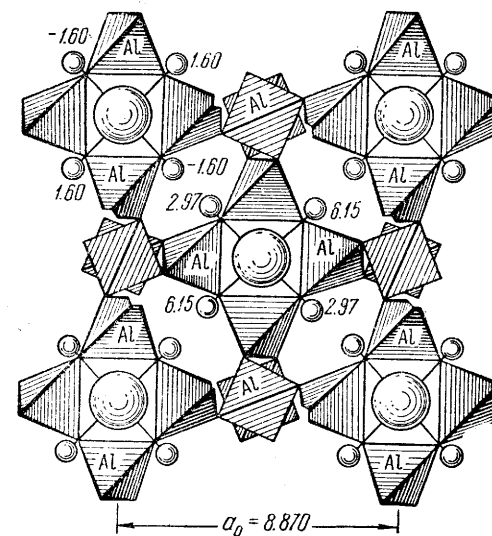
Цвет. Бесцветный или серый с желтоватым, зеленоватым или синеватым оттенком, реже синий. **Блеск** стеклянный, в изломе жирный. **Оптические константы**. Изотропный. Оптические аномалии редки и наблюдаются только около включений. $N = 1.483-1.490$.

Твердость 5.5—6. **Спайность** по $\{110\}$ средняя. Излом неровный. Уд. вес 2.13—2.29

Диагностические признаки. От щелочных силикатов других групп отличается оптической изотропией. Однако от нозеана и гаюина отличить без химической реакции на хлор очень трудно. Особенно это относится к одинаково окрашенным разновидям. От темноокрашенного флюорита отличается по легкой разлагаемости кислотами.

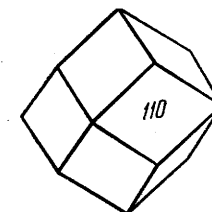
П. п. тр. сплавляется, вспучиваясь, в бесцветное стекло. В закрытой трубке прозрачные разности мутнеют. Растворяется в HCl; при выпаривании выделяет студенистый кремнезем. Если воздействовать на минерал азотной кислотой и затем раствор медленно выпарить на предметном стекле, то образуются кристаллики NaCl. Необходимо проверить также с $AgNO_3$ наличие хлора.

Происхождение и месторождения. Содалит является первичным минералом изверженных щелочных пород, по преимуществу эффузив-



Фиг. 609. Кристаллическая решетка содалита в проекции на грань куба вдоль оси c

Ионы Cl^- (крупные шары) располагаются в вершинах квадрата на высоте O и в середине на высоте $\frac{1}{2}c$, $c=4.435$ А. Малые шары — ионы Na^+ (цифры при них указывают на относительную их высоту). В каркасе из тетраэдров алюмоокислородные группы AlO_4 показаны значком Al . Для наглядности те вершины тетраэдров, которые должны быть связаны с выше и ниже расположенными ячейками, показаны обломанными



Фиг. 610. Кристалл содалита

ных. В лавах Везувия он наблюдался в виде хорошо образованных ромбо-додекаэдров. Изредка встречается и в интрузивных породах, например в содалитовых сиенитах Зеравшана (Таджикская ССР), в мариупольских щелочных породах и пр. Содалит обычно ассоциирует с нефелином, канкринитом, эвдиалитом и другими минералами. Иногда замещает нефелин и прочие алюмосиликаты щелочей.

В Ильменских горах он встречается в нефелиновых пегматитах в виде небольших скоплений и прожилков синего цвета¹ в ассоциации с канкринитом, иногда в виде включений в анальциме. Первоначально его называли канкринитом. Позднее это название было перенесено на другой минерал.

Иногда содалит встречается в продуктах воздействия щелочных магм на известняки.

В других странах он наблюдается примерно в таких же условиях и распространен чаще всего в нефелиновых и содалитовых сиенитах

¹ В 1836 г. здесь в содалитовой копи был найден кристалл в виде ромбического додекаэдра величиной в 2 см.

в Дитро (Трансильвания, Румыния), Лангезундфиорде (Южная Норвегия), Гренландии (в сплошных массах), Квебеке (Канада) и в других местах. В виде стекловидных прозрачных, обычно бесцветных разновидностей наблюдается в некоторых молодых вулканических породах (трахитах, фонолитах).

В зоне окисления, как и все другие богатые щелочами минералы, постепенно разлагается.

ГАКМАНИТ — $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6[\text{Cl}, \text{S}]_2$. Кубич. с. Редкий. Цвет красновато-фиолетовый, тускнеющий на воздухе. $N=1.487$. Был встречен в щелочных изверженных породах.

НОЗЕАН — $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}_4]$. Кубич. с. $a_0=9.03$ (больше, чем у содалита, благодаря иону $[\text{SO}_4]$). Назван в честь Нозе, впервые описавшего этот минерал. По свойствам чрезвычайно похож на содалит. Цвет серый с желтоватым, зеленоватым или голубым оттенком, реже белый. $N=1.495$. Тв. 5.5. Спайность по (110) средняя. Уд. вес 2.28—2.40. Часто содержит включения посторонних минералов. Кристаллы вследствие этого бывают очень неправильные и производят впечатление сильно раздробленных.

Встречается в щелочных изверженных породах, главным образом эффузивных, например в щелочных лавах Канарских островов, островов Зеленого мыса, в санидиновых породах в Ридене (близ Лаахерского озера), в Альбанских горах (Италия), в Минусинском районе и в других местах.

ГАЮИН — $(\text{Na}, \text{Ca})_{4-8}[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}_4]_{1-2}$. Назван в честь знаменитого французского кристаллографа и минералога Гаюи (1743—1822). В небольших количествах присутствует иногда также K_2O .

Кубич. с. Встречается в кристаллах додекаэдрического или октаэдрического облика, но чаще в виде оплавленных и округленных зерен. Цвет яркосиний, небесно-голубой, зеленовато-синий, реже желтый и красный. Блеск стеклянный, жирный в изломе. $N=1.495-1.504$ — наибольший среди минералов рассматриваемой группы. Тв. 5—5.5. Спайность по (110) средняя. Уд. вес 2.4—2.5. П. п. тр. растрескивается, сплавляется в зеленовато-голубое стекло.

Встречается в лавах Монте-Сомма (Везувий) в ассоциации с нефелином и лейцитом, в Альбанских горах (Италия) и во многих других местах. Как редкий случай, гаюин был обнаружен в лазуритовом Мало-Быстринском месторождении (на р. Слюдянке, Южное Прибайкалье) в зонах замещения пегматита в контакте с доломитовой породой.

ЛАЗУРИТ — $(\text{Na}, \text{Ca})_{4-8}[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}_4, \text{Cl}, \text{S}]_{1-2}$? или $n\text{NaAlSiO}_4 \cdot m\text{Ca}_2\text{SiO}_4(\text{Na}_2\text{SO}_4, 2\text{NaCl}, \text{Na}_2\text{S})$. Формула точно не установлена. Название дано по яркосиней окраске минерала. Синонимы: ляпис-лазурь, ультрамарин (искусственный). Встречается в совершенно иных условиях, чем все вышеописанные минералы (на контактах с измененными известняками).

Химический состав лазурита из Мало-Быстринского месторождения (в %): Na_2O 16.8, CaO 8.7, Al_2O_3 27.2, SiO_2 31.8, SO_3 11.8, S 0.34, Cl 0.25 и немного H_2O , SrO, MgO, K_2O , Fe_2O_3 и CO_2 .

Сингония кубическая. Обычно встречается в сплошных, плотных массах. **Кристаллическая структура** аналогична структуре содалита и нозеана; она изображена на фиг. 609. Изучение искусственных соединений типа лазурита с разными катионами и анионами заставляет думать, что окраска этого минерала вызывается не столько ионами, слагающими самый каркас, сколько добавочными анионами, располагающимися внутри этого каркаса, в частности ионами серы. Их положение аналогично установленному для кристаллических решеток минералов группы цеолита.

Цвет лазурита густой лазуревосиний, фиолетовый, иногда голубой или зеленовато-синий. **Блеск** стеклянный. Непрозрачен. Под микроскопом в тонких шлифах синий, почти всегда изотропный. N около 1.50 (колеблется).

Твердость 5.5. Хрупок. **Спайность** по {110} несовершенная. **Уд. вес** 2.38—2.42.

Диагностические признаки. Для лазурита прежде всего характерен его интенсивный яркосиний или голубой цвет как в массе, так и в тонких шлифах. Похож на синий содалит, но парагенетические соотношения совсем иные: первый — с щелочными силикатами в магматических породах, второй — в контакте с известняками; ассоциирует с кальцитом. От похожего на него главоколита отличается меньшей прозрачностью и несовершенной спайностью, а также тем, что после прокалывания не меняет своей окраски.

П. п. тр., вспучиваясь, легко сплавляется в белое стекло. После прокалывания до темнокрасного каления иногда усиливает свою окраску. В HCl растворяется, выделяет H_2S (чувствуется по запаху) и после выпаривания оставляет студенистый кремнезем.

Происхождение. Редко встречающиеся месторождения приурочены к контактам щелочных изверженных пород (сиенитов, гранитов и их пегматитов). В ассоциации с ним, кроме кальцита, нередко наблюдаются пирит в виде мелких зернышек, хорошо видимых на полированных образцах, а также главоколит и другие минералы, за исключением кварца. Изредка обнаруживается в лавах Везувия и в Альбанских горах (к югу от Рима).

Практическое значение. Как красивый поделочный камень лазурит привлекал к себе внимание издавна. Об этом камне мы находим упоминания у писателей древних веков различных стран. В Греции и Римской империи лазурит пользовался особой славой как сырье для приготовления хорошей, прочной и красивой краски. Широко известны старинные изделия из него в виде чаш, шкатулок, колец, статуеток, амулетов и множества безделушек. В XVII веке лазуритовый камень употреблялся для отделки драгоценностей, украшения мебели и каминов. В виде тонкого облицовочного материала он шел на инкрустации в сочетании с золотом, бронзой и другими металлами. Особенно ценились разности василькового цвета с крапинками пирита. Мы встречаем этот камень в колоннах Исакиевского собора в Ленинграде, на стенах в Зимнем дворце, в Эрмитаже в вазах, столах и в других музейных учреждениях.

Искусственный продукт в виде ультрамариновой краски в настоящее время легко получается в промышленных масштабах.

Месторождения. Стариннейшим месторождением, пользовавшимся большой славой и описанным в свое время еще Марко Поло (1271), является Бадахшанское месторождение в Афганистане, где массы лазурита разных оттенков (от индигового до голубого) образовались метасоматическим путем в известняках. Геологически оно детально не изучено. Другое знаменитое месторождение, Мало-Быстринское, находится в Южном Прибайкалье на р. Слюдянке, где лазурит образовался метасоматическим путем в результате реакций между пегматитом и доломитовыми породами. Первое месторождение в этом районе было открыто в 1784 г. в виде валунов известным исследователем Сибири Лаксманом по указанию местных крестьян.

ГЕЛЬВИН — $\text{Mn}_3[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$. Содержит также FeO. BeO 13.6%. Кубич. с. Редкий. Встречается в виде тетраэдрических кристаллов или шарообразных масс желтого, желто-бурого, красно-бурого, реже зеленого цвета. Полупрозрачный. Блеск стеклянный, смолистый. $N=1.746$. Тв. 6—6.5. Излом неровный, раковистый. Уд. вес 3.16—3.36. Пирроэлектричен. П. п. тр., вспучиваясь, плавится в желтовато-бурое непрозрачное стекло. С бурой дает реакцию на Mn. Растворяется в HCl с выделением H_2S ; при выпаривании образует студенистый осадок кремнезема.

Очень похож на гранат. Отличается наличием серы, легко устанавливаемой с помощью реакции на серную печень или с As_2O_3 в H_2SO_4 при кипячении порошка (гельвин покрывается ярким канареечно-желтым налетом As_2S_3).

В случае существенных скоплений может иметь промышленное значение как руда на бериллий.

Встречается в пегматитовых жилах в ассоциации с кварцем, альбитом, амезонитом. Наблюдались выветрелые разновидности в виде тетраэдров (ахтаргадит). В Саксонии, близ Шварценберга, был обнаружен среди гнейса. В Норвегии встречался в авгитовых сиенитах в районе Лангезундфиорда. В США известен в некоторых слюдяных копях близ Амелия Курт (Вирджиния), а в значительных массах — в контактовых зонах риолитов и гранитов с известняками в ассоциации главным образом с магнетитом и флюоритом в Айрон Маунтейн, Сиерра и Сокорро (Нью-Мексико).

ДАНАЛИТ — $\text{Fe}_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$. Содержит также MnO и ZnO . Кубич. с. Редкий. Наблюдается в виде октаэдрических кристаллов или в сплошных массах медово-желтого, мясо-красного и серого цвета. Блеск стеклянный. $N=1.750-1.759$. Тв. 5.5—6. Уд. вес 3.35—3.427. Встречался в Эссексе (Массачусетс, США) в граните в виде мелких зерен; в железорудных месторождениях Нью-Гемпшира в ассоциации с магнетитом и кварцем; в Сиерра и Сокорро (Нью-Мексико) в контактовых породах в ассоциации с гроссуляром (от которого трудно отличим), везувияном, флюоритом, биотитом и другими минералами, в пегматитах Восточного Забайкалья с альбитом, касситеритом и другими минералами.

ГЕНТГЕЛЬВИН — $\text{Zn}_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$. Содержание ZnO достигает 46.2%. Наблюдается в тетраэдрических кристаллах розового или розово-красного цвета. $N=1.744$. Уд. вес 3.66. По остальным свойствам напоминает даналит и гельвин. Встречен в Чийен-Каньон (Колорадо, США).

6. ГРУППА КАНКРИНИТА

Минералы, относящиеся к этой группе, по ряду свойств очень близки к группе нефелина. Отличаются по химическому составу и тем, что содержат в качестве добавочных анионов $[\text{CO}_3]^{2-}$, $[\text{SO}_4]^{2-}$ и Cl^{1-} . Соответственно этому увеличивается число катионов в химической формуле и происходит частичная замена катионов Na^{1+} катионами Ca^{2+} .

		a_0	c_0
Канкринит	$\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}][\text{CO}_3, \text{SO}_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Гексаг. с.	12.80 5.35
Давнит	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}][\text{CO}_3, \text{SO}_4, \text{Cl}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	" "	12.60 5.18

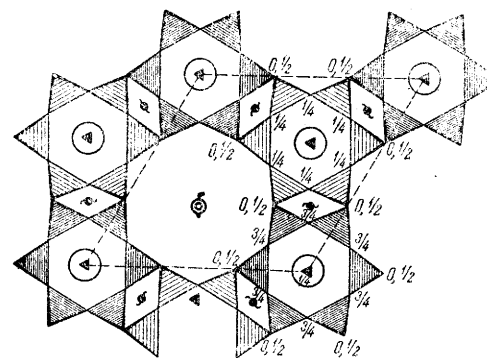
КАНКРИНИТ — $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}][\text{CO}_3, \text{SO}_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Назван Г. Розе в честь Е. Ф. Канкринна (министра финансов), способствовавшего известному путешествию А. Гумбольдта и Г. Розе по Уралу (1829) и вообще содействовавшего развитию горной промышленности в России.

Судя по данным химических анализов, повидимому, может существовать непрерывный ряд между карбонат-канкринитом, содержащим в качестве дополнительного аниона группу CO_3 , и сульфат-канкринитом (вишневитом), содержащим дополнительный анион SO_4 . Вполне свободного от CO_3 сульфат-канкринита пока не установлено.

Химический состав непостоянный: он колеблется в зависимости от преобладания тех или иных элементов (в %): SiO_2 33.7—34.7, Al_2O_3 29.0—29.4, Na_2O 15.6—18.9, CaO 1.2—4.2, K_2O 1.4—5.1 (повышается по мере падения суммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$), CO_2 0.3—6.3, SO_3 (в сульфат-канкринитах) 4.6—6.2, H_2O 3.9—7.6.

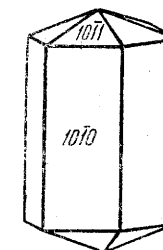
Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура** не установлена в окончательном виде. На фиг. 611 изображена вероятная кристаллическая решетка в проекции вдоль оси c . При таком сочленении алюмокремнекислородных тетраэдров образуются большие пустоты, в которые и внедряются добавочные анионы и катионы. **Облик кристаллов.** Кристаллы встречаются очень редко, обычно в виде призм с гранями тупой дипирамиды (фиг. 612). **Агрегаты.** Обычно наблюдается в сплошных массах, иногда в виде каемок вокруг нефелина как продукт изменения его.

Цвет канкринита белый, синий, серый с желтоватым или зеленоватым оттенком, иногда красновато-розовый (от микроскопических чешуек Fe_2O_3). Сульфат-канкринит обладает светлоголубой или синевато-голубой окраской (бывают и бесцветные разновидности). Блеск на



Фиг. 611. Вероятная кристаллическая решетка канкринита (по Паулингу)

Проекция идеализированной базисной группы вдоль оси c . Шестерные кольца с центрами тяжести на высоте $3/4$ с обозначены более темной штриховкой по сравнению с кольцами на $1/4$ с. Большие кружки — ионы Cl^{1-} . Ионы Na не помечены



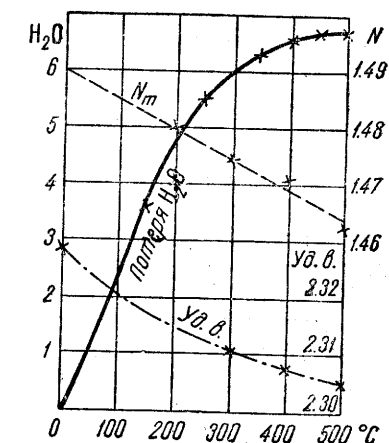
Фиг. 612. Кристалл канкринита

плоскостях спайности стеклянный с перламутровым отблеском; в изломе не по спайности — жирный. **Оптические константы.** Оптически одноосный, отрицательный. Для карбонат-канкринита $Nm = 1.515-1.524$, $Np = 1.491-1.502$; $Ng - Np = 0.023-0.029$. Для сульфат-канкринита характерны более низкие показатели преломления ($Nm = 1.509-1.493$, $Np = 1.500-1.492$) и очень низкое двупреломление (от 0.009 до 0.001), отличающие эту разновидность от карбонат-канкринита (фиг. 613).

Твердость 5—5.5. Хрупок. **Спайность** по $\{10\bar{1}0\}$ средняя или совершенная. Уд. вес 2.42—2.48.

Диагностические признаки. Канкринит, как правило, встречается в нефелиновых породах. От нефелина, за счет которого он образуется, отличается наличием спайности. В случае мелкозернистых агрегатов можно отличить только под микроскопом по оптическим признакам. Сульфат-канкринит (вишневит) легко узнается по синевато-голубой окраске и спайности.

П. п. тр. плавится с трудом в пузыристое стекло. При накаливании, в противоположность нефелину, становится мутным, очевидно, вследствие освобождения CO_2 . В HCl растворяется с шипением. Осадок кремнезема начинает выпадать лишь при кипячении и выпаривании.



Фиг. 613. Кривая обезвоживания и изменение показателя преломления и удельного веса сульфат-канкринита. По Д. С. Белянкину и Х. С. Никогосяну

Происхождение. Образуется в постмагматическую стадию при воздействии углекислых или сернокислых растворов на ранее выкристаллизовавшиеся массы нефелина. В свою очередь, сам нередко претерпевает изменения, переходя в слюды, цеолиты, карбонаты и другие минералы.

В зоне выветривания разрушается подобно нефелину. Первоначально в виде мучнистых корок образуются цеолиты, позднее — галлуазит.

Месторождения. В Ильменских и Вишневых горах карбонат-канкринит и голубой сульфат-канкринит (вишневит) встречаются в нефелиновых пегматитах, часто в ассоциации с содалитом, кальцитом, цеолитами, гидраргиллитом, остатками нефелина, уцелевшего от замещения, и другими минералами. В Тункинских горах канкринит наблюдается среди гранита вместе с цирконом, кальцитом и магнетитом. Известен также в ряде мест за рубежом в генетической связи главным образом с нефелиновыми сиенитами.

ДАВИНИТ — $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}][\text{CO}_3, \text{SO}_4, \text{Cl}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Синоним: давин. Гексаг. с. Чисто натриевая разновид с большим содержанием CO_2 была названа натродавинитом, а разновид с SO_3 и Cl — микросоммитом. Редкий. Кристаллическая структура аналогична структуре канкринита.

Встречается в бесцветных призматических кристаллах с стекляннм блеском. Оптически положительный, иногда отрицательный. $N_g=1.517-1.522$, $N_m=1.518-1.520$; по мере увеличения содержания CO_2 и CaO показатели преломления, повидимому, несколько возрастают. Тв. 6. Спайность по (1010) совершенная. Уд. вес 2.4—2.5.

Наблюдается в Монте-Сомма (Везувий). Установлен также по р. Слюдянке (Юго-Западное Прибайкалье) и в других местах.

7. ГРУППА ЦЕОЛИТОВ

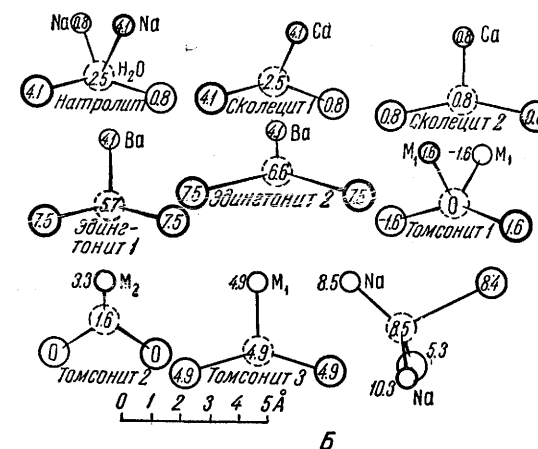
Сюда относят обширную группу минералов, представляющих собой по существу водные алюмосиликаты, главным образом Ca и Na , отчасти Ba , Sr , K и крайне редко Mg и Mn . Судя по списку элементов, эта группа в химическом отношении имеет прямое отношение к рассмотренным выше безводным алюмосиликатам.

Несмотря на то, что общее число элементов, участвующих в этих соединениях, невелико, мы имеем весьма значительное количество минеральных видов, отличающихся друг от друга не столько по содержанию воды, сколько по соотношениям катионов между собой, часто не укладывающимся в простые химические формулы. Общая химическая формула может быть выражена таким образом: $A_m X_p O_{2p} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $X = \text{Si}, \text{Al}$. Каких-либо определенных соотношений между содержанием щелочей и кремнезема в различных минералах не наблюдается.

Многое еще не совсем ясно в наших представлениях о разных типах кислотных радикалов, характеризующих минералы рассматриваемой группы. Тем не менее, цеолиты обладают целым рядом общих совершенно своеобразных свойств, и не вызывает никакого сомнения то, что они составляют особую группу. Рентгенометрические исследования показывают, что кристаллические решетки их состоят из каркасов алюмокремнекислородных тетраэдров, отличающихся от других типов каркасных решеток тем, что полости в них представлены более широкими «каналами». Такая более открытая кристаллическая жесткая основа содержит в себе слабо связанные с ней молекулы воды. При осторожном нагревании вода может быть постепенно удалена без разрушения кристаллической структуры в целом. Замечательно, что удаленная этим путем вода вслед затем снова может быть погло-

щена до прежних пределов или заменена молекулами других веществ (сероводорода, этилового спирта, аммиака и пр.), причем кристаллическая среда сохраняет свою однородность; соответственно меняются лишь оптические свойства. Отсюда естественно, что содержание воды в цеолитах является переменной величиной и зависит от внешних условий (температуры и упругости паров воды в окружающей среде). Так называемая цеолитная вода именно тем и отличается от кристаллизационной, что при нагревании она выделяется не скачками при каких-либо определенных температурах, а постепенно, подобно адсорбированной воде тонкодисперсных коллоидальных систем.

Другой характерной особенностью, ярко выраженной у большинства цеолитов, является та легкость, с какой происходит обмен между катионами, уравнивающими отрицательный заряд каркаса



Фиг. 614. Положения молекул воды в цеолитах

Молекулы воды в разных цеолитах располагаются между двумя ионами кислорода с одной стороны и одним или двумя катионами — с другой. Цифры при ионах указывают на относительную высоту их в ангстремах над плоскостью проекции

кристаллической решетки, и катионами в окружающем водном растворе. Те или иные катионы раствора способны вытеснить катионы, располагающиеся в «пустотах» среди каркаса цеолитов, без нарушения их структуры. Это свойство широко используется в практике, главным образом при применении искусственно изготовляемых цеолитов в качестве пермутита для смягчения жестких вод.

В противоположность более «закрытым» каркасным структурам полевых шпатов, в которых каждая «пустая» ячейка занята катионами, в решетках цеолитов, как указывает У. Брэгг, свободные пространства использованы не полностью. При сопоставлении данных химических анализов в соответствии со структурами выясняется, что, помимо обычно наблюдаемого в полевых шпатах типа замены катионов с сохранением общего заряда, числа ионов и объема (например, $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$ или $\text{KSi} \rightleftharpoons \text{BaAl}$), в цеолитах существует другой тип замены: $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Na}_2$, $\text{Ba} \rightleftharpoons \text{K}_2$, $\text{NaCa}_2 \rightleftharpoons \text{Na}_3\text{Ca}$.

Как видим, в этих случаях общий заряд заменяемых катионов одинаков с зарядом заменяющих примерно равновеликих катионов, однако число ионов различно. Очевидно, кристаллические решетки

цеолитов имеют какой-то «запас» пространства для такого рода подстановок.

Особый интерес представляет вопрос о положении в кристаллических решетках молекул H_2O , тесно ассоциирующих с катионами, и притом в положении, отражающем их электрическую полярность. Строение самой молекулы воды, как известно, характеризуется тем, что два протона H^+ , заключенные в сфере иона кислорода, создают положительные полюсы в двух точках молекулы, которые в кристаллической структуре цеолитов противостоят двум кислородным ионам, входящим в состав отрицательно заряженного каркаса. С противоположной стороны отрицательные полюсы молекул H_2O примыкают к одному или двум катионам щелочных или щелочноземельных металлов. Таким образом, если молекула H_2O находится между двумя какими-либо катионами и двумя анионами кислорода, то эти ионы располагаются примерно по вершинам тетраэдра. Если же с H_2O связан один катион, тогда молекула ее располагается приблизительно в центре треугольника. Типические случаи координации ионов вокруг молекул H_2O приведены на фиг. 614.

Минералы группы цеолитов по сравнению с безводными алюмосиликатами характеризуются меньшей твердостью, меньшим удельным весом, меньшими показателями преломления и более легкой разлагаемостью кислотами. Большинство их вспучивается перед паяльной трубкой, чем и обусловлено их название: цео — по-гречески «вскипать».

Много общего мы находим и в условиях их образования. При эндогенных процессах они возникают в условиях низких давлений в самые последние низкотемпературные стадии гидротермальных процессов, встречаясь в ассоциации большей частью с кальцитом, халцедоном, кварцем, гидраргиллитом и другими минералами. Они встречаются, как правило, в гидротермально измененных магматических породах, часто в пузыристых эффузивах (мандельштейнах), особенно в базальтах при подводных извержениях (палагонитах и палагонитовых туфах), затем в пегматитах, где образуются в числе последних минералов либо в пустотах, либо метасоматическим путем за счет ранее выделившихся минералов (полевых шпатов, нефелина и др.); наконец, в ряде гидротермальных рудных месторождений и в некоторых современных отложениях горячих источников.

В экзогенных условиях цеолиты имеют также широкие области распространения. Имеются указания, например, на образование цеолитов в почвах. Как новообразования цеолиты встречаются в осадочных породах молодого возраста. Доказано, что цеолиты, в частности филлипсит, образуются (вероятно, в качестве продукта разложения вулканического материала) в современных глубоководных осадках Тихого океана в количестве иногда до 20—30% всего осадка. Описываются интересные случаи образования цеолитов в виде корок и цемента между обломками пород в некоторых горных долинах Пиренеев, где они выпадают из вод, вытекающих из зоны химического разложения скаполитовых и нефелиновых пород.

Степень изученности многочисленных минеральных видов группы цеолитов неодинаковая. Поэтому пока нельзя произвести какую-либо рациональную их классификацию. Мы выделили лишь три наиболее хорошо изученные подгруппы: 1) шабазита, 2) натролита — гомсонита и 3) гейландита и филлипсита. Некоторые минеральные виды приходится пока распределять условно.

ПОДГРУППА ШАБАЗИТА

Цеолиты этой подгруппы, кристаллизуясь в ромбоэдрических формах, обладают трехмерно развитыми анионными каркасами, представленными четверными и шестерными кольцами связанных тетраэдров SiO_4 .

По своему строению они являются наиболее близкими к группам безводных силикатов, описанным выше.

Шабазит . . . (Ca, Na) $[AlSi_2O_6] \cdot 6H_2O$	Тригон. с.
Гмелинит . . . (Na, Ca) $[AlSi_2O_6] \cdot 6H_2O$	Псевдотригональный
Левинит . . . Ca $[Al_2Si_8O_{10}] \cdot 5H_2O$	Тригон. с.

Здесь же рассмотрим родственный по химическому составу

Ломонтит . . . (Ca, Na ₂) $[AlSi_2O_6] \cdot 4H_2O$	Монокл. с.
---	------------

ШАБАЗИТ — (Ca, Na) $[AlSi_2O_6] \cdot 6H_2O$. Название происходит от слова «хабазиос», которым назывался какой-то камень, воспетый греческим поэтом Орфеем. Синоним: хабазит.

Химический состав непостоянный даже для образцов из одного и того же месторождения. Чаще всего отвечает написанной химической формуле. В небольших количествах содержатся также Ba и Sr.

Сингония тригональная. Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 9.37$, $\alpha_{r,h} = 94^\circ 27'$. Облик кристаллов часто ромбоэдрический, близкий к кубическому (фиг. 615). Двойники прорастания часты, нередко с выступающими на гребнях трехгранными углами. Чаще встречается в виде кристаллических друз, корочек, секретий и плотных агрегатов.

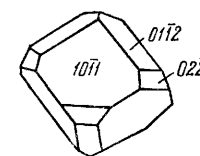
Цвет шабазита белый с красноватым или буроватым оттенком. Иногда встречаются бесцветные кристаллы. Блеск стеклянный. Оптические константы: $N_g = 1.480—1.490$, $N_m = 1.478—1.485$; $N_g - N_m = 0.002—0.005$. Оптически обычно двуосный с малым $2V$. Двупреломление очень низкое.

Твердость 4—5. Хрупкий. Спайность по ромбоэдру ясная. Уд. вес 2.08—2.16.

Диагностические признаки. Для шабазита характерны ромбоэдрические кристаллы и спайность по ромбоэдру, углы между гранями которого близки к прямым. По этим признакам он отличается почти от всех других цеолитов. От гмелинита различается формой кристаллов. Кальцит обладает меньшей твердостью и легко отличим по отношению к HCl.

П. п. тр. вспучивается и с трудом плавится в пузыристую просвечивающую эмаль. В HCl разлагается с выделением иловатого кремнезема.

Месторождения. Чаще всего встречается во многих странах в виде миндалин в округлых пустотах пузыристых базальтов, фонолитов и других эффузивных пород, нередко в ассоциации с филлипситом, кальцитом и другими минералами. В Исландии был встречен в ископаемых раковинах моллюсков. В обилии образуется при устье некоторых горячих источников. В крупных, прекрасно образованных кристаллах был встречен в Ричмонде близ Мельбурна (Австралия). Наблюдался в месторождениях серебряных руд Андреасберг (Гарц, Германия).



Фиг. 615.
Кристалл шабазита

ГМЕЛИНИТ — $(\text{Na}, \text{Ca})[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Псевдотригональный. По составу близок к шабазиту. Кристаллы обычно гексагонального, иногда тригонального облика. Бесцветный или белый с желтоватым, зеленоватым и красноватым оттенком, иногда мясо-красный. Блеск стеклянный. Оптически чаще одноосный, положительный или отрицательный. $N_g=1.465-1.480$, $N_m=1.464-1.479$. Двупреломление очень низкое. Тв. 4.5. Спайность по (0001) и по (1010) ясная. Уд. вес 2.04—2.17. Встречается в миндалекаменных эффузивных породах во многих районах проявления вулканической деятельности.



Фиг. 616. Кристалл ломонита

ЛЕВИНИТ — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Тригон. с. Находится в бесцветных ромбоэдрических кристаллах или плотных массах белого цвета с желтоватым или красноватым оттенком. Оптически одноосный, отрицательный. $N_m=1.496$, $N_p=1.491$; $N_m-N_p=0.005$. Тв. 4—4.5. Спайность по ромбоэдру несовершенная. Уд. вес 2.09—2.66. Встречается главным образом в эффузивных изверженных породах на стенках пустот и в трещинах.

ЛОМОНТИТ — $(\text{Ca}, \text{Na})[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Синоним: леонгардит. Монокл. с. Довольно широко распространен в виде столбчатых и радиально-лучистых агрегатов. Отдельные кристаллы имеют призматический или изометрический облик (фиг. 616). Цвет белый с различными оттенками. Оптически отрицательный. $N_g=1.525$, $N_m=1.524$, $N_p=1.513$. По другим данным: $N_g=1.517$, $N_m=1.515$, $N_p=1.505$; $N_g-N_p=0.012$. Тв. 3.5—4. Спайность по (010) и (110) совершенная и по (100) несовершенная. Уд. вес 2.23—2.41. Легко плавится в белую эмаль. В HCl растворяется с образованием студенистого кремнезема.

Встречается в пустотах эффузивных пород, иногда в кристаллических сланцах. Был установлен в ряде рудных месторождений, например в Нагиаг (Румыния), в медно-цеолитовых месторождениях у оз. Мичиган (США) и др. В СССР встречен в Крыму у д. Курцы, близ Симферополя, в окрестностях Тбилиси и в других местах.

ПОДГРУППА НАТРОЛИТА—ТОМСОНИТА

Относящиеся сюда цеолиты с химической точки зрения характеризуются соединениями как в виде простых, так и двойных солей K, Ca и Ba с анионными радикалами $[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]^{2-}$ и $[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}]^{5-}$. Особенностью их кристаллического строения является то, что они представлены цепочками прочно связанных между собой алюмо- и кремнекислородных тетраэдров, обладающих в то же время и боковыми связями. Эти цепочки вытянуты параллельно оси *c*, т. е. параллельно волоконкам или иглычатости кристаллов. Структурная единица содержит пять связанных тетраэдров. Отсюда и типы радикалов: $[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]^{2-}$ и $[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}]^{5-}$, входящие в состав химических формул.

Натролит	$\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Мезолит	$\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Сколечит	$\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	" "
Эдингтонит	$\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Ардуинит	$\text{CaNa}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	" "
Гоннардит	$\text{CaNa}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	" "
Эрионит	$(\text{K}, \text{Na})_2\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	" "
Жисмондит	$\text{Ca}_2\text{K}[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}] \cdot 9-10\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Томсонит	$\text{Ca}_2\text{Na}[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.

Соответственно типам боковых связей развивается та или иная форма спайности, всегда параллельная направлению вытянутости цепочек.

Общий вид цепочек изображен на фиг. 617. Как видим, четыре тетраэдра образуют кольцо. Две верхние вершинки соединяются пятым тетраэдром, являющимся началом следующего кольца. Вершинки V_1 и V_2 служат соединительными местами для боковых связей. Проекция цепочки на плоскость (001) показана на фиг. 617 в.

НАТРОЛИТ — $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Название натролит дано Клапротом; в переводе оно означает: натровый камень. Синонимы: бергман-

нит, радиолит и др. «Шпреустейном» называли тонкокристаллические нечистые разновидности, оказавшиеся минеральными смесями.

Химический состав (в %): Na_2O 16.3, Al_2O_3 26.8, SiO_2 47.4, H_2O 9.5. Изредка присутствует Fe_2O_3 , а также K_2O .

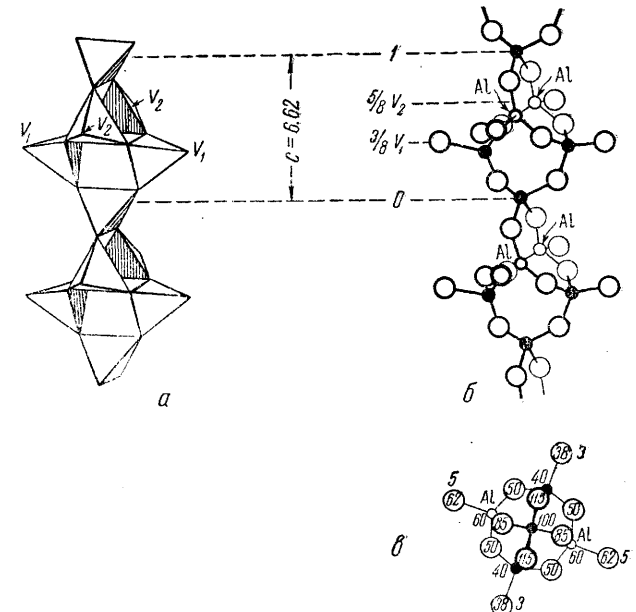
Сингония ромбическая; дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура.** Основным структурным элементом является группа $[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]$, состоящая из кольца четырех тетраэдров состава $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ с добавочным тетраэдром SiO_4 или чередующимся с ним AlO_4 (фиг. 618). Эти группы располагаются в виде беспрерывных цепочек вдоль оси *c* и связываются друг с другом с помощью свободных вершин тетраэдров $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$. В целом четыре такие цепочки располагаются вокруг винтовой оси (на фиг. 618 не показана лишь цепочка над плоскостью чертежа). Молекулы H_2O образуют зигзагообразную цепочку, параллельную оси *c*, вокруг каждой двойной винтовой оси.

Ионы Na^{1+} окружены четырьмя ионами O^{2+} и двумя молекулами H_2O . Подобно другим цеолитам, в натролите ионы Na могут заменяться из окружающих растворов ионами NH_4 , Ag, Li и другими с сохранением строения решетки. Размеры элементарной ячейки: $a_0=18.3$, $b_0=18.6$, $c_0=6.57$. **Облик кристаллов** обычно столбчатый. Кристаллы простые, образованы гранями призмы $\{110\}$, иногда пинакоидов $\{010\}$, $\{100\}$ и дипирамиды $\{111\}$ (фиг. 619). Двойники по (110), также по (100). **Агрегаты.** Часто встречается в радиально-лучистых агрегатах или в виде кристаллических корок, а также плотных в форме сферолитов и волокнистых масс.

Цвет. Бесцветный или белый с желтоватым, зеленоватым и красноватым оттенком. Блеск стеклянный, у волокнистых масс — шелковистый. **Оптические константы.** $N_g=1.485-1.493$, $N_m=1.476-1.482$, $N_p=1.473-1.480$; $N_g-N_p=0.011-0.013$. $N_g N_p=(010)$; $N_g=c$. Оптически положительный. $2V=60^\circ$.

Твердость 5—5.5. Хрупкий. **Спайность** по $\{110\}$ средняя. **Уд. вес** 2.2—2.5.

Диагностические признаки. Макроскопически трудно отличить от других аналогичных по форме и условиям нахождения цеолитов. Для точных определений приходится прибегать к измерению оптических констант, рентгенометрии или химическому анализу.



Фиг. 617. Общие структурные особенности волоконистых цеолитов

а—цепочка связанных тетраэдров (по Паулингу); боковые вершинки V_1 и V_2 связывают данную цепочку с соседними; б—та же цепочка в изображении ионов кремния, алюминия и кислорода в—вид цепочки в проекции на плоскость (001)

родных тетраэдров, что и в натролите. Окружение части катионов Na^{1+} и Ca^{2+} также аналогично, но с добавочными слабо связанными молекулами воды в виде зигзагообразных цепочек (в середине и по углам квадрата). Другая часть этих катионов окружена двумя ионами O^{2-} и двумя молекулами воды (по серединам сторон квадрата) тоже в виде зигзагообразных цепочек. Кроме того, устанавливаются незанятые полости таких же размеров, в которых могут размещаться избыточные ионы Na. Этим объясняется, что встречаются разности томсонита с повышенным содержанием катионов. Слабо связанные молекулы H_2O ($1/3$ от общего количества) весьма легко удаляются при слабом нагревании; остальные выделяются при значительно более высоких температурах. Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 13.0$, $b_0 = 13.1$, $c_0 = 6.6$. **Облик кристаллов** призматический, нередко псевдотетрагонально-столбчатый. Хорошо образованные кристаллы редки. Обычно наблюдаемые формы: $\{110\}$, $\{100\}$, $\{010\}$, $\{012\}$ и $\{101\}$ (фиг. 621). Встречаются сростания с натролитом. Чаше наблюдается в радиально-лучистых агрегатах и шаровых секрциях.

Цвет. Бесцветный, белый или светлоокрашенный в различные оттенки. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. **Оптические константы.** $Ng = 1.518-1.542$, $Nm = 1.513-1.532$, $Np = 1.512-1.530$ (увеличиваются с возрастанием Na_2O и SiO_2). $Ng - Np = 0.006-0.020$. Оптически положительный. $2V = 54^\circ$. $NgNp = (001)$, т. е. перпендикулярна удлинению; $Ng = b$.

Твердость 5—5.5. Хрупкий. **Спайность** по $\{010\}$ совершенная или несовершенная. **Уд. вес** 2.3—2.4.

Диагностические признаки. Очень напоминает натролит. Отличается от него кристаллографически и по поведению перед паяльной трубкой.

П. п. тр., вспучиваясь, сплавляется в белую эмаль (натролит дает прозрачное стекло). В HCl растворяется легко, дает студень кремнезема.

Месторождения. Как и многие другие цеолиты, обычно встречается в пустотах пузыристых лав в виде миндалинов и жеод. В массивах щелочных пород (нефелиновых сиенитов) наблюдается как продукт гидротермального изменения нефелина. В СССР был установлен в районе Богословского медного рудника (на Северном Урале) и в других местах.

ПОДГРУППА ГЕЙЛАНДИТА И ФИЛЛИПСИТА

Сюда относятся цеолиты, существенно отличающиеся от предыдущих групп по типу кристаллических структур. Судя по имеющимся рентгенометрическим данным, их структуры близки к слоистым, причем вероятно, что отдельные пластины, состоящие из каркаса радикалов, сцеплены друг с другом только с помощью слабых связей через катионы и молекулы H_2O .

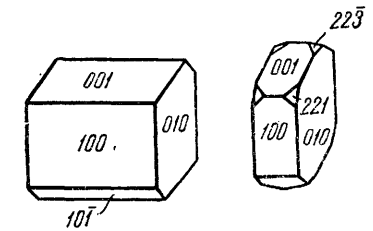
Гейландит	$(\text{Ca}, \text{Na}_2) [\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Брюстерит	$(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ca}) [\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	" "
Уэлсит	$(\text{Ca}, \text{Ba}, \text{K}_2) [\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	" "
Филлипсит	$(\text{K}_2, \text{Ca}) [\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4.5\text{H}_2\text{O}$	" "
Гармотом	$(\text{K}_2, \text{Ba}) [\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{14}] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Ромбич. с.
Десмин	$(\text{Na}_2, \text{Ca}) [\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Монокл. с.
Морденит	$(\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2) [\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{22}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	" "

ГЕЙЛАНДИТ — $(\text{Ca}, \text{Na}_2) [\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Клиноптилолит структурно идентичен с гейландитом. Эпистильбит, аналогичного со-

става, повидимому, является разновидностью, хотя несколько отличается по оптическим константам.

Химический состав (в %): CaO 9.2, Al_2O_3 16.8, SiO_2 59.2, H_2O 14.8. Обычно присутствует Na_2O , часто SrO (иногда до 3.6%), K_2O и BaO .

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. **Кристаллическая структура** обладает элементами слоистой структуры. Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 5.74$, $b_0 = 17.97$, $c_0 = 15.91$, $\beta = 88^\circ 34'$. **Облик кристаллов** изометрический или таблитчатый (фиг. 622). Господствующие формы: $\{010\}$, $\{001\}$, $\{100\}$ и $\{101\}$. Обычно они встречаются по одиночке. **Агрегаты.** Нередко наблюдается в листоватых массах с параллельным сростанием пластинок, иногда в лучистолстоватых агрегатах в виде секретий в пустотах.



Фиг. 622. Кристаллы гейландита

Цвет. Бесцветный или белый, желтый, кирпично-красный (благодаря микроскопическим включениям Fe_2O_3). **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. **Оптические константы.** $Ng = 1.505$, $Nm = 1.499$, $Np = 1.498$; $Ng - Np = 0.007$. Оптически положительный. $2V$ около 34° . $NgNp \perp (010)$ и меняет свое положение от почти параллельного до почти перпендикулярного к (001) ; $Ng = b$; $cNm = 6^\circ$.

Твердость 3.5—4. Хрупкий. **Спайность** по $\{010\}$ совершенная. **Уд. вес** 2.18—2.22.

Диагностические признаки. От других цеолитов отличается по характерному пластинчатому облику кристаллов, совершенной спайности, обуславливающей перламутровый блеск, и по пластинчато-зернистым агрегатам.

П. п. тр. расщепляется, вспучивается и затем сплавляется в белую эмаль. В HCl легко разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Месторождения. Встречается в пустотах эффузивных пород (базальтов и др.), например в Исландии. Спорадически наблюдался в жильных серебряных месторождениях Андреасберг (Гарц, Германия), Конгсберг (Норвегия) и др.

БРЮСТЕРИТ — $(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ca}) [\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Монокл. с. Встречается в бесцветных призматических кристаллах или зернистых агрегатах белого или серого, иногда желтого цвета. $Ng = 1.523$, $Nm = 1.512$, $Np = 1.510$; $Ng - Np = 0.013$. Оптически положительный $2V = 65^\circ$. $NgNp \perp (010)$; $cNp = 22^\circ$. Тв. 5. Спайность по (010) совершенная. Уд. вес 2.45. Встречался в виде друз в пустотах среди базальтов и сланцев. Был обнаружен также в свинцовом месторождении Турпет (Шварцвальд, Германия) и во многих других местах.

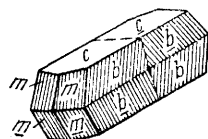
УЭЛСИТ — $(\text{Ca}, \text{Ba}, \text{K}_2) [\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. В незначительных количествах устанавливается также SrO и Na_2O . Монокл. с. Редкий. Встречается в бесцветных, сложной сдвойникованных кристаллах или белых массах. $Ng = 1.503$, $Nm = 1.50$, $Np = 1.498$; $Ng - Np = 0.005$. Оптически положительный. $2V = 39^\circ$. $NgNp \perp (010)$; $cNp = 4^\circ$. Тв. 4—4.5. Спайности не наблюдается. Уд. вес 2.278—2.366. Встречен в корундовых месторождениях Бек-Крик, Клей (Северная Каролина, США) в ассоциации с полевыми шпатами, корундом и роговой обманкой.

ФИЛЛИПСИТ — $(\text{K}_2, \text{Ca}) [\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4.5\text{H}_2\text{O}$. Назван в честь английского минералога Филлипса.

Химический состав (в %): SiO_2 44—48, Al_2O_3 22—24, CaO 3—8, K_2O 4—11, H_2O 15—17. Присутствует также Na_2O (до 6%).

Сингония моноклиная; моноклинно-призматический в. с. **Облик кристаллов** столбчатый (вдоль оси *a*). Простые кристаллы редки. Обычно наблюдаются двойники, часто ромбического или квадратного сечения, а также четверники (фиг. 623), иногда крестообразного сечения со штриховкой по {010} параллельно ребру между (010) и (110). Встречаются и более сложные двойниковые сростания.

Цвет. Бесцветный или белый с сероватым, желтоватым и красноватым оттенком. **Блеск** стеклянный. **Оптические константы.** Показатели преломления непостоянны. $N_g = 1.503$, $N_m = 1.500$, $N_p = 1.498$; $N_g - N_p = 0.005$. Оптически положительный. $2V = 60$ до 80° . $N_g N_p \perp (010)$; $cNg = 10-30^\circ$.



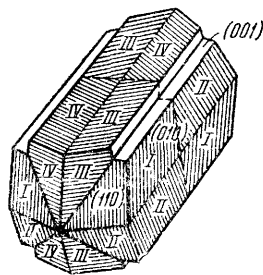
Фиг. 623. Четверник филлипсита

отличается от них по оптическим константам.

П. п. тр. сильно крошится, частично вспучивается и затем плавится в белую эмаль. В HCl растворяется с выделением хлопьевидного или студенистого кремнезема.

Месторождения. Как и многие другие цеолиты, встречается в пустотах эффузивных, в частности щелочных, пород (лейцитовых базальтов и др.), в виде миндалин, секретий на стенках пустот, например среди лав Монте-Соммы (Везувий), в Сицилии, Исландии и в других местах. Образуется также в современных глубоководных осадках Тихого океана, вероятно как продукт разложения вулканического пепла.

ГАРМОТОМ — $(K_2, Ba)[Al_2Si_5O_{14}] \cdot 5H_2O$. Ромбич. с. Чрезвычайно характерны двойники крестообразного сечения, вытянутые вдоль оси *a*, аналогичные двойникам филлипсита (фиг. 624). Цвет белый с сероватым или желтоватым оттенками, а также бурый, красный. $N_g = 1.508$ (1.514), $N_m = 1.505$ (1.509), $N_p = 1.503$ (1.506); $N_g - N_p = 0.005$ (0.008). Оптически положительный. $2V$ около 40° . $N_g N_p \perp (010)$; $cNp = 62^\circ$. Тв. 4.5. Спайность по (010) ясная, по (001) несовершенная. Уд. вес 2.44—2.50. П. п. тр. белеет, крошится и без вспучивания плавится довольно трудно в белое просвечивающее стекло. В HCl разлагается с выделением порошкообразного кремнезема.

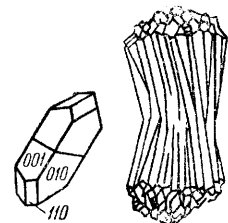


Фиг. 624. Крестообразный четверник гармотома

Встречается в сходных с другими цеолитами условиях, главным образом в эффузивных изверженных породах, иногда в гнейсах и некоторых гидротермальных рудных месторождениях: Андреасберг (Гарц, Германия) с галенитом, сфалеритом, кварцем и др.; в серебряном месторождении Конгсберг (Норвегия); в окрестностях Стронциана (Шотландия) с брюстеритом, кальцитом, галенитом и др.

ДЕСМИН — $(Na_2, Ca)[Al_2Si_5O_{16}] \cdot 6H_2O$. Монокл. с. Синоним: стильбит (принят в американской литературе). Эпидесмин, аналогичного состава, но ромбической сингонии, по видимому, является полиморфной модификацией. Часто встречается в виде двойников (фиг. 625), нередко аналогично филлипситу и гармотому — в четверниках с крестообразным сечением. Эти сложные двойниковые кристаллы часто группируются в снопообразные формы агрегатов (фиг. 625), за что и получил свое название: десме — по-гречески «связка».

Цвет белый с желтоватым или красноватым оттенком. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности — перламутровый $N_g = 1.500$, $N_m = 1.498$.



Фиг. 625. Десмин. Слева — двойник прорастания с двойниковой плоскостью (001). Справа — снопообразный агрегат двойниковых индивидов

$N_p = 1.493$; $N_g - N_p = 0.007$. Оптически отрицательный. $2V = 33^\circ$. $N_g N_p = (010)$; $cNp = 5^\circ$. Тв. 3.5—4. Спайность по (010) совершенная и по (100) ясная. Уд. вес 2.09—2.20. П. п. тр. расщепляется, вспучивается, принимает веерообразные и червеобразные формы и сплавляется в белую эмаль. В HCl разлагается.

Встречается в пустотах и трещинах в виде секретий, преимущественно в эффузивных изверженных породах. Иногда устанавливается в рудных гидротермальных жилах. В СССР наблюдался в Крыму (Карагач около г. Симферополя), а также на горе Карадаг, около Боржоми (Грузинская ССР), на Ангаре близ д. Черной.

МОРДЕНИТ — $(Ca, Na_2, K_2)[Al_2Si_9O_{22}] \cdot 6H_2O$. Синоним: птилолит. В структурном отношении близок к гейландиту. Монокл. с. Состав переменный по содержанию Ca, Na и K (до 6:1:3). Встречается в мелких кристалликах, по облику напоминающих гейландит, а также в почковидных и шаровидных агрегатах радиально-волоконного или лучистого строения. Цвет белый с желтоватым или розоватым оттенком. $N_g = 1.473-1.482$, $N_m = 1.475-1.477$, $N_p = 1.471-1.478$; $N_g - N_p = 0.002-0.004$. Оптически положительный и отрицательный. $2V$ большой. Тв. 4—5. Спайность по (010) совершенная и по (010) ясная. Уд. вес 2.15. Встречается среди базальтов с халцедоном и кальцитом, в Морден Кингс (Новая Шотландия, США).

ПРОЧЕ ЦЕОЛИТЫ

Фюзит	$Na_2Ca[Al_4Si_{10}O_{28}] \cdot 20H_2O$	Кубич. с.
Лобанит	$Ca_2[Al_2Si_5O_{16}] \cdot 6H_2O?$?
Стеллерит	$Ca[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 7H_2O$	Ромбич. с.
Дакиардит	$(Ca, K_2, Na_2)[Al_2Si_9O_{22}] \cdot 7H_2O$	Монокл. с.
Феррьерит	$Na_2Mg[Al_2Si_{10}O_{25}] \cdot 6H_2O$	Ромбич. с.
Ашкрофтин	$(Na, K)_3(Ca, Mg, Mn)_5[Al_{18}Si_{22}O_{80}] \cdot 35H_2O$	Тетраг. с.

ФЮЗИТ — $Na_2Ca[Al_4Si_{10}O_{28}] \cdot 20H_2O$. Кубич. с. Очень редкий. Наблюдался в октаэдрических бесцветных кристаллах. Оптически изотропный, иногда слабо анизотропный. $N = 1.43$. Тв. 5. Спайность по (111) ясная. Уд. вес 1.92. Встречается с авгитом в лимбургите из Зайсбаха (Баден, Германия).

ЛОБАНИТ — $Ca_2[Al_2Si_5O_{16}] \cdot 6H_2O?$ Сингония неизвестна. В волокнистых массах снежно-белого цвета. Оптически одноосный положительный. $N_g = 1.486$, $N_m = 1.475$. Вместе с филлипситом встречен в базальте у Лаубана в Силезии.

СТЕЛЛЕРИТ — $Ca[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 7H_2O$. Ромбич. с. В таблитчатых бесцветных или розовых кристаллах. Оптически отрицательный. $N_g = 1.495$, $N_m = 1.493$, $N_p = 1.485$. Тв. 3.5—4. Спайность по (010) совершенная, а по (100) и (001) несовершенная. Уд. вес 2.12. Встречался в пустотах диабазовых туфов в Аляске.

ДАКИАРДИТ — $(Ca, K_2, Na_2)[Al_2Si_9O_{22}] \cdot 7H_2O$. Монокл. с. Наблюдался в виде мелких двойниковых бесцветных кристаллов. Оптически положительный. $N_g = 1.500$, $N_m = 1.496$, $N_p = 1.492$; $N_g - N_p = 0.008$. Тв. 4—4.5. Спайность по (100) и (001) совершенная. Уд. вес 2.185. П. п. тр. расслаивается, сплавляется в белую эмаль. Встречен в гранитном пегматите Сан-Пиеро, Эльба (Италия).

ФЕРРЬЕРИТ — $Na_2Mg[Al_2Si_{10}O_{25}] \cdot 6H_2O$. Ромбич. с. Находится в тонколучистых агрегатах или таблитчатых кристалликах, вытянутых вдоль оси *c*. Бесцветный или белый. Оптически положительный. $2V = 50^\circ$. $N_g = 1.482$, $N_m = 1.479$, $N_p = 1.478$. Тв. 3—3.5. Спайность по (100) совершенная. Уд. вес 2.15. Довольно легко плавится. В HCl почти нерастворим. Встречен в виде жилков в оливиновом базальте Камлулс (Британская Колумбия, Канада).

АШКРОФТИН — $(Na, K)_3(Ca, Mg, Mn)_5[Al_{18}Si_{22}O_{80}] \cdot 35H_2O$. Тетраг. с. $a_0 = 34.04$, $c_0 = 17.49$. Наблюдался в виде мелких игл. Оптически положительный. $N_g = 1.545$, $N_m = 1.536$; $N_g - N_m = 0.009$. Спайность по (100) и (001). Уд. вес 2.61.

8. ПРОЧЕ СИЛИКАТЫ С АНИОНАМИ КАРКАСНОГО СТРОЕНИЯ

Здесь приведены описания остальных силикатов, которые по химическому составу и строению не могут быть объединены с какой-либо из разобранных выше групп. Некоторые из них не изучены рентгенометрически и потому условно отнесены в эту группу.

Зуниит	$Al_{18}Si_5O_{20}[OH]_{18}(Cl, F)$	Кубич. с.
Чкаловит	$Na_2BeSi_5O_6$	Ромбич. с.
Уссингит	$Na_2AlSi_3O_8[OH]$	Триклин. с.
Петалит	$(Li, Na)AlSi_4O_{10}$	Монокл. с.
Лейфит	$Na_2AlSi_5O_{12}F$	Гексаг. с.
Арменит	$BaCa_2Al_6Si_8O_{26}[OH]_4$	Ромбич. с.

ЗУНИИТ — $Al_{13}Si_5O_{20}[OH]_{18}(Cl, F)$. Cl преобладает над F. Синоним: цуннит. Кубич. с. Наблюдается в сплошных массах и в виде мелких прозрачных тетраэдрических кристаллов. Кристаллическая структура оказалась чрезвычайно оригинальной. Кремнекислородные группы представлены комплексами Si_5O_{16} . Двенадцать из тринадцати ионов Al, связанных в группу, находятся в октаэдрическом окружении. Оба эти комплекса сочленены друг с другом алюминиевым тетраэдром. Ион Cl или F компенсирует остаточную валентность.

Цвет белый, серый, иногда розовый от включений гематита. Блеск стеклянный. Оптически изотропный, хотя изредка зонально анизотропен (с двупреломлением 0.002—0.005). $N=1.583-1.616$. В зональных кристаллах меняется для каждой из зон. Тв. 7. Спайность предполагается параллельно граням тетраэдра. Уд. вес 2.858—2.906. П. п. тр. прозрачные кристаллы растрескиваются и становятся непрозрачными, фарфоровидными, но не плавятся. Судя по кривым нагревания, гидроксил удаляется при температурах около 700°. В кислотах не растворяется, даже в HF.

Зуниит встречается в гидротермально измененных глиноземистых породах под влиянием летучих эманаций, содержащих Cl и F, главным образом на контакте кислых интрузивных и эффузивных пород, в условиях, очевидно, небольших глубин. В СССР он установлен в целом ряде пунктов. На Алтае открыт в Секисовском месторождении огнеупорных глин в ассоциации с алунитом, кварцем, филлипситом и каолинитом. В Заглике (Азербайджанская ССР) на горе Шарукар зуниит встречен в алунитовых породах. В Казахстане он, в качестве породобразующего минерала, присутствует в составе гидротермально измененных кислых изверженных пород («вторичных кварцитов») в виде жилок с алунитом в Таргыл-Иреке, Кашане, Сымбыле, Кызыл-Тасе и др. В Карабасском месторождении (Казахстан) зуниит совместно с мимезитом и англезитом заполняет жилы в диаспор-серицитовых кварцитах. На Урале зуниит в парагенезисе с рутилом, пиритом, кварцем, диаспором, пирофиллитом и баритом описан в боковых породах Кабанского колчеданного месторождения, причем он отчетливо замещается серицитом, изредка андалузитом, который в свою очередь частично замещен пирофиллитом.

ЧКАЛОВИТ — $Na_2BeSi_2O_6$. Ромбич. с. Назван в честь великого русского летчика В. П. Чкалова. Встречался в полупрозрачных зернах белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1.549$, $Np=1.544$; $Ng-Np=0.005$. Оптически положительный. $2V=78^\circ$. Тв. около 6. Спайность совершенная в одном направлении. Излом неровный, раковистый. Уд. вес 2.662. П. п. тр. легко плавится в прозрачный бесцветный шарик. В кислотах легко растворяется с выделением хлопьевидного кремнезема.

Найден в нефелиновых сиенитах в ассоциации с уссингитом, натролитом, содалитом, шизолитом, мурманитом, эвдиалитом, нептунитом и др.

УССИНГИТ — $Na_2AlSi_3O_8[OH]$. Триклин. с. (близок к монокл. с.). Редкий. В кристаллах неизвестен. Наблюдался в плотных зернистых массах розовато-фиолетовой окраски. Блеск стеклянный. $Ng=1.545$, $Nm=1.509$, $Np=1.504$; $Ng-Np=0.041$. Оптически положительный. $2V=39^\circ$. Тв. 6—7. Спайность по (001) совершенная, по (110) и (110) несовершенная. Уд. вес 2.45—2.5. В HNO_3 и HCl растворяется. Встречается в ассоциации с содалитом, шизолитом, стенструпином, нептунитом, натролитом и сульфидами (сфалеритом и галенитом). Образуется метасоматическим путем по содалиту.

ПЕТАЛИТ — $(Li, Na)AlSi_4O_{10}$. Синоним: касторит. Монокл. с. $a_0=11.77$, $b_0=5.13$, $c_0=15.17$; $\beta=112^\circ 44'$. Обычно встречается в сплошных массах, расщепляющихся на пластинки. Цвет белый, серый, иногда с красноватым или зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. $Ng=1.516$, $Nm=1.510$, $Np=1.504$; $Ng-Np=0.012$. Оптически положительный. $2V=83^\circ$. $NgNp \perp (010)$; $aNp=2-8^\circ$. Тв. 6—6.5. Спайность по (001) совершенная, по (201) ясная. Уд. вес 2.39—2.46. П. п. тр. плавится; дает реакцию на литий. Встречается в пегматитах на о. Утё (Стокгольм, Швеция) в ассоциации с лепидолитом, сподуменом, кварцем и др. На Урале был установлен в пегматитах у д. Липовки и в других местах.

ЛЕЙФИТ — $Na_2AlSi_5O_{12}F$. Гексаг. с. Наблюдался в бесцветных или бледнофиолетовых призматических кристаллах. Блеск стеклянный. Оптически одноосный, положительный. $Ng=1.522$, $Nm=1.517$; $Ng-Nm=0.005$. Тв. 6. Спайность по призме. Уд. вес 2.57. В ассоциации с микроклином, эгирином, цинвальдитом, кальцитом встречался в виде друз в миаролитовых пустотах пегматитовых жил района Нарсарук (Гренландия).

АРМЕНИТ — $BaCa_2Al_6Si_6O_{26}[OH]_4$. Ромбич. с. Наблюдался в крупных (до 1,5 см в длину) бесцветных кристаллах призматического (псевдогексагонального) облика. Блеск стеклянный. $Ng=1.562$, $Nm=1.559$, $Np=1.551$; $Ng-Np=0.011$. Оптически отрицательный. $2V=60^\circ$. Тв. 7—8. Спайность по трем направлениям, из которых два под углом 60°. Уд. вес 2.77. Найден в серебросодержащих кальцитовых жилах Конгсберг (Норвегия) в ассоциации с пирротинитом, аксинитом и кварцем.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА ПО МИНЕРАЛОГИИ

1. УЧЕБНИКИ, УЧЕБНЫЕ И СПРАВОЧНЫЕ ПОСОБИЯ

- Белов Н. В. Структура ионных кристаллов металлических фаз. АН СССР, 1947.
- Берг Л. Г., Николаев А. В. и Роде Е. Я. Термография. Кривые нагревания и охлаждения. АН СССР, 1944.
- Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. Вып. I, 1926; вып. II, 1928; вып. III, 1935.
- Болдырев А. К. (совместно с В. И. Михеевым, В. Н. Дубининой и Г. А. Ковалевым). Рентгенометрический определитель минералов. Ч. I. Зап. Лен. горн. инст., т. XI, вып. 2, 1938.
- Боровик С. А. и Филиппов А. Н. Спектральный анализ. Вып. 1. Госхимтехиздат, 1932.
- Боровский И. Б. и Блохин М. А. Рентгеноспектральный анализ. ОНТИ, 1939.
- Браунс Р. Химическая минералогия. Перев., 1904.
- Брэгг У. Л. Кристаллическое состояние. Т. I. Общий обзор. Перев. с англ. ОНТИ, 1938.
- Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии. Т. I, 1914; т. II, вып. 1, 1918 и вып. 2, 1922.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. I, вып. 1, 1925 и вып. 2, 1927; т. II, вып. 1, 1933.
- Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, 1936.
- Гассель О. Кристаллохимия. Перев. с дополнениями Н. В. Белова. ОНТИ, 1936.
- Дана Э. С. Описательная минералогия. Перераб. и дополн. перевод с англ. под общ. ред. акад. А. Е. Ферсмана и О. М. Шубниковой. ОНТИ, 1937.
- Жданов Г. С. Основы рентгеновского структурного анализа. Гостехиздат, 1940.
- Зильберминц В. А. Руководство и

таблицы для определения минералов при помощи паяльной трубки. 1937.

- Коллектив авторов (Бетехтин А. Г., Болдырев А. К., Годлевский М. Н., Григорьев Д. П., Киселев А. И., Левинский О. Д., Разумовский Н. К., Смирнов А. А., Смирнов С. С., Соловьев В. С., Соловьев С. П., Успенский Н. М., Черных В. В., Шаталов Е. Т. и Шафрановский И. И.). Курс минералогии. ОНТИ, 1936.
- Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Перев. с англ. ОНТИ, 1937.
- Лебедев Г. Учебник минералогии. 1907.
- Ложкин В. В. Полевой минералогический анализ. ОНТИ, 1937.
- Марк Р.—Юнг Г. Физическая химия и ее применение к проблемам минералогии, петрографии и геологии. Госхимтехиздат, 1933.
- Минералогия Урала. Изд. Уральского филиала АН СССР под ред. акад. А. Е. Ферсмана и А. Г. Бетехтина. Т. II, 1942.
- Минералы СССР. Гл. редактор акад. А. Е. Ферсман. Т. I. Элементы, 1940. Т. II. Сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения, 1940.
- Разумовский Н. К. Определение минералов по наружному виду и при помощи паяльной трубки. Горгеонефтеиздат, 1933.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. ОНТИ, 1936.
- Смольянинов Н. А. Практическое руководство по минералогии. Госгеол-издат, 1948.
- Уклонский А. С. Минералогия. Гос-топтехиздат, 1940.
- Ферсман А. Е. Цвета минералов. АН СССР, 1937.
- Филиппов А. Н. Спектральный анализ. ОНТИ, 1938.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. АН СССР, 1936.
- Bragg W. L. Atomic structure of minerals. New York—London, 1937.

- Buerger M. J. X-ray crystallography. New York, 1942.
- Dana E. S. A Textbook of mineralogy P. V. Descriptive mineralogy. 4 ed. New York, 1932.
- Déribéré M. Les applications pratiques de la luminescence. Paris, 1938.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, I—IV. Dresden—Leipzig, 1912—1931.
- Evans R. C. An introduction to crystal chemistry. Cambridge, 1938.
- Hintze C. Handbuch der Mineralogie. Leipzig, 1915.
- Klockmann Fr. Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart, 1935.
- Koksscharow N. Materialien zur Mineralogie Russlands. Bd. I—XI. 1852—1892 (первые пять томов изда ны также на русском языке).
- Niggli P. Lehrbuch der Mineralogie. 2. Auflage. 1926.
- Palache C., Berman H. and Frondel C. The system of mineralogy of J. D. Dana and E. S. Dana. V. I. 7-th edition, New York, 1944.
- Schneiderhöhn H. und Ramdohr P. Lehrbuch der Erzmikroskopie. Bd. II. Berlin, 1931.
- Stillwell Ch. W. Crystal chemistry. New York—London, 1938.
- Strunz H. Mineralogische Tabellen. Berlin, 1941.
- Tschermak G.—Becke F. Lehrbuch der Mineralogie. 1921.
- Winchell A. N. Elements of optical mineralogy. 5-th edition. New York, 1942.
- Труды Института геологических наук АН СССР. Минер.-геох. серия. 1938.
- Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. Отд. геол. и мин. 1888.
- Труды Минералогического музея Академии наук. 1926.
- Труды Московского геолого-разведочного института (МГРИ).
- Труды Общества естествоиспытателей при Казанском университете. 1871.
- Ученые записки Казанского государственного университета. 1890.
- American Mineralogist. Wisconsin, USA. 1916.
- Archivum mineralogiczne towarzystwa naukowego warszawskiego. Warszawa. 1925.
- Arkiv för Kemi Mineralogy och Geology. Stockholm. 1903.
- Brazil serviço geológico e mineralógico. Rio de Janeiro.
- Beiträge zur Kristallographie und Mineralogie. Heidelberg, 1925.
- Bulletin de la Société Minéralogique de France (Société Française de Minéralogie). Paris. 1878.
- Bulletin Suisse de Minéralogie et Pétrographie. Zürich.
- Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. Stuttgart. 1900.
- Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Paris. 1835.
- Chemie der Erde. Jena. 1914.
- Contribution from the mineralogical and geological institution of the University of Helsinki. 1924.
- Economic Geology. Lancaster, Pa., USA. 1905.
- Fortschritte der Mineralogie, Krystallographie und Petrographie. Jena. 1911.
- Mineralogical Magazine. London. 1877.
- Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. Stuttgart. 1830.
- Periodico di Mineralogia. Roma. 1930.
- Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen. Zürich. 1921.
- Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie. Leipzig. 1871.

2. ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗДАНИЯ¹

- Бюллетень Московского общества испытателей природы. 1829.
- Горный журнал. 1825.
- Доклады Академии наук СССР. 1922.
- Записки Всесоюзного минералогического общества. 1866.
- Записки Ленинградского горного института. 1907.
- Записки Уральского общества любителей естествознания. Екатеринбург — Свердловск. 1894.
- Известия Академии наук СССР. 1894. Геол. серия. 1936.
- Известия Сибирского (Томского) технологического института. 1903.
- Минералогический сборник. Львовское Геологическое общество при Львовском гос. унив. им. Ив. Франко. 1947, 1948.
- Советская геология (Проблемы советской геологии). 1934.
- Природа. 1911.
- Труды Горно-Геологического института Уральского филиала АН СССР. Минералогический сборник. 1948.

¹ Годы после названия журналов указывают начало их издания.

- Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Сборник статей, посвященных А. Е. Ферсману. АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 61, 1944.
- Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. Изв. Томск. унив., 1915.
- Попов С. П. Минералогия Крыма. АН СССР, 1938.
- Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Т. I, 1920; т. II, 1925.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. 3-е изд., 1940.
- Ahlfeld Fr. und Munoz Reyes J. Mineralogie von Bolivien. Berlin, 1938.
- Böggild O. B. Mineralogia Groenlandica. Kjöbenhavn, 1905.
- Brögger W. C., Vogt Th., Schetelig. Die Mineralien der Südnorwegischen Pegmatitgänge. Kristiania, 1922.
- Goldschmidt V. M. Die Kontaktmetamorphose im Kristianagebiete. Videnskapsselsk. Skr. Mat.-Naturv. Kl. I. Kristiania, 1911.
- Lacroix A. Minéralogie de la France et de ses colonies. Paris, 1893—1913.
- Lacroix A. Minéralogie de Madagascar. Paris, 1922—1923.
- Niggli P. u. and. Die Mineralien der Schweizeralpen. Bd. 1—2. Basel, 1940.
- Rose Gustav. Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai u. dem Kaspischen Meere. Berlin. Bd. I, 1837; Bd. II, 1842.
- Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935.

¹ Многочисленные статьи и монографические работы по описанию отдельных минералов здесь опущены.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Указатель кроме названий минералов содержит также термины, принятые в общей части курса.

Разновидности минеральных видов помечены сокращенно: разн. (после названия минералов).

В скобках приводятся более употребительные или предпочтительные синонимы минеральных видов и разновидностей.

Знак вопроса после названия минерала означает, что данный минерал недостаточно изучен или существование его сомнительно.

Знаком × отмечены утратившие свое значение названия минералов, оказавшихся при детальном изучении механическими смесями, или неудачные названия, не оправдываемые существом дела, или, наконец, устаревшие синонимы.

А

Абихит (клиноклазит) 616
 Аблыкит? (галлуазит) 859
 Абриханит (родусит), разн. 784
 Абукумалит 604
 Абхазит × (амиант) 777
 Авантюрин, разн. 433, 887
 Аварунит 178
 Авгит 766
 Авогадрит 322
 Автомолит (аутомолит) 377
 Агалит, разн. 804
 Агальматолит × (пирофиллит) 807
 Агат 436
 Агвиларит 224
 Агнолит × (инезит) 753
 Агриколит (эвлитит) 725
 Адамин 612
 Аделит 613
 Адуляр, разн. 891
 Адыгейт × (серпентин) 842
 Азовскит 644
 Азот 208
 Азурит 532
 Айкинит 303
 Айналит, разн. 396
 Акантит 223
 Аквамари́н, разн. 738
 Акмит, разн. 768
 Акрохордит 643
 Аксинит 725
 Актиниды 29
 Актинолит 776
 Алабандин 228
 Алант?, гидроокись ванадия
 Аламосит 754

Алебастр 552
 Александрит, разн. 386
 Аллактит 620
 Алланит (ортит) 794
 Аллеганит 688
 Аллемонтит 191
 Аллодельфит (синадельфит) 620
 Аллоклазит ×, смесь
 Аллопалладий 187
 Аллофан 863
 Аллохроит ×, разн. граната
 Аллюодит — натриевый аналог сиклерита 597
 Алмаз 201
 Алтаит 228
 Алюминит (алюминит) 569
 Алунит 571
 Алуноген (алюноген) 569
 Алургит, разн. 816
 Альбит 884
 Альвит, разн. 689
 Альгодонит 193
 Альмандин 707
 Альстонит 526
 Альфельдит? 648
 Алюминит 569
 Алюмогидрокальцит 537
 Алюмосерпентин, разн. 843
 Алюмоскородит, разн. 631
 Алюмохалькосидерит 639
 Алюмохризотил (алюмосерпентин), разн. 843
 Алюмохромит 383
 Алюнит (алунит) 571
 Алюноген 569
 Аляскаит 308

Амагутилит, разн. 689
 Амазонит 894
 Амазонский камень (амазонит) 894
 Амальгама золота 173
 Амальгама палладия (потарит) 173
 Амальгама серебра 172
 Амарантит 570
 Амариллит 576
 Амбатоаринит 528
 Амблигонит 614
 Амесит 832
 Аметист, разн. 433
 Амиант, разн. 777
 Аминовит 876
 Аммиачные (аммониевые) квасцы 575
 Аммониевые квасцы 575
 Аммониоборит 658
 Аммониярозит 573
 Амосит × (асбест-грюнерит) 774
 Аморфные вещества 37, 59
 Ампангабеит 414
 Амфиболы 771
 Амфиген × (лейцит) 902
 Анальцим 904
 Анапаит 628
 Анатаз 392
 Анггаралит?, силикат Ca, Mg, Al, Fe
 Ангидрит 549
 Англесит 546
 Андалузит 701
 Андезин 884
 Андерсонит 538
 Андорит 308
 Андрадит 708
 Анимикит (сурьмянистое серебро), разн. 164
 Анкерит 517
 Анкилит 528
 Аннабергит 625
 Аннивит, разн. 298
 Аннит, разн. 816
 Аноксит, разн. 849
 Аномит, слюда I рода 813
 Анортит 884
 Анортоклаз 896
 Антигорит 843
 Антимонит 263
 Антоинит 590
 Антофагастит 338
 Антофиллит 773
 Апателит? 570
 Апатит 598
 Апджонит 575
 Аплом, разн. 708
 Апофиллит 873
 Апьонит × (апджонит) 575
 Арагонит 505
 Аракаваит 640
 Арамайонит 307
 Арандизит 728
 Аргентит 222
 Аргентобисмутит × (матильдит) 307
 Аргентопирит? 256
 Аргентотеннантит, разн. 297
 Аргентоярозит 573
 Аргиродит 309
 Аргиропирит? 256
 Ардеалит 556
 Арденнит 727
 Ардуинит 923
 Ареоксен 614
 Аризонит 371
 Арит, разн. 241
 Арканзит × (брукит) 393
 Аркверит, разн. 164
 Арманит 648
 Арменит 928
 Арроядит 597
 Арсенаргентит (гунтилит) 193
 Арсеноарденнит, разн. 727
 Арсеноклазит 616
 Арсеноламприт 191
 Арсенолит 450
 Арсеномарказит × (арсенопирит) 289
 Арсенопирит 289
 Арсеноплеит 620
 Арсеносидерит 621
 Арсеносульванит 300
 Арсеноферрит? 273
 Арсенрессслерит (рессслерит) 623
 Артинит 537
 Арфведсонит 783
 Асбест 784
 Асболан 482
 Асболит (асболан) 482
 Асперолит, разн. 744
 Астраханит 561
 Астролит 797
 Астрофиллит 732
 Атакамит 339
 Ателестит 621
 Ателит 339
 Атласный шпат, разн. 500
 Атопит (ромеит) 409
 Аттапульгит 789
 Аугелит 617
 Аурамальгама (амальгама золота) 173
 Аурипигмент 258
 Аурихальцит 533
 Ауросмиринд 183
 Аустинит 613
 Аутомолит 377
 Аутунит (отунит) 635
 Ауэрбахит × (ширкон) 689
 Ауэрлит, разн. 693
 Аффиллит 733
 Афтиталит × (глазерит) 558
 Ахматит (эпидот) 791
 Ахроит, бесцветный турмалин 745
 Ахроматические цвета 90
 Ашарит 651
 Аширит 742
 Ашкрофтин 927

Б

Бабертонит 463
 Бабингтонит 753
 Бавалит, разн. 832
 Бавенит 755
 Багратионит (ортит) 795
 Бадделет 415
 Базальтическая роговая обманка, разн. 781
 Базобисмутит 534
 Байкалит, разн. 764
 Байдонит 612
 Байлеит 538

Бакерит 662
 Балдауфит 628
 Балтиморит, разн. 785
 Банальсит 898
 Бандилит 656
 Барбертонит, 463
 Барберит 891
 Бариевый псиломелан (романешит) 481
 Бариевый санидин, разн. 890
 Барикальцит, разн. 499
 Барилит 732
 Барноанортит, разн. 885
 Барномусковит, разн. 816
 Барнофлогопит, разн. 810
 Барисилит 731
 Барит 540
 Баритоанглезит, разн. 546
 Баритокальцит 526
 Баритофиллит \times (хлоритоид) 825
 Баритоцелестин, разн. 540
 Баркевикит, разн. 783
 Баррандит 630
 Бартит 642
 Бархатная обманка (гётит) 470
 Бассанит 550
 Бассегит 635
 Бастит, разн. 843
 Бастнезит 528
 Батрахит \times (монтichelлит) 680
 Баумгауерит 310
 Бёдантит 618
 Беегерит 313
 Бейделлит 868
 Бейерит 534
 Беккелит 722
 Беккерелит 421
 Бекстрёмит? 458
 Белая свинцовая руда \times (церуссит) 522
 Беллинджерит 492
 Беллит? 582
 Беломорит (лунный камень), разн. 887
 Бементит 878
 Бёмит 464
 Бенжаминит 304
 Бенитоит 734
 Бераунит 644
 Бергманнит \times (натролит) 920
 Берилл 737
 Бериллиевый везувиан, разн. 713
 Бериллонит 597
 Бёркит (буркеит) 558
 Берлинит 596
 Берманит 647
 Бертонит \times (бурнонит) 302
 Бертрандит 731
 Бертьерит 313
 Берцелианит 223
 Берцелиит 597
 Бетафит, разн. 407
 Бефанамит, разн. 729
 Бианкит 566
 Биберит 565
 Биверит 573
 Видалогит, разн. 762
 Биксбиит 373
 Билинит 575
 Биндгеймит 409
 Биннит?, разн. 297
 Биогенные осадки 149
 Биотит 813
 Бирюза 638
 Бисбиит 745
 Бисмит 451
 Бисмоклит 341
 Бисмутинит (висмутин) 266
 Бисмутит 534
 Бисмутаурит \times (висмутистое золото), разн. 166
 Бисмутоплагионит (галеновисмутит) 312
 Бисмутосмальтин \times , смесь
 Бисмутосферит \times (бисмутит) 534
 Бисмутотанталит 411
 Биссолит, разн. 777
 Битит 878
 Битовнит 884
 Бишофит 333
 Благородная шпинель 375
 Благородные газы, группа 205
 Благородный змеевик (офит) 843
 Благородный опал 445
 Блакеит (блэкеит)? 649
 Блётит \times (астраханит) 561
 Блеклая руда 296
 Блитит? 707
 Блокит 284
 Бломстрандин \times (приорит) 412
 Бломстрандит (бетафит) 407
 Блэкеит? 649
 Бобовина 134
 Бобровкит? 178
 Бобьерит 626
 Бовенит (боуэнит), нефритоподобная разность серпентинита
 Боксит 461
 Болеит 340
 Боливарит \times (варисцит) 630
 Боливианит \times (станнин) 251
 Болтонит \times (форстерит) 675
 Болюс \times смесь
 Борацит 655
 Бордозит, разн. 164
 Боржицкит (борицкит) 647
 Борикит (борицкит) 647
 Борицкит 647
 Борнит 252
 Боронатрокальцит (улексит) 657
 Борт 201
 Босфорит?, водный фосфат железа
 Ботриоген 577
 Ботриолит \times (датолит) 726
 Бравоит 282
 Брагит (брэггит) 247
 Брагит \times (фергюсонит) 410
 Брайлейт 496
 Бразилианит 619
 Бракебушит 629
 Браммалит, разн. 820
 Брандизит \times (дистерит) 823
 Брандтит 629
 Браннерит 413
 Браунит 371
 Брэггерит 421
 Бредицит 688
 Брейнерит 516
 Брейтгауптит 243
 Брикерит \times (аустинит) 613
 Бритолит 604
 Бромаргирит (бромирит) 336

Бромеллит 358
 Бромирит 336
 Бромлит \times (альстонит) 526
 Бромеллит 358
 Бронзит, разн. 759
 Броньядит?, сульфантимонит Pb и Ag
 Брошантит 578
 Брукит 393
 Брунсвит 833
 Бруньяеллит 464
 Брусит 457
 Брушит 623
 Брэггит 247
 Брюстерит 925
 Букландит, разн. 794
 Буланжерит 311
 Булдымит?, разн. вермикулита
 Булфонтейнит 756
 Бунзенит 358
 Бура 657
 Бурая стеклянная голова (гётит) 470
 Буркеит 558
 Бурнонит 302
 Бурый железняк \times (лимонит) 470
 Бурый шпат (анкерит) 517
 Буссенготит 561
 Бусснётит (буссенготит) 561
 Бустамит 751
 Бутит 565
 Бутлерит 570
 Буттгенбахит 494
 Бухольцит, разн. 704
 Бушит?, силикат редких земель
 Бушменит, разн. 575
 Бьелькит \times (козалит) 312
 Бюглиит 536

В

Вавеллит 643
 Вагнерит 609
 Вад \times 480
 Вадет 755
 Ваканродит, разн. 482
 Валентинит 450
 Валлерит 255
 Валуевит (ксантофиллит) 823
 Вальпургит 638
 Ванадинит 607
 Ванadioарденнит, разн. 727
 Ванденбрандеит 422
 Вандерваальсовская связь 50
 Ваноксит 484
 Вантгоффит 560
 Ваплерит 623
 Варвикит 655
 Вардит 647
 Варисцит 630
 Варренит \times (кобальтсмитсонит) 522
 Вартаит \times (гунгаррит) 312
 Варулит 597
 Вашегит 643
 Ваэцит 282
 Веберит 324
 Вебстерит \times (алюминит) 569
 Вегазит \times (плюмбоярозит) 573
 Везувиан 713
 Вейбуллит 312
 Вейншенкит 632
 Вейсбахит \times (баритоанглезит), разн. 546
 Вейссит? 225
 Вёлерит 720
 Вёлкерит (оксианатит) 604
 Венаскит \times (оттрелит), разн. 825
 Венцелит 628
 Верлит 268
 Вермикулит 837
 Вернадит 478
 Вернадскит 578
 Вернерит \times (скаполит) 899
 Веслинит \times (ромеит) 409
 Весцелит 640
 Вивианит 624
 Визерин \times (анатаз) 392
 Визерит 484
 Виикит? из гр. эвксенита 411
 Вилатеит 632
 Вилкеит 604
 Вилламанитит \times , смесь
 Виллемит 685
 Виллиамит (вильямит) 287
 Виллюнит 317
 Вилуит (везувиан) 713
 Вилькеит (вилкеит) 604
 Вильомит (виллюнит) 317
 Вильямит 287
 Вильямсит, разн. 843
 Винклерит? 482
 Винчит, разн. 775
 Виолан, разн. 763
 Виоларит 258
 Виридин \times (манганандалузит), разн. 702
 Висмут 192
 Висмутин 266
 Висмутистое золото, разн. 166
 Висмутистое серебро, разн. 164
 Висмутовый блеск (висмутин) 266
 Висмутоплагионит \times (галеновисмутит) 312
 Витерит 525
 Витлокит 597
 Витнеит (мышьяковистая медь), разн. 160
 Виттит 312
 Виттихенит 301
 Витчит 661
 Вишневит (сульфат-канкринит) 914
 Вкрапленники 145
 Вода 354
 Воданит, разн. 813
 Водород 206
 Вокеленит 582
 Воксит 646
 Волканит \times (селенистая сера) 195
 Волконскоит 863
 Волластонит 750
 Волосатик 434
 Волосистый колчедан \times (миллерит) 243
 Вольтаит 576
 Вольтцит? 234
 Вольфахит 291
 Вольфрамит 583
 Вольфсбергит (халькостибит) 301
 Вонсенит (людовигит) 655
 Воробьевит, разн. 737, 738
 Врбаит 313
 Вреденбургит, разн. 384
 Вудвартит 579
 Вудхаузит 618

Вульфенит 589
 Вуртцит (вюртцит) 233
 Выветривание 145
 Выцветы 136
 Вэк 52
 Вюртцит 233

Г

Габитус (облик) кристаллов 79
 Гагенит 688
 Гадолинит 726
 Гайдингерит 623
 Гакманит 912
 Галаксит 377
 Галенит 225
 Галеновисмутит 312
 Галит 326
 Галлуазит 859
 Галмей (каламин) 729
 Галотрихит 575
 Гамагарит 620
 Гамбергит 656
 Гамлинит × (гойяцит) 617
 Ганит 377
 Ганкокит (ханкокит) 794
 Ганксит 558
 Ганнайит 622
 Ганомалит 732
 Ганофиллит 877
 Гарбортит, разн. 643
 Гардистонит 876
 Гармотом 926
 Гарниерит 858
 Гарниерит-галлуазит 861
 Гарстигит 732
 Гартит × (сванбергит) 618
 Гастальдит, разн. 783
 Гастинсит 782
 Гатчетолит, разн. 407
 Гауерит 283
 Гаусманит 384
 Гаухекорнит? 238
 Гаюин 912
 Гвадалканарит, цинксодержащий мета-циннабарит, разн. 235
 Гверсолт, разн. 575
 Геарксугит 324
 Гебронит 615
 Гедденит (арроядит), разн. 597
 Геденбергит 765
 Гедифан, разн. 606, 607
 Гедрит (жедрит) 773
 Гедройцит?, из группы гидрослюд?
 Гейбахит? 482
 Гейкилит 370
 Гейландит 924
 Гейлюссит 536
 Гексагидрит 566
 Геленит 875
 Гели 61 и сл.
 Гелий 205
 Гелиодор, разн. 738
 Гелиотроп 436
 Гелиофиллит (экдемит) 649
 Гелландит 722
 Гельвин 913
 Гематит 364
 Гематолит 620

Гематостибнит 409
 Гематофанит 423
 Гемафибрит 642
 Гемиморфит (каламин) 729
 Гентгельвин 914
 Гентит? 848
 Геокронит 312
 Гергардтит (герхардтит) 494
 Гердерит 614
 Германиит 301
 Гёрнезит (хёрнезит) 626
 Герренгрундит 578
 Герсдорфит 286
 Герхардтит 494
 Герценбергит 228
 Герцинит 377
 Гессит 224
 Гессонит, разн. 707
 Гетеровалентный изоморфизм 72
 Гетерогенит (стениерит) 477
 Гетерозит 596
 Гетеролит 386
 Гетероморфит 311
 Гётит 470
 Гиалит (опал) 445
 Гиалосидерит × (гортонолит) 678
 Гиалотекит 754
 Гиалофан 897
 Гиацинт, прозрачный красный циркон, разн. 689
 Гиббенит × (гопепит) 627
 Гиббсит (гидраргиллит) 459
 Гибшит (плазолит) 712
 Гиггинсит (хиггинсит) 613
 Гидденит, разн. 770
 Гидраргиллит 459
 Гидробиотит 836
 Гидробисмутит × (бисмутит) 534
 Гидроборацит 659
 Гидрогалит 337
 Гидрогели 62, 66
 Гидрогематит 364
 Гидрогетеролит × (халькофанит) 482
 Гидрогётит 470
 Гидрогроссуляр (плазолит) 712
 Гидрозоли 62
 Гидрокаломит 464
 Гидроксилпатит 604
 Гидролепидокрокит 465
 Гидромагнезит 537
 Гидроманганит 476
 Гидромеланоталлит 339
 Гидромусковит 836
 Гидронозеан × (сульфат-канкринит) 914
 Гидрооксипатит × (гидроксилпатит) 604
 Гидроромеит 409
 Гидроталькит 463
 Гидротермальные процессы 143 и сл.
 Гидроторит, разн. 693
 Гидротроилит? 239
 Гидротунгстит 484
 Гидрофан (опал) 445
 Гидрофлогопит 836
 Гидроцеруссит 533
 Гидроцинкит 533
 Гиератит 323
 Гизингерит 865
 Гилгардит 661
 Гиллебрандит 689

Гильдит 579
 Гильпинит × (иоганнит) 580
 Гимнит × (офит) 843
 Гинорит (джинорит) 662
 Гинсдалит 618
 Гинтцеит (калиборит) 662
 Гиортдалит (хиортдалит), разн. 720
 Гиперстен 761
 Гипс 551
 Гиrolит 877
 Гитерманит 310
 Главколит (глауколит), разн. 899
 Гладит 304
 Глазерит 558
 Глауберит 560
 Глауберова соль (мирабилит) 558
 Глаукодит 291
 Глаукокеринит 579
 Глауколит, разн. 899
 Глаукоцит 839
 Глаукопирит × (лёллингит) 287
 Глаукофан 783
 Глаукохроит 680
 Глет 359
 Глокерит, разн. 470
 Гмелинит 920
 Говлит 662
 Годжкинсонит (ходкинсонит) 688
 Гойяцит 617
 Голденит (холденит) 620
 Голландит 423
 Гольдфильдит смесь 298
 Гольдшмидтит × (стефанит) 309
 Гомилит 726
 Гомополярная (ковалентная) связь 48
 Гоннардит 923
 Гопепит 627
 Гордонит 646
 Горная кожа (пальгорскит) 789
 Горная пробка (пальгорскит) 789
 Горное дерево (пальгорскит) 789
 Горный хрусталь (кварц) 433
 Гороховый камень 506
 Горсейксит 618
 Горсфордит 193
 Гортонолит 678
 Госларит 563
 Грамматит × (тремолит) 774
 Гранат 707
 Грандидьерит 727
 Графит 203
 Графитит, разн. 203
 Графтонит 597
 Грейтонит 310
 Гриналит 790
 Гриноцит, разн. 716
 Гринокит 235
 Грифит 620
 Гроссуляр 707
 Гроутит 475
 Грохауит, разн. 832
 Грюнерит 774
 Грюнлингит (жозеит) 268
 Гуанахуатит 267
 Гуановуллит? 660
 Гуантаяит 326
 Гуаринит 720
 Гудмундит 291
 Гуйгарит (халькостибит) 301

Гулсит? 655
 Гумбольдтит × (датолит) 726
 Гумит 684
 Гуммит ×, смесь 419
 Гунгаррит 312
 Гунтилит 193
 Гуссакит 595
 Гутчинсонит 304
 Гюбнерит 583
 Гюмбелит, разн. 836
 Гюролит 622

Д

Давидсонит × (берилл) 737
 Давин (давинит) 916
 Давсонит 537
 Дакеит × (шрёкингерит) 538
 Дакиардит 927
 Даллит (подолит) 604
 Дамурит, разн. 836
 Данаит, разн. 289, 291
 Даналит 914
 Данбурит 733
 Дандасит 537
 Даннеморит, разн. 774
 Дарапскит 494
 Датолит 726
 Дафнит 835
 Дашкесанит, разн. 783
 Девалькит × (арденнит) 727
 Девейлит × (офит) 843
 Девиллин, разн. 576
 Девиндтит 638
 Деклуазит 613
 Делафоссит 423
 Делессит, разн. 829
 Делоренцит 413
 Дельвоксит 644
 Дельтаит 645
 Демантоид, разн. 708
 Демидовит, разн. 743
 Деннисонит 546
 Дербицит 409
 Деревянистое олово (касситерит) 397
 Деревянистый опал 446
 Дернит, разн. 604
 Десмин 926
 Джалмаит (дьялмаит) 414
 Джейпури? 238
 Джемсонит 311
 Джефферсит 839
 Джефферсонит 766
 Джиббсит (гидраргиллит) 459
 Джиллеспит 874
 Джинорит 662
 Джоакинит 756
 Джозефинит (аваруит) 178
 Джонструпит 722
 Джурупаит 756
 Диабантин 833
 Диаболеит 340
 Диаллаг, разн. 767
 Диаспор 468
 Диаспоргелит × (бёмит) 464
 Диафорит 308
 Дигенит × (смесь халькозина и ковеллина) 219
 Дигидрит 616

Дидимолит 755
 Лизаналит 404
 Диккинсонит 597
 Диктит 854
 Диксенит 727
 Диморфит? 262
 Динерит 194
 Диопсид 762
 Диоптаз (аширит) 742
 Дипир (скаполит) 899
 Дискразит 193
 Дисперсионная среда 61 и сл.
 Дисперсная фаза 61 и сл.
 Дистен 697
 Дистерит (ксантофиллит) 823
 Дитрихит 575
 Диттмарит, кислый водный фосфат
 Mg и NH₄
 Дитцеит 492
 Дихроит (кордиерит) 741
 Добреит 341
 Добрелит 258
 Долерофанит 578
 Доломит 512
 Домейкит 193
 Дравит, разн. 745
 Друза 132
 Дугласит 337
 Дундазит (ландасит) 537
 Дурангит 614
 Дурденит 649
 Дуфтит (дюфтит) 613
 Дюджонит, разн. 625
 Дюмонит 638
 Дюмортьерит 705
 Дюпаркит (везувиан) 713
 Дюсертит 621
 Дюфренит 617
 Дюфренуазит 310
 Дюфтит 613
 Дьялмаит 414

Е

Еврейновит (везувиан) 713
 Ежекит 620
 Еремеевит 653

Ж

Жад (нефрит) 777
 Жадеит 768
 Жедрит 773
 Железная роза (гематит) 365
 Железная слюдка (гематит) 364
 Железная сметана (гематит или гидро-гематит) 365
 Железная шляпа 146
 Железные цветы (арагонит) 507
 Железный блеск (гематит) 364
 Железный колчедан (пирит) 275
 Железный шпат (сидерит) 514
 Железо самородное 177
 Железоникелевый колчедан (пентландит) 245
 Желтый никелевый колчедан (миллерит) 243
 Жемчуг 506
 Жеода 133
 Жильбертит, разн. 817, 836

Жилы 144
 Жилы «кальпийского типа» 152
 Жировик (гальк) 804
 Жисмондит 923
 Жозеит 268
 Жюльенит 211

З

Закон действия и противодействия 36
 Замбонинит 321
 Зандбергит, зандбергерит 297
 Заратит 464
 Зейбертит (ксантофиллит) 823
 Зейригит, разн. 587
 Зелигманит 302
 Земная кора 26
 Зигенит 258
 Зиландит (эпсомит) 562
 Змеевик (серпентин) 842
 Золи 61 и сл.
 Золотистая медь, разн. 160
 Золото 166
 Зона вторичного сульфидного обогащения 146
 Зунит 928

И

Иваарит, разн. 708
 Игаликит 756
 Иглстонит (эглестонит) 341
 Иддингсит 841
 Идокраз (везувиан) 713
 Иенерит (буланжерит) 311
 Иенит (ильваит) 798
 Иетманит 727
 Известковый шпат (кальцит) 499
 Известь 358
 Изерит? 392
 Изоклазит 642
 Изоморфизм 71 и сл.
 Изумруд 738
 Иксиолит 394
 Илеит (копиаптит) 577
 Иллит, разн. 836
 Ильваит 798
 Ильземанит 580
 Ильменит 369
 Ильменорутит 394
 Индерборит 659
 Индерит 659
 Индиголит, разн. 747, 748
 Индийская (калневая) селитра 493
 Инезит 754
 Инноит, ньюит 660
 Инстабильное (метастабильное) состояние 57
 Интрузивные породы 141
 Иоганнит 580
 Иогансенит 766
 Иодирит 336
 Иодобромит 336
 Иодэмболит 336
 Иолит (кордиерит) 741
 Ионная связь 49
 Ионный потенциал 52, 53, 54
 Ионструлит (джонструпит) 722
 Иорданит 310

Иоцит 358
 Ирвингит 821
 Иридий (платинистый иридий) 183
 Иридная платина, разн. 179
 Иридийское золото? 166
 Иридийский осмий (осмистый иридий) 182
 Исландский шпат (кальцит) 499
 Иттриалит 729
 Иттрогранат, разн. 707
 Иттрокальциофлюорид (иттрокальцит) 321
 Иттрокальцит 321
 Иттроколумбит (иттротанталит) 414
 Иттроортит, разн. 794
 Иттропаризит, разн. 528
 Иттроанталит 414
 Иттротитанит 718
 Иттрофлюорит 321
 Иттроцерит 321
 Ишикаванит 414
 Ишкильдит (серпентин) 842
 Ишкулит (хромомангнетит), разн. 377

К

Кабрерит 625
 Казоит, разн. 898
 Казолит 724
 Кайнит 561
 Кайнозит (ценозит) 755
 Какосенит, какосен 644
 Калаверит 269
 Каламин 729
 Каледонит 579
 Калиборит 662
 Калиевая селитра 494
 Калиевые квасцы 574
 Калилит? 287
 Калингастит, разн. 564
 Калинин 574
 Калиофилит 910
 Калитомсонит, разн. 923
 Калифорнит (везувиан) 713
 Калицинит 496
 Каллаит (бирюза) 638
 Каломель 336
 Кажушит (сингенит) 556
 Кальгурлит (колорадоит) 235
 Кальдерит? 707
 Кальковскит (кальковскин)?, группа эшинита 412
 Кальсилит 910
 Кальциевый псиломелан (рансьент) 482
 Кальциевый родохрозит, разн. 517
 Кальциоанкилит? 528
 Кальциогадолинит, разн. 726
 Кальциолазулит, разн. 621
 Кальциоларсенит 680
 Кальциомонтмориллонит, разн. 868
 Кальциосамарскит, разн. 413
 Кальциоспессартин, разн. 707
 Кальциостронцианит, разн. 524
 Кальциоферрит 647
 Кальциофольбортит (фольбортит) 613
 Кальциоцельзиан, разн. 898
 Кальцит 499
 Камарецит 578
 Камасит 178
 Каменная соль (галит) 326
 Кампилит 606
 Камселлит (ашарит) 651
 Канит 621
 Канкринит 914
 Канишсарит (галеновисмутит) 312
 Канфильдит 309
 Каолинит 849
 Капелленит 755
 Караколит 579
 Карачаит (серпентин) 842
 Карбонадо 201
 Карбонатанатит (подолит) 604
 Карбонат-канкринит 914
 Карбуран 418
 Каринит 597
 Кариоцерит?, разн. меланоцера 755
 Карминит 621
 Карналлит 333
 Карнегит 909
 Карнеол, карнеолоникс 436
 Карнотит 637
 Карролит 258
 Карстенит (ангидрит) 549
 Карфолит 797
 Карфосидерит 573
 Кассинит (барневый ортоклаз) 897
 Касситерит 396
 Кастанит (амарантит) 570
 Касторит (петалит) 928
 Катангит (хризоколла) 743
 Катаплеит 736
 Катоптит 727
 Каттиерит 283
 Каустобиолиты 149
 Качолонг (опал) 448
 Кварц 428
 Кварцин 428, 432
 Квасцовый камень (алунит) 571
 Квасцы 573
 Квенселит 482
 Квенштедтит? (кокимбит) 569
 Кветенит (ботриоген) 577
 Кейльхаутит (иттротитанит) 718
 Кеммерерит, разн. 829, 830
 Кемпит 339
 Кёненит 338
 Кёнигит, кёнигин (брошантит) 578
 Кентролит 723
 Кераргирит 335
 Кермезит 267
 Кернит 657
 Керолит 857
 Керстенит 548
 Керсутит, разн. 781
 Керчинит, керченит? 647
 Кеттигит 626
 Кёхлинит 590
 Кианит (дистен) 697
 Киевит, разн. куммингтонита 774
 Кизерит 568
 Килеит (цинкениит) 310
 Килиндрит (цилиндрит) 313
 Кимолит? (аллофан) 863
 Киноварь 235
 Кипушит (аракаванит) 640
 Кировит 565
 Кирозит, разн. 280
 Кирпичная руда (куприт) 355
 Кирролит 621
 Киртолит (циртолит), разн. 689

Кислород 209
 Кислые породы 141
 Клапротит (клапротолит)? 301
 Кларкеит 421
 Кларки 27
 Клаудетит 450
 Клаусталит 228
 Клевеит, разн. 416
 Клевеландит (альбит) 884
 Клейнит 341
 Клейофан, разн. 229
 Клинобаррандит 630
 Клиногедрит (клиноэдрит) 731
 Клиногиперстен, разн. 762
 Клиногумит 684
 Клиноклаз (клиноклазит) 616
 Клиноптилолит, разн. 925
 Клиноскородит? 632
 Клинотрифилит 596
 Клиноунгемахит 576
 Клиноферросилит, разн. 762
 Клинохлор 831
 Клиноцоизит 791
 Клиноэдрит 731
 Клиноээнстатит 762
 Клинтонит (ксантофиллит) 823
 Клифтонит, псевдоморфоза графита по алмазу в метеоритах
 Клокманит 255
 Кнебелит 679
 Кноксвиллит, разн. 577
 Кнопит 404
 Коагуляция зольей 66
 Кобальтдоломит, разн. 512
 Кобальтин 284
 Кобальтмелантерит, разн. 564
 Кобальтникельспирит (хенглейнит) разн. 275
 Кобальтоадамин 612
 Кобальтовые цветы (эритрин) 626
 Кобальтовый блеск (кобальтин) 284
 Кобальтовый колчедан \times (линнеит) 256
 Кобальтовый шпат (сферокобальтит) 522
 Кобальтоменит? 648
 Кобальтспирит, разн. 275
 Кобальтсмитсонит 522
 Кобальтхалькантит, разн. 566
 Кобеллит 312
 Ковалентная связь 48
 Ковеллин 254
 Когенит 210
 Кодацит 517
 Козалит 312
 Кокимбит 569
 Коктаит 556
 Кокшаровит 779
 Колеманит 661
 Колеренит, разн. 832
 Коллиит, разн. 605
 Коллинсит 629
 Коллоидальные осадки 148
 Коллоиды 61
 Коллофан, коллофанит (коллоидный фосфат кальция) 864
 Колорадоит 235
 Колумбит 394
 Колусит (колюзит) 301
 Кольбекин (герценбергит) 228
 Кольскит \times (серпентин) 842
 Кольца Лизеганга 136
 Колюзит 301
 Комплексные ионы 42
 Комптоит (томсонит) 923
 Конгсбергит, разн. 164
 Конихальцит (хиггинсит) 613
 Конкреция 133
 Коннарит 835
 Коннелит 459
 Контактный метаморфизм 143
 Конхит, разн. арагонита 505
 Координационное число 44
 Копиапит 577
 Коппит, разн. 407
 Корвусит 648
 Кордиерит 741
 Кордилит 528
 Коринит 287
 Коркит 618
 Корнваллит 642
 Корнерупин 797
 Корнетит 616
 Корнюит (хризоколла) 743
 Коронадит 422
 Корунд 361
 Корундофиллит 832
 Коссирит, разн. 796
 Коссматит 825
 Котонит 654
 Котунит 336
 Кочит? гидросиликат Al
 Кочубейт, разн. 831
 Кошачий глаз, разн. 433
 Коэффициент поглощения 83
 Крамерит (пробертит) 658
 Крандаллит 645
 Красная серебряная руда (прустит, пираргирит) 304, 306
 Красная стеклянная голова (гематит) 365
 Краснодарит \times (серпентин, хризотил) 842
 Красный никелевый колчедан \times (никелин) 241
 Краузит 576
 Краурит \times (люфренит) 617
 Креднерит 423
 Крейтонит (ганит) 377
 Кремь 433
 Крэнкит 578
 Креннерит 269
 Крестморит 756
 Крибергит, разн. 643
 Кридит 325
 Криогалий \times , смесь
 Криолит 312
 Криолитионит 324
 Криофиллит, разн. 821
 Криптогалит 323
 Криптомелан 482
 Кристаллические осадки 147
 Кристобалит 443
 Кричтонит \times (ильменит) 369
 Крокидолит, разн. 784
 Крокоит 581
 Кронстедтит, кроншtedтит 835
 Кроссит, разн. 783
 Крукезит (крукесит) 223
 Ксантитан? 717
 Ксантоконит 306
 Ксантосидерит (гидрогётит) 470

Ксантофиллит 823
 Ксенотим 594
 Ксонотлит 752
 Ктипейт, разн. 506
 Кубанит 256
 Кукейт 835
 Кулсонит 378
 Куменгит 340
 Куммингтонит 774
 Кунцит, разн. 770
 Куперит 247
 Куприт 355
 Купроадамин 612
 Купроаурид 166
 Купробисмутит
 Купрогосларит 563
 Купродеклуазит 614
 Купроидаргирит 336
 Купрокопиапит 577
 Купромагнетит (магнобутит), разн. 565
 Купромелантерит, разн. 564
 Купроплатина 182
 Купропльомбит \times , смесь
 Купроскловдовскит 724
 Купротунгстит? (купрошеелит) 587
 Купроцинкит? (разн. малахита) 529
 Купрошеелит, разн. 587
 Купферникель \times (никелин) 241
 Купферит 773
 Курнаковит 659
 Курскит, разн. 604
 Куспидин 733
 Кюриит 422
 Кюстелит (золотистое серебро), разн. 163
 Кюстерит \times (куспидин) 733

Л
 Лабильное (метастабильное) состояние 57
 Лабрадор 884
 Лавренсит 337
 Лаврионит 340
 Лавровит, разн. 763, 764
 Лавсонит 732
 Лазулит 621
 Лазурит 912
 Лакруанит 620
 Лаксманит \times (вокеленит) 582
 Ламбертит \times (уранотил) 723
 Лампадит 483
 Лампрофиллит 720
 Ланаркит 579
 Лангбейнит 560
 Лангит 578
 Ландезит 647
 Лансфордтит 536
 Лантанидное сжатие 44, 157
 Лантаниды 28, 41
 Лантанит 528
 Лантарантит 569
 Лардереллит 659
 Ларнит 688
 Ларсенит 680
 Лаубанит (лобанит) 927
 Лаудербекит (лоудербакит) 576
 Лаузенит (лаусенит) 570
 Лаурионит (лаврионит) 340
 Лаурит 283
 Лаусенит 570
 Лаугарит 491
 Лаутит 291
 Лёвеит 561
 Леверрьерит, разн. 836
 Лёвигит 571
 Левинит 920
 Леграндит 628
 Лед 352
 Ледгиллит 534
 Лейкоглаукит 569
 Лейкоксен \times , смесь 393
 Лейкопирит \times (лёллингит) 287
 Лейкосапфир 362
 Лейкосфенит 755
 Лейкофанит 876
 Лейкофеницит 688
 Лейкофосфит? водный фосфат K, Fe и Al
 Лейкохальцит 642
 Лейфит 928
 Лейхтенбергит, разн. 831
 Лейцит 902
 Леконтит 560
 Лёллингит 287
 Ленгенбахит 307
 Ленерит, разн. 627
 Леонгардит (ломонтит) 920
 Леонит 561
 Лепидокрокит 465
 Лепидолит 821
 Лепидомелан 816
 Лепидофеит \times (лампадит) 483
 Лептохлориты 826
 Лербахит \times , смесь
 Лессингит 722
 Летовицит 558
 Леттсомит (цианотрихит) 579
 Лехит 646
 Лешательерит 444
 Либетенит 610
 Либигит (ураноталлит) 538
 Ливейнгит 310
 Ливингстонит 313
 Лиеврит (ильваит) 798
 Лиллианит 312
 Лимонит 470
 Линарит 573
 Линдгрениит 590
 Линдезит 647
 Линдокит (эвксенит) 411
 Линдстрёмит 304
 Линнеит 256
 Лирококонит 639
 Лискирдит 644
 Литиевый псиломелан (литнофорит) 483
 Литноамфибол, разн. 779
 Литионит (лепидолит) 821
 Литиофилит 596
 Литнофорит 483
 Литофильные элементы 27
 Лобанит 927
 Ловенит 720
 Ловозерит 797
 Ловчоррит, разн. 721
 Лозейт 534
 Ломоносовит 719
 Ломонтит 920
 Лонгбанит 727
 Лопарит 404
 Лорандит 313

Лоранскит 414
 Лоренценит, разн. 796
 Лореттоит 340
 Лотрит (пумпеллит) 795
 Лоудербакит 576
 Лудламит 627
 Лунный камень 887
 Льюзит 409
 Льюистонит, разн. 604
 Любекит \times (лампадит) 483
 Люблинит \times (атласный шпат), разн. 500
 Людвигит 655
 Люкит, разн. 564
 Люнебургит 646
 Люсакит, разн. 705
 Люссатит (кварцин) 436
 Лютецит 436
 Люционит 300
 Ляпис-лазурь (лазурит) 912

M

Маггемит 369
 Магматические процессы 141
 Магнезиальный шпат (магнезит) 508
 Магнезиобейделлит (магнобейделлит), разн. 868
 Магнезиоортит (магноортит) 795
 Магнезиосуссексит 653
 Магнезиоферрит (магноферрит) 382
 Магнезиохлорофеницит 620
 Магнезиохромит (магнохромит) 383
 Магнезит 508
 Магнетит 377
 Магнетоплюмбит 423
 Магнитный железняк (магнетит) 377
 Магнитный колчедан (пирротин) 239
 Магнобейделлит, разн. 868
 Магнобутит, разн. 565
 Магнолюдвигит, разн. 655
 Магномагнетит 382
 Магнотрифицит 596
 Магноферрит 382
 Магнофорит, разн. 783
 Магнохалькантит, разн. 566
 Магнохромит 383
 Мазулит \times , (смесь)
 Майерсит 336
 Макговернит? м. б. диксенит 727
 Макинтошит, разн. 693
 Маккейт 649
 Маккензит?, железистый хлорит
 Малакон, разн. 689
 Малахит 529
 Малиновскит \times , (смесь)
 Малладрит 323
 Маллардит 565
 Мальдонит 194
 Манассеит 463
 Манганаксинит, разн. 725
 Манганандалузит, разн. 702
 Манганантитогорит, разн. 878
 Манганопатит 604
 Манганвелькерит, разн. 604
 Мангангеденбергит, разн. 765
 Мангандиаспор, разн. 468
 Мангандоломит \times (манганокальцит) 519
 Манганидокраз (манганвезувиан), разн. 713

Манганит 476
 Манганмагнетит, разн. 378
 Манганмервинит, разн. 688
 Манганнептунит, разн. 754
 Манганобрусит, разн. 456
 Манганозит 358
 Манганоильменит 371
 Манганокальцит 519
 Манганооксиapatит 604
 Манганолангбейнит 560
 Манганостибнит 409
 Манганофиллит 816
 Мангансиклерит (сиклерит) 597
 Манганфаялит, разн. 679
 Манганфлогопит, разн. 810
 Манганэпидот, разн. 794
 Мансоит, разн. 763, 764
 Мансфиллит 630
 Маншэйт (мансоит), разн. 763, 764
 Марганцевый шпат (родохрозит) 517
 Марганцовистый кальцит, разн. 499
 Маргарит 824
 Маргародит, разн. 836
 Маргаросанит 754
 Марналит 899
 Мариньякит? 408
 Марипсцит, разн. 816
 Марказит 279
 Марматит, разн. 229
 Марсятскит, разн. (марганцовистый глауконит) 839
 Мартинит 622
 Мартит 364
 Маршалит, разн. 433
 Маршит 336
 Масканьит 558
 Массикот 359
 Матильдит 307
 Матлокит 336
 Маухерит 247
 Мауцелит 409
 Махадевит, разн. 810
 Мацапилит 647
 Медзянкит \times (зандбергит) 297
 Медистое золото, разн. 166
 Медистое серебро, разн. 164
 Медная лазурь (азурит) 532
 Медное индиго (ковеллин) 254
 Медный блеск (халькозин) 220
 Медный колчедан (халькопирит) 248
 Медный псиломелан (лампадит) 483
 Медь самородная 160
 Мезитит 516
 Мезодиалит, разн. 735
 Мезолит 922
 Мейергофферит 661
 Меймакит, меймацит (тунгстит) 484
 Мейонит 902
 Мелаконит (тенорит) 358
 Меланит, черный гранат 707
 Меланованадит 648
 Меланоталлит 339
 Меланотекит 723
 Меланохроит (феникохроит) 582
 Меланоцерит 755
 Мелантерит 564
 Меланхлор (гетерозит) 596
 Мелилит 875
 Мелинофан (мелифанит) 876

Мелифанит 876
 Мелонит 292
 Мельниковит, разн. 273
 Менделеевцит 407
 Мендипит 340
 Мендоцит 574
 Менегинит 312
 Мервинит 688
 Меркаллит 558
 Мероксен, слюда II рода 813
 Месселит 627
 Метаварисцит 630
 Метавоксит 646
 Метавольтин 576
 Метagalлуазит 862
 Метгидроборацит (индерборит) 659
 Метакристалл 130
 Метаксит, грубоволокнистый серпентин
 Металлическая связь 47
 Метамиктные вещества 60
 Метароссит 648
 Метасидеронатрит 576
 Метасоматоз 129
 Метасоматические залежи 145
 Метастабильное состояние 57
 Метаторбернит 634
 Метаклорит, разн. 832
 Метакьюэтит 648
 Метаксидерит 635
 Метациннабарит 235
 Метаярлит 324
 Механические осадки 147
 Миаргрит 307
 Миерсит (майерсит) 336
 Мизенит 558
 Микроклин 894
 Микролит 408
 Микросоммит, разн. 916
 Миксцит 640
 Миларит 742
 Миллерит 243
 Миллизит, миллисцит 647
 Милошит, разн. 863
 Миметезит 606
 Минасрагрит 580
 Миндалина 133
 Миндигит \times (стениерит) 477
 Минеральный вид 111
 Минервит (таранакит) 645
 Миннезотант 808
 Миньюлит 645
 Мирабилит 558
 Миспикель \times (арсенопирит) 289
 Митчерлихит 337
 Мицелла (дисперсная фаза) 61
 Мицзонит (скаполит) 899
 Могавит (тинкалконтит) 657
 Моддерит? 238
 Мозандрит 722
 Мозезит 341
 Моленграфит \times (лампрофиллит) 720
 Молибденит 270
 Молибденовый блеск (молибденит) 270
 Молибдит \times (ферримолибдит) 590
 Молибдоменит? 648
 Молибдосодалит, разн. 910
 Молибдофилит 731
 Молизит 337
 Моллит \times (лазулит) 621

Монацит 593
 Монгеймит 522
 Монетит 593
 Монимолит 409
 Моногермит, разн. 836
 Монотропное превращение 57
 Монтанит 580
 Монтбрайт 269
 Монтгомериит 645
 Монтебразит 615
 Монтепонит 358
 Монтichelлит 680
 Монтмориллонит 868
 Монтроидит 359
 Морденит 927
 Моренозит 653
 Моренсит \times (нонtronит) 872
 Моринит 646
 Морион, разн. 433
 Морская пенка (сепиолит) 789
 Моссит 394
 Моттрамит, разн. 614
 Муассанит 210
 Муллит 704
 Мурирт?, водный гидрат Mg, Zn и Mn, содержащий ион SO₄
 Мурманит 718
 Муромонит, разн. 794
 Мусковит 816
 Мутманит? 225
 Мушкетовит (магнетит) 380
 Мышьяк самородный 189
 Мышьковский колчедан (арсенопирит) 289
 Мюзенит \times (зигенит) 258
 Мюллерит \times (нонtronит) 872

H

Нагательит 796
 Нагацит 269
 Надорит 409
 Назонит 732
 Накрит 855
 Налеты 136
 Нантоцит 336
 Нарсарсуцит 754
 Настуран (урановая смолка) 416
 Натриевая селитра 493
 Натриевые квасцы 574
 Натрит (сода) 535
 Натроалунит, разн. 571
 Натробиотит, разн. 813
 Натродавинит, разн. 916
 Натролит 920
 Натрон (сода) 535
 Натронмонтебразит (фремонит) 615
 Натронортоклаз 893
 Натронсанидин 891
 Натрофилит 596
 Натрохальцит 578
 Натроэрозит 573
 Науманит 224
 Науяказит 878
 Нахколит 496
 Нашатырь 332
 Наэгит, разн. 689
 Невьянскит 184
 Немалит, разн. 457
 Неодигенит (кубический халькозин) 219

Неоколеманит (колеманит) 661
 Неопурпурит × (гетерозит) 596
 Неотанталит, разн. 407
 Неотокит ×, (смесь)
 Нептунит 754
 Непуит (ревдинскит) 846
 Несквегонит 537
 Нефелин 907
 Нефрит, разн. 775, 777
 Нивенит, разн. 416
 Нигглиит 269
 Нигерит 423
 Нигрин, разн. 390, 392
 Никелево-мышьяковый блеск × (герсдорфит) 286
 Никелево-сурьмяный блеск × (ульманит) 287
 Никелевые цветы (аннабергит) 625
 Никелевый блеск × (герсдорфит) 286
 Никелевый колчедан × (никелин) 241
 Никелин 241
 Никелистая платина 182
 Никельасбест, разн. 785
 Никельгимнит? 848
 Никельмелантерит, разн. 564
 Никельсепиолит, разн. 789
 Никельскуттерудит 293
 Никельэпсомит 562
 Николит (никелин) 241
 Ниобит (колумбит) 394
 Нитробарит 494
 Нитрокальцит 494
 Нитромагnezит 494
 Нихольсонит, разн. 505
 Нозеан 912
 Нонтронит 871
 Норбергит 681
 Норденшельдит 654
 Нордит 796
 Нордмаркит, разн. 705
 Норильскит × (смесь)
 Нортупит 496
 Ноцерит 321
 Нумейт (гарниерит) 858
 Ньюберит 622
 Ньютонит × (алунит) 571
 Ньюсерит, разн. 605

Ⓛ

Обыкновенная роговая обманка 779
 Оверит 645
 Овихит 308
 Озаннит, разн. 784
 Окенит 876
 Окерманит 875
 Окись кадмия (монтепонит) 358
 Окснапатит 604
 Оксимагнетит (маггемит) 369
 Октаэдрит, метеорит 178
 Октиббегит (тэнит) 178
 Оливенит 611
 Оливин 675
 Олигоклаз 884
 Олигонит 519
 Оллахерит (бариевый мусковит) 816
 Олово 188
 Оловянный камень (касситерит) 396
 Оловянный колчедан × (станнин) 251

Ольдгамит 228
 Омфацит, разн. 763, 764
 Онегит (гётит) (470)
 Оникс 436
 Онкозин × (серицит) 817
 Оннеродит × смесь колумбита и самарскита) 395, 414
 Онофрит ×, (смесь) 235
 Оолит 134
 Опал 445
 Оражит, разн. 693
 Органогенные осадки 149
 Ориентит 689
 Орлец (родонит) 752
 Ортит 794
 Ортоклаз 891
 Оруэтит? м. б. тетрадимит 267
 Осадочные процессы 145, 147
 Осборнит 211
 Осмирид 183
 Осмистый иридий, группа 183
 Осмит?, группа осмистого иридия
 Основные породы 141
 Отавит 517
 Отёнит (отунит) 635
 Оттрелит, разн. 825
 Отунит 635
 Отфеилит, разн. 626
 Офиолит ×, (смесь)
 Офит, серпофит (серпентин) 843
 Оямалит, разн. 689

II

Пагодит (пирофиллит) 807
 Пайгейт? 655
 Палаит (гюролит) 622
 Палладий 183
 Палладинит (палладит) 359
 Палладистая платина 182
 Палладистое золото, разн. 166
 Палладит 359
 Палыгорскит 789
 Пальмерит × (таранакит) 645
 Пальмиерит (пальмиерит) 560
 Пандермит 662
 Парабутлерит 570
 Паравиванит, разн. 624
 Паравоксит 646
 Параволластонит 750
 Парагилгардит 662
 Парагонит 820
 Парагопент 627
 Паракокимбит 570
 Паралаврионит 341
 Парамелаконит 359
 Параморфоза 57
 Парараммельсбергит 289
 Парацельзиан 898
 Парашёпит 422
 Паргасит (кокшаровит) 779
 Паризит 528
 Паркерит 194
 Парсетгенсит 878
 Парсонсит 638
 Паскоит 648
 Патерноит 662
 Патриджит, разн. 372

Патронит 272
 Пахнолит 324
 Пегматиты 142
 Пектолит 751
 Пеннантит 835
 Пеннин 829
 Пенрозеит 284
 Пентландит 245
 Пенфильдит 340
 Пептизация 67
 Перидот (оливин) 675
 Периклаз 358
 Перовскит
 Перидилит 340
 Пестрая медная руда (борнит) 252
 Петалит 928
 Петцит 224
 Пижонит 762
 Пизанит 565
 Пиккерингит 575
 Пикотит (хромшпинель) 375
 Пикроильменит 369
 Пикромерит (шёнит) 560
 Пикротерроит 679
 Пикроэпидот, разн. 792, 794
 Пиларит, разн. 743
 Пиолит 789
 Пинакиолит 655
 Пинквит × (ноэtronит) 872
 Пинноит 656
 Пинтадоит 623
 Пираргирит 306
 Пирит 275
 Пироаурит 463
 Пиробелонит 614
 Пироксены 758
 Пироксмангит 753
 Пиролюзит 400
 Пиромелин, разн. 563
 Пироморфит 605
 Пироп 707
 Пиросмалит 878
 Пиростибит × (кермесит) 267
 Пиростильпнит 306
 Пирофанит 371
 Пирофизалит, разн. 695
 Пирофиллит 806
 Пирохлор 406
 Пирохроит 458
 Пиррит (пирохлор) 406
 Пирротин 329
 Пирсеит 308
 Пирсонит 536
 Пистацит, разн. 791
 Пистомезит 516
 Питтицит 631
 Пицит? 647
 Плавиковый шпат (флюорит) 318
 Плагноклазы 884
 Плаггонит 311
 Плазма (халцедон) 435
 Плазолит 712
 Планерит? 643
 Паноферрит 570
 Планшеит 745
 Платина 178
 Платинистое золото?, разн. 166
 Платинистый иридий 183
 Платинит 312

Платиновый невянскит? 183
 Платтнерит 402
 Плеонакит, разн. 606
 Плеонаст 376
 Плессит 178
 Плюмбоарагонит, разн. 505
 Плюмбогумит 618
 Плюмбакальцит, разн. 499
 Плюмбонакрит × (гидроцеруссит) 533
 Плюмбостибит × (буланжерит) 311
 Плюмбоферрит 423
 Плюмбозит 573
 Плюмосит, разн. буланжерита 311
 Пневматолит 142
 Пневматолито-гидротермальные процессы 142
 Поваренная соль (галит) 326
 Повеллит 586
 Поверхностная энергия 65
 Подолит 604
 Полевые шпаты 881
 Подуанит × (широлюзит) 400
 Полиаргирит? 309
 Полибазит 308
 Полигалит 561
 Полидимит 258
 Полирвингит 821
 Поликраз 412
 Поликсен 179
 Полимигнит 413
 Полиморфизм 54
 Поллсферит, разн. 605
 Поллуцит 905
 Поляризация ионов 46, 47
 Порпецит 171
 Портландит 459
 Пироксмангит 753
 Постулат Ле-Шателье 36, 134
 Постулат Оствальда 59
 Потарит 173
 Правило Паулинга 49, 50
 Празем, разн. 433
 Прайорит (приорит) 412
 Пренит 797
 Призматин, разн. 797
 Примазки 136
 Принцип геометрического отбора 133
 Принцип Ле-Шателье 36, 134
 Приорит 412
 Прицит (пандермит) 662
 Пробертит 658
 Прозопит 329
 Прохлорит 832
 Прустит 304
 Пришбрамит, разн. 229
 Псевдоболит 340
 Псевдобрукит 371
 Псевдовавеллит 646
 Псевдоволластонит 751
 Псевдогетерозит × (синклерит) 597
 Псевдоглаукофан, разн. 783
 Псевдокотунит 336
 Псевдолейцит (анальцим) 904
 Псевдомалахит 616
 Псевдоморфоза 130
 Псевдооолит 134
 Псевдопалаит × (гюролит) 622
 Псевдорастворы твердые 73
 Псевдотриплит × (триплит) 610
 Псевдотрифилит × (гетерозит) 596

Псиломелан 480
 Пситтацитинит \times (молттрамит), разн. 614
 Птилолит \times (морденит) 927
 Пумпеллиит 795
 Пурпурит 596
 Пухерит 595
 Пушкинит, разн. 793
 Пшибрамит (пршибрамит), разн. 229
 Пьемонтит 794

Р

Рабдофанит? водный фосфат редких земель
 Рагит? основной арсенат висмута
 Радиокальцит, разн. 499
 Радиолит \times (натролит) 921
 Радиофиллит 756
 Размеры ионов 43
 Разновидность минерала 111
 Разорит \times (кернит) 657
 Ральстонит 324
 Рамдорит \times (андорит) 308
 Рамзаит 796
 Раммельсбергит 288
 Рамделлит 402
 Ранкинит 733
 Рансомит 578
 Рансьеит 482
 Распад твердых растворов 74, 75
 Распит 590
 Ратит 310
 Ратовит (флюорит) 319, 321
 Раувит 638
 Раухтопаз (дымчатый кварц) 433
 Рашлеит, разн. 638
 Реальгар 261
 Ревдинскит 846
 Региональный метаморфизм 140, 150
 Реддингит 628
 Реддингтонит 575
 Редкие земли (лантаниды) 28
 Редонит (баррандит) 630
 Редрутит \times (халькозин) 220
 Рейерит (гиролит) 877
 Рейхардтит \times (эпсомит) 562
 Рёмерит 576
 Ренардит 638
 Рёлит, разн. 796
 Репосит (графтонит) 597
 Репперит (рёперит) 680
 Рёсслерит 623
 Рёттерсит 566
 Рётзерфордит 538
 Рёттизит, разн. 835
 Ретцианит? 621
 Рецбаниит 304
 Рибекит 784
 Риверсайдит \times (крестморит) 756
 Ризорит \times (фергюсонит) 410
 Рикардит? 225
 Ринкит 721
 Ринколит 721
 Риннеит 337
 Рихтерит 783
 Ровейт 653
 Роговая обманка 779
 Роговое серебро (кераргирит) 335
 Роговообманковый асбест 785

Родиевый невянскит 187
 Родистая платина, разн. 179
 Родистое золото? 166
 Родит \times (родистое золото)? 166
 Родицит 654
 Родолит, разн. 707
 Родонит 752
 Родохрозит 517
 Родохром, разн. 829
 Родусит, разн. 784
 Розазит 533
 Розелит 629
 Розенбушит 719
 Романешит 481
 Ромбоклас 569
 Ромбоклазит (ромбоклас) 569
 Ромейт 409
 Роскоэлит 821
 Россит 647
 Роуландит 729
 Рошерит 645
 Руть самородная 172
 Рубеллит, разн. 747
 Рубин 362
 Рубиновая обманка (сфалерит), разн. 229
 Рубиновая слюдка (лепидокрокит) 465
 Рубиновая шпинель (шпинель) 375
 Рузвельтит 595
 Румянцовит (гроссуляр) 707
 Русселит 451
 Рутениевый невянскит 187
 Рутениевый сысертскит 187
 Рутыл 390

С

Сагениит 390
 Салезит 492
 Салейт 636
 Салит 765
 Сальвадорит, разн. 578
 Самарскит 413
 Семрезит, разн. 407
 Саммит (оттрелит), разн. 825
 Самсонит 309
 Санборнит 877
 Санидин 890
 Санмартинит 586
 Сапонит 867
 Сапфир 362
 Сапфирин 727
 Сардер (халцедон) 435
 Сардоникс 436
 Саркинит 610
 Сарколит? м. б. скаполит
 Саркопсид 610
 Сармиентит 644
 Сарторит 310
 Сассолин 462
 Сафлорит 288
 Свабит 605
 Сванбергит 618
 Сведенборгит 409
 Свинец самородный 171
 Свинцовый блеск (галенит) 225
 Свинцовый псиломелан (квенселит) 482
 Свинчак, разн. 225
 Секреция 133
 Селадонит 841

Селен 198
 Селенистая сера (волканит) 195
 Селенистый водород 216
 Селенистый галенит 225
 Селенистый теллур 199
 Селенит 552
 Селенобисмутит (гуанахуатит) 267
 Селенолиннеит 256
 Селенолит 455
 Селитра 493
 Селлаит 321
 Семплеит 642
 Семсеит 310
 Сенаит 371
 Сенармонит 450
 Сенгирит 638
 Сепнолит 789
 Сера самородная 195
 Сервантит 451
 Сердолик (халцедон) 435
 Серебристая медь, разн. 160
 Серебро самородное 163
 Серебряная роговая обманка \times (кераргирит) 335
 Серебряная чернь 222
 Серебряный блеск (аргентит) 222
 Серендибит 727
 Серицит, разн. 817
 Сернистый газ 455
 Серный колчедан (пирит) 275
 Сероводород 216
 Серпентин 842
 Серпиерит 578
 Серпофит, разн. 843
 Сидеразот 211
 Сидерит 514
 Сидеродот 517
 Сидеронатрит 576
 Сидероплезит 516
 Сидеротилит 567
 Сидерофиллит, разн. 816
 Сидерофильные элементы 27
 Сиклерит 597
 Силденит 451
 Силлиманит 703
 Сильванит 269
 Сильвин 331
 Симанит 621
 Симплезит 626
 Симпсонит 411, 783
 Синадельфит 620
 Сингениит 556
 Синхизит 528
 Сипилит (фергюсонит) 410
 Сирлезит 662
 Сисмондит, разн. 825
 Ситапарит \times (биксбиит) 373
 Сихнодимит (карролит) 258
 Скаккит 337
 Скаполит 899
 Скарны 143
 Скиагит? 707
 Склодовскит 723
 Сколецит 922
 Скорзалит 621
 Скородит 631
 Скоутит 756
 Скупит (шёпит) 421
 Скуттерудит 293

Славикит, водный сложный сульфат щелочей и железа
 Смальтин 293
 Смарагдит, разн. 777
 Смикит 569
 Смитит 307
 Смитсонит 519
 Собралит \times (пироксмангит) 753
 Сода 535
 Содалит 910
 Соддит 724
 Созалит 646
 Соколиный глаз, разн. 433
 Соконит 873
 Солнечный камень 887
 Соммайрит, разн. 564
 Сомольнокит 568
 Соссорит (цоизит) 790
 Спанголит 579
 Спектры поглощения 91
 Спекулярит \times (гематит) 364
 Спенсерит 640
 Сперрилит 283
 Спёррит 689
 Спессартит (спессартин) 707
 Сподиозит 610
 Сподумен 770
 Спуррит (спёррит) 689
 Ссабелит (ашарит) 651
 Ссомольнокит (сомольнокит) 569
 Ставролит 705
 Сталагмит 135
 Сталактит 135
 Станнин 251
 Станнопалладинит 173, 188
 Сташицит 616
 Стеатит (талк) 804
 Стеклянная голова, бурая (гётит) 470
 Стеклянная голова, красная (гематит) 364
 Стеллерит 927
 Стениерит 477
 Стенструпин 755
 Стеркорит 622
 Стерретит 643
 Стефанит 309
 Стибиконит 451
 Стибиодомейкит, разн. 193
 Стибиоколумбит 411
 Стибиолоуонит 300
 Стибиопалладинит 194
 Стибиотанталит 411
 Стиблит 451
 Стибнит (антимонит) 263
 Стилотипит 306
 Стильбит (десмин) 926
 Стильпноомелан 878
 Стильпноосидерит, разн. 470
 Стильпнохлоран 839
 Стипельманит, разн. 617
 Стихтит 463
 Стокезит 737
 Стриговит 834
 Строгановит (скаполит) 901
 Стронцианит 524
 Стронциоапатит 604
 Стронциоарагонит, разн. 505
 Стронциокальцит, разн. 499
 Струверит 394, 825
 Стюартит 627

- Сукцинит, разн. 708
 Сульванит 300
 Сульфатапатит (вилкеит) 604
 Сульфат-канкринит 914
 Сульфоборит 662
 Сульфогалит 558
 Сурик 359
 Сурьма самородная 191
 Сурьмяная обманка × (кермезит) 267
 Сурьмянистое серебро, разн. 164
 Сурьмяно-серебряная обманка × (пираргирит) 306
 Сурьмяный блеск (антимонит) 263
 Суссексит 653
 Суэзит (аварунит) 178
 Сфалерит 229
 Сфен 715
 Сферит 643
 Сфериокобальтит 522
 Сферосидерит (сидерит) 515
 Сысертскит 186
 Сюрссассит (манганэпидот), разн. 794
- Т**
- Табергит, разн. 829
 Тавитокит 621
 Тавмавит, разн. 792
 Тагилит 640
 Тайниолит 822
 Таласкит, разн. 679
 Таленит 728
 Таллингит 340
 Тальк 804
 Тальктриплит, разн. 610
 Таманит (анапатит) 628
 Тамаругит 576
 Тангейт (фольбортит) 613
 Тантал? 188
 Танталат кальция 408
 Танталит 394
 Тапальпит ×, смесь
 Тапиолит 394
 Тарамеллит 799
 Тарамит, разн. 783
 Таранакит 645
 Тарапакаит 581
 Тарбуттит 612
 Таумасит 689
 Тауризит 564
 Тахидрит 334
 Твердые растворы 71 и сл.
 Теаллит × (тиллит) 229
 Тейлорит 558
 Тейнеит 580
 Теллур самородный 198
 Теллуристый висмут (тетрадимит) 267
 Теллуригит 455
 Теллуровисмутит 267
 Тенардит 556
 Тенгерит 528
 Тенниантит 297
 Тенорит 358
 Терлингуант 341
 Термонатрит 535
 Терновскит, разн. 784
 Тетрадимит 267
 Тетраэдрит 297
 Тефроит 679
 Тешемахерит 496
- Тзумебит (тсумебит) 640
 Тигровый глаз, разн. 433
 Тилазит 613
 Тиллеит 733
 Тиллит 229
 Тиманит 235
 Тинкалкониит 657
 Тинценит 727
 Типлеит 656
 Тирит × (фергюсонит) 410
 Тиродит, разн. 783
 Тиролит 642
 Тисонит × (флюоцерит) 321
 Титанавгит, разн. 766
 Титанбегафит, разн. 407
 Титанвезувиян, разн. 713
 Титанистый железняк (ильменит) 369
 Титанит (сфен) 715
 Титанклиногумит 684
 Титанолювенит, разн. 720
 Титанобиотит, разн. 813
 Титаноливин × (титанклиногумит) 684
 Титаномагнетит, разн. 377
 Титаноэльпидит 735
 Титанфлогопит, разн. 810
 Тихвинит? 618
 Тихит (тишит) 496
 Тоддит, разн. 395
 Томсенолит 325
 Томсонит 923
 Топаз 693
 Топазолит, разн. 708
 Торбернит 634
 Торианит 421
 Торит 693
 Торнебомит 723
 Торогуммит, разн. 693
 Торолит 396, 414
 Тортвейтит 729
 Трансваалит? 482
 Треворит 383
 Трэггерит 634
 Тремолит 774
 Трехманит (тречманит) 307
 Тригонит 649
 Тридимит 442
 Трибит × (стениерит) 477
 Тримерит 755
 Тринорит × (ортит) 794
 Трипкеит 649
 Триплит 610
 Триплоидит 610
 Трипугиит 409
 Тритомит?, силикат TR, Ca, B и др.
 Трифицит 596
 Трихальцит 628
 Троилит 238
 Трона 536
 Троостит (трустит) 686
 Трускоттит × (гиролит) 877
 Трустит 686
 Тсумебит 640
 Тулит, разн. 790
 Тунгомелан, разн. 480
 Тунгстенит 272
 Тунгстит 484
 Туранит 616
 Турмалин 745
 Турьит ×, смесь 470

- Тухолит 418
 Тэниолит (гайниолит) 822
 Тэнит 178
 Тюрингит 834
 Тюямунит 636
 Тяжелый шпат (барит) 540

У

- Уазанит ×, смесь
 Уванит 638
 Уваровит 708
 Угандит (бисмутотанталит) 411
 Углекислый газ 451
 Удельная поверхность 65
 Узбекит 628
 Улексит 658
 Ульманит 287
 Ульрихит × (уранинит) 416
 Ультрамарин (лазурит) 912
 Ультраосновные породы 141
 Умангит? 224
 Унгемахит 576
 Уралит 768, 781,
 Уралортит (ортит) 794
 Уранинит 416
 Урановая смолка (уранинит) 416
 Урановая смоляная руда (уранинит) 416
 Урановая чернь 417
 Урановые слюдки 632
 Уранолепидит (ванденбрандеит) 422
 Уранопилит 580
 Ураноспинит 635
 Ураносферит 422
 Ураноталлит 538
 Уранотил 723
 Ураноторит, разн. 693
 Уранофан (уранотил) 723
 Уранохальцит (купроскладовскит) 724
 Ураноцирцит 636
 Ураношпатит 635
 Урбанит, разн. 768
 Уссингит 328
 Уэлсит 925

Ф

- Файрфильдит (фейрфилдит) 629
 Факолит (шабазит) 919
 Фалькманит × (буланжерит) 311
 Фальэрц (блеклая руда) 296
 Фаматинит 300
 Фармаколит 623
 Фармакосидерит 644
 Фассанит, разн. 767
 Фаузерит 563
 Фацелит (калиофицит) 910
 Фации 149
 Фаялит 679
 Федоровит, разн. 766
 Фейрфилдит 629
 Фельзобаниит 569
 Фельшбаниит (фельзобаниит) 569
 Фенакит 686
 Фенгит, разн. 816
 Фёникохроит 582
 Фёницит (фёникохроит) 582
 Ферберит 583
 Ферванит 632
- Ферганит 637
 Фергюсонит, фергюсонит 410
 Ферморит 604
 Фернандинит 648
 Ферригаллаузит 861
 Феррибейделлит, разн. 868
 Ферримолибдит 590
 Ферримонтмориллонит, разн. 868
 Ферримусковит, разн. 816
 Ферринатрит 576
 Феррисиклерит 597
 Феррисимплезит 644
 Феррит (железо самородное) 177
 Ферриторит, разн. 693
 Ферритунгсит 590
 Ферроавгит, разн. 766
 Ферроантиторит, разн. 843
 Ферробрусит 458
 Ферроволластонит, разн. 749, 751
 Феррогексагидрит 566
 Феррогиперстен, разн. 761
 Феррокальцит?, разн. 499
 Феррокобальтин 284
 Феррокордиерит, разн. 741
 Ферромонтгичеллит, разн. 680
 Ферропихонит, разн. 762
 Ферроплатина 182
 Феррородохрозит, разн. 519
 Феррорихтерит, разн. 783
 Ферросилиит, разн. 762
 Ферроспессартин, разн. 707
 Ферростильномелан, разн. 878
 Ферротеннантит, разн. 297
 Ферротетраэдрит, разн. 297
 Феррохалькантит 567
 Феррошаллерит, разн. 878
 Ферроэденит, разн. 778
 Ферроэпсомит 562, 563
 Ферручит 322
 Феррьерит 927
 Ферсманит 719
 Ферсмит 411
 Ферчилдит 496
 Фибролит, разн. 704
 Фиброферрит 570
 Фидлерит 340
 Физелит 308
 Физико-химическая система 123
 Филлипсит 925
 Филловит 597
 Финнеманит 649
 Фиорит × (опал) 448
 Фистацит (пистацит), разн. 791
 Флайолотит 409
 Флинкит 620
 Флогистон 12
 Флогопит 810
 Флоренсит 617
 Флюеллит 324
 Флюоборит 655
 Флюорит 318
 Флюоцерит 321
 Фовлерит (фоулерит) 753
 Фоглианит × (купроскладовскит) 724
 Фоглит 538
 Фолидолит (гидрофлогопит) 836
 Фольбортит 613
 Форбезит 623
 Форманит 411

Эммонсит (дурденит) 649	Эрнит? гидросиликат Mg и Ca
Эмплектит 301	Эррит 839
Эмпрессит? 225	Эссонит (гессонит), разн. 707
Энантиотропное превращение 57	Эсхинит (эшинит) 412
Энаргит 299	Эттрингит 577
Энглишит 646	Эфесит, разн. 824
Энделлионит × (бурнонит) 302	Эффузивные породы 141
Энделлит × (галлуазит) 859	Эшвегит, разн. 407
Эндлихит 608	Эшеллит × (томсонит) 923
Эндогенные процессы 139, 140	Эшинит 412
Энигматит 796	
Энстатит 759	
Энстатит-авгит, разн. 762	
Эосфорит 646	
Эпидесмин 926	
Эпидидимит 877	
Эпидот 791	
Эпидейцит 904	
Эпистильбит, разн. 925	
Эпистолит 722	
Эпиянтинит 421	
Эпсомит 562	
Эринадин, разн. 707	
Эринит 616	
Эрионит 923	
Эритрин 626	
Эритросидерит 337	
Эритроцинкит, разн. 233	
	Юконит 647
	Юкспорит 796
	Юмит (гумит) 683
	Ютаит × (ярозит) 572
	Ю
	Юконит 647
	Юкспорит 796
	Юмит (гумит) 683
	Ютаит × (ярозит) 572
	Я
	Якобсит 382
	Ялпаит 224
	Янтинит 421
	Ярлит 324
	Ярозит 572
	Яхимовит × (купроскладовскит) 724
	Яшмы 436

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.	Стр.
Предисловие	3	
ОБЩАЯ ЧАСТЬ		
Введение	9	
Минералогия и понятие о минерале	9	
Важнейшие моменты в истории развития минералогии	10	
Значение минералов в промышленности	23	
Глава I. Земная кора и особенности ее состава	26	
Глава II. Свойства минералов	34	
1. Общие сведения	34	
2. Химическая характеристика и формулы минералов	69	
3. Физические свойства минералов	78	
Морфологические особенности минералов	79	
Прозрачность	82	
Цвет	84	
Цвет черты	93	
Блеск	93	
Спайность и излом	96	
Твердость	99	
Хрупкость, ковкость, упругость	102	
Удельный вес	103	
Магнитность	104	
Радиоактивность	105	
Прочие свойства минералов	108	
4. Обобщение	110	
Глава III. О методах детальных минералогических исследований	113	
Глава IV. Образование минералов в природе	123	
1. Общие положения	123	
2. Геологические процессы минералообразования	139	
Эндогенные процессы минералообразования	140	
Экзогенные процессы минералообразования	145	
Региональный метаморфизм и связанные с ним процессы минералообразования	150	
ОПИСАТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ		
Классификация минералов	155	
Раздел I. Самородные элементы и интерметаллические соединения	157	
1. Группа золота	160	
2. Группа ртути	172	
3. Группа железа — платины	173	
4. Группа осмия — рутения (осмистого иридия)	183	
5. Прочие самородные металлы	187	
6. Группа полуметаллов	188	
7. Интерметаллические соединения с As, Sb и Bi	193	
8. Группа серы	194	
9. Группа углерода	199	
10. Группа благородных и других самородных газов	205	
Раздел II. Карбиды, нитриды и фосфида	210	
Раздел III. Сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения	212	
I класс. Простые сернистые и им подобные соединения	216	
1. Группа сероводорода	216	
2. Группа халькозина	219	
3. Группа галенита	225	

4. Группа сфалерита	229	15. Группа арсенолита	449
5. Группа пирротина	238	16. Группа углекислоты и дву-	451
6. Группа халькопирита	247	окиси серы	
7. Группа ковеллина	253		
8. Группа кубанита	255	<i>II класс. Гидроокислы или окис-</i>	
9. Группа линнеита	256	<i>лы, содержащие гидро-</i>	
10. Группа аурипигмента	258	<i>кисл</i>	456
11. Группа антимонита	262	1. Группа брусита	456
12. Группа тетрадимита	267	2. Группа гидрагиллита	459
13. Группа калаверита	269	3. Группа гидроталькита	463
14. Группа молибденита	269	4. Группа лепидокрокита — ге-	464
15. Группа пирита	272	тита	
16. Группа скуттерудита	292	5. Группа псиломелана	477
<i>II класс. Сульфосоли</i>	294	6. Прочие гидроокислы метал-	484
1. Группа тетраэдрита	296		
2. Группа энаргита	299	Раздел VI. Кислородные соли	
3. Группа эмплектита	301	<i>(окиссоли)</i>	485
4. Группа бурнонита	301	<i>I класс. Иодаты</i>	491
5. Группа прустита	304	<i>II класс. Нитраты</i>	492
6. Группа миаргирита	307	<i>III класс. Карбонаты</i>	494
7. Двойные сульфосоли серебра		Безводные карбонаты	496
и свинца	307	1. Карбонаты щелочей	496
8. Прочие сульфосоли серебра	308	2. Двойные карбонаты щелочей	496
9. Сульфосоли свинца	309	и щелочных земель	
10. Сульфосоли прочих метал-		3. Группа кальцита	497
лов	313	4. Группа бастнезита	527
Раздел IV. Галогенные соедине-		5. Группа малахита	528
ния (галогениды)	314	6. Карбонаты висмута	534
<i>I класс. Фториды</i>	317	Водные карбонаты	535
1. Группа виллиомита	317	1. Водные карбонаты натрия	535
2. Группа флюорита	318	2. Водные карбонаты магния	536
3. Группа ферручита	322	3. Двойные карбонаты алюми-	
4. Группа криолита	322	ния с одно- и двухвалентными	
5. Прочие фториды	324	металлами	537
<i>II класс. Хлориды, бромиды и</i>		4. Карбонаты урана	537
<i> иодиды</i>	325	<i>IV класс. Сульфаты, селенаты,</i>	
1. Группа галита	326	<i>теллураты</i>	538
2. Группа карналлита	333	1. Группа барита	540
3. Группа кераргирита — нанто-		2. Ангидрит и группа гипса	548
кита	334	3. Сульфаты щелочных метал-	
4. Прочие хлориды	337	лов	556
5. Оксигалогенные соединения	338	4. Двойные сульфаты щелоч-	
Раздел V. Окислы (оксиды)	342	ных и щелочноземельных	
<i>I класс. Простые и сложные</i>		металлов	560
<i> окислы</i>	351	5. Группа эпсомита — меланте-	
1. Группа льда	351	рита	561
2. Группа куприта	355	6. Группа гексагидрита	566
3. Группа периклаза — цинкита	357	7. Группа халькантита	566
4. Группа корунда — ильменита	359	8. Группа кизерита	568
5. Группа браунита	371	9. Сульфаты трехвалентных	
6. Группа шпинели	373	металлов (Al и Fe ⁺⁺⁺)	569
7. Группа рутила	383	10. Группа алунита	570
8. Группа перовскита	402	11. Группа квасцов	573
9. Группа пирохлора	405	12. Группа галотрихита	575
10. Группа фергюсонита — эв-		13. Прочие двойные сульфаты	
ксенита — самарскита	409	Al и Fe ⁺⁺⁺ с одно- и двух-	
11. Группа уранинита	415	валентными металлами	576
12. Прочие сложные окислы тя-		14. Основные сульфаты меди,	
желых металлов	422	цинка и свинца	577
13. Группа кварца	423	15. Сульфаты прочих металлов	579
14. Группа опала	444	16. Теллураты	580

<i>V класс. Хроматы</i>	580	<i>IX класс. Бораты</i>	649
<i>VI класс. Молибдаты и вольф-</i>		Безводные бораты	651
<i>раматы</i>	582	А. Кислые безводные ортобора-	
1. Группа вольфрамата	583	ты	651
2. Группа шеелита	586	Б. Нормальные безводные орто-	
3. Прочие молибдаты и вольф-		бораты	653
раматы	590	В. Основные безводные бораты	654
<i>VII класс. Фосфаты, арсенаты и</i>		Водные бораты	656
<i>ванадаты</i>	590	1. Водные метабораты	656
Безводные фосфаты, арсенаты и		2. Водные тетрабораты	657
ванадаты	592	3. Водные пентабораты	657
А. Кислые безводные фосфаты и		4. Водные гексабораты	659
арсенаты	593	5. Прочие полибораты	662
Б. Нормальные безводные фосфа-		<i>X класс. Силикаты</i>	663
ты, арсенаты и ванадаты	593	Подкласс А. Силикаты с изо-	
1. Группа монацита	593	лированными тетраэдрами SiO ₄ в	
2. Прочие безводные нормаль-		кристаллических структурах	673
ные фосфаты и арсенаты	596	1. Группа оливина	675
В. Основные безводные фосфа-		2. Группа гумита	680
ты, арсенаты и ванадаты	598	3. Группа виллемита	684
1. Группа апатита	598	4. Группа ходкинсонита	687
2. Группа триплита	609	5. Группа ларнита	688
3. Группа либетенита	610	6. Группа спёррита	689
4. Группа деклаузита	612	7. Группа циркона	689
5. Группа дягидрита	615	8. Группа топаза	693
6. Группа псевдомалахита	616	9. Группа дистена	697
7. Группа люфренита	617	10. Группа ставролита	705
8. Группа флоренсита — гойяци-		11. Группа граната	707
та — бедангита	617	12. Группа везувяна	712
9. Прочие основные безводные		13. Группа сфена	715
фосфаты, арсенаты и ванадаты	619	14. Группа вёлерита	719
Водные фосфаты, арсенаты и ва-		15. Группа ринколита	720
надаты	621	16. Группа кентролита	723
А. Кислые водные фосфаты, ар-		17. Группа силикатов урана	723
сенаты и ванадаты	622	18. Прочие силикаты с изолиро-	
Б. Нормальные водные фосфаты,		ванными тетраэдрами SiO ₄	724
арсенаты и ванадаты	623	Подкласс Б. Силикаты с изо-	
1. Группа вивинита	624	лированными группами тетраэдров	
2. Группа гопеита	627	SiO ₄ в кристаллических структурах	728
3. Группа реддингита	628	а. Силикаты с изолированными	
4. Группа коллинсита	628	группами Si ₂ O ₇	728
5. Группа скородита	629	1. Группа тортвейтита	728
В. Основные водные фосфаты,		2. Группа каламина	729
арсенаты и ванадаты	632	3. Группа барисилита	731
1. Группа урановых слюдок	632	4. Прочие силикаты с анионами	
2. Группа бирузы	638	Si ₂ O ₇	732
3. Водные основные фосфаты и		б. Силикаты с кольцевыми ради-	
арсенаты меди, цинка и свин-		калами	734
ца	640	1. Группа бенитоита	734
4. Водные основные арсенаты		2. Группа берилла	737
двухвалентного марганца	642	3. Группа турмалина	745
5. Водные основные фосфаты и		4. Группа пироксеноидов	749
арсенаты алюминия и трехва-		5. Прочие силикаты с возмож-	
лентного железа	643	ным кольцевым строением	
6. Прочие двойные и сложные		радикалов	754
водные фосфаты и арсенаты	644	Подкласс В. Силикаты с не-	
7. Группа особых ванадатов	647	прерывными цепочками тетраэдров	
<i>VIII класс. Арсениты</i>	648	SiO ₄ в кристаллических структурах	756
		а. Силикаты с одинарными ани-	
		онными цепочками	758
		Группа пироксенов	758

6. Силикаты с двойными анионными цепочками	771	12. Группа окенита	876
1. Группа амфиболов	771	13. Прочие слюдоподобные минералы	877
2. Группа асбеста	784		
в. Силикаты с более сложной цепочечной структурой		Подкласс Д. Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами из тетраэдров (Si, Al)O ₄ в кристаллических структурах	879
1. Группа эпидота	790		
2. Прочие силикаты	790	1. Группа полевых шпатов	881
Подкласс Г. Силикаты с непрерывными слоями тетраэдров SiO ₄ в кристаллических структурах	799	Подгруппа плагиоклазов	883
1. Группа талька — пиррофилита	804	Подгруппа ортоклаза	889
2. Группа слюд	808	Подгруппа гиалофанов	897
Подгруппа биотита	810	2. Группа скаполита	898
Подгруппа мусковита	816	3. Группа лейцита	902
Подгруппа лепидолита	821	4. Группа нефелина	907
3. Группа хрупких слюд	823	5. Группа содалита	910
4. Группа хлоритов	826	6. Группа канкринита	914
5. Гидрослюды и им подобные минералы	836	7. Группа цеолитов	916
6. Группа серпентина — каолинита	841	Подгруппа шабазита	919
Подгруппа серпентина	842	Подгруппа натролита — томсонита	920
Подгруппа каолинита	848	Подгруппа гейландита и филлипсита	924
7. Группа галлуазита	856	Прочие цеолиты	927
8. Группа аллофана	865	8. Прочие силикаты с анионами каркасного строения	927
9. Группа монтмориллонита	865		
10. Группа апофиллита	873	<i>Главнейшая литература по минералогии</i>	929
11. Группа мелилита	874	<i>Предметный указатель</i>	932

Редактор *Г. А. Крутов*
 Редактор издательства *Н. А. Сергеева*
 Переплет художника *С. Н. Новского*
 Оформление и техническая редакция *М. Е. Кац*
 Корректор *А. Г. Покровский*

* * *

Подписано к печати 10/X--1950 г.
 Т—08402 Зак. 1965
 Формат 70 × 108^{1/16} Объем 60 п. л.
 Уч.-изд. л. 89,7 Тираж 5000 экз.
 Цена в переплете 83 р. 75 к.

* * *

Отпечатано с готового набора
 в типографии «Красное Знамя».
 Сушевская, 21.