

А. Ф. ЯКУШОВА,  
В. Е. ХАИН,  
В. И. СЛАВИН

# ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Под редакцией  
академика В. Е. ХАИНА

*Допущено Министерством высшего  
и среднего специального образова-  
ния СССР в качестве учебника для  
студентов геологических специаль-  
ностей вузов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА  
1988

Якушова А. Ф., Хаин В. Е., Славин В. И.  
Общая геология / Под ред. В. Е. Хаина. — М.: Изд-во МГУ, 1988. — 448 с.  
— ISBN 5—211—00131—1.

Учебник написан с учетом новых данных, полученных в результате космических, геофизических, океанологических, изотопных и других исследований и приведших к существенному пересмотру представлений о Земле, происхождении ее как планеты, внутреннем строении, природе тектонических движений и деформаций, вулканизме, причинах сейсмической активности, покровных следенениях, геологической деятельности моря и др.

Для студентов геологических специальностей вузов, геофизиков, географов, почвоведов.

Табл. 9. Ил. 173. Библиогр. 115 назв.

Рецензенты:

кафедра общей геологии и геологического картирования МГРИ;  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор Г. С. Поршняков

УЧЕБНИК

Якушова Александра Федоровна,  
Хаин Виктор Ефимович,  
Славин Владимир Ильич

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Зав. редакцией И. И. Шехура. Редактор Н. В. Барина. Художественный редактор Е. Н. Демина. Переплет художника О. Н. Гребенюка. Технический редактор Г. Д. Колосова. Корректоры М. И. Эльмус, М. А. Мерецкова

ИБ № 3071

Сдано в набор 22.06.87. Подписано в печать 31.03.88. Л-36602. Формат 60×90/16. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Высокая печать. Усл. печ. л. 28,0. Уч.-изд. л. 32,34. Тираж 13 100 экз. Заказ 133. Изд. № 4645. Цена 1 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета.  
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.  
Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.  
119899, Москва, Ленинские горы

Настоящий учебник по курсу «Общая геология» соответствует программе этого курса, читаемого студентам геологических специальностей вузов. В учебнике учтены все новые фактические геологические данные по геологии континентов и океанов, полученные за последние два десятилетия. При написании учебника авторы преследовали три цели: создать учебник, достаточно полный по содержанию и вместе с тем компактный по объему, отразить современные представления о происхождении и строении Земли и земной коры, строении и осадках океанов, закономерностях и причинах магматизма и тектогенеза и других геологических процессов, сочетать научный характер изложения с доступностью для студентов первого курса.

Главы 1, 4, 14, 15, конец 16-й, 17, 18, 19 и 21 написаны В. Е. Хаиным, главы 2, 5, 7, 8, 9, 10, 11 — А. Ф. Якушовой, главы 3, 6, 12, 13, 16, 20 — В. И. Славиним.

Авторы приносят искреннюю благодарность сотрудникам кафедры общей геологии и геологического картирования Московского геологоразведочного института и профессору Ленинградского университета Г. С. Поршнякову за глубокий и всесторонний анализ рукописи и ценные рекомендации. Авторы благодарны проф. Т. И. Фроловой, проф. Н. Н. Романовскому, доц. Е. Б. Яковлевой, ст. науч. сотр. С. Г. Рудакову, ст. преподавателю В. И. Фельдману, ст. науч. сотр. К. А. Кондратьевой за ценные советы по отдельным главам рукописи.

Авторы выражают благодарность А. Г. Дубровину и коллективу картографической лаборатории, Н. В. Бакшеевой и другим работникам библиотеки и особенно своим ближайшим помощникам Н. И. Быковой, А. Г. Окновой и Е. В. Осиповой.

Замечания по учебнику просьба направлять по адресу: 119899, Москва, ГСП-3, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет, кафедра динамической геологии. Все предложения по дальнейшему совершенствованию книги будут приняты авторами с благодарностью.

Я 1904010000(4309000000)—067 131—88  
077(02)—88

ISBN 5—211—00131—1

© Издательство Московского университета, 1988 г.



# ЧАСТЬ I

## ВВОДНАЯ

### ГЛАВА I

#### ГЕОЛОГИЯ, ЕЕ ПРЕДМЕТ, ЗАДАЧИ, РАЗДЕЛЫ И МЕТОДЫ

Термин «геология» произведен от двух греческих слов: «гео» — земля и «логос» — знание, наука. Иначе говоря, это *наука о Земле*, но такое определение оказывается недостаточным, прежде всего потому, что есть и другие науки о Земле — география, геофизика, геохимия. У всех этих наук *объект* общий — Земля, но *предметы* разные. География изучает устройство поверхности Земли, ее взаимодействие с водой и воздушной оболочкой, с населяющим Землю органическим миром. Геофизика занимается исследованием внутреннего строения Земли, физического состояния ее недр, ее физических полей — гравитационного (поле силы тяжести), магнитного, теплового, электрического. В задачу геохимии входит изучение химического состава Земли и ее отдельных оболочек, судьбы (миграции) атомов химических элементов и их изотопов. Геология в широком смысле включает все эти науки, но в более узком и строгом смысле ее предметом является в основном верхняя каменная оболочка Земли — *земная кора*, а точнее, *литосфера*, охватывающая кроме коры верхнюю часть промежуточной, между ядром и корой, оболочку — мантию.

Земная кора и самая верхняя часть мантии доступны изучению собственно геологическими методами, которые включают осмотр и опробование горных пород, выходящих на поверхность Земли (не только суши, но и дна морей и океанов), их извлечение из глубины с помощью шахт (глубиной до 4 км в Индии и Южной Африке) и буровых скважин (глубиной до 12,5 км — самая глубокая в СССР на Кольском полуострове). Более глубокие недра Земли изучаются геофизическими методами. Земная кора (и литосфера в целом) заключает залежи полезных ископаемых, поисками и разведкой которых занимаются геологи. На ее поверхности воздвигаются здания и различные инженерные сооружения, обеспечение устойчивости которых также составляет задачу геологов. Но правильное решение этих задач немыслимо без знания общих закономерностей строения и развития земной коры и всей литосферы. В свою очередь раскрытие этих закономерностей и познание лежащих в их основе причин невозможны без изучения Земли в целом, ибо Земля представляет собой единую природную систему. Изучение же Земли в целом требует обязательного привлечения данных геофизики и геохимии.

Знание происхождения и развития Земли, условий образова-

ния и эволюции земной коры, ее строения и состава во взаимодействии с внешними оболочками — водной (гидросферой), воздушной (атмосферой) — составляет необходимое звено материалистического мировоззрения. Оно позволяет понять, как совершается переход от неорганического к органическому миру, изучаемому биологией, субстратом (почвой) для которого служит земная кора. Таково теоретическое значение геологии.

Ее практическое значение состоит прежде всего в разработке методов обнаружения залежей (месторождений) полезных ископаемых, которые нужны для промышленности, сельского хозяйства (минеральные удобрения) и строительства. Среди полезных ископаемых различают *рудные*, или *металлические* (из них добывают различные металлы), *нерудные*, или *неметаллические* (из них добывают фосфор, калий — для удобрений, каменную соль, серу и др.), *строительные материалы*, драгоценные (алмаз, рубин, сапфир и др.), полудрагоценные, или поделочные (аметист, яшма, малахит и др.), камни, *горючие* (уголь, нефть, горючий газ). Подземная вода — тоже полезное ископаемое; ею занимается отрасль геологии, именуемая *гидрогеологией*. Геология рудных и нерудных месторождений, геология горючих ископаемых также выделились в особые научные дисциплины. Все вместе они образуют раздел геологии, называемый *прикладной*, или *практической, геологией*.

Другая крупная задача прикладной геологии — изучение геологических условий мест, предназначенных для возведения различного рода сооружений — гражданских и промышленных зданий, плотин, каналов и т. п. — в целях обеспечения их устойчивости. Решение этой задачи возлагается на *инженерную геологию*, а в районах развития многолетней мерзлоты — на *мерзлотоведение* (геокриологию).

К этой задаче примыкает еще одна, также очень важная — предостережение или заблаговременное предупреждение о грозных геологических явлениях — обвалах, оползнях, землетрясениях, вулканических извержениях (последние две задачи решаются вместе с геофизикой) и др.

В последние два десятилетия, с наступлением космической эры, геологические наблюдения начали проводиться и на других телах Солнечной системы. На Луне даже побывал космонавт-геолог. Возникла *космическая геология*.

Но вернемся к основным разделам геологии, на этот раз теоретической. Здесь следует прежде всего выделить раздел геологии, изучающий вещество, слагающее кору и мантию Земли. Он включает *минералогию* — науку о минералах — природных химических соединениях, слагающих горные породы или встречающихся отдельно. Поскольку минералы обычно имеют форму кристаллов, минералогия тесно связана с физической наукой — *кристаллографией*, а поскольку форма кристаллов в свою очередь связана с химическим составом, то и с *кристаллохимией* — наукой, одновременно и физической, и химической. Горные породы хотя и состоят из минералов, но представляют их закономерные сочетания

ния и поэтому изучаются особой наукой — *петрологией*<sup>1</sup> (греч. «петрос» — скала, камень). Особый класс горных пород — осадочные породы (см. гл. 2) — являются предметом и особой науки — *литологии* (греч. «литос» — камень). Минералогия, петрология и литология тесно связаны с *геохимией* — наукой о химическом составе Земли, и поэтому нередко говорят о геохимическом цикле наук.

Следующий крупный раздел геологии — *динамическая геология* — изучает геологические процессы, т. е. процессы, которые изменяют земную кору и ее поверхность, ведут к разрушению одних горных пород и к созданию других. Эти процессы подразделяются на экзогенные (рожденные внешними причинами) и эндогенные (рожденные внутренними причинами). *Экзогенные процессы* протекают под действием солнечной энергии в сочетании с гравитационной (силой тяжести); *эндогенные* — под действием внутренней энергии, внутреннего тепла Земли, также в сочетании с гравитационной энергией. В природе, в геологической среде наблюдается тесное переплетение, взаимодействие эндо- и экзогенных процессов. Так, горы образуются под действием внутренних, глубинных сил, вызывающих их поднятие, но детали их рельефа формируются экзогенными процессами — деятельностью ледников, рек и т. д.

К числу разделов динамической геологии относятся *тектоника*, или *геотектоника*, — научная дисциплина, изучающая строение земной коры (литосферы) и ее изменения, а также *геоморфология* — наука о рельефе поверхности Земли и его происхождении. Геоморфология — пограничная между географией и геологией наука, поскольку характеристика рельефа входит в задачу географии, а выяснение его происхождения — геологии.

Третий раздел теоретической геологии — *историческая геология*. Она рассматривает историю земной коры и всей нашей планеты, смену на ее поверхности физико-географических условий — *палеогеография*, тектонических условий — *палеотектоника*, климатов, фаун и флор, последовательность образующихся горных пород, в основном осадочных (накапливающихся в виде осадков на дне морей, озер, рек и т. п.), — *стратиграфия*. Большую помощь в установлении относительного возраста осадочных пород оказывает изучение захороненных в них остатков древних, вымерших организмов, набор которых был характерен для определенных эпох истории Земли. Таким образом, биологическая наука — *палеонтология*, изучающая ископаемые организмы, оказывает неоценимую службу стратиграфии и исторической геологии, подобно тому как физическая наука — кристаллография — минералогии.

Наконец, четвертый раздел теоретической геологии, стоящий

ближе всего к прикладной геологии, — это *региональная геология*. Ее задача состоит в описании геологического строения — возрастной последовательности горных пород, образуемых ими структурных форм, а также истории развития отдельных участков (регионов) земной коры, от небольших до очень крупных — континентов, океанов — и даже земной коры в целом. Обычно это строение изображается на *геологических картах* разного масштаба; на них отражено распространение на поверхности Земли пород разного типа, состава и возраста. Геологические карты и производные от них разновидности — тектонические и другие карты — служат основой для поисков и разведки полезных ископаемых, для строительства различных сооружений.

Настоящий учебник посвящен в основном геологическим процессам, т. е. динамической геологии. Но в его вводной части содержатся общие сведения о Земле и земной коре, знание которых необходимо для понимания геологических процессов. А в заключительной части коротко рассматриваются основные этапы истории геологической науки и современные задачи геологической службы в нашей стране. Каждая наука отличается от других наук не только своими объектами и предметом, но и применяемыми для их изучения методами. Например, интересы геологии и геофизики в изучении земной коры в общем совпадают, но геологи и геофизики работают принципиально различными методами, хотя при этом геологи используют результаты применения геофизических методов, а геофизики — геологических.

Основной, традиционный метод геологических исследований заключается в изучении естественных выходов (обнажений) горных пород на поверхность начиная с описания их состава, типа, условий залегания (горизонтальное, наклонное, складчатое и т. д.), взаимоотношений. Наилучшие обнажения горных пород находятся в берегах рек, озер, морей, в обрывах горных вершин. Для более точного определения состава и типа минералов, пород, особенно полезных ископаемых, степени и характера их деформированности берутся соответствующие пробы (образцы), которые затем подвергаются различным видам лабораторного анализа — химического, микроскопического и др. В осадочных породах ведутся поиски органических остатков, по которым можно было бы определить возраст породы палеонтологическим методом, но теперь широко применяются и различные физические методы определения возраста горных пород (см. гл. 3, § 2). В отличие от палеонтологического метода физические методы пригодны для всех типов горных пород, не только осадочных. Там, где «коренные» горные породы прикрыты растительностью, почвой, наносами (самым верхним слоем рыхлых отложений), для составления геологической карты местами приходится вскрывать коренные породы канавами, шурфами (квадратные ямы с вертикальными стенками), использовать для наблюдений карьеры, заложенные для добычи строительных материалов и других полезных ископаемых (уголь, железная, медная руда и т. п.). Для изучения пород, залегающих

<sup>1</sup> Ранее ее называли петрографией, но петрография — это описание камней, а петрология — более высокая ступень их познания — наука о камнях.

на большой глубине, приходится бурить скважины, сооружать шахты (последние обычно уже для добычи полезных ископаемых) или горизонтальные тоннели — штольни (для той же цели). Однако и наносы представляют интерес для геологов — специалистов по инженерной геологии, ибо на них приходится возводить сооружения. Породы, служащие основанием для искусственных сооружений, обычно именуется *грунтами*; отсюда название раздела инженерной геологии — *грунтоведение*.

Совокупность приемов, используемых геологом при полевых наблюдениях, составляет содержание полевой геологии. Поскольку конечной целью этих наблюдений является составление геологических карт, соответствующая дисциплина обычно именуется *геологическим картированием* (геокартированием). Однако в настоящее время традиционные приемы полевой геологии уже не удовлетворяют геологов. Дополнением к ним давно служит изучение геологического строения местности по *аэрофотоснимкам*, а в последнее время и по *космоснимкам*, сделанным с искусственных спутников Земли и космических станций, причем с использованием специальной техники — радарной и др. Эта техника позволила, например, «прощупать» коренные породы под густым растительным покровом бассейна р. Амазонки или песчаными наносами пустыни Сахары. Изучение аэрофото- и особенно космоснимков дает также то преимущество, что на них наглядно выступают крупные черты строения земной поверхности и коры, которые при наземных наблюдениях распадаются на отдельные детали. Вместе с тем необходимо помнить, что использование аэрокосмической информации, т. е. применение *дистанционных методов*, хотя и существенно ускоряет, уточняет и дополняет обычное геологическое картирование, но отнюдь не отменяет традиционные приемы *прямых* геологических наблюдений. Они необходимы хотя бы для проверки результатов интерпретации аэро- и космоснимков.

В арсенал полевого геолога и особенно геолога — разведчика полезных ископаемых кроме дистанционных методов все шире входит использование геофизических и геохимических методов. Их значение повышается с каждым днем, по мере исчерпания залежей полезных ископаемых, открываемых по их выходам на поверхность или по поверхностным признакам (например, естественным выходам нефти, газа, свидетельствующим об их наличии на глубине). Возникает задача глубинного, *объемного* геологического картирования, прогноза распространения скрытых на глубине залежей полезных ископаемых. И здесь уже невозможно обойтись без применения геофизических методов, основанных на том, что горные породы разного состава обладают разными физическими (например, магнитными) свойствами и по-разному проводят электрический ток, упругие колебания, вызываемые землетрясениями или искусственными взрывами, вибраторами и т. п. (магниторазведка, электроразведка, сейсморазведка).

Значение геофизических методов особенно велико в *морской геологии*. Эта отрасль геологической науки развилась в последние

три десятилетия в связи с началом освоения полезных ископаемых (в первую очередь нефти и газа), залегающих под дном морей и океанов. Уже в настоящее время со дна моря получают около 30% добываемой в мире нефти. Морские геологические исследования включают изучение рельефа морского дна, его фотографирование, взятие проб скальных горных пород и рыхлых осадков. В последние годы для изучения обнажений на дне моря и взятия образцов начали успешно применяться подводные обитаемые аппараты с манипуляторами. Строение осадочного слоя морей и океанов и земной коры в целом успешно изучается сейсмическими методами, тепловое и магнитное поля и поле силы тяжести — специальными приборами. В открытом океане со специальных буровых судов пробурено более 650 скважин; многочисленные скважины пробурены на мелководье в поисках нефти и газа.

В последние десятилетия на вооружение геологических лабораторий поступили такие сложные и совершенные приборы, как масс-спектрометры (для изотопного анализа, необходимого, в частности, при определении возраста горных пород), микроанализаторы-микронды (для определения содержания не только главных, но и более редких компонент минералов и пород), а при обработке полученных данных все шире используются ЭВМ. Отсюда следует, что современный геолог должен обладать основательной подготовкой в области фундаментальных наук — математики, физики, химии.

Однако геология, как и любая другая наука, не может ограничиваться собиранием фактов, а должна уметь их обобщать, выявлять закономерности, создавать теории, их объясняющие. Успеху в этом деле может способствовать овладение *диалектическим методом мышления*, который побуждает нас воспринимать все явления и предметы в их естественной взаимосвязи и взаимозависимости, искать противоречия, вскрывать борьбу противоположностей, являющуюся движущей силой развития, вскрывать переход количественных изменений в качественные, воспринимать смену стадий и этапов развития как последовательное отрицание предыдущей стадии на данной стадии и отрицание этого отрицания на следующей, как необратимый, поступательный процесс.

Одним из важнейших методов геологических обобщений, касающихся природы геологических процессов, является *метод актуализма*. Наиболее краткую его формулировку дал знаменитый британский геолог прошлого века Ч. Ляйель: «Настоящее есть ключ к познанию прошлого». Действительно, исследователь не может непосредственно наблюдать, как протекал тот или иной геологический процесс 20, 50 и более миллионов лет назад. Но он может изучить во всех подробностях, как аналогичный процесс, скажем, деятельность рек, протекает сегодня, на наших глазах, и распространить свои выводы на геологическое прошлое. Пользуясь методом актуализма, геологи смогли создать стройную теорию экзогенных и эндогенных процессов.

Необходимо, однако, помнить, что метод актуализма имеет оп-

ределенные и серьезные ограничения. Диалектика учит нас тому, что развитие необратимо, могут повторяться лишь сходные, но не тождественные его стадии. Чем дальше от нашей эпохи отстоит та или иная геологическая эпоха, тем больше условия этой эпохи отличались от современных. Так, на ранних стадиях развития Земли температура ее поверхности могла быть существенно выше современной, из недр поступало гораздо больше тепла (запас радиоактивных элементов был выше), в атмосфере не было свободного кислорода, органическая жизнь была крайне примитивной (бактерии, водоросли) и не оказывала столь существенного, как позднее, воздействия на геологические процессы и т. д. С этой точки зрения для геолога очень важны данные по «геологии» других планет Солнечной системы, остановившихся в своем развитии на более ранних стадиях, т. е. данные *сравнительной планетологии*.

В ходе развития Земли эволюционировали и состав и строение земной коры. Появлялись новые виды минералов и горных пород и исчезали другие, изменялся тип деформаций горных пород, менялся рельеф Земли, возникали и исчезали целые континенты и океаны. Особенно быстро эволюционировал органический мир, завоевывая все новые жизненные пространства и оказывая все большее влияние на ход геологических процессов, особенно с появлением человека и его цивилизации. Некоторые геологические эпохи были похожи на современную с ее господством суши, резкими климатическими контрастами, обширными ледниковыми покровами в полярных областях, другие же от нее значительно отличались. Все это должно учитываться при использовании метода актуализма, который, оставаясь руководящей нитью познания геологических явлений и процессов, должен применяться в рамках более широкого сравнительно-исторического метода. Всегда необходимо помнить, что геология — наука историческая.

Определенное место в исследованиях как по теоретической, так и по практической геологии занял к настоящему времени *эксперимент* (физическое моделирование). Он успешно применяется в минералогии — синтез минералов, в том числе алмаза и других драгоценных камней, в петрологии — плавление и синтез горных пород, в тектонике — воспроизведение деформаций горных пород, в инженерной геологии и других отраслях геологической науки. Эксперимент — незаменимое средство изучения глубинных процессов, не поддающихся непосредственному наблюдению. Прокладывает себе путь и *математическое моделирование*, особенно успешно в геофизике.

## ГЛАВА 2

### СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ

#### 1. ФОРМА И РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ

Первые представления о форме и размерах Земли появились в глубокой древности. Длительное время Земля рассматривалась как шарообразное тело. В XVII—XVIII вв., когда для изучения размеров Земли впервые стали применяться более точные методы измерения (триангуляция), было выяснено, что Земля не представляет собой идеального шара, так как полярный и экваториальный радиусы неодинаковы (разница между ними составляет немногим более 21 км). Это свидетельствует о сплюснутости ее по оси вращения. Формирование фигуры Земли определялось совместным действием гравитации и центробежных сил. Равнодействующая этих сил называется силой тяжести и выражается в ускорении, которое приобретает каждое тело у поверхности Земли. На рубеже XVII и XVIII вв. И. Ньютоном теоретически было обосновано положение о том, что под воздействием силы тяжести Земля должна иметь сжатие в направлении оси вращения и принять форму эллипсоида, или сфероида. Последующие измерения дуг меридианов или параллелей, выполненные в разных странах, подтвердили теоретические положения и расчеты И. Ньютона. Они также показали, что Земля сжата не только на полюсах, но в небольшой степени и по экватору (наибольший и наименьший радиусы экватора отличаются по длине на 213 м), т. е. является не двухосным, а трехосным эллипсоидом.

Представления о Земле как об эллипсоиде (или сфероиде) в первом приближении верны, но в действительности реальная поверхность Земли более сложна. Наиболее близкой к современной фигуре Земли является фигура, получившая название *геоида* (дословно — «землеподобный»). Геоид — некоторая воображаемая уровенная поверхность, по отношению к которой сила тяжести повсеместно направлена перпендикулярно. На площади акватории океанов геоид совпадает с поверхностью воды, находящейся в полном покое. Продолжая эту уровенную поверхность океана под материка и острова так, чтобы она оставалась перпендикулярной к направлению отвеса, получаем поверхность геоида. Иными словами, геоид — это уровенная поверхность гравитационного потенциала (т. е. поверхность, во всех точках перпендикулярная к направлению отвеса), совпадающая с поверхностью воды океанов. Расхождение между геоидом и эллипсоидом (сфероидом) местами достигает  $\pm 100$ —150 м (рис. 2.1). Такие отклонения связаны с неравномерным распределением масс разной плотности в теле Земли, влияющим на изменение силы тяжести (на направлении отвеса и перпендикулярных к ним уровенных поверхностях), а следовательно, и на форму геоида.

Форма и размеры Земли были вычислены геодезистом А. А.

Изотом в 1940 г. Выведенная им фигура была названа эллипсоидом Красовского<sup>1</sup>. В настоящее время в Советском Союзе принимается эллипсоид Красовского, параметры которого подтверждаются современными исследованиями, в том числе с помощью

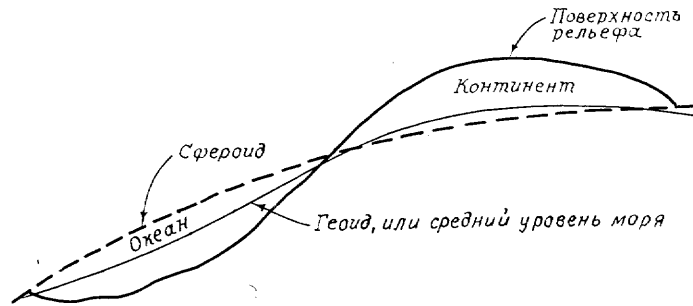


Рис. 2.1. Поверхность рельефа, сфероид и геоид

искусственных спутников Земли, и имеют большое значение при решении научных и практических задач геодезии, картографии и др. Основные параметры по эллипсоиду Красовского: экваториальный радиус — 6378,245 км; полярный радиус — 6356,863 км; полярное сжатие  $a = \frac{1}{298,25}$ . Площадь поверхности Земли составляет около 510 млн км<sup>2</sup>, ее объем —  $1,083 \cdot 10^{12}$  км<sup>3</sup>, масса —  $5,976 \cdot 10^{27}$  г.

## 2. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Главной особенностью строения Земли является неоднородность физических свойств и дифференцированность состава вещества по радиусу с обособлением ряда оболочек. Непосредственному наблюдению доступны лишь самые верхние (до глубин 15—20 км) горизонты земной коры, выходящие на поверхность или вскрытые рудниками, шахтами и буровыми скважинами.

Представление о составе и физическом состоянии более глубоких зон Земли основывается главным образом на данных комплекса геофизических методов. Из них особое значение имеет сейсмический (греч. «сейсма» — сотрясение) метод, основанный на регистрации скорости распространения в теле Земли волн, вызываемых землетрясениями или искусственными взрывами (рис. 2.2). В очагах землетрясений возникают продольные сейсмические волны (*P*), которые рассматриваются как реакция среды на изменение объема, и поперечные волны (*S*), представляющие собой реакцию среды на изменение формы и поэтому распространяющиеся только в твердых телах.

<sup>1</sup> В честь крупного советского геодезиста Ф. Н. Красовского.

**Оболочки и ядро Земли.** На основании сейсмических данных выделяют три главные области Земли, отделенные друг от друга четко выраженными поверхностями раздела первого порядка, где скорости сейсмических волн резко изменяются (рис. 2.3).

1. *Земная кора* (слой А, по К. Буллену) — твердая верхняя оболочка Земли. Ее мощность изменяется от 5—10 (12) км под

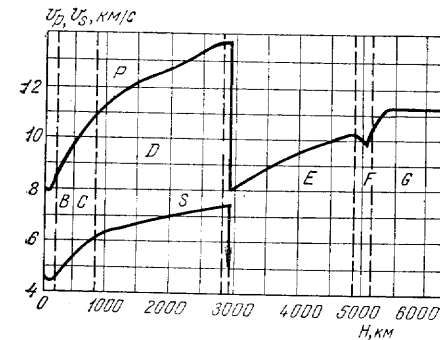


Рис. 2.2. График скорости распространения сейсмических волн (*P* и *S*) в пределах Земли (по В. А. Магницкому)

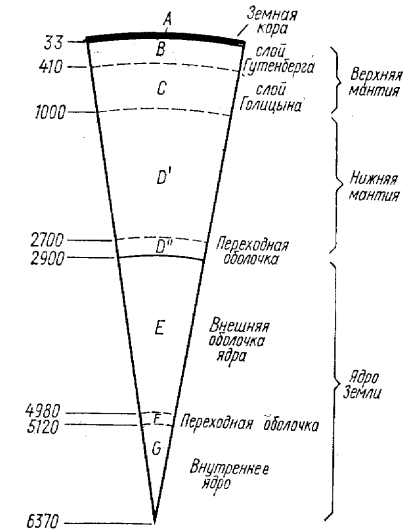


Рис. 2.3. Оболочки Земли, выделяемые по скорости распространения сейсмических волн

водами океанов до 30—40 км в равнинных областях и до 50—75 км в горных районах (максимум под Андами и Гималаями).

2. *Мантия Земли* распространяется ниже земной коры до глубины 2900 км от поверхности. Она подразделяется на две части: верхнюю мантию (слои В и С)<sup>2</sup> до глубины 900—1000 км и нижнюю мантию от 900—1000 до 2900 км.

3. *Ядро Земли.* В нем выделяют внешнее ядро — слой Е до глубин около 4980 км, переходный слой в интервале глубин 4980—5120 км и внутреннее ядро ниже 5120 км.

Скорость распространения продольных сейсмических волн (см. гл. 15) в нижней части земной коры в среднем 6,5—7,0 до 7,4 км/с, а поперечных волн  $v_s$  — около 3,7—3,8 (4,1) км/с. Земная кора отделяется от мантии в большинстве случаев достаточно резкой сейсмической границей, ниже которой скорость продольных волн возрастает до 7,9—8, иногда 8,2—8,3 км/с, а поперечных — до 4,5—

<sup>2</sup> Ряд исследователей к верхней мантии относят слой В (до глубины 400 км), а слой С называют переходным, или средним, слоем (он еще именуется слоем Голицына, в честь русского сейсмолога).

4,7 км/с. Этот сейсмический раздел первого порядка между земной корой и мантией был впервые установлен югославским сейсмологом А. Мохоровичичем и поэтому называется *поверхностью Мохоровичича* (сокращенно Мохо, или М). Граница Мохо является опорной границей, от которой регистрируются устойчивые отраженные и преломленные сейсмические волны.

Сейсмическим методом в слое В верхней мантии установлен слой относительно менее плотных, как бы «размягченных» горных пород, называемый *астеносферой* (греч. «астянос» — слабый). В астеносферном слое наблюдается понижение скорости сейсмических волн, особенно поперечных, и повышение электропроводности, что свидетельствует о своеобразном состоянии вещества, менее вязком, более пластичном по отношению к выше- и нижележащим слоям. Вязкость астеносферы около  $10^{19}$  Па·с, т. е. на 2—3 порядка ниже, чем в покрывающих и подстилающих ее слоях мантии. Астеносферный слой располагается на различных глубинах: под континентами от 80—120 до 200—250 км, под океанами от 50—70 до 300—400 км. Он наиболее четко выражен и приподнят, местами до глубин 20—25 км и менее, под наиболее подвижными зонами земной коры и, напротив, слабо выражен и опущен под наиболее спокойными участками континентов (щитами платформ). Понижение скоростей сейсмических волн  $v_p$  и  $v_s$  и повышение электропроводности в астеносфере связаны с частичным плавлением вещества мантии (1—10%), происходящим в результате более быстрого повышения температуры с глубиной, чем повышения давления. Вязкость астеносферного слоя существенно изменяется как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, изменяется и его мощность. Астеносфере, как мы увидим ниже, принадлежит большая роль в глубинных геологических процессах.

Твердый наастеносферный слой мантии вместе с земной корой называется *литосферой*. Ниже астеносферы скорость продольных сейсмических волн резко возрастает, достигая на глубинах 900—1000 км, 11,3—11,4 км/с. В нижней мантии  $v_p$  продолжает возрастать, но медленнее, чем в слое С верхней мантии, достигая на глубине 2700—2900 км 13,6 км/с, а скорость поперечных волн (в основании нижней мантии)  $v_s = 7,2—7,3$  км/с. На глубине 2900 км отмечается следующий сейсмический раздел первого порядка, отделяющий мантию от ядра. Здесь скорость продольных волн скачкообразно падает с 13,6 км/с в основании мантии до 8,1 км/с в ядре. Во внешнем ядре скорость продольных сейсмических волн постепенно возрастает до 10,4—10,5 км/с, уменьшается до 9,5—10 км/с в слое F, во внутреннем ядре (слой G) увеличивается до 11,2—11,3 км/с. Поперечные сейсмические волны ниже глубин 2900 км в ядро Земли не проникают.

**Плотность и давление.** Средняя плотность Земли по гравиметрическим данным составляет  $5,52$  г/см<sup>3</sup>. Плотность горных пород, слагающих земную кору, колеблется от 2,4—2,5 до 2,9—3,0 г/см<sup>3</sup>. В среднем плотность горных пород земной коры может быть при-

нята равной  $2,8$  г/см<sup>3</sup>. Сопоставляя эту величину со средней плотностью Земли, следует предполагать значительное увеличение плотности в мантии и ядре Земли. В наастеносферной части мантии непосредственно ниже границы Мохо плотность пород зна-

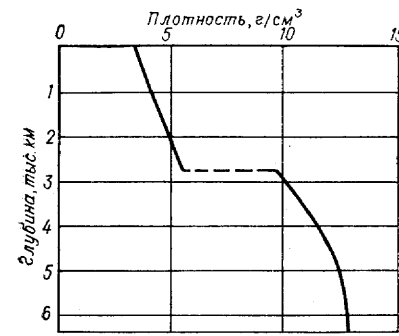


Рис. 2.4. Плотность пород внутри Земли (по М. С. Молоденскому)

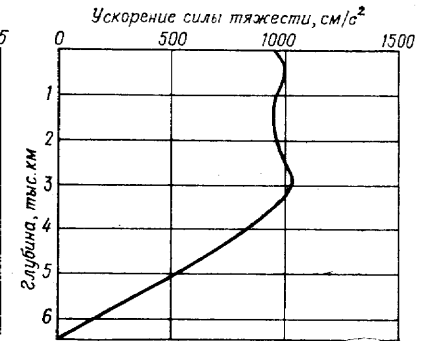


Рис. 2.5. Ускорение силы тяжести внутри Земли

чительно выше, чем в коре, и составляет  $3,3—3,4$  г/см<sup>3</sup>, в основании нижней мантии на глубине 2900 км она достигает  $5,6—5,7$  г/см<sup>3</sup>. При переходе от мантии к ядру происходит резкий скачок плотности до  $9,7—10$  г/см<sup>3</sup>; затем она повышается до  $11—11,5$  г/см<sup>3</sup>, а во внутреннем ядре составляет примерно  $12,5—13$  г/см<sup>3</sup> (рис. 2.4). Приведенные данные указывают, что существенные изменения плотности соответствуют сейсмическим разделам первого порядка между земной корой и верхней мантией и между нижней мантией и внешним ядром. В соответствии с указанными изменениями плотности произведены расчеты давления на различных глубинах:

Глубина, км	40	100	400	1000	2900	5000	6370
Давление, МПа	$1 \cdot 10^3$	$3,1 \cdot 10^3$	$14 \cdot 10^3$	$35 \cdot 10^3$	$137 \cdot 10^3$	$312 \cdot 10^3$	$361 \cdot 10^3$

Ускорение силы тяжести по величине изменяется от  $982$  см/с<sup>2</sup> у поверхности до максимального значения около  $1037$  см/с<sup>2</sup> в основании нижней мантии (2900 км). В ядре ускорение силы тяжести начинает быстро падать, доходя в промежуточном слое F до  $452$  см/с<sup>2</sup>, на глубине 6000 км до  $126$  см/с<sup>2</sup> и в центре до нуля (рис. 2.5).

**Магнетизм.** Земля представляет собой как бы гигантский магнит с силовым полем вокруг. Геомагнитное поле дипольное. Магнитные полюса Земли в настоящее время расположены вблизи географических полюсов, но не совпадают с ними. Различают магнитное склонение и магнитное наклонение. Магнитное склонение определяется углом отклонения магнитной стрелки компаса (установленной по направлению магнитной силовой линии) от географического меридиана. Склонение может быть западным и восточным. Линии, соединяющие на карте точки с одинаковым скло-



нением, называются *изогонами*. Магнитное склонение определяется углом наклона магнитной стрелки к горизонту. Наибольшее склонение наблюдается в районе магнитных полюсов. Линии, соединяющие на карте точки с одинаковым наклоном, называются *изоклинами*. Происхождение главного магнитного поля Земли объясняют (динамотеория Френкеля — Эльзассера) действием системы электрических токов, возникающих при вращении Земли в связи со сложными конвективными движениями в жидком внешнем ядре.

На общий фон этого главного поля накладывается влияние горных пород, содержащих ферромагнитные минералы, залегающие в верхней части земной коры, выше изотермы, отвечающей точке Кюри, в результате чего на поверхности Земли возникают магнитные аномалии. Аномалиями называются отклонения вектора напряженности магнитного поля от его нормального значения; они дают возможность судить о размещении тех или иных пород в земных недрах, поскольку разные породы намагничены в разной степени. В настоящее время магнитометрический метод широко применяется при геологических исследованиях, в частности связанных с поисками полезных ископаемых, особенно железорудных. Магнитные аномалии изучают с помощью магнитометров не только наземных, но и устанавливаемых на самолетах и космических кораблях.

Установлено, что остаточная намагниченность горных пород, содержащих ферромагнитные минералы, соответствует по своей ориентировке магнитному полю Земли, существовавшему в период их образования. Исследования этой намагниченности показали, что магнитное поле Земли неоднократно изменялось в ходе геологической истории: северный полюс становился южным, а южный — северным, т. е. происходили *инверсии* (лат. «инверсио» — переворачивание) магнитного поля. Шкалу магнитных инверсий используют для расчленения и сопоставления толщ горных пород (см. гл. 3) и определения возраста ложа океана (см. гл. 14).

**Тепло Земли.** Различают два источника тепла Земли: 1) тепло, полученное от Солнца; 2) тепло, выносимое к поверхности из недр Земли (тепловой поток). Прогревание Солнцем распространяется на очень незначительную глубину, не превышающую 28—30 м, а местами составляющую первые метры. На некоторой глубине от поверхности располагается пояс постоянной температуры, равной среднегодовой температуре данной местности. Так, в Москве на территории Московской сельскохозяйственной академии имени К. А. Тимирязева на глубине 20 м от поверхности наблюдается постоянная температура, равная  $+4,2^\circ$ , а в Париже  $+11,83^\circ$  на глубине 28 м. Ниже пояса постоянной температуры наблюдениями в шахтах, рудниках, буровых скважинах установлено постепенное увеличение температуры с глубиной, связанное с тепловым потоком, поступающим из внутренних частей Земли. Тепловой поток измеряется в калориях на квадратный сантиметр за секунду ( $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ).

Изучение теплового потока показало, что его значение в разных районах зависит от степени подвижности коры, от интенсивности эндогенных процессов. По данным Е. А. Любимовой (1978), в пределах наиболее спокойных районов континентов большинство значений теплового потока находится в интервале от 0,9 до  $1,2 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$  и только местами увеличивается до  $1,3—1,4 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$  и более. В пределах наиболее устойчивых частей — щитов — наиболее часто значения теплового потока находятся в интервале от 0,6 до  $1,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$  и только местами несколько выше, составляя в среднем  $0,85 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с} \pm 10\%$ . В горных сооружениях наблюдаются значительные колебания теплового потока, местами повышение до  $2—4 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$  (Карпаты, Кавказ и др.). На обширных пространствах ложа Мирового океана величина теплового потока близка к величинам на материковых равнинах (в среднем  $1,1$ , местами  $1,2 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ), но в пределах рифтовых долин срединно-океанских хребтов увеличивается до  $2 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$  и более, достигая местами  $6,0—8,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ . Высокие значения теплового потока отмечены также во внутренних рифтах Красного моря. Среднее для Земли значение теплового потока около  $1,4—1,5 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ .

Источники внутренней тепловой энергии Земли еще недостаточно изучены. Основными источниками тепловой энергии считаются: 1) радиогенное тепло, связанное с распадом радиоактивных элементов ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  и др.); 2) гравитационная дифференциация с перераспределением материала по плотности в мантии, особенно с ядром, сопровождающаяся выделением тепла.

**Изменение температуры с глубиной.** Наблюдения в рудниках, шахтах и буровых скважинах показывают систематическое повышение температуры с глубиной. Нарастание температуры в градусах Цельсия на единицу глубины называется *геотермическим градиентом*, а интервал глубины в метрах, на котором температура повышается на  $1^\circ$ , называется *геотермической ступенью*. Геотермический градиент, а соответственно и ступень различны в разных местах земного шара. Крайние пределы колебаний, по данным Б. Гутенберга, отличаются более чем в 25 раз. Это свидетельствует о различной эндогенной активности земной коры, а также различной теплопроводности горных пород. Наибольший геотермический градиент, равный  $150^\circ$  на 1 км, отмечен в штате Орегон (США), соответствующая геотермическая ступень 6,67 м. Наименьший градиент ( $6^\circ$  на 1 км) зарегистрирован в Южной Африке и ему соответствует геотермическая ступень, равная 167 м. В Кольской скважине, заложенной в пределах древнего кристаллического щита Восточно-Европейской платформы, на глубине 11 км температура была около  $200^\circ \text{C}$ , что соответствует геотермической ступени 19—20 м.

Наибольшие значения градиента приурочены к подвижным зонам океанов и континентов, а наименьшие — к наиболее устойчивым и древним участкам континентальной коры. Но такие крайние значения редки, и колебания градиентов в большинстве слу-

чаев происходят в пределах 20—50° на 1 км, а геотермической ступени — 15—45 м. В среднем геотермический градиент принимается около 30° С на 1 км и соответствующая ему геотермическая ступень около 33 м. Указанный средний градиент, по-видимому, прослеживается лишь до некоторой верхней части земной коры, а с глубиной он должен уменьшаться. Если бы такой градиент сохранялся, то на глубине 100 км температура была бы 3000° С. Между тем примерно с этих глубин изливается на поверхность лава с температурой 1100—1250° С и по расчетам различных авторов (Е. А. Любимовой, В. А. Магницкого) температура там не превышает 1300—1500° С, иначе породы мантии были бы полностью расплавлены и не пропускали поперечные сейсмические волны.

Температура более глубоких зон мантии и ядра оценивается весьма приближенно по косвенным данным. Если для земной коры расчеты температур основываются главным образом на величине теплового потока, теплопроводности горных пород, температуре лав, то для больших глубин такие данные отсутствуют, к тому же точный состав мантии и ядра неизвестен. Можно только предполагать, что ниже астеносферного слоя температура закономерно повышается при значительном уменьшении геотермического градиента и увеличении геотермической ступени. Исходя из представлений о том, что ядро состоит главным образом из железа, были проведены расчеты плавления его на различных границах с учетом существующих там давлений. Получены следующие данные: на границе нижней мантии и ядра температура плавления железа должна быть 3700° С, а на границе внешнего и внутреннего ядра — 4300° С. Таким образом, делается вывод, что с физической

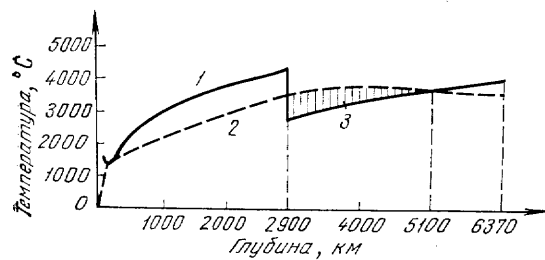


Рис. 2.6. Кривые температуры Земли и плавления вещества (по Джекобсу): 1 — кривая температуры плавления вещества; 2 — кривая температуры Земли; 3 — область расплавления

точки зрения температура в ядре находится в пределах 4000—5000° С.

**Агрегатное состояние вещества Земли.** Вещество литосферы находится в твердом кристаллическом состоянии, так как температура при существующих давлениях здесь не достигает точки плавления (рис. 2.6). Однако местами и внутри земной коры сейсмо-

логами отмечается наличие отдельных низкоскоростных линз, напоминающих астеносферный слой, с которыми, вероятно, и связаны коровые магматические очаги. По сейсмическим данным вещество мантии Земли, через которую проходят как продольные, так и поперечные сейсмические волны, находится в эффективно-твердом состоянии. При этом вещество нижней части слоя В и слоев

С и D, по-видимому, находится в кристаллическом состоянии, так как существующее в них давление препятствует плавлению. И только в астеносфере слоя В с пониженными скоростями сейсмических волн температура приближается к точке плавления. Предполагается, что вещество в астеносферном слое может быть в аморфном стекловидном состоянии, а часть даже в расплавленном (<10%). Геофизические данные последних лет указывают на наличие неоднородности и расслоенности астеносферы, о чем свидетельствуют также очаги магмы, возникающие на различных уровнях астеносферного слоя.

Каково же состояние вещества в ядре Земли? Поскольку переход от мантии к ядру сопровождается резким снижением скорости продольных сейсмических волн, а поперечные волны, распространяющиеся только в твердой среде, в него не входят, большинством исследователей принимается, что вещество внешнего ядра находится в жидком состоянии, а внутреннее ядро по косвенным данным считается твердым.

**Средний химический состав Земли.** В познании среднего состава Земли большое значение имеют исследования состава метеоритов (греч. «метеорос» — падающий в воздухе). Метеориты подразделяются по составу на три группы: 1) железные, состоящие из никелистого железа, с небольшой примесью кобальта и фосфора; 2) железокремневые (сидеролиты), состоящие из железа и силикатных минералов; 3) каменные (аэролиты), состоящие главным образом из богатых железом и магнием силикатных минералов и включений никелистого железа. Каменные метеориты составляют около 92,7% всех находок, железокремневые — 1,3 и железные — 5,6%. Принимается, что химический состав Земли близок к среднему химическому составу метеоритов. На основании космохимических и экспериментальных данных средний химический состав Земли, по данным различных авторов, представлен в табл. 1.

Таблица 1  
Средний химический состав Земли

Элементы	Химический состав, вес. %		
	В. Рама-Мурти и Г. Холл, 1970	Р. Занапаси и Э. Андерс, 1974	Дж. Смит, 1970
O	30,25	28,5	31,3
Fe	29,76	35,87	31,7
Mg	15,69	13,21	13,7
Si	14,72	14,34	15,1
S	4,17	1,84	2,91
Ni	1,65	2,04	1,72
Ca	1,64	1,93	2,28
Al	1,32	1,77	1,83
Na	0,30	—	—

### 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ЭЛЕМЕНТЫ, МИНЕРАЛЫ, ГОРНЫЕ ПОРОДЫ)

Земная кора складывается различными группами горных пород, отличающихся друг от друга условиями образования и составом. Горные породы представляют собой минеральные агрегаты, т. е. состоят из определенного сочетания минералов, которые



в свою очередь состоят из атомов химических элементов. Для понимания строения земной коры приводятся краткие сведения о ее химическом составе, породообразующих минералах и горных породах<sup>3</sup>.

**Химический состав.** Наиболее достоверные сведения имеются о химическом составе самой верхней части земной коры материков, доступной для непосредственного наблюдения и анализа (до глубины 16—20 км). Первые цифры о химическом составе этой части земной коры были опубликованы в 1889 г. американским ученым Ф. Кларком как среднеарифметические из имевшихся в его распоряжении 6000 химических анализов различных горных пород. В последующем эти цифры уточнялись. Но чтобы отметить заслугу Ф. Кларка, посвятившего этой проблеме около 40 лет, А. Е. Ферсман предложил называть процентное содержание элемента в земной коре *кларком* этого элемента (например, кларк железа, кларк магния и др.). В Советском Союзе вопросами химического состава земной коры занимались В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, В. Г. Хлопин, А. П. Виноградов, А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский, Г. В. Войткевич и др. Согласно данным А. Б. Ронина и А. А. Ярошевского (1976), в составе земной коры наиболее распространены следующие восемь химических элементов (в вес. %), составляющих в сумме свыше 98%:

кислород — 46,50	кальций — 5,79
кремний — 25,70	магний — 3,23
алюминий — 7,65	натрий — 1,81
железо — 6,24	калий — 1,34

Из других элементов, по данным указанных авторов, в земной коре содержится (вес. %): Ti — 0,52, С — 0,46, Н — 0,16, Мп — 0,12, S — 0,11. На все остальные элементы падает около 0,37%.

**Минералы** — это природные химические соединения или самородные химические элементы, возникшие в результате определенных физико-химических процессов, протекающих в земной коре и на ее поверхности. Большинство минералов представляет собой кристаллические тела, и лишь немногие из них (затвердевшие коллоиды) — аморфные (греч. «аморфос» — бесформенный). Кристаллическое строение минералов выражено в их геометрически правильной многогранной форме — кристаллах. Формы природных кристаллов разнообразны. Для примера можно привести кристаллы четырех хорошо известных минералов. На рис. 2.7 видны правильные кубические кристаллы поваренной соли (галита); шестигранные призмы, увенчанные пирамидами, — кристаллы горного хрусталя (кварца); восьмигранники, или октаэды, магнитного железняка (магнетита) и двенадцатигранники граната. Форма кристаллов зависит от закономерного расположения в пространстве элементарных частиц — атомов, ионов, молекул. Такое упо-

рядочное расположение в пространстве атомов, ионов, молекул образует структуру кристаллов, или их кристаллическую (пространственную) решетку.

Основы учения о кристаллах были заложены и разработаны в конце прошлого столетия крупнейшим русским ученым Е. С. Федоровым. Для всего многообразия кристаллических форм Е. С.

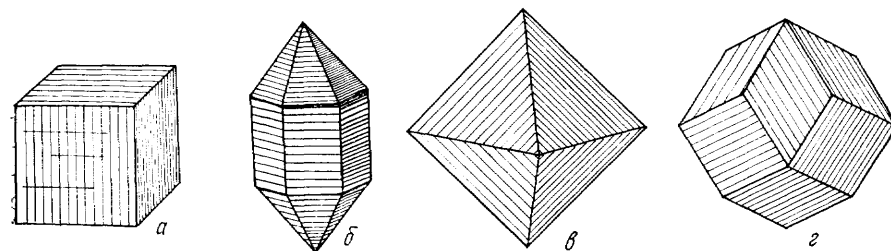


Рис. 2.7. Кристаллы галита (а), горного хрусталя (б), магнетита (в), граната (г)

Федоров вывел 230 законов пространственного расположения частиц в кристаллах. Современные методы исследования кристаллов, в частности рентгеноструктурный (с помощью рентгеновских лучей), подтвердили эти гениальные выводы и, кроме того, дали возможность определять размеры и тип элементарной ячейки структуры и расстояния между слагающими ее частицами. Все многообразие кристаллов группируется условно по степени сложности в шесть крупных групп, или систем, называемых *сингониями*. Различают следующие сингонии: 1) кубическую; 2) тетрагональную; 3) гексагональную, разделяющуюся на две подсингонии — гексагональную и тригональную; 4) ромбическую; 5) моноклинную; 6) триклинную.

Для формирования кристаллической структуры минералов большое значение имеют физико-химические и термодинамические условия. В различных условиях из одного и того же вещества могут образовываться различные формы кристаллов. Так, кварц при высокой температуре кристаллизуется в гексагональную сингонию, а при более низкой — в тригональную. В качестве еще одного примера можно привести графит и алмаз, состоящие из чистого углерода. Графит — самый мягкий (твердость 1) минерал, образует таблитчатые кристаллы гексагональной сингонии, а алмаз — самый твердый минерал (твердость 10), относится к кубической сингонии. Рентгеноструктурные исследования показали, что это связано с различным расположением атомов (рис. 2.8).

Способность твердых веществ образовывать при одном химическом составе различные по строению кристаллические решетки и формы кристаллов называется *полиморфизмом* (греч. «полиморфоз» — многоформенный, многообразный).

Кристаллы с характерным закономерным расположением частиц являются телами *анизотропными* (неравносвойственными), в них почти все физические свойства (теплопроводность, электро-

<sup>3</sup> Более подробные сведения о минералах и породах приводятся в пособии к практическим занятиям по общей геологии (Лебедева, 1986).

проводность, твердость, силы сцепления и др.) одинаковы в параллельных направлениях, но различны в непараллельных. В отличие от этого в аморфных твердых телах, характеризующихся беспорядочным расположением составляющих их частиц, все физические свойства во всех направлениях одинаковы. Поэтому аморфные минералы называют *изотропными* (равносвойственными).

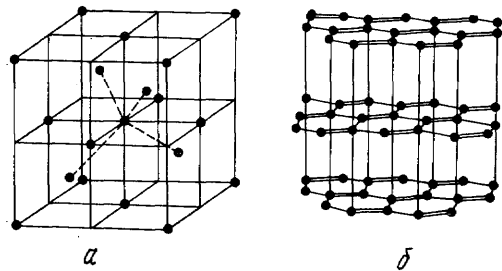


Рис. 2.8. Структура алмаза (а) и графита (б)

**Происхождение минералов.** По условиям происхождения минералы подразделяются на две крупные группы: 1) эндогенные (греч. «эндо» — внутри) минералы, связанные с процессами, происходящими внутри земной коры и верхней мантии, — магматизмом и

метаморфизмом, и 2) экзогенные (греч. «экзо» — снаружи), или гипергенные (греч. «гипер» — над, сверху), минералы, образующиеся в верхней части земной коры и на ее поверхности в связи с экзогенными процессами — выветриванием и осаждением из водных растворов. Более подробно эндогенное и экзогенное минералообразование рассмотрено в главах, посвященных характеристике геодинамических процессов, и в пособии к лабораторным занятиям по курсу (Лебедева, 1986).

**Классификация минералов.** В настоящее время известно более 2500 природных минералов, не считая разновидностей, но только немногие из них (около 50) имеют значение в образовании горных пород, слагающих земную кору. Они называются *породообразующими*. Остальные минералы в горных породах встречаются в виде незначительных примесей и называются *акцессорными минералами*, или просто *акцессориями* (лат. «акцессориус» — дополнительный).

Современная классификация минералов основана на их химическом составе и кристаллической структуре. Главнейшие породообразующие и рудные минералы, изучение которых входит в программу курса, объединяются в несколько классов.

1. *Самородные элементы.* В этот класс входят минералы, состоящие из одного химического элемента. Известно около 45 минералов этого класса, но в строении земной коры они составляют 0,1% по весу (по В. И. Вернадскому). К нему относятся: самородное золото, серебро, медь, платина, графит, алмаз, сера и др.

2. *Сульфиды.* Эти минералы представляют собой соединения различных элементов с серой. Они также имеют небольшое значение в строении земной коры, но включают ряд минералов — важнейших руд на свинец, медь, цинк, молибден и др. К ним относятся: пирит (серный колчедан)  $\text{FeS}_2$ , халькопирит (медный кол-

чедан)  $\text{CuFeS}_2$ , галенит (свинцовый блеск)  $\text{PbS}$ , сфалерит (цинковая обманка)  $\text{ZnS}$ , молибденит (молибденовый блеск)  $\text{MoS}_2$ , киноварь (кровь дракона, по-арабски)  $\text{HgS}$  и др.

3. *Галогидные соединения.* Минералы этого класса в химическом отношении представляют собой соли галогидно-водородных кислот. Наиболее распространены хлористые и фтористые соединения. К ним относятся галит (поваренная соль)  $\text{NaCl}$ , сильвин  $\text{KCl}$ , карналлит  $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  и флюорит (плавиковый шпат)  $\text{CaF}_2$ .

4. *Оксиды и гидроокислы.* В этот класс объединены минералы — соединения различных элементов с кислородом (оксиды) и соединения с кислородом и гидроксильной группой  $\text{OH}$  (гидроокислы). Минералы этого класса подразделяются на две группы: 1) оксиды и гидроокислы кремния (группа кварца) и 2) оксиды и гидроокислы металлов. Кварц  $\text{SiO}_2$  — один из наиболее распространенных минералов в земной коре, составляющий по весу около 12% ее и входящий в состав почти всех генетических типов горных пород. Гидроокисел кремния представлен минералом, называемым опалом  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

В класс оксидов и гидроокислов металлов входит ряд важнейших рудных минералов — магнетит (магнитный железняк)  $\text{Fe} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_4$ , гематит (железный блеск, или красный железняк)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , корунд  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , хромит (хромистый железняк)  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ , уранинит (черная двуокись урана)  $\text{UO}_2$ ; из гидроокислов — лимонит (бурый железняк)  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , представляющий сложный минеральный агрегат близких по составу минералов гётита  $\text{FeO} \cdot \text{OH}$  и гидрогётита  $\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ; гидроокислы алюминия (составные части боксита) — гиббсит  $\text{Al}(\text{OH})_3$ , диаспор  $\text{AlO}(\text{OH})$  и др.

5. *Карбонаты.* В класс карбонатов входят минералы: кальцит (известковый шпат)  $\text{CaCO}_3$ , прозрачная разновидность которого называется исландским шпатом, доломит  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , сидерит (железный шпат)  $\text{FeCO}_3$ , магнезит  $\text{MgCO}_3$ .

6. *Фосфаты.* Среди фосфатов наиболее практическое значение имеют апатит  $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl})[\text{PO}_4]_3$  и близкий к нему по химическому составу скрытокристаллический фосфат кальция — фосфорит.

7. *Сульфаты.* К этому классу относятся минералы, представляющие собой соли серной кислоты: гипс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , ангидрит (безводный сульфат кальция)  $\text{CaSO}_4$ , мирабилит (глауберова соль)  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , барит (тяжелый шпат)  $\text{BaSO}_4$ .

8. *Вольфраматы.* К ним относятся вольфрамит  $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$  и шеелит  $\text{CaWO}_4$ .

9. *Силикаты.* В этот класс входят наиболее распространенные в земной коре породообразующие минералы, чрезвычайно сложные по химическому составу и участвующие в строении всех типов горных пород, особенно магматических и метаморфических. Они составляют примерно одну треть всех известных минералов. По Н. В. Белову, силикаты, включая и кварц, относящийся по структуре также к силикатам, составляют по весу более 90% всей земной коры. Стройная классификация этого сложного класса ми-

нералов стала возможной лишь благодаря кристаллохимическим исследованиям, установившим тесную связь их структуры с химическим составом.

В основе кристаллической решетки всех силикатов лежит ионная четырехвалентная группировка  $\text{SiO}_4$ , образующая тетраэдры (греч. «тетра» — четыре, «гедр» — грань), различное сочетание которых определяют структуры силикатов. Все силикаты по внутренней структуре подразделяются на островные, кольцевые, цепочечные, ленточные, слоистые и каркасные (рис. 2.9).

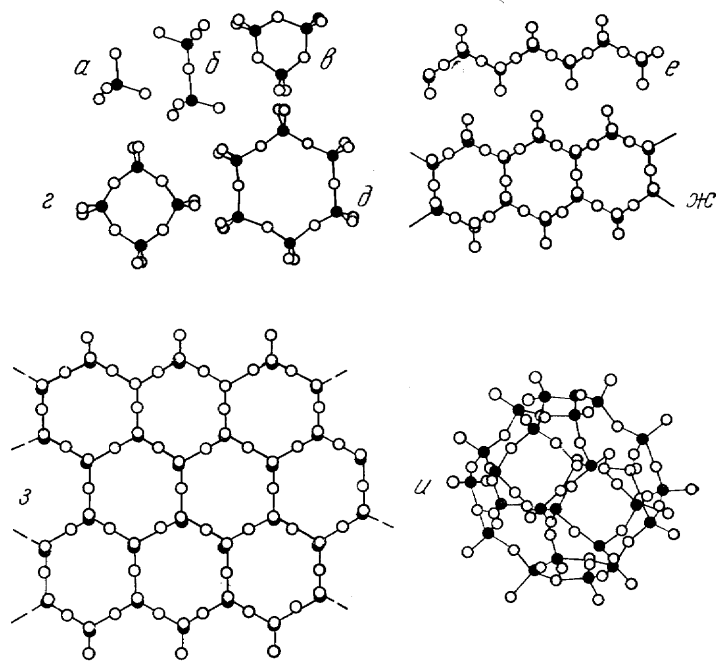


Рис. 2.9. Типы группировок кремнекислородных тетраэдров: а — кремнекислородный тетраэдр; б — двойной тетраэдр; в — кольцо из трех тетраэдров; г — кольцо из четырех тетраэдров; д — кольцо из шести тетраэдров; е — цепочка; ж — лента; з — лист; и — каркас

почечные, ленточные, слоистые и каркасные (рис. 2.9). Остановимся лишь на главнейших породообразующих силикатах.

**Островные силикаты** имеют структуру из изолированных тетраэдров  $[\text{SiO}_4]$  с присоединенными к ним ионами других элементов. Среди них наиболее распространен оливин  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ .

**Кольцевые силикаты** отличаются тем, что кремнекислородные тетраэдры в них, соединяясь друг с другом, образуют замкнутые кольца, такие, как у берилла  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ , у кордиерита  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_3[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$ .

**Цепочечные силикаты** — это те, в которых тетраэдры соединяются в непрерывные цепочки. К ним относится группа пироксенов.

Здесь следует назвать три минерала: гиперстен  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ , авгит  $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$ , отличающийся более сложным химическим составом и частичной заменой кремнезема алюминием, и диопсид  $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ .

В **ленточных силикатах** кремнекислородные тетраэдры, соединяясь, образуют обособленные ленты, или полосы (присоединение одной цепочки к другой). К ним относится группа амфиболов с очень сложным и меняющимся химическим составом. Наиболее распространенным минералом является роговая обманка  $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{OH})_2[(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{11}]_2$ .

**Слоистые, или листовые, силикаты** объединяют многие минералы, структура которых обусловлена сцеплением лент в виде одного непрерывного слоя. Среди них важное породообразующее значение имеют слюды: мусковит  $\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$  — калиевая бесцветная слюда и ее мелкочешуйчатая разновидность — серицит — с шелковистым блеском; биотит  $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$  — черная железисто-магнезиальная слюда. К этой же группе относятся серпентин, или змеевик,  $\text{Mg}_3(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ , тальк  $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$  и хлориты, представляющие собой алюмосиликаты Mg и Fe сложного меняющегося состава.

Серпентин, тальк, хлориты образуются в результате процессов метаморфизма — воздействия горячих растворов и газов на ультраосновные ( $\text{SiO}_2 < 45\%$ ) горные породы. К слоистым силикатам относятся также глинистые минералы, содержащие гидроксильную группу и нередко кристаллизационную и адсорбированную воду. Они образуются в процессе выветривания различных горных пород, особенно магматических и метаморфических, содержащих полевые шпаты, слюды и другие минералы. К ним относятся: каолинит  $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$  — тонкодисперсные плотные массы, а также землистые, порошковидные; галлуазит  $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$ ; монтмориллонит  $(\text{Mg}_3, \text{Al}_2)[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ; нонтронит, или ферримонтмориллонит  $(\text{Fe}, \text{Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ; бейделлит  $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Монтмориллонит, бейделлит, нонтронит и их разновидности составляют группу монтмориллонита, имеющую широкое распространение в породах выветривания и почвах.

**Гидрослюды** представляют собой измененные слюды и являются как бы промежуточными между слюдами и монтмориллонитом. Это гидромусковиты, гидробиотиты, особенностью которых является обогащение  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{OH}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ . Состав сложный, меняющийся. Одна из формул гидрослюды —  $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})\text{Al}_2[(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

К группе листовых силикатов относится также минерал глауконит — водный алюмосиликат K, Fe, Al. Примерная формула его  $\text{K}(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Mg})_3(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

**Каркасные силикаты** объединяют наиболее важную группу породообразующих минералов — полевые шпаты. В них кремнекислородные тетраэдры сцеплены через все четыре вершины, что создает каркас.

Группа полевых шпатов составляет в земной коре по массе свыше 50%. Они подразделяются на калиево-натриевые полевые шпаты

ты и известково-натриевые, или плагиоклазы. К первым относится минерал ортоклаз  $K[AlSi_3O_8]$ . В некоторых разновидностях калий частично замещен натрием. Плагиоклазы представлены непрерывным рядом изоморфных минералов: альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, анортит. Крайними членами этого ряда являются натриевый плагиоклаз — альбит  $Na[AlSi_3O_8]$  и кальциевый плагиоклаз — анортит  $Ca[Al_2Si_2O_8]$ . Все промежуточные минералы этого ряда представляют собой смесь альбитовых и анортитовых молекул в различных соотношениях. Наблюдается уменьшение содержания окиси кремния от альбита (68,8%) к анортиту (43,28%). В соответствии с этим плагиоклазы подразделяются на кислые (альбит и олигоклаз), средние (андезин и лабрадор) и основные (битовнит и анортит).

В щелочных магматических породах развиты минералы группы фельдшпатоидов, состоящие из тех же химических элементов, что и полевые шпаты, но с меньшим содержанием окиси кремния. Среди них наиболее распространен минерал нефелин  $Na[AlSiO_4]$ .

Как в описанных выше полевых шпатах (ряд альбит — анортит), так и во многих других силикатах широко развиты явления *изоморфизма* (греч. «изос» — равный, «морфэ» — форма), под которыми понимают свойство элементов заменять друг друга в химических соединениях родственного состава и образовывать ряд смешанных минералов одинаковой кристаллической формы. Наиболее простой пример — замещение одного иона другим ионом при условии одинаковой их валентности и близких размеров ионных радиусов — имеет место в оливине. В островных силикатах существует изоморфный ряд, крайние члены которого, с одной стороны, чисто магниальный минерал форстерит  $Mg_2[SiO_4]$ , с другой — чисто железистый минерал фаялит  $Fe_2[SiO_4]$ . Между ними располагаются смешанные минералы, к которым относится и оливин  $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$ , где магний частично замещен железом или железом магнием, что нашло отражение в его химической формуле. Но часто встречается гораздо более сложное изоморфное замещение целых групп ионов группами других ионов, например в плагиоклазах. В промежуточных минералах между альбитом и анортитом происходит изоморфное замещение  $Na^+ + Si^{4+}$  на  $Ca^{2+} + Al^{3+}$ , при этом сумма валентности взаимозамещающих групп ионов одинакова. Особенно сложные изоморфные замещения наблюдаются у роговой обманки. Для силикатов, как и для ряда других минералов, также характерно явление *полиморфизма*.

**Понятие о парагенезисе минералов.** Еще древние рудокопы подметили, что ряд минералов в рудных месторождениях всегда встречается совместно. Постепенно накопился большой фактический материал о многих природных закономерных группировках минералов. Для такого «совместного нахождения минералов» был введен термин *парагенезис*, или *парагенез* (греч. «пара» — возле, подле). Вместе с тем установлено, что в одном и том же куске руды могут встречаться минералы, различные по времени и условиям образования, т. е. один парагенезис как бы накладывает-

ся на другой. Для каждого процесса минералообразования характерны свои закономерные сочетания минералов.

В качестве примеров парагенезиса можно привести следующие: кварц и золото; группу минералов полиметаллических месторождений — сфалерит, галенит, халькопирит и серебряные руды. Знание парагенезиса минералов облегчает задачу поисков полезных ископаемых по их спутникам. Хорошим примером может быть «спутник алмаза пироп (железисто-глиноземистый гранат), который помог открытию коренных месторождений алмазов в Якутии.

Горные породы, слагающие земную кору, в большинстве своем представляют агрегат многих минералов, реже они состоят из зерен одного минерала. Породы, состоящие из многих минералов, называются *полиминеральными* (греч. «поли» — много), из одного минерала — *мономинеральными* (греч. «моно» — один). Минеральный состав, строение и формы залегания горной породы отражают условия ее образования. Строение породы определяется структурой и текстурой. Под *структурой* понимается особенность внутреннего строения горной породы, связанная со степенью ее кристалличности, абсолютными и относительными размерами зерен разных минералов, составляющих горную породу, их формой и способом сочетания, под *текстурой* — сложение породы, т. е. взаимное расположение в пространстве слагающих ее частиц.

По происхождению горные породы подразделяются на три группы: 1) магматические, образующиеся в результате внедрения (интрузии) в земную кору или извержения на поверхность магмы — флюидально-силикатного расплава; излившаяся на поверхность магма называется лавой; 2) осадочные горные породы, образующиеся путем механического или химического осаждения продуктов разрушения (экзогенными процессами) ранее существовавших горных пород, а также благодаря жизнедеятельности и отмиранию организмов; 3) метаморфические породы, образующиеся из любых горных пород при воздействии на них высоких температур и давления, а также различных газообразных и жидких растворов, проникающих с глубины.

Здесь приводятся лишь краткая характеристика и названия пород, что необходимо для понимания особенностей строения земной коры и подстилающей мантии (Подробнее см. гл. 11, 16, 17 и книгу Н. Б. Лебедевой «Посobie...», 1986).

**Магматические горные породы** слагаются в основном силикатами. По содержанию  $SiO_2$  (кремнекислоты) они подразделяются на 4 группы; в каждой из них на первом месте указывается интрузивная порода, на втором — эффузивная (вулканическая), т. е. излившийся аналог. 1. Кислые породы содержат более 65%  $SiO_2$ . К ним относится группа гранита — липарита (риолита). Это кварц-полевошпатовые горные породы. 2. Средние породы, содержащие 65—52%  $SiO_2$ . Группа диорита — андезита. Это бескварцевые породы, состоящие из натрово-кальциевых плагиоклазов и содержащие до 15—30% темноцветных минералов (роговая обманка, часто присутствуют авгит и биотит). 3. Основные породы содержат

52—45 (40) %  $\text{SiO}_2$ . Группа габбро — базальта (долерита), состоящая из основных плагиоклазов и цветных минералов (до 30—50%), среди которых наиболее типичны пироксены. 4. Ультраосновные породы с минимальным (<45—40%) содержанием  $\text{SiO}_2$ . Группа перидотита — пикрита (бесполовошпатовые горные породы). Эти породы сложены магнезиально-железистыми силикатами — оливином и пироксенами.

**Осадочные горные породы** покрывают около 75% поверхности континентов и преобладающая часть их образовалась из осадков морских водоемов. По генетическим признакам среди осадочных горных пород выделяются 3 главные группы: 1) обломочные породы; 2) глинистые породы; 3) химические и биохимические (органогенные) породы.

**Обломочные породы** подразделяются по величине обломков на: 1) грубообломочные рыхлые (валуны, щебень, галька, гравий) и сцементированные (конгломераты, брекчии, гравелиты); 2) среднеобломочные — пески и песчаники; 3) мелкообломочные — алевриты и алевролиты.

**Глинистые породы** имеют наибольшее распространение (около 50%) среди осадочных горных пород и состоят из мельчайших (от 0,01 до 0,005—0,001 мм) частиц. Уплотненные глины называют аргиллитом. Помимо глин существуют суглинки различного генезиса с меньшим содержанием глинистых частиц и особый тип — лёссовидные пылеватые суглинки.

**Химические и органогенные породы.** Среди них наиболее широко распространены карбонатные породы — известняки, доломиты, мергели, в меньшей степени кремнистые — яшмы, диатомиты, трепелы, опоки. К породам химического происхождения относятся каменная соль, мирабилит, гипс и др. Особой категорией являются породы угольного ряда, характеризующиеся различной степенью разложения органического вещества и разным содержанием углерода: это торф, бурый уголь, каменный уголь, антрацит. К породам смешанного обломочного и органогенного происхождения относятся горючие сланцы.

**Метаморфические породы.** По мере нарастания интенсивности метаморфизма (повышение температуры и давления) среди них могут быть выделены: глинистые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы (парагнейсы из осадочных пород и ортогнейсы — из магматических). При метаморфизме кварцевых песчаников образуются кварциты, а из известняков и доломитов — мраморы. Более высокой степенью регионального метаморфизма отличаются гранулиты и наиболее высокометаморфизованными породами являются эклогиты, состоящие из пироксена (омфацита) и граната и отличающиеся высокой плотностью (3,3—3,4 г/см<sup>3</sup>). К контактно-метаморфическим породам относятся роговики и скарны.

#### 4. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора состоит из различных типов горных пород — осадочных, магматических и метаморфических, — залегающих выше границы Мохо. Соотношение различных типов горных пород в составе коры изменяется в зависимости от рельефа Земли и структуры (рис. 2.10). В пределах континента выделяются равнины и

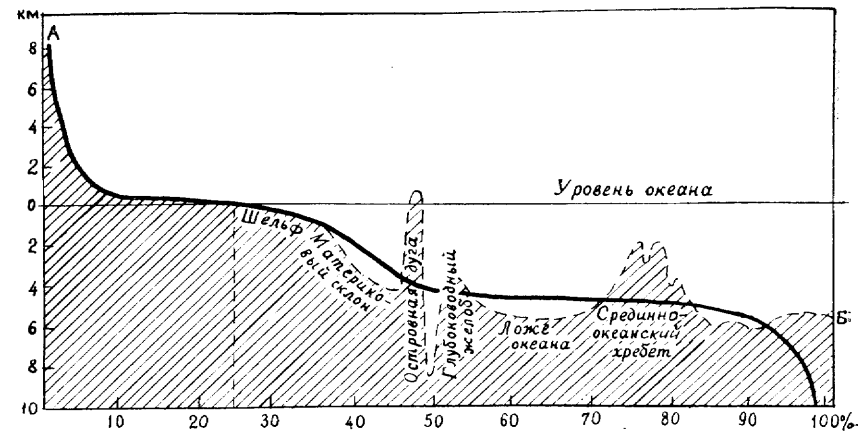


Рис. 2.10. Гипсографическая кривая (А) и обобщенный профиль дна океана (Б)

горные области, в океанах — подводные окраины материков (шельф до глубины около 200 м, континентальный склон с подножием до глубин 2,5—3,0 км), ложе — с преобладающими глубинами 4—6 км, глубоководные желобы (до 10—11 км и более) и срединно-океанские хребты.

В начальные этапы геофизических исследований выделялись два главных типа земной коры — континентальный и океанский. В последующем были выделены еще два типа — субконтинентальный и субокеанский, характерные соответственно для переходных зон континент — океан и впадин окраинных и внутренних морей (рис. 2.11).

**Континентальный тип земной коры** (см. рис. 2.11, III, IV). Континентальная земная кора имеет различную мощность: в пределах континентальных равнин — платформ — 35—40 км, в молодых горных сооружениях 55—70 км. Максимальная мощность — около 70—75 км — установлена под Гималаями и Андами. В строении континентальной коры участвуют две главные части: 1) осадочная, состоящая из осадочных горных пород; 2) консолидированная, сложенная магматическими и метаморфическими породами. Последняя обычно разделяется на два слоя: «гранитный» и «базальтовый». Верхний слой консолидированной коры называют еще гранитогнейсовым или гранито-метаморфическим, что основано

на изучении выходов пород слоя на поверхность на кристаллических щитах. Название «базальтового» слоя было основано на сходстве скоростей сейсмических волн в этом слое со скоростями, характерными для такой широко распространенной породы, как базальт. Однако в связи с тем, что подобные скорости наблюдаются и в метаморфических породах высокой (гранулитовой) степени

составляет примерно 15—20 км, в горных районах — 20—25 км. Гранулитобазитовый слой также обладает изменчивой мощностью — от 10—15 до 20 км (чаще 15—20) в пределах платформ и до 25—35 км в некоторых горных сооружениях.

Последние геофизические данные и материалы уникальной сверхглубокой Кольской скважины, достигшей глубины более 12 км, позволяют иначе подойти к истолкованию строения земной коры и стимулируют создание ее новых моделей.

В новой модели Н. И. Павленковой консолидированная часть континентальной коры (ниже осадочного слоя), в отличие от описанной двухслойной модели, разделяется на 3 этажа (рис. 2.12). По скоростям сейсмических волн глобальными границами

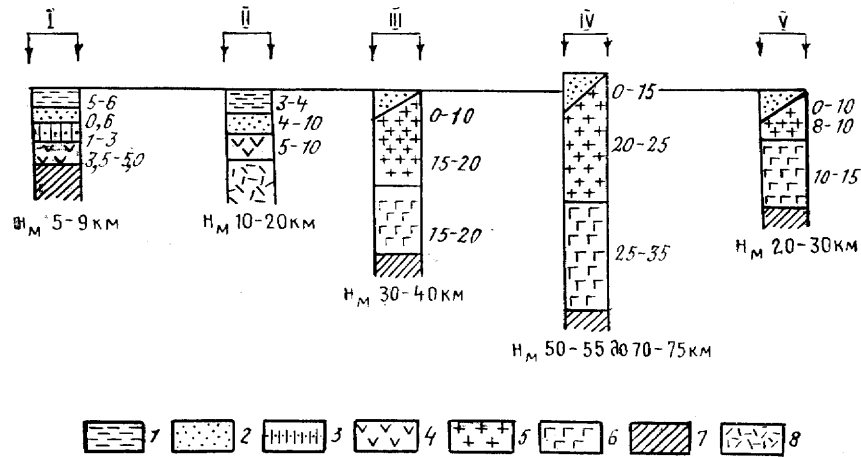


Рис. 2.11. Строение земной коры:

I — океанская кора (ложе океана); II — субокеанская кора (впадины морей); III — континентальная кора платформ; IV — континентальная кора орогенных поясов; V — субконтинентальная кора (островные дуги); 1 — слой воды; 2 — осадочный слой; 3 — второй слой океанской коры (базальтовый с прослоями осадочных горных пород); 4 — третий слой океанской коры; 5 — «гранитный» (гранито-метаморфический) слой континентальной коры; 6 — «базальтовый» (гранулитобазитовый) слой континентальной коры; 7 — нормальная мантия; 8 — разуплотненная мантия

метаморфизма, этот слой называют также гранулитобазитовым (базит — основная порода). Бурением он пока не достигнут, а граница между гранитогнейсовым и гранулитобазитовым слоями, называемая границей Конрада (по имени немецкого ученого), в ряде случаев выражена нечетко.

Скорости распространения сейсмических волн в осадочном слое соответствуют в среднем 3—5 км/с, в гранитогнейсовом — 5,5—6,5 км/с, в гранулитобазитовом — 6,6—7,2 (7,4) км/с. Для всех слоев земной коры характерна переменная мощность (толщина). Мощность осадочного слоя колеблется от нуля (на щитах — Балтийском, Алданском и др.) до 5 км в пределах континентальных равнин, и только в крупных прогибах консолидированной коры увеличивается до 8—10 км и более. В орогенных областях в предгорных и межгорных прогибах этот слой достигает 15—20 км. Мощность гранитогнейсового слоя изменяется от 10 до 25 км в зависимости от общей мощности земной коры, на равнинах он со-

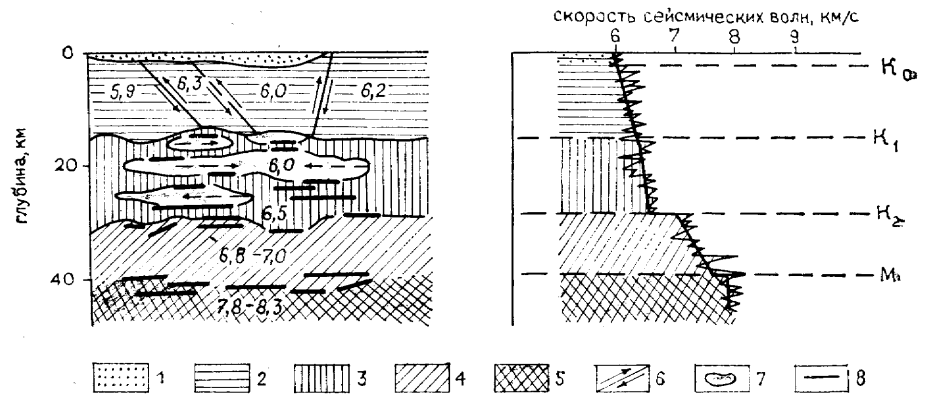


Рис. 2.12. Скоростная модель земной коры континентов (по Н. И. Павленковой): 1 — осадочный слой; структурные этажи консолидированной коры: 2 — верхний, 3 — промежуточный; 4 — нижний; 5 — мантия; 6 — направление возможных подвижек отдельных блоков; 7 — зоны пониженных скоростей; 8 — отражающие площадки

земной коры являются поверхность кристаллического фундамента коры ( $K_0$ ) и граница Мохо, отличающаяся высокой величиной граничных скоростей (7,8—8,3 км/с). Внутри консолидированной коры выделяются 3 этажа: верхний, промежуточный и нижний, разделенные границами  $K_1$  и  $K_2$ . Граница  $K_1$  во многих районах выделяется на глубине 10—15 км. Скорость продольных волн выше этой границы 5,9—6,3 км/с, а ниже, в промежуточном этаже, 6,4—6,5 км/с. В отличие от этого достаточно устойчива граница  $K_2$  — между промежуточным и нижним этажами, где скорость продольных волн составляет 6,8—7,0 км/с. В двух верхних этажах наблюдается расслоенность. Верхний этаж характеризуется вертикальнослоистой структурой и дифференцированностью отдельных блоков по составу и физическим параметрам. Промежуточному этажу, мало отличающемуся по скорости распространения сейсмических волн от верхнего, свойственна тонкая субгоризонтальная



расслоенность коры. В нем наблюдаются прослои (пластины) с пониженными скоростями (~6 км/с) сейсмических волн, аномальные по плотности тела и зоны с повышенной электропроводностью. Все это дает основание выделять промежуточный этаж как ослабленный слой, по которому возможны горизонтальные подвижки вещества.

В правой части рис. 2.11 показано изменение скорости сейсмических волн, отраженное сложной пилообразной кривой, где видны отдельные перепады скоростей на фоне общего постоянного увеличения с глубиной. Сравнивая различные геофизические данные, автор приходит к выводу о разном составе горных пород в разных этажах. В нижнем этаже, по мнению Н. И. Павленковой, развиты метаморфические породы гранулитовой фации, основные (габбро) или ультраосновные магматические породы. Относительно состава верхнего и промежуточного этажей высказывается предположение, что они сложены в основном кислыми породами (включая и метаморфические).

**Океанский тип земной коры** (см. рис. 2.11, I), характерный для ложа Мирового океана, резко отличается от континентального как по суммарной мощности, так и по составу. В нем отсутствует гранитогнейсовый слой. Мощность океанской коры колеблется от 5 до 12 км, в среднем составляя 6—7 км. Состоит она из трех слоев: 1) первый (верхний) слой рыхлых морских осадков имеет мощность от первых сотен метров до 1 км, реже больше, скорость распространения сейсмических волн в нем менее 3 км/с; 2) второй слой, располагающийся ниже, мощностью от 1 до 1,5—3 км характеризуется скоростью распространения сейсмических волн порядка 4—4,5 км/с; по данным бурения он представлен базальтовыми лавами с подчиненными прослоями кремнистых и карбонатных пород; 3) третий слой мощностью 3,5—5 км еще не пройден бурением; скорость распространения сейсмических волн 6,3—6,4 (7) км/с. По данным драгирования (взятие проб драгами) он сложен основными (габбро) и частично ультраосновными (пироксениты) породами. Габбро местами метаморфизованы в амфиболиты.

**Субокеанский тип земной коры** (см. рис. 2.11, II) приурочен к глубоководным котловинам окраинных и внутренних морей (южная котловина Каспия, Черное, Средиземное, Охотское и другие моря). Особенность строения этого типа земной коры заключается в **большой** мощности осадочных пород — до 4—10 км (местами до 15—20 км), залегающих непосредственно на слое со скоростями сейсмических волн 6,0—6,4 км/с и мощностью около 5—10 км. Суммарная мощность субокеанской земной коры колеблется от 10 до 20 км, иногда до 25 км (главным образом за счет осадочного слоя). Подобное строение коры характерно также и для некоторых глубоких впадин на суше, например для центральной части Прикаспийской низменности (впадины).

**Субконтинентальный тип земной коры** (см. рис. 2.11, V) характерен для островных дуг (Алеутской, Курильской и др.) и окраин материков. По строению он близок к материковому типу, но име-

ет меньшую мощность — 20—30 км. Особенностью субконтинентальной коры островных дуг является нечеткость разделения слоев консолидированной коры. В пределах пассивных окраин атлантического типа континентальный тип земной коры продолжается в подводную окраину материков, где общая мощность постепенно сокращается, а гранитогнейсовый слой вообще выклинивается в пределах континентального склона.

Приведенная двухслойная модель консолидированной части континентальной коры с выделением «гранитного» и «базальтового» слоев, разделенных границей Конрада, оспаривается многими сейсмологами. Геофизические исследования последних лет установили полную неопределенность в положении границы Конрада. Это особенно проявилось в итоге бурения Кольской сверхглубокой скважины. По предварительным сейсмическим данным «базальтовый» слой должен был быть вскрыт этой скважиной на глубине около 7 км. Однако этого не произошло. Сейсмическая граница с  $v_p = 6,5—6,6$  км/с, с которой связывали границу Конрада, оказалась проходящей внутри однообразной толщи метаморфических пород — гранитогнейсов, амфиболитов. По-видимому, указанная ранее сейсмическая граница связана не с изменением состава горных пород, а с увеличением поля напряжения, обусловленного интенсивными деформациями и неоднократным проявлением метаморфизма. Не исключается и влияние флюидов.

Как видим, строение земной коры отличается большой сложностью и разнообразием, что связано в основном с различной историей ее формирования и различным характером протекающих в ней процессов. Многие еще остаются неясным, особенно в интерпретации вещественного состава нижних слоев континентальной коры.

## 5. СОСТАВ МАНТИИ И ЯДРА ЗЕМЛИ

**Состав мантии** сложен и, по-видимому, неоднороден в различных слоях. Прямые, но неполные данные имеются лишь о составе слоя В, распространенного до глубин 400 км. К этим данным относятся: 1) отдельные выходы на поверхность континентов ультраосновных магматических пород, главным образом перидотитов; 2) наличие включений ультраосновных пород в базальтовых лавах вулканов; 3) состав пород, собранных путем драгирования в океанских зонах разломов; 4) состав пород, слагающих алмазоносные кимберлитовые трубки на континентах; 5) состав каменных метеоритов (рис. 2.13). Важное значение имеют экспериментальные исследования минералов и горных пород при высоких температурах и давлениях. Основываясь на всех этих данных, большинство исследователей склонны считать, что верхняя мантия состоит из ультраосновных магматических пород, различных видов перидотитов, главными минералами которых являются оливин, а также пироксены и гранаты. Гранатовые перидотиты как главные породы слоя В верхней мантии соответствуют основным геофизическим показателям — плотности, скорости распространения

сейсмических волн, — отмечаемым ниже границы Мохоровичича. Особенно важное значение имеют данные по кимберлитовым алмазонасным трубкам, где помимо гранатового перидотита имеются включения пород, называемых эклогитами. По составу эклогит близок к основной глубинной магматической породе габбро, но резко отличается от него плотностью (3,35—4,2 г/см<sup>3</sup>) и скоро-

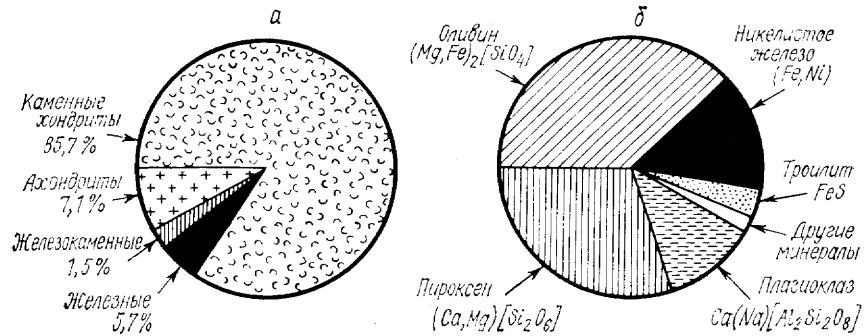


Рис. 2.13. Относительная частота выпадения метеоритов разных классов (а) по Дж. Вуду); минеральный состав типичного хондрита (б)

стью распространения сейсмических волн. Такое уплотнение основных пород возможно только при больших давлениях, которые должны наблюдаться на глубине 40 км и более. По современным данным алмазонасные эклогиты и алмазосодержащие гранатовые перидотиты попали в кимберлитовые трубки с глубин не менее 150 и даже 200 км.

В слое С верхней мантии (слой Голицына) — области наиболее быстрого нарастания скорости сейсмических волн и давления, — по-видимому, происходят существенные фазовые, полиморфные превращения вещества, что доказывается и экспериментальными данными. Так, обычный кварц с четверной координацией и плотностью 2,53 г/см<sup>3</sup> при больших давлениях переходит в более плотную модификацию — стишовит — с шестерной координацией (т. е. каждый ион кремния окружен шестью анионами кислорода вместо четырех в обычном кварце) и плотностью 4,25 г/см<sup>3</sup>. Уплотнение и изменение структуры может произойти и с железисто-магнезиальными силикатами. Предполагается, наконец, что с увеличением глубины в слое С и в нижней мантии возможен распад всех железисто-магнезиальных силикатов на простые окислы, характеризующиеся плотнейшей упаковкой. В качестве примера можно привести распад магнезиального минерала форстерита:

$$\text{Mg}_2[\text{SiO}_4] \rightarrow 2\text{MgO} + \text{SiO}_2$$
 форстерит                      периклаз                      стишовит

Таким образом, при распаде силикатов на окислы могут образовываться MgO (периклаз), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (корунд), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (гематит), TiO<sub>2</sub> (рутил), SiO<sub>2</sub> (стишовит) и др.

Несколько иное объяснение (Магницкий, 1965) сводится к предположению, что в слое С и подстилающей нижней мантии происходит переход от преобладающего ионного типа связей к ковалентным связям. Для примера берется тот же форстерит Mg<sub>2</sub>[SiO<sub>4</sub>]. При переходе в ковалентную связь ионные радиусы Mg<sup>2+</sup> (0,074 нм) и O<sup>2-</sup> (0,136 нм) изменяются. Ионный радиус Mg<sup>2+</sup> увеличивается до 0,14 нм, а кислорода уменьшается до 0,055 нм. В этом случае расстояние Mg—O изменяется от 0,21 до 0,195 нм и будет иметь место скачок плотности до 18%.

Состав ядра Земли. Вопрос о составе и физической природе ядра Земли еще более сложен. Как уже было сказано, ядро состоит из большого, эффективно-жидкого внешнего ядра и малого твердого внутреннего (см. рис. 2.3), что четко выделяется по сейсмическим данным. Ядро Земли имеет большую плотность и высокую металлическую электропроводность. Исходя из этого уже давно была высказана мысль, что ядро состоит из железа с примесью никеля. При этом проводилась аналогия с железными метеоритами. Таким образом, резкая граница между мантией и ядром объясняется изменением состава вещества. Однако экспериментальные исследования показали, что при давлениях, существующих у границ ядра, плотность железа получается очень большой, намного превышающей расчетные величины, полученные исходя из средней плотности Земли. В свете современных данных плотность земного ядра на 10% ниже плотности железоникелевого сплава при температурах и давлениях, господствующих в ядре. На основании этого высказывается предположение, что кроме никелистого железа в ядре должны быть какие-то легкие элементы, к которым могут быть отнесены кремний или сера. В настоящее время многие исследователи склоняются к тому, что ядро состоит в основном из железа с примесью никеля и серы. Не исключается возможность присутствия и других элементов (или кислорода, или кремния). Вместе с тем существуют и другие точки зрения о составе и состоянии вещества внешнего ядра Земли. Так, предполагается, что, наиболее вероятно, внешнее ядро состоит из окисла железа (FeO), которое испытывает не только плавление, но и фазовый переход в более плотную металлическую фазу. Такие фазовые переходы при давлениях 1·10<sup>11</sup> Па были установлены для окислов экспериментальным путем (Л. Ф. Верещагин и др.). При этом наблюдалась внезапная перестройка атомов в новую структуру высокой плотности и большой энергии связи между атомами.

## ГЛАВА 3

### ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Геология — наука историческая. Одной из ее главных задач является восстановление истории развития Земли — установление времени ее возникновения, последовательности развития, периодизация всех геологических событий.



Время событий в геологии часто определяется условными категориями — «древнее», «моложе», отношением одних временных единиц к другим: например, палеозойская эра древнее мезозойской или каменноугольный период в истории Земли занимал более ранний интервал времени, чем пермский. Подобное деление истории Земли называется *относительной геохронологией*.

Отдельные отрезки (единицы) геологической истории называются (в порядке уменьшения их продолжительности) *зонами, эрами, периодами, эпохами, веками*. И хотя некоторые названия взяты из исторической шкалы времени (век, эра), они не тождественны последним: геологические отрезки времени значительно более протяжены по сравнению с временем историческим, но исключить из геологии категории «малого исторического времени» невозможно, так как наряду с длительно развивающимися процессами, измеряемыми тысячами и миллионами лет, существуют геологические процессы, например землетрясения, обвалы горных пород, которые совершаются быстро, в течение секунд, минут и т. п.

В последние десятилетия были разработаны методы определения абсолютного возраста горных пород (в годах). Точность этих определений повышается с приближением к современности.

#### 1. ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ЕЕ СОЗДАНИЯ

Геологические события запечатлеваются в горных породах. Осадочные и вулканогенные породы располагаются в земной коре слоями или протяженными линзами.

Раздел геологической науки, изучающий слои земной коры, их взаиморасположение и последовательность возникновения, называется *стратиграфией* (лат. «стратум» — слой, «графо» — пишу, описываю). Из стратиграфического анализа вытекает *стратиграфический метод* относительной геохронологии. Он позволяет сопоставлять и проследить отдельные (даже разобщенные) слои, сходные по литологии, т. е. по составу породы, на значительные расстояния. Этот метод расчленения называется *литостратиграфией*.

В 1669 г. Николаус Стено установил закон последовательности напластования, согласно которому нижележащие пласты осадочных пород древнее, т. е. образовались ранее вышележащих. Появилась возможность установления относительной последовательности образования слоев, а значит, и связанных с ними геологических событий. Иногда историческая последовательность напластования нарушается — исчезает группа слоев, например слой аргиллита в колонке Г на рис. 3.1. Это явление называется *стратиграфическим перерывом*. Обычно оно связано с разрушением слоев вследствие размыва в промежутке времени после образования слоя 1 и до начала образования слоя 3.

Анализ стратиграфического перерыва помогает расчленить разрез на крупные отрезки. Очень часто в стратиграфическом раз-

резе закономерно чередуются сходные слои или пачки слоев, что связано с повторением определенных условий накопления. В этом случае возникает ритмично или циклически построенный разрез. Выделение ритмов (циклов) в разрезе и последовательности их образования называется *ритмостратиграфией*. Породы нового ритма часто отличаются по физическим свойствам вещества (по плотности, упругости и т. п.). Такие ритмы могут выделяться с помо-

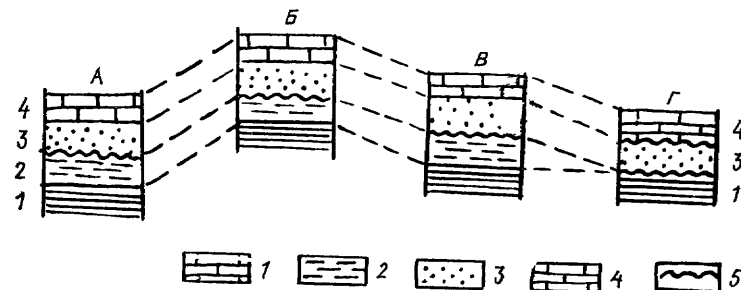


Рис. 3.1. Прослеживание однородных пластов, даже если они расположены на разных уровнях:

1 — глинистый сланец морской; 2 — аргиллит морской; 3 — песчаник континентальный; 4 — известняк морской; 5 — поверхность размыва

щью геофизических (сейсмических) исследований, а метод такого выделения называется *сейсмостратиграфическим*. Этим методом можно расчленять и определять последовательность пачек и толщ, недоступных непосредственному наблюдению, скрытых под поверхностью Земли или дном моря.

*Биостратиграфический*, или *палеонтологический*, метод установления относительного возраста и последовательности залегания пород является основным в относительной геохронологии. Этот метод впервые был предложен В. Смитом в начале XIX в., а затем разработан Ж. Кювье и А. Броньяром.

В большинстве осадочных пород можно встретить остатки животных или растительных организмов. После работ Ж. Б. Ламарка и Ч. Дарвина по эволюции органического мира было установлено, что животные и растительные организмы в течение геологической истории постепенно совершенствовались в борьбе за существование, приспосабливаясь к изменяющимся условиям жизни. Некоторые животные и растительные организмы на определенных стадиях развития Земли полностью вымирали, на смену им приходили другие, более совершенные. Таким образом, по остаткам ранее живших более примитивных предков, найденным в каком-нибудь пласте, можно судить об относительно более древнем возрасте данного пласта.

После того как была установлена преемственная связь животных и растительных организмов, по их остаткам удалось определить последовательность образования осадочных, а отчасти и вул-

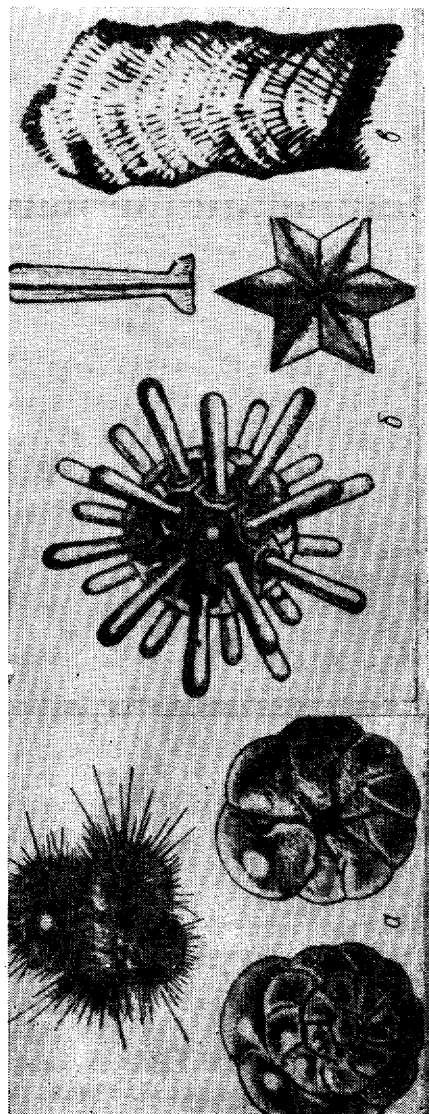


Рис. 32. Простейшие организмы и одиночные кораллы: а — фораминиферы,  $\times 15$ ; б — одиночные кораллы  $\times 1000$ ; в — колониальные кораллы  $\times 1000$ .

Таблица 2

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛЫ

Зон (эпогема)	Эра (эратема)	Период (система)	Эпоха (отдел)*	Шкала абсолютного времени, млн лет		Геоманитная шкала (черное — периоды нормальной полярности)	Индекс, цвет		
				Начало и конец периода	продолжительность периода эпохи				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Ф А Н Е Р О З О Й МЕЗОZOЙСКАЯ	КАЙНОZOЙСКАЯ - KZ	четвертичный			1,7			Q, светло-желтый	
		неогеновый	плиоценовая		1,7			N, желтый	
			миоценовая		23	21	4		17
		палеогеновый	олигоценовая					12	P, оранжевый
			эоценовая			42		18	
			палеоценовая					11	
	МЕЗОZOЙСКАЯ - MZ	меловой	поздняя		65			K, зеленый	
			ранняя			70			
		юрский	поздняя, или мальмская		135			24	J, синий
			средняя, или доггерская			55-60		18	
			ранняя, или лейасовая					18	
		триасовый	поздняя		190				T, фиолетовый
средняя				40		24			
ранняя						10	6		
пермский	поздняя		230				R, желто-коричневый		
	ранняя			55		18		37	
каменноугольный	поздняя		285				S, серый		
	средняя					10		23	
	ранняя							32	
				350					

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
ФАИЕРРОЗОЙ	ПАЛЕЗОЙСКАЯ - PZ	девонский	поздняя	405	55	20		D, коричне- невый
			средняя			15		
			ранняя			20		
		силурий- ский	поздняя	435	30	15		S, серо- зеленый
			ранняя		15			
		ордовико- ский	поздняя	480	45	12		O, олив- ковый
			средняя			20		
			ранняя			13		
		кембрий- ский	поздняя	570	90	30		E, сине- зеленый
			средняя			30		
			ранняя			30		
		ПРОТЕРОЗОЙ	РИФЕЙ-R	вендский		680	110	?
нижний				1650	950	PR <sub>1</sub>		
	верхний							
АРХЕЙ-AR	нижний			2600	более 900		AR, маши- новый	
		верхний						
				более 3500				

\* Разграничение отделов - вне масштаба.

каногенных пород в течение последних 700 (а иногда и более) миллионов лет. Важную роль в палеонтологическом методе играют те группы организмов, которые существовали в течение короткого промежутка геологического времени и в то же время были распространены по всем морям и океанам или различным континентам. Такие роды и виды организмов оказались своеобразными

реперами в геологической истории и получили название *руководящих ископаемых*. Руководящие ископаемые континентальных отложений — позвоночные животные (динозавры, птицы, слоновые, следы человека и др.), а также остатки растений, в морских отложениях — граптолиты, брахиоподы, головоногие моллюски (аммониты, белемниты и т. д.). Однако крупные руководящие организмы встречаются довольно редко. Поэтому в последние годы руководящие ископаемые стали искать среди мелких организмов, раковины которых в изобилии находятся в осадочных породах различных зон моря. К числу таких организмов относятся простейшие — фораминиферы с известковыми раковинами, радиолярии с кремнистыми скелетами. Совсем недавно научились выделять из пород и изучать под микроскопом мельчайшие организмы — *нанопланктон* (рис. 3.2).

Среди растительных остатков стали использовать споры и пыльцу растений, которые встречаются очень часто как в континентальных, так и в морских отложениях.

**Палеомагнитная шкала времени.** Горные породы и минералы, особенно ферромагнитные, образуясь в магнитном поле Земли, обладают свойством магнитной восприимчивости, создания собственного магнитного поля. Свойство это называется *намагниченностью*. С изменением ориентировки породы относительно магнитного поля или самого поля часть «врожденной» намагниченности сохраняется — это естественная остаточная намагниченность, или *палеомагнетизм*. Остаточная намагниченность сохраняет направление — полярность того магнитного поля, в котором происходило намагничивание. Установлено, что в истории Земли многократно происходила смена полярности магнитного поля, когда северный и южный полюсы обменивались местами. Смена полярности запечатлевается в изменении ориентировки остаточной намагниченности пород. В настоящее время установлена шкала смены таких эпох (табл. 2). Она является дополнительным методом геохронологического расчленения пород, особенно важным для расчленения магматических образований океанического дна (см. гл. 11).

## 2. АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ЕЕ ВОССТАНОВЛЕНИЯ

*Абсолютная геохронология* представляет собой учение об измерении геологического времени, выраженного в обычных абсолютных астрономических единицах — годах. Абсолютная геохронология определяет время возникновения, завершения и длительность всех геологических событий и в первую очередь время образования или преобразования (метаморфизма) горных пород и минералов, так как по их возрасту определяется возраст геологических событий. Особую ценность абсолютная геохронология приобретает при определении возраста магматических пород, а так-

же пород, возникших на ранних этапах развития Земли, так как здесь методы относительной геохронологии почти бессильны. Абсолютная геохронология придает большую точность и определенность хронологии геологических событий. В своем радиологическом варианте она впервые дала возможность правильно определить возраст Земли.

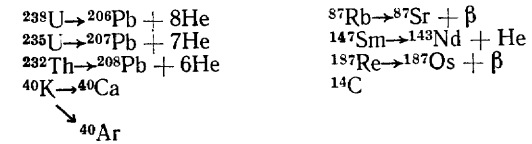
Определение времени развития отдельных, в основном кратковременных, событий представляется возможным с помощью анализа сезонного (годового) развития Земли. Эти методы называются сезонно-климатическими.

1. *Сезонно-климатические методы.* Развитие ряда геологических и тем более биологических процессов связано с сезонными (годовыми) изменениями климата, например всем известные годичные кольца на стволах деревьев сохраняются и на ископаемых окаменелых стволах. Такие же годичные (сезонные) слои роста обнаруживаются в известковых постройках кораллов. Наряду с сезонными слоями роста в кораллах иногда выявляют очень тонкие пары слоев суточного роста (ночные — более тонкие и темные). Таким образом определяют в годах и даже днях, сколько времени пошло на образование известкового скелета данного коралла.

На основании изучения древних четырехлучевых кораллов американский ученый Дж. Уэльс сделал вывод, что в девонском году было 400 дней, в триасовом — 380, а это свидетельствует о более быстром по сравнению с современным вращении Земли в эти периоды. Годичные слои обнаруживаются иногда и в осадочных горных породах, отложенных в поймах или дельтах рек, а еще чаще в озерных отложениях — ленточных глинах или бумажных сланцах, в которых закономерно чередуются два тонких слоя: песчаный и глинистый. Материал для образования первого поступает в озеро весной при таянии снега или льда. При этом на дне осаждаются более крупные песчаные частицы, образуя первый слой. Зимой принос материала прекращается и оседает только тонкая глинистая мусть, ранее не успевшая осадиться, формируя второй слой. Следующий год дает очередную пару слоев. Шведский ученый де Геер в разрезе озерных отложений своей страны насчитал 33 000 слоев, определив, что их образование продолжалось в течение 16,5 тыс. лет. Иными словами, слоистая толща может свидетельствовать не только о последовательности, но и о продолжительности образования слоев. Таким же способом вычисляются время накопления соленосных толщ, учитывая, что каждый тонкий слой соли осаждался только в летнее время. Но, к сожалению, подобные сезонные образования встречаются редко и по ним проводить широкие геохронологические исследования невозможно. Следовательно, данный метод имеет ограниченное значение.

2. *Радиологические, или изотопные, методы* измерения геологического времени возникли только в XX в., после открытия естественной радиоактивности. В 1902 г. Пьер Кюри впервые высказал идею о возможности определять возраст минералов по распаду

радиоактивных изотопов. Основные типы радиоактивных изотопов и их производные:



Радиоактивные изотопы в малых количествах входят в кристаллическую решетку многих минералов. С момента образования минерала в нем начинают накапливаться продукты самопроизвольного распада изотопов. Процесс распада происходит со строго постоянной скоростью. Никакие внешние факторы не могут ни ускорить, ни замедлить этот процесс. При распаде материнских изотопов образуются новые дочерние изотопы. Так, из  ${}^{238}\text{U}$  получается  ${}^{206}\text{Pb} + 8\text{He}$ . В зависимости от того, по изотопам какого радиоактивного химического элемента и соответствующего ему продукта распада производится определение возраста, в изотопной геохронологии различают несколько методов: уран-свинцовый, калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, радиоуглеродный и др.

Первым с 1907 г. получил применение *уран-свинцовый метод*, основанный на соотношении количества нерасщепившихся атомов урана и вновь образованных атомов свинца со времени возникновения породы или минерала. Расчет возраста производится по формуле  $t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{D}{P} + 1 \right)$ , где  $t$  — возраст минерала;  $D$  и  $P$  — найденные в минерале дочерние ( $D$ ) и родительские ( $P$ ) изотопы;  $\lambda$  — константа распада изотопа.

Производным уран-свинцового метода является *свинцово-изотопный метод*, основанный на использовании отношения  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ . Количество того или иного изотопа свинца, накопившегося со времени образования исследуемого минерала и до настоящего времени, определяется по формулам

$${}^{206}\text{Pb} = {}^{238}\text{U} (e^{\lambda t} - 1); \quad {}^{207}\text{Pb} = {}^{235}\text{U} (e^{\lambda' t} - 1); \quad {}^{208}\text{Pb} = {}^{232}\text{Th} (e^{\lambda'' t} - 1).$$

Поделив  $\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} = \frac{{}^{235}\text{U} (e^{\lambda' t} - 1)}{{}^{238}\text{U} (e^{\lambda t} - 1)}$ , можно установить возраст минерала без определения изотопов урана, так как в любом земном веществе отношение  ${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U}$  постоянно и равно  $\frac{1}{137,8}$ . Поскольку период полураспада  ${}^{238}\text{U}$

очень большой (4,51 млрд лет), то имеется возможность определять возраст горных пород, образовавшихся в течение всей геологической истории Земли, возраст метеоритов, пород Солнечной системы и их спутников. Уран входит в состав более 200 минералов. Наиболее часто этим методом пользуются для определения возраста пород, содержащих такие минералы, как урановая смолка, монацит, циркон, ортит.

*Калий-аргоновый метод* основан на том, что радиоактивный изотоп  ${}^{40}\text{K}$ , распадаясь, приводит к накоплению в минерале радиогенного изотопа  ${}^{40}\text{Ar}$ . Соотношение количества последнего и  ${}^{40}\text{K}$

позволяет определить возраст минерала. Преимущество калий-аргонового метода состоит в том, что калий входит в состав более 100 минералов, включая такие широко распространенные, как калиевые шпаты, плагиоклазы, слюды и др. В большом количестве (до 7—10%) калий присутствует в глауконите, что дает возможность определять возраст многих осадочных пород.

*Рубидий-стронциевый метод* основан на радиоактивном распаде изотопа  $^{87}\text{Rb}$  и превращении его в радиогенный изотоп стронция  $^{87}\text{Sr}$ . В самое последнее время стал широко применяться *самарий-неодимовый метод*. Оба эти элемента (Sm и Nd) относятся к группе редкоземельных элементов и встречаются часто, но в очень малом количестве. Радиоактивный распад изотопа  $^{147}\text{Sm}$  происходит очень медленно. Период его полураспада равен 106 млрд лет. Этим методом наиболее надежно можно определять возраст самых древних пород. Кроме того, этот метод успешно используется для датирования основных и ультраосновных пород, так как самарий накапливается предпочтительно в ультраосновных расплавах.

*Радиоуглеродный метод* позволяет вычислить время захоронения растительных остатков, а следовательно, и возраст породы, в которой они находятся. В атмосфере имеется изотоп  $^{14}\text{C}$  с периодом полураспада 5568 лет, который поглощают растения. После их отмирания распад  $^{14}\text{C}$  продолжается, т. е. происходит уменьшение его содержания. Зная время полураспада и измерив количество сохранившегося в растительных остатках  $^{14}\text{C}$ , можно узнать возраст породы или время захоронения растения. Этот метод применяется для определения возраста молодых (менее 5500 лет) пород или геохимических процессов. Например, по содержанию  $^{14}\text{C}$  в деревянном гробу одного из египетских фараонов определили время захоронения — 2190 лет тому назад. Точность метода  $\pm 200$  лет.

На основании радиологических методов в настоящее время произведено определение продолжительности всех геологических эр и периодов, времени их начала и конца (см. табл. 2).

Древнейшие породы в настоящее время установлены в Западной Гренландии (3,8 млрд лет). В Украинском кристаллическом массиве (СССР) выявлены породы с возрастом 3,6 млрд лет. Самая большая возрастная цифра — 4,1—4,2 млрд лет — получена по цирконам из Западной Австралии, но циркон здесь залегает в перетолженном состоянии в мезозойских песчаниках.

С учетом последних представлений об одновременности образования всех планет Солнечной системы, а также Луны по возрасту самых древних метеоритов (4,5—4,6 млрд лет) и древних лунных пород — анортозитов (4,5—4 млрд лет) — возраст Земли принимается равным 4,57 ( $\pm 2\%$ ) млрд лет.

### 3 ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

В 1881 г. на II Международном геологическом конгрессе в г. Болонье были утверждены основные подразделения совмещенных стратиграфической (для разделения слоистых осадочных пород) и геохронологической шкал. В этой шкале история Земли делится на 4 эры, обоснованные этапами развития органического мира, в связи с чем были предложены и названия эр: 1) архейская, или археозойская (греч. «археос» — древнейший, «зоо» — жизнь), — эра древнейшей жизни; 2) палеозойская (греч. «палеос» — древний) — эра древней жизни; 3) мезозойская (греч. «мезос» — средний) — эра средней жизни и 4) кайнозойская (греч. «кайнос» — новый) — эра новой жизни. Позднее, в 1887 г., из состава архейской эры выделили протерозойскую — эру первичной жизни (греч. «протерос» — первичный). При более позднем совершенствовании шкалы появилась необходимость выделять более крупные единицы, которым отвечают зоны и эонотемы: архейская, протерозойская и фанерозойская (греч. «фанерос» — явный). В настоящее время геохронологическая шкала имеет вид, представленный в табл. 2.

Архейский эон разделяется на две части: ранний (древнее 3500 млн лет) и поздний архей; протерозойский — также на две: ранний и поздний протерозой; в последнем выделяют рифей (название произошло от древнего названия Уральских гор) и вендский период. Поскольку отложения вендской системы нередко отделены от рифейских крупным перерывом, тесно связаны с отложениями фанерозоя и содержат остатки более развитых форм жизни, чем позднепротерозойские, то некоторые исследователи включают венд в фанерозой.

Фанерозойский эон подразделяется на палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры и состоит из 12 периодов. Название периодам обычно присваивается по наименованию местности, где они впервые были выделены и наиболее полно описаны. Так, кембрийский период носит старое название п-ова Уэльс; ордовикский и силурийский получили название по имени племен, населявших те районы Англии, где эти отложения были описаны; девонский период получил известность по графству Девоншир в Англии; пермский — по Пермской губернии в России, а юрский — изучен в Юрских горах Швейцарии. Исключение составляют каменноугольный (карбоновый) и меловой периоды, названные в более ранней шкале по характерным породам, их слагающим (каменный уголь, мел).

Интересно происхождение названий периодов в кайнозойской эре. В самой ранней стратиграфической шкале история Земли делилась на 4 системы: первичную, вторичную (мезозой), третичную и четвертичную. Впоследствии два первых названия отмерли, третичная распалась на две: палеогеновую (греч. «палеос» — древний, «генос» — рожденный) и неогеновую (новорожденную), а четвертичная система, по предложению А. П. Павлова, стала называться у нас антропогеновой (греч. «антропос» — человек).

Индексы (символы) периодов (систем) обозначаются по первой букве латинской транскрипции.

Для изображения, а также для удобства чтения возраста слов на геологических картах каждой системе присвоен определенный цвет (см. табл. 2). Продолжительность геологических периодов неодинакова — от 20 до 100 млн лет и лишь четвертичный период — 1,8—1,7 млн лет, что объясняется его незавершенностью.

Более мелкими единицами, чем период (система), в шкале являются эпохи (отделы). Их бывает 2 или 3 с соответствующими названиями: ранняя, средняя, поздняя. Эпохи (отделы) в юрском периоде и кайнозойской эре сохранили собственные названия. Индексы эпох (отделов) отвечают индексам соответствующих периодов, но с добавлением цифр справа внизу — 1, 2, 3. Например,  $K_1$  — раннемеловая эпоха, а  $K_2$  — позднемеловая. Цветовое обозначение эпох (отделов) соответствует принятому для периода (системы), но для более ранних эпох (отделов) применяются более темные оттенки, чем для поздних.

Следующими, более дробными единицами геохронологической и стратиграфической шкал являются соответственно век и ярус. Продолжительность веков 2—10 млн лет. Названия векам и ярусам присваиваются географические.

Значение геохронологической шкалы трудно переоценить, так как она служит единственным всеобъемлющим инструментом классификации, сопоставления и разграничения всех геологических явлений и процессов. Геохронологическая шкала навела порядок в установлении последовательности горных пород и истории геологических процессов.

#### 4. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

**Архейский эон.** Среди архейских пород известны осадочные (морские и континентальные), вулканические и особенно магматические породы. Большинство пород архея сильно изменено в условиях высоких температур и давлений и поэтому относятся к типу метаморфических. С архейскими породами связаны месторождения полезных ископаемых: железных руд, золота, урана. В архейских породах встречаются органические остатки микроскопических размеров: водоросли, бактерии. Древнейшие из них, найденные в Южной Африке, имеют возраст 3,2 млрд лет. Архейский эон начался 4,5 млрд лет и закончился 2,6 млрд лет назад.

**Протерозойский эон.** Отложения протерозоя более разнообразны, чем архейские. Здесь появляются более слабометаморфизованные осадочные отложения, в том числе образованные водорослями известняки, углеродистые, железистые породы, свидетельствующие о широком развитии в то время бактерий, синезеленых водорослей и других простейших микроорганизмов.

События на рубеже 1650 млн лет разделяют протерозойский эон на две крупные части: раннюю и позднюю. Поздний протерозой обычно именуют рифеем. Рифей отличается обилием водорослевых построек, изменчивость форм которых дала возможность выделить в нем несколько подразделений. В верхах рифея

получают развитие и некоторые другие органические остатки. С породами протерозоя связаны самые крупные месторождения золота, железа, урана и др.

**Вендский период.** Вендские отложения почти повсеместно резко отделяются от нижележащих перерывом. По обилию и уровню развития организмов они более близки к фанерозою, чем к рифею. Метаморфизм отложений этого периода много слабее, чем протерозойских, а разнообразие осадочных пород еще большее. Органический мир значительно богаче. Кроме групп, появившихся в протерозое, встречаются радиолярии, губки, медузы, кольчатые черви, членистоногие. Многие эти организмы были лишены внешнего или внутреннего скелета, и их остатки представлены отпечатками мякких тканей. В ряде районов мира, в том числе на Русской равнине, в Африке, Австралии, Китае, обнаружены ледниковые отложения — тиллиты. В районах с жарким и сухим климатом известны соли и гипсы. С вендскими отложениями связаны месторождения бокситов, фосфоритов, нефти и горючих газов, меди, свинца, цинка и каменной соли.

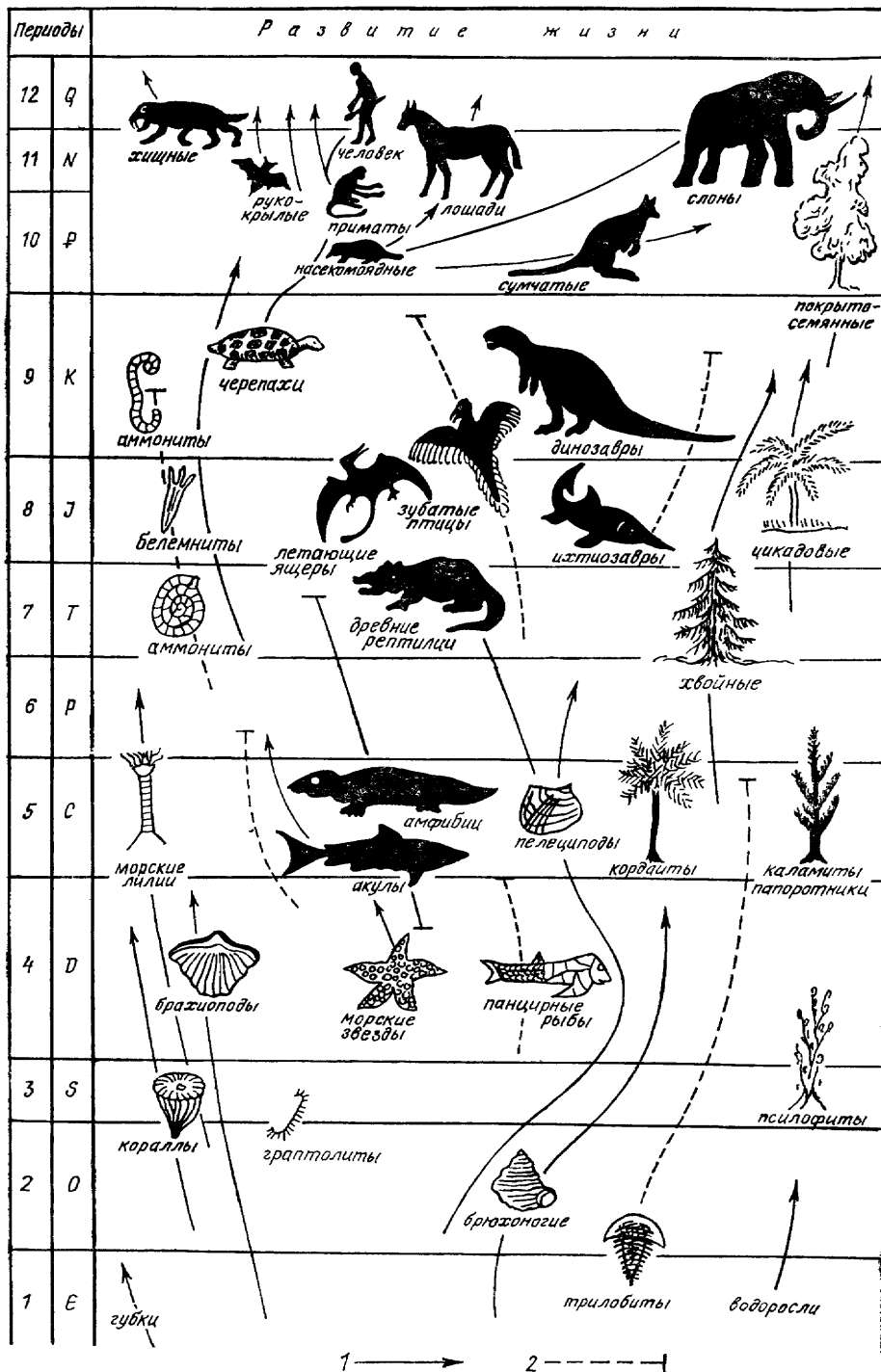
**Фанерозойский эон.** Палеозойская эра. **Кембрийский период.** Этот период отличается от вендского весьма существенно, особенно в развитии органического мира. Появляются скелетные организмы: археоциаты — руководящие ископаемые кембрия, трилобиты, брахиоподы, губки, конодонты и др. (рис. 3.3, 1). В настоящее время для кембрия известны более 100 видов животных и водорослей, позволяющих расчленять и сопоставлять кембрийские породы.

Начиная с кембрия происходит изменение магнитного поля Земли, вызвавшее чередование прямого и обратного остаточного магнетизма в горных породах, что также способствует стратификации отложений. Для кембрия характерны месторождения железа, марганца, фосфоритов, горючих сланцев; меди, свинца, цинка и особенно каменных и калийных солей.

**Ордовикский период** долгое время рассматривался как ранняя эпоха силурийского периода, а в 1960 г. на XXI сессии Международного геологического конгресса переведен в ранг периода (системы), объединившего две трети времени бывшего силурийского периода. Подразделяется на три эпохи. На протяжении этого периода континенты испытывали значительные опускания, в связи с чем моря занимали наибольшую в фанерозое площадь, а следовательно, продолжала резко преобладать морская фауна и флора. Максимального развития в это время достигают трилобиты и граптолиты (рис. 3.3, 2). Появляются четырехлучевые кораллы (из группы табуляты), пелециподы и первые головоногие — эндоцератиты. В конце ордовика местами наблюдалось оледенение.

**Силурийский период** следует за ордовикским, продолжая его развитие. После некоторой регрессии их моря вновь трансгрессируют, и уровень их испытывает подъем, что связано, возможно, с окончанием ледникового периода — таянием льдов. Большинство





ранее возникших групп организмов продолжают развиваться в силуре, за исключением эндоцератит, вымирающих к началу периода, и цистонидей, исчезающих в его середине (рис. 3.3, 3). Впервые получают развитие морские лилии (криноидеи) и появляются первые позвоночные в виде бесчелюстных рыб. По-прежнему широко развиты граптолиты, брахиоподы и кораллы.

**Девонский период.** В девонском периоде происходит дальнейшее расширение площади суши. В ряде мест возникают горные хребты. Море отступает, образуя обширные лагуны, заливы, где формируются соленосные (гипс, каменная соль) и красноцветные отложения. Климат становится более сухим. Такие изменения физико-географической обстановки вызвали, по-видимому, существенные преобразования в органическом мире. На суше широко развиты своеобразные травянистые растения — псилофитовые. В отложениях девона известны членистостебельные, плауновые, примитивные папоротники, первые семянные растения и первые кустарниковые и древесные леса, из которых образовались небольшие месторождения каменного угля. Из фауны появляются насекомые, пауки, многоножки, характерно появление и широкое развитие рыб: кистеперых, двоякодышащих (рис. 3.3, 4), панцирных, живших только в девоне. Морская фауна существенно не изменяется: в девон переходят из силура почти все группы животных, но сокращаются трилобиты, граптолиты. Из полезных ископаемых характерны соли, бокситы, руды марганца, горючие сланцы, нефть и др.

**Каменноугольный период.** В карбоне, особенно позднем, проявляется общая тенденция к регрессии моря. Возникают горные страны и обширные болотистые низменности. Климат по сравнению с девонским становится более влажным. Низменные части суши покрываются лесами. Вновь наступает оледенение. Существенные изменения претерпевает органический мир. Прекратилось существование древних строматопор, тентакулитов, почти исчезают граптолиты и трилобиты, бесчелюстные рыбообразные, панцирные рыбы, а из растений — псилофиты. В то же время с начала периода появляются амфибии (рис. 3.3, 5), а с середины — рептилии. Пышно развиваются представители растительного мира — голосемянные, среди них в конце периода появляются хвойные. Полного расцвета достигают членистостебельные (каламиты), папоротниковые и плауновые растения. Из полезных ископаемых в каменноугольном периоде характерны месторождения каменных углей. Кроме того, встречаются месторождения железа, марганца.

**Пермский период** — период господства суши, ознаменовавшийся регрессией морских бассейнов, поэтому для перми особенно

Рис. 3.3. Схема развития органической жизни (из книги Г. В. Войткевича «Геологическая хронология Земли»). Стрелки показывают продолжительность жизни данных групп:

1 — до настоящего времени, 2 — до определенного периода

характерны красноцветные соле- и гипсоносные лагунные и континентальные отложения. Климат в Северном полушарии был засушливый, жаркий, в экваториальной зоне влажный, способствовавший развитию растительности. Для Южного полушария характерно новое оледенение, начавшееся в позднем карбоне. Все основные группы каменноугольной фауны и флоры продолжают жить и в перми. Широко развиты крупные фораминиферы — фузулиниды, брахиоподы, морские лилии, дающие многие проводящие формы (рис. 3.3, 6). К концу пермского периода происходит массовое вымирание характерных для палеозоя организмов: исчезают кораллы из групп ругоза и табулята, древнейшие виды мшанок, криноидей, амфибий; из голосемянных растений — кордаиты, из споровых — древовидные папоротники и плауновые. Таким образом, по развитию фауны конец палеозойской эры очерчивается очень четко. Из полезных ископаемых широко развиты каменные угли (Кузбасс, Печора, Китай), калийные и каменные соли (Предуралье, Западная Европа).

Мезозойская эра. *Триасовый период*. Это первый период обновленной жизни мезозойской эры. Некоторые ученые (Ж. Кювье, О. Шиндевольф) считали, что на границе пермского и триасового периодов произошла какая-то катастрофа, вызвавшая массовое вымирание палеозойских видов животных. Вряд ли, однако, оно было столь внезапным, но значительные изменения состава фауны и флоры имели место. Климат в триасе был в основном теплым и сухим. В раннем триасе продолжали господствовать континентальные условия, но со среднетриасовой эпохи развивается морская трансгрессия, достигшая максимума в начале позднего триаса. Преобладали периоды нормальной полярности магнитного поля. Из фауны широкое развитие получили головоногие моллюски — аммониты (рис. 3.3, 7), двустворчатые моллюски, шестилучевые кораллы, брахиоподы. Из позвоночных быстро развиваются рептилии, особенно динозавры; появились первые водные пресмыкающиеся: плезиозавры и ихтиозавры; развиваются насекомые и первые млекопитающие. Флора характеризуется преобладанием голосемянных. В конце триасового периода произошла регрессия моря.

*Юрский период*. В ряде мест морские отложения юрской системы ложатся несогласно на триасовые. Юрский период считается периодом господства морей, так как их площадь увеличилась за счет зарождения Атлантического и Индийского океанов. Уровень Мирового океана приблизился к современному. Климат был теплый. В морской фауне наблюдаются значительные изменения, появляются новые поколения аммонитов, белемнитов, из позвоночных — гигантские формы растительноядных и хищных динозавров — летающие ящеры и первые зубатые птицы (рис. 3.3, 8). Широко развиты папоротниковые и гинкговые, цикадовые растения. Особенности климата и богатая растительность способствовали образованию месторождений угля (юрский период называют вторым после карбонового угленосным периодом). Известны

месторождения нефти и газа, железных руд, а в позднеюрской эпохе — каменной и калийной солей.

*Меловой период* — самый продолжительный после кембрийского период в фанерозойском эоне. После некоторой регрессии моря в начале периода наступает крупнейшая трансгрессия моря при самом высоком его уровне. Все основные группы юрской фауны получают дальнейшее развитие: мелкие фораминиферы и другие представители планктона настолько широко распространялись, что их раковины стали породообразующими для такой породы, как писчий мел. Достигают расцвета шестилучевые кораллы, двустворчатые моллюски; у последних появляются толстые раковины причудливой формы (рудисты), нередко огромных размеров (иноцерамы, устрицы). Развиваются гигантские аммониты, диаметр раковин которых достигает иногда 3 м. Широко развиты в мелу белемниты, морские ежи, костистые рыбы. Особого развития достигли рептилии (динозавры; рис. 3.3, 9): появились крупнейшие за всю историю Земли хищные растительноядные ящеры, летающие ящеры с размахом крыльев до 8 м. Появились первые беззубые птицы. Растительный мир характеризуется развитием покрытосемянных, цветковых. Интересно, что после буйного проявления гигантизма в конце периода многие группы животных вымирают: строматопоры, аммониты и белемниты, гигантские рептилии и амфибии. В середине мела существенно меняется состав растительности, появляются современные формы, такие, как дуб, бук, ива, береза, лавр, магнолия и др. Из полезных ископаемых для мелового периода характерны писчий мел, железо, нефть и газ, соли.

Кайнозойская эра. *Палеогеновый период*. Палеогеновый период в целом регрессивный, хотя отдельные частные трансгрессии имели место. В палеогеновом периоде выделяются три эпохи: палеоценовая, эоценовая и олигоценная. Очертания материков (суши) были уже близки современным. Животный мир эволюционировал быстро. Среди простейших были широко развиты крупные фораминиферы — нуммулиты, многочисленные брюхоногие, двустворки, на суше господствовали млекопитающие, возникают первые парно- и непарнокопытные (рис. 3.3, 10), появляются обезьяны, а в конце периода — слоновые и сумчатые. Для палеогена характерны такие полезные ископаемые, как марганец, бурый уголь, фосфориты, горючие сланцы, нефть и газ.

*Неогеновый период*. В неогеновый период возникают горы: Альпы, Апеннины, Карпаты, Крым, Кавказ, величайшие хребты — Гиндукуш, Гималаи, высокогорное Тибетское плато, вулканические горы Тихоокеанского кольца. Происходят сильные колебания уровня моря. В начале периода (или даже в конце палеогена) возникает оледенение Антарктиды, в конце — оледенение на севере континентов и в горных странах Северного полушария. Определяющую роль для выделения системы имеют млекопитающие — хоботные: слоны, мастодонты, динотерии; тигры, носороги, медведи, собаки, лошадь-гиппарион, человекообразные обезьяны.



ны. Сильно развиваются насекомые, различные птицы (рис. 3.3, 11). Растительность близка современной с четким разделением на тепло- и холодолюбивые флоры. Из полезных ископаемых характерны бокситы, железные руды, бурый уголь, нефть и горючий газ.

**Четвертичный** (антропогенный) *период* — последний, неокончившийся и сегодня, характеризуется несколько раз повторяющимися оледенениями в Северном полушарии. Уровень океана в начале периода занял самое низкое положение за всю историю Земли. Площадь континентов значительно расширилась. В связи с похолоданием (даже в тропиках температура воды в океане снижалась до 6°С) на севере появились такие животные, как волосатый мамонт, шерстистый носорог и другие современные виды животных и растений (рис. 3.3, 12). Но главное, конечно, — это появление человека. Долгое время считали, что человек появился около 1 млн лет назад; с этого момента исчисляли и возраст антропогенного периода, но недавно в Африке были сделаны сенсационные открытия: в районе горы Килиманджаро и оз. Виктория Л. Лики нашел кости и череп человека, ходившего на двух ногах. Возраст находки был определен в 1,75 млн лет. В 1972 г. на берегу оз. Рудольф обнаружили еще более древнего человека с костяными и каменными орудиями для охоты и назвали его *Homo habilis* (человек умелый). Возраст слоя, содержащего эту находку, определен калий-аргоновым методом в 2,61—3,18 млн лет.

Значение общей шкалы геологического времени, как уже отмечалось, необычайно велико, так как это тот стержень, который связывает все геологические события в длительной истории Земли.

## ГЛАВА 4

### ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ

Наша Земля — одна из девяти планет Солнечной системы. В свою очередь наше Солнце лишь одна из звезд громадного звездного скопления, называемого Галактикой Млечного Пути, имеющей в диаметре около 100 тыс. световых лет<sup>1</sup>. Геологам необходимо иметь общее представление о строении и происхождении Земли и Солнечной системы в целом по нескольким причинам. Во-первых, чтобы понять закономерности и механизм развития Земли и земной коры, надо знать исходное состояние Земли при ее формировании: была ли она однородной или разнородной по химическому составу, находилась ли она в холодном или го-

<sup>1</sup> Световой год — расстояние, которое свет пробегает в течение одного года. Он равен примерно  $9,6 \cdot 10^{12}$  км.

рячем, или даже в расплавленном состоянии и т. д. Во-вторых, поскольку планеты Солнечной системы, точнее, планеты земной группы (см. ниже), находятся, как мы теперь знаем, на разных ступенях развития, причем Земля ушла дальше других планет в своей эволюции, изучение других планет доставляет ценнейший материал для познания ранних стадий развития нашей планеты. В-третьих, сравнение строения и эволюции Земли со строением и развитием других планет позволяет выявить как общие для всех планет земной группы закономерности, так и особенности, присущие только нашей планете, и понять, почему именно Земля и лишь Земля стала родиной жизни, родиной человека и его цивилизации. Этот вопрос имеет огромное мировоззренческое значение. И наконец, Солнце, Луна и в меньшей степени другие тела Солнечной системы оказывают самое непосредственное влияние на земные геологические процессы. Солнечной энергией приводятся в действие воздушные и водные течения, от нее зависит существование жизни на Земле, ею определяются климатические условия, процессы физического выветривания и т. д. Солнечное и лунное притяжения обуславливают приливные явления в водной и каменной оболочках Земли. С падением метеоритов связано образование ударных кратеров на земной поверхности. Существуют серьезные основания полагать, что периодические изменения в течении геологических процессов прямо или косвенно связаны с обращением Земли и всей Солнечной системы в Галактике.

Благоприятные возможности для исследований в этой новой области — области *сравнительной планетологии* — впервые возникли с наступлением в 60-е годы нашего века эры космических изысканий. Полеты космических станций, использование спускаемых космических аппаратов, лунохода, высадка человека на Луне в огромной степени обогатили наши знания, ранее ограничивавшиеся наблюдениями с Земли с помощью телескопов.

С возникновением сравнительной планетологии геология стала частью этой более общей науки. Однако, учитывая то обстоятельство, что исследование других планет ведется на основе методологии, разработанной для исследования нашей Земли, часто говорят о *геологии планет*, а также о геоморфологии (Марса, Венеры и т. д.), хотя, строго говоря, этот термин здесь не применим.

#### 1. СТРОЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

В центре Солнечной системы находится Солнце — звезда, раскаленный плазменный шар, типичный «желтый карлик», находящийся, следовательно, на средней стадии звездной эволюции. Расположено Солнце в пределах одной из спиральных ветвей нашей Галактики и обращается вокруг центра Галактики с периодом около 200 млн лет. Температура внутри Солнца достигает  $10 \cdot 10^6$ — $15 \cdot 10^6$  К; она поддерживается ядерными реакциями, скорее всего такими, в итоге которых ядра водорода образуют ядра устойчивого изотопа гелия ( $^4\text{He}$ ). В настоящее время Солнце состоит на

70% из водорода, 27% из гелия, на долю остальных элементов (общих с встречающимися на Земле и других планетах) остается около 2,5%. Самую внешнюю часть протяженной солнечной атмосферы образует солнечная корона, температура которой достигает  $10^6$ — $10^7$  К. Из короны вырывается поток ионизированных частиц, образующих *солнечный ветер* и уносящих с собой заметную часть энергии Солнца.

В Солнце сосредоточено 99,886% всей массы Солнечной системы. Таким образом, массы планет ничтожно малы по сравнению с массой Солнца. Если к тому же учесть, что планеты светятся лишь отраженным солнечным светом, станет понятным, почему так трудно обнаружить во Вселенной или хотя бы в Галактике другие планетные системы, подобные нашей, и почему до настоящего времени этого не удалось с полной уверенностью сделать.

Общая протяженность Солнечной системы составляет около 40 астрономических единиц<sup>2</sup>. На этом расстоянии расположено девять планет: четыре внутренних — Меркурий, Венера, Земля и Марс и пять внешних — Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон. Между Марсом и Юпитером находится пояс астероидов — несколько тысяч мелких твердых небесных тел, из которых самый крупный — Церера — имеет в поперечнике 1003 км, а самые мелкие — около 1 км (не считая более мелких обломков). Пояс астероидов заполняет место, где должна была бы находиться еще одна крупная планета, согласно эмпирическому правилу планетных расстояний Тициуса — Боде. По этому правилу расстояние от Солнца до каждой из планет в астрономических единицах можно приближенно определить следующим образом. Надо к цифре 4 последовательно прибавлять 0 для ближайшей планеты (Меркурия); 3 для Венеры, 6 для Земли и т. д., а затем разделить полученную цифру на 10. Этому правилу подчиняются все планеты (и кольцо астероидов), кроме Нептуна.

Для геологов представляют интерес четыре внутренние планеты — планеты земной группы, поскольку по размерам, составу и внутреннему строению они наиболее близки нашей Земле. Очень интересна для нас и Луна.

*Меркурий* — ближайшая к Солнцу и после Плутона одна из самых маленьких планет; ее радиус составляет 0,4 земного. О строении поверхности Меркурия нам известно по телевизионным изображениям, переданным американским космическим аппаратом «Маринер-10». Судя по этим изображениям, Меркурий очень похож на Луну: его поверхность покрыта многочисленными ударными кратерами. Между сгущениями кратеров располагаются довольно обширные равнины, подобные лунным «морям»; их относительно плоское дно нарушено трещинами и грядами, которые рассматриваются некоторыми исследователями как структуры сжатия. Меркурий отличается очень медленным осевым вращением.

<sup>2</sup> Астрономическая единица — среднее расстояние от Земли до Солнца, равное около 150 млн км.

ем (почти 59 земных суток), составляющим 2/3 периода обращения планеты вокруг Солнца. Плотность Меркурия ( $5,43 \pm 1$  г/см<sup>3</sup>) близка к плотности Земли. Предполагается, что 60% или более массы Меркурия приходится на долю железа, но магнитное поле очень слабое (0,01 земного). Атмосфера Меркурия крайне разреженная, по составу гелиево-водородная. Температура поверхности колеблется от  $-173$  до  $+430^\circ$  С.

*Венера* представляет наибольший интерес для геологов. Это не только наша ближайшая соседка, но по своим параметрам — размерам и массе, очень близким к земным, — «сестра» Земли. Поэтому Венера избрана в качестве одного из первоочередных объектов исследований, причем особенно выдающуюся роль в ее изучении сыграли результаты измерений и снимков, произведенных советскими спускаемыми аппаратами «Венера-8, -9, -10, -13, -14, -15 и -16». Уже наиболее ранними исследованиями было установлено, что Венера обладает чрезвычайно мощной и плотной атмосферой (существование атмосферы у Венеры было обнаружено еще М. В. Ломоносовым), состоящей в основном из углекислого газа с облаками из капелек серы и серной кислоты. Такая атмосфера создает очень сильный парниковый эффект, благодаря которому температура поверхности планеты достигает  $467^\circ$  С (отсюда испарение серы); давление на поверхности составляет 90 атм, т. е. равно давлению в океане на глубине 900 м. Непрозрачность атмосферы Венеры определила невозможность непосредственного наблюдения и фотографирования ее поверхности с космических станций. Поэтому советскими и американскими учеными был разработан метод радиолокационного изучения поверхности Венеры, который дал блестящие результаты — к настоящему времени с советских станций удалось заснять около половины ее поверхности. Кроме того, с советских спускаемых аппаратов удалось сделать панорамные снимки, в том числе цветные, отдельных участков поверхности Венеры. На этих снимках видно, что она сложена тонкорасслоенными каменистыми породами, очевидно базальтами (см. ниже).

Рельеф Венеры достаточно сильно расчлененный — его амплитуда достигает 15,5 км. Понижения, сопоставимые с океанскими бассейнами Земли и лунными «морями», занимают лишь 1/6 часть поверхности планеты. Они сложены базальтовыми покровами с возрастом по косвенным данным 0,5—1,0 млрд лет. Остальную площадь составляют холмистые равнины и возвышенности — «континенты». Наиболее крупными являются два континента — Земля Афродиты (размером с Африку) и Земля Иштар (размером с Австралией); на краю последней расположено высокое плато Лакшми, также сложенное базальтами. Кроме того, выделяются крупные — до  $2000 \times 2000$  км — вулканические массивы — группы щитовых вулканов (Бета, Белл) и горные хребты протяженностью в сотни километров. Последние, в частности, обрамляют Землю Афродиты (с севера) и плато Лакшми. Рисунок этих линейных гряд очень напоминает рисунок горных систем Земли. Они воз-

вышаются на 7—8 км над средним уровнем поверхности планеты и могут отвечать либо складкам и (или) тектоническим чешуям, либо блоковым зонам (последнее менее вероятно). Выяснение генезиса этих хребтов представляет первостепенный интерес для понимания динамики Венеры. В пределах Земли Афродиты выявлены две рифтовые<sup>3</sup> долины — структуры растяжения — длиной до 2200 км. Если хребты являются, напротив, структурами сжатия, то можно будет констатировать, что на Венере, как и на Земле (см. ниже), сосуществуют структуры сжатия и растяжения.

Советские исследования Венеры доставили первые данные о составе слагающих ее кору пород. Полученных данных еще недостаточно, чтобы судить об этом в полной мере для всех структурных элементов коры планеты, но они указали на существование двух типов вулканических пород, хорошо известных на Земле, — базальтов и щелочных базальтов (см. гл. 2). Имеются некоторые косвенные признаки проявления вулканизма на Венере и в современную эпоху; его продуктом, возможно, являются сернистые облака венерианской атмосферы.

Венера характеризуется очень медленным осевым вращением (117 земных суток!) и именно этим, а не отсутствием жидкого ядра скорее всего объясняется ее крайне слабое магнитное поле (в  $10^5$  раз меньше земного!)<sup>4</sup>. Но самое интересное заключается в том, что вращается Венера в *обратном* по отношению к своему вращению вокруг Солнца и вращению других планет и их спутников (кроме Урана и его спутников, спутника Нептуна — Тритона и некоторых внешних спутников Юпитера и Сатурна) направлении.

Земля лишь чуть больше Венеры и, как отмечалось, обладает несколько большей массой, несколько большим периодом обращения вокруг Солнца, но зато намного более быстрым осевым вращением. Благодаря этому и существованию жидкого ядра она имеет сильное магнитное поле, защищающее органический мир на ее поверхности от губительного влияния космических лучей. Отличия Земли от других планет земной группы и от Луны состоят в том, что ее кора сложена не только базальтами, но в пределах континентов и гранитами, что на ее поверхности присутствует большой объем жидкой воды, заполняющей океаны и моря (на Венере вода, вероятно, испарилась, а ее пары ушли в космическое пространство; на Марсе вода застыла в виде льда — см. ниже). На Земле активно проявляются магматические и тектонические (вулканизм, движения и деформации земной коры), а также различные экзогенные (деятельность ветра, рек и т. п.) процессы; рано зародился и пышно расцвел органический мир.

<sup>3</sup> Рифты — щелевидные расселины в рельефе и структуре земной коры (см. гл. 14).

<sup>4</sup> Магнитное поле Земли генерируется энергичным перемешиванием материала в ее жидком ядре.

Луна, верный спутник Земли, также очень важный объект сравнительно-планетологических исследований, особенно благодаря своей уже довольно высокой степени изученности. Луна много меньше Земли, обладает медленным осевым вращением (29,5 земных суток), полностью лишена атмосферы, температура ее поверхности колеблется от  $+115^\circ\text{C}$  на освещенной Солнцем поверхности до  $-135^\circ\text{C}$  на противоположной. В настоящее время она имеет лишь очень слабое магнитное поле, хотя есть признаки, что оно было значительно сильнее в прошлом. В рельефе Луны выделяются возвышенные и пониженные участки, которые по аналогии с Землей называются континентами и морями. Первые занимают 84% поверхности Луны и сложены полнокристаллическими основными (с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 52 до 45%) породами, резко обедненными по сравнению с земными летучими химическими элементами и соединениями (нет даже следов воды и углекислоты). Лунные материки испещрены ударными кратерами — следами падения крупных метеоритов, породы на их поверхности раздроблены (эти рыхлые продукты дробления называются реголитом) и содержат примесь метеоритного вещества — железа и родственных ему элементов. Предполагается, что наиболее интенсивная метеоритная бомбардировка имела место на Луне и других планетах Солнечной системы в период до 3,8 млрд лет.

Лунные моря представляют равнины, сложенные покровами базальтов, сходных с земными, но также обедненных летучими компонентами. Возраст «морских» базальтов от 4,2 до 3,1 млрд лет. К 2 млрд лет до н. э. глубинная активность Луны практически затухла.

Мощность коры определена на Луне в 65 км, из которых верхние 25 км, вероятно, сложены базальтами.

Марс замыкает группу внутренних планет Солнечной системы. Он обладает диаметром примерно вдвое меньшим земного, массой в 0,38 земной, почти столь же быстрым, как у Земли (24 ч 37,4 мин) осевым вращением, подобным Земле наклоном экватора к плоскости орбиты, что обуславливает и на Марсе смену времен года. В зимнее время в полярных областях образуются снеговые шапки; снег состоит из воды и углекислоты. Но длительность сезонов на Марсе почти вдвое больше, чем на Земле, ибо марсианский год составляет 687 сут. Марс обладает очень разреженной атмосферой, состоящей на 95% из углекислого газа (подобно Венере); остальное приходится на азот, аргон и кислород (0,02%); содержание водяного пара очень изменчиво, но в общем невелико. Температура поверхности Марса колеблется от  $-28$  до  $-139^\circ\text{C}$ . Это способствует широкому распространению на Марсе вечной мерзлоты, т. е. присутствию замерзшей воды в верхней части коры. Однако развитие местами вполне типичных высохших русел рек свидетельствует, что в прошлом по поверхности Марса текла жидкая вода. В настоящее время на Марсе господствуют процессы, связанные с деятельностью ветра: имеются обширные пес-

чаные пустыни с характерным грядовым рельефом, время от времени возникают пыльные бури. Словом, на Марсе проявляется большинство экзогенных процессов, известных на Земле, но нет и следов жизни и связанных с ней явлений.

Рельеф Марса отличается высокой расчлененностью, его амплитуда достигает 27 км, т. е. больше, чем на Земле (19 км) и Венере (15,5 км). Выделяются, как и на Луне, два главных типа областей: материки, густо покрытые ударными кратерами, что свидетельствует об их относительной древности, и равнины; первые главным образом в Южном полушарии, вторые — в Северном. Но наиболее примечательной особенностью Марса является огромное скопление щитовых вулканов, образующее поднятие гор Фарсида, возвышающееся на 12 км над средним уровнем поверхности Марса и увенчанное гигантским вулканом Олимп высотой 21 км — самым крупным во всей Солнечной системе. Исключительно крупными размерами отличаются и кальдеры (кратерные впадины; см. гл. 16) марсианских вулканов — до 125 км в поперечнике. От поднятия Фарсида и вулканов радиально расходятся трещины и гряды длиной до 1000 км. Большой интерес представляют гигантские рифтовые долины, переходящие в каньоны. Широкая рифтовая система Долины Маринер протягивается к югу от экватора на 4000 км. Глубина каньона достигает 10 км, что примерно вдвое-втрое превышает земные масштабы подобных образований. Равнины и вулканы сложены базальтами, а материки, подобно Луне, полнокристаллическими основными породами, но более богатыми летучими. Кора под материками более мощная, около 40 км, чем под океанами (~30 км), но наибольшее утолщение коры (до 70 км) предполагается под поднятием Фарсида; все это величины, вполне сравнимые с земными и лунными.

Все данные по «геологии» Марса свидетельствуют о более длительной и сложной истории его активного развития по сравнению с Меркурием и Луной. Материки являются, очевидно, наиболее древними образованиями, ибо они подверглись интенсивной метеоритной бомбардировке. Равнины и впадины, сопоставимые с лунными морями, заведомо моложе, но также достаточно древние. Еще более молодыми являются вулканические плато, а поднятия Фарсида и другие представляют наиболее молодые образования.

Отметим еще проявление в структуре Марса разломов, которые имеют большей частью диагональное простирание по отношению к широтам и меридианам. Магнитное поле Марса очень слабое, как и у Венеры, что в данном случае не может быть объяснено медленным вращением планеты, а служит свидетельством отсутствия жидкого ядра.

Марс имеет два очень небольших по размеру спутника — Фобос (до 27 км в поперечнике) и Деймос (до 15 км в поперечнике). Это тела неправильно округлой формы, напоминающие картофелины, изрытые ударными кратерами. Сложены они метеоритным веществом типа хондритов (см. ниже).

*Планеты-гиганты Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун* образуют внешнюю группу планет, резко отличную по составу и строению от внутренней. Прежде всего они намного превосходят планеты земной группы по размерам: объем Юпитера в 1000 раз больше объема Земли, а масса более чем в 300 раз превосходит земную; Сатурн лишь ненамного меньше, а диаметр Урана и Нептуна в 4 раза больше диаметра Земли. В отличие от планет земной группы лишь ядра этих планет сложены из каменного материала и льда, а внешние оболочки состоят из легких газов, в основном водорода и гелия, с небольшой примесью метана и аммиака. Из аммиака на Юпитере состоит облака. На Юпитере и Сатурне металлический водород предположительно образует мощную самостоятельную оболочку. Твердая поверхность у этой группы планет отсутствует. Недра Юпитера и Сатурна генерируют тепловой поток, в 2—2,5 раза превосходящий энергию, поступающую от Солнца. Быстрое вращение (9 ч 55 мин — Юпитер, ~10 ч — Сатурн) создает мощное магнитное поле, на порядок превышающее земное.

Как давно известно, примечательной особенностью Сатурна являются его кольца, но недавно небольшое кольцо было открыто и у Юпитера. Но еще большим сюрпризом стало обнаружение девяти колец у Урана. Кольца всех трех планет несколько отличаются по составу, но все они состоят из мелких (до 10—15 м в диаметре) твердых частиц камня и льда. С кольцами связаны внутренние спутники Сатурна. Большое число спутников вообще характерно для планет-гигантов; у Юпитера их число достигает 17. Некоторые из спутников — Ганимед и Каллисто у Юпитера, Титан у Сатурна — значительно превосходят по размерам нашу Луну, а Ганимед — и Меркурий. По составу они больше похожи на планеты земной группы, чем сами планеты-гиганты, но в большинстве своем отличаются участием в их составе льда, слагающего верхнюю твердую оболочку. Титан — единственный из спутников, обладающий протяженной атмосферой, состоящей из азота, метана и водорода. Очень интересен Ио — спутник Юпитера, на котором открыты 8 действующих вулканов. Эти вулканы, в отличие от земных, извергают расплавленную серу и SO<sub>2</sub>. Предполагается, что Ио обладает расплавленным силикатным (внешним) и железным (внутренним) ядром. В силикатном слое присутствует и расплавленная сера, которая благодаря меньшей плотности прорывает силикатный слой и вырывается на поверхность. Плавление связано с теплом, генерируемым приливным трением; твердые приливы — результат гравитационного воздействия Юпитера.

Другие внутренние спутники Юпитера, отстоящие от него на большее расстояние, — Европа, Ганимед и Каллисто — покрыты ледяной корой, которая у Европы несет густую и сложную сеть трещин, а у Ганимеда — параллельных искривляющихся борозд неясного происхождения. На Ганимеде и Каллисто имеется множество ударных кратеров — следов той же метеоритной бомбардировки, что и на Меркурии, Луне и Марсе.

Наиболее отдаленная планета Солнечной системы — *Плутон*,

изученная из-за своей удаленности слабее других, по размеру и составу тяготеет не к своим соседям, планетам-гигантам, а к внутренним планетам земной группы. Он близок по размерам к Луне, а сложен, вероятно, из каменистого материала и льда; на его поверхности обнаружен твердый метан.

**Кометы и метеориты.** В состав Солнечной системы входят еще кометы, метеориты и космическая пыль, знание состава которых очень важно для понимания происхождения и эволюции всей системы.

*Кометы* — это небольшие космические тела, движущиеся по сильно вытянутым эллиптическим орбитам, то приближаясь к Солнцу, то удаляясь за пределы орбиты Плутона. Они состоят из сmerzшихся камней и газов, в частности аммиака, метана, водорода и др. Состав комет близок к составу внешних планет и особенно их спутников. При приближении к Солнцу комета начинает светиться отраженным солнечным светом и под действием солнечного ветра часть материала испаряется и отталкивается в сторону от Солнца с образованием хвоста длиной в миллионы километров. Недавно к Солнцу приблизилась комета Галлея, с которой успешно сблизилась две советские («Вега-1 и -2») и одна западноевропейская («Джотто») космические станции. Ими получен уникальный материал по ее строению и составу, обработка которого позволит уточнить природу и происхождение кометного вещества.

*Метеориты* — каменные или железные округло-угловатые обломки, выпадающие иногда на поверхность планет и нередко оставляющие на ней след в виде ударных кратеров. В связи с тем что наша планета (а также Венера) имеет плотную атмосферу, большинство метеоритов, войдя в нее, испаряется, разогревшись от трения, и испускает при этом яркое свечение — это *метеоры*. Лишь самые крупные метеориты достигают поверхности Земли; наиболее крупный из них был найден в Намибии — 59 т, в СССР в 1947 г. в Сихотэ-Алине выпал целый «метеоритный дождь» общей массой около 70 т, создавший 24 ударных кратера, от 8 до 26 м в поперечнике. Много метеоритов обнаружено на ледовом щите Антарктиды, где они ярко выделяются своим темным цветом и как бы выплавляются из льда; встречены они и в осадках ложа океанов, которые накапливаются очень медленно. Подсчитано, что ежегодно на поверхность Земли выпадает не менее тысячи метеоритов, большей частью очень мелких. Но на ранней стадии своего развития Земля не избежала интенсивной метеоритной бомбардировки, подобно другим планетам и их спутникам. В менее отдаленном геологическом прошлом на Земле также падали довольно крупные метеориты, свидетельством чего являются древние кратеры, например Аризонский в США, диаметром 1207 м и глубиной 174, Рисский в ФРГ — соответственно 24 км и 180 м (по данным бурения — 750), Каали на о. Сааремаа в Эстонии — 110 и 16 м. Еще более древние кратеры, предположительно относимые к метеоритным, называют *астроблемами* («звезд-

ные шрамы»); в СССР к этой категории принадлежат Попигайская астроблема на севере Сибири, самая крупная из подобных форм — ее поперечник составляет ~100 км.

В составе метеоритов не содержится каких-либо неизвестных на Земле химических элементов, и, напротив, в них присутствуют почти все известные элементы и их изотопы. По составу метеориты, как упоминалось в главе 2, подразделяются на три главные группы: железные, железокремневые и каменные. *Железные метеориты* встречаются на Земле в количестве 5,6% от общего количества найденных метеоритов. Помимо железа они содержат никель (в количестве от 5 до 16% и более). *Железосодержащие метеориты* бывают двух типов: одни из них состоят в основном из железа с включениями силиката оливина, другие — из силикатного материала с включениями никелистого железа. Наиболее обильными и разнообразными являются *каменные метеориты*: среди них выделяются *хондриты*, состоящие из агрегата мелких силикатных шариков — хондрул. По химико-минералогическому составу хондриты близки к земным мантийным породам типа перидотитов ( $\text{SiO}_2 < 45\%$ ); особенно интересны (см. следующий параграф) *углистые хондриты*, содержащие сложные соединения углерода и воду. Другая разновидность каменных метеоритов — *ахондриты* — крупнокристаллические агрегаты, близкие к земным базальтам (эвкриты) и ультраосновным породам — дунитам. Возраст метеоритов определен радиометрически в 4,6 млрд лет, что соответствует возрасту Земли и Луны.

Согласно наиболее распространенной гипотезе происхождения метеоритов они рассматриваются как обломки малых планет, обрастающих вокруг Солнца по пересекающимся эллиптическим орбитам. При этом могут происходить соударения этих планет и их дробление на все более мелкие части. Подтверждением этой гипотезы служит то, что метеориты движутся по орбитам, сходным с орбитами малых планет.

Рассмотрим теперь общие черты строения и кинематики Солнечной системы. Впервые правильное представление о строении Солнечной системы было выдвинуто польским астрономом Николаем Коперником в середине XVI в. в опровержение взглядов Аристотеля и Птолемея о неподвижности Земли и ее расположении в центре Вселенной. В начале XVII в. немецким ученым Иоганном Кеплером были сформулированы законы движения планет и их спутников. И наконец, в конце XVII в. Исаак Ньютон вывел закон всемирного тяготения, который и лежит в основе обнаруженных Кеплером законов движения планет и спутников.

Итак, выяснилось, что Солнечная система организована и существует по определенным законам. К законам Кеплера надо добавит упомянутое выше правило планетных расстояний Тициуса — Боде, расположение и вращение планет примерно в одной плоскости, их обращение вокруг Солнца и осевое вращение в одном направлении (кроме Венеры и Урана), обращение подавляющего

Большинства спутников в том же направлении, полное сходство химического состава Солнца, планет, их спутников, метеоритов и комет. Сходны планеты и спутники и по своему внутреннему строению (кора — мантия — ядро (рис. 4.1)) и по устройству своей поверхности, а их различия, наибольшие у внутренней и внешней групп планет, естественно объясняются двумя главными причинами — разным расстоянием от Солнца (чем меньше это

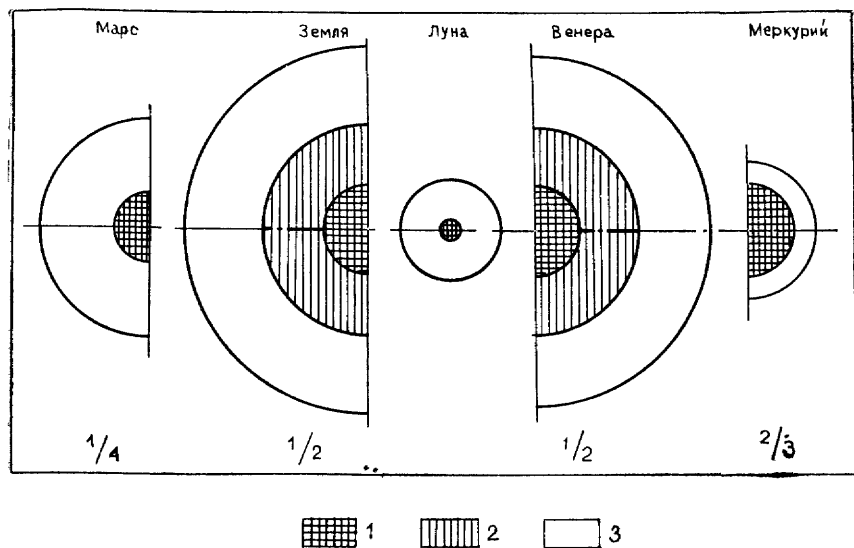


Рис 4.1 Сопоставление планет земной группы по их размерам и внутреннему строению (по В. Л Барсукову)

1 — железоникелевое ядро; 2 — нижняя, 3 — верхняя мантия (на Луне, Меркурии и Марсе не разделены) Цифры — доля массы каждой планеты, приходящаяся на ее ядро (для Луны не установлена)

расстояние, тем больше потеря летучих) и разной массой (чем больше масса, тем выше и длительнее глубинная активность). Все это указывает на кровное родство всех тел Солнечной системы, составляющих действительно как бы одну семью, по выражению американского астронома Фреда Уиппла, и является явным свидетельством в пользу общности происхождения всех членов этой семьи.

## 2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ И СТАНОВЛЕНИЕ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ

Хотя Ньютон и открыл фундаментальный закон природы, лежащий в основе всего мироздания, он не смог научно объяснить происхождение Солнечной системы и вынужден был прибегнуть к идее о божественном первотолчке, который якобы и

ввел в действие всю эту систему. Но наступил следующий, XVIII в, век торжества материализма, и другие мыслители отвергли это объяснение и занялись поисками действительных причин образования и эволюции Солнечной системы. Одним из первых был французский естествоиспытатель Ж. Л. Леклерк де Бюффон. Он предложил гипотезу, согласно которой планеты образовались вследствие сильного удара по Солнцу массивного тела, за которое Бюффон принимал комету. Это была первая из так называемых катастрофических гипотез происхождения Солнечной системы, которые неоднократно предлагались и позднее, вплоть до начала нашего века, но каждый раз оказывались несостоятельными. Несостоятельность эта определяется двумя методологическими пороками: 1) отрывом образования Солнца от образования планет, в то время как все особенности (химический, а главное, изотопный состав, возраст, то обстоятельство, что планеты составляют всего 0,02% от общей массы системы) указывают на общность их происхождения и 2) приданием рождению планет характера случайного, а не закономерного процесса.

Неизмеримо большее научное значение имела гипотеза немецкого философа И. Канта, обнародованная им в 1755 г. Решительно порвав с религиозными предрассудками, Кант смело заявил: «Дайте мне материю, и я покажу вам, как из нее должен образоваться мир». Гипотеза Канта исходила из предположения, что материя, наполняющая Вселенную, была первоначально разложена на элементарные частицы, равномерно распределенные в пространстве. Затем, под влиянием сил всемирного тяготения, началось образование центров сгущения материи, одним из которых являлось Солнце; одновременно материя приобрела вращательное движение. В дальнейшем из вращающегося вокруг Солнца пылевого облака образовались планеты.

Высокую оценку научного подвига Канта дал Ф. Энгельс в своей «Диалектике природы»: «В открытии Канта лежал зародыш всего дальнейшего прогресса ... Вопрос о первом толчке был устранен ... Ведь в открытии Канта заключалась отправная точка всего дальнейшего движения вперед. Если Земля была чем-то ставшим, то чем-то ставшим должны были быть также ее теперешнее геологическое, географическое, климатическое состояние, ее растения и животные, и она должна была иметь историю не только в пространстве — в форме расположения одного подле другого, но и во времени — в форме последовательности одного после другого» (Энгельс Ф. Диалектика природы//Маркс К, Энгельс Ф. Соч. — 2-е изд. — Т. 20. — С. 351).

Заслуга совершенствования и математической разработки гипотезы Канта принадлежит французскому математику П.-С. Лапласу (1796 г.), вследствие чего данная гипотеза в дальнейшем стала известна как гипотеза Канта — Лапласа. Согласно Лапласу, первоначально существовала вращающаяся и сжимающаяся под влиянием всемирного тяготения газовая туманность (такие туманности незадолго до этого были открыты В. Гершелем) с



центральной сгущением, из которого в дальнейшем образовалось Солнце. По мере усиления сжатия и вращения туманность сплюсцивалась и от нее отделялись кольца, которые в свою очередь распадались с образованием центральных сгущений — зародышей планет. Подобным способом вокруг планет образовались спутники. Первоначально и планеты и спутники должны были представлять раскаленные газовые шары, которые лишь впоследствии остыли, покрылись корой и затвердели. Соответственно космогоническая гипотеза Лапласа (но не Канта!) относится к разряду так называемых «горячих» космогоний.

Гипотеза Канта — Лапласа на протяжении всего XIX столетия служила надежной основой всего естествознания, в том числе геологии (см. гл. 14). Но постепенно против нее начали накапливаться возражения, из которых самым серьезным оказалось следующее.

Характерным параметром Солнечной системы является распределение момента количества движения (МКД). Этот момент определяется как произведение массы тела на расстояние от центра системы и скорость его вращения. Из общности образования Солнца и планет должно было следовать, что Солнце, которое содержит более 90% всей массы системы, обладает и наибольшим МКД. В действительности же, вследствие очень медленного вращения Солнце обладает лишь 2% общего МКД, а планеты, в особенности планеты-гиганты, и прежде всего Юпитер, остальными 98%. Гипотеза Канта — Лапласа в своей первоначальной форме оказалась неспособной объяснить это противоречие, и в начале XX в. начались поиски альтернативных гипотез. Одной из них была гипотеза английского астронома Джинса, вернувшегося к представлению Бюффона о том, что планеты образовались из сгустка солнечной материи, вырванного, однако, не кометой, а близко проходившей мимо Солнца звездой. Американские исследователи Ф. Мультион (астроном) и Т. Чемберлен (геолог) выдвинули сходную гипотезу, согласно которой газ покидает Солнце вследствие мощных приливов, вызванных проходящей звездой, а затем конденсируется в небольшие *планетезимали*, далее слипающиеся в астероиды и планеты. Это представление о планетезималиях и их конденсации удержалось в науке, хотя сама гипотеза Мультиона — Чемберлена и была ею отвергнута.

Советский ученый О. Ю. Шмидт также в попытке преодолеть тупик, созданный проблемой распределения момента количества движения, предложил оригинальную гипотезу захвата Солнцем газо-пыле-метеоритного облака с дальнейшей его конденсацией в планеты. Важным положительным элементом гипотезы Шмидта, развитым затем его учениками и последователями в нашей стране, явилась разработка модели процесса конденсации протопланетного облака и аккумуляции из него планет и спутников. При этом принимается, что вещество этого облака было первоначально холодным; таким образом, космогония Шмидта является «холодной», как у Канта, а не «горячей», как у Лапласа.

За последние два десятилетия в связи с огромными успехами астрономии многое прояснилось в проблеме происхождения Солнечной системы. При этом произошло как бы возвращение на новом уровне к исходной идее Канта. Астрономам удалось непосредственно наблюдать процесс рождения звезд из межзвездной плазмы, состоящей из газа и пыли («пыльная плазма»). Звездообразование может происходить из-за противодействия магнитных полей и давления газа и излучения лишь вдоль внешних границ спиральных рукавов галактик, включая нашу галактику. Начало сжатия межзвездного облака (туманности) могло стимулироваться близким взрывом «сверхновой» звезды (рис. 4.2). На это указывает содержание в Солнечной системе тяжелых и сверхтяжелых элементов, в том числе их короткоживущих радиоактивных изотопов. Эти изотопы могли быть продуктом мощных ядерных реакций, протекающих лишь при взрывах массивных звезд, превращающих их в «сверхновые» звезды.

Когда Солнце достигло определенных размеров, в его недрах начались термоядерные реакции с превращением водорода в гелий. Молодые звезды, особенно массивные, теряют часть своего вещества в виде «звездного ветра» (солнечный ветер в случае Солнца). Звезда Т Тельца, окруженная плотным газопылевым облаком, может служить примером такой звезды. Вокруг нее могут образоваться кольца типа колец Сатурна. Эти кольца конденсировались сначала в планетезимали (вспомним гипотезу Мультиона — Чемберлена!), а затем уже в планеты и спутники, образующиеся вокруг наиболее крупных планетезималей. Протопланетное облако, окружавшее Солнце, и само Солнце обладали быстрым вращением, но постепенно магнитогидродинамические силы замедлили вращение Солнца и перераспределили момент количества движения в Солнечной системе. Таким образом, учет магнитных сил (шведский ученый Х Альвен) позволил преодолеть основное противоречие, с которым встретилась гипотеза Канта — Лапласа. Другой способ преодоления этого противоречия, передачи МКД от Солнца планетам, — допущение сильной конвективной турбулентности в протосолнечной туманности с выносом вещества и избытка МКД во внешние части системы.

Итак, наиболее вероятный «сценарий» образования Солнечной системы включает следующие этапы:

- 1) образование Солнца и уплощенной вращающейся околосолнечной туманности из межзвездного газопылевого облака, вероятно, под влиянием близкого взрыва «сверхновой» звезды;
- 2) эволюция Солнца и околосолнечной туманности с передачей электромагнитным или турбулентно-конвективным способом момента количества движения от Солнца планетам,
- 3) конденсация «пыльной плазмы» в кольца вокруг Солнца, а материала колец — в планетезимали;
- 4) дальнейшая конденсация планетезималей в планеты;
- 5) повторение подобного процесса вокруг планет с образованием их спутников.

Вся эта эволюция по сравнению с дальнейшей эволюцией системы происходила очень быстро: на нее ушло всего около 100 млн лет.

Внутренние планеты утратили летучие вещества вследствие

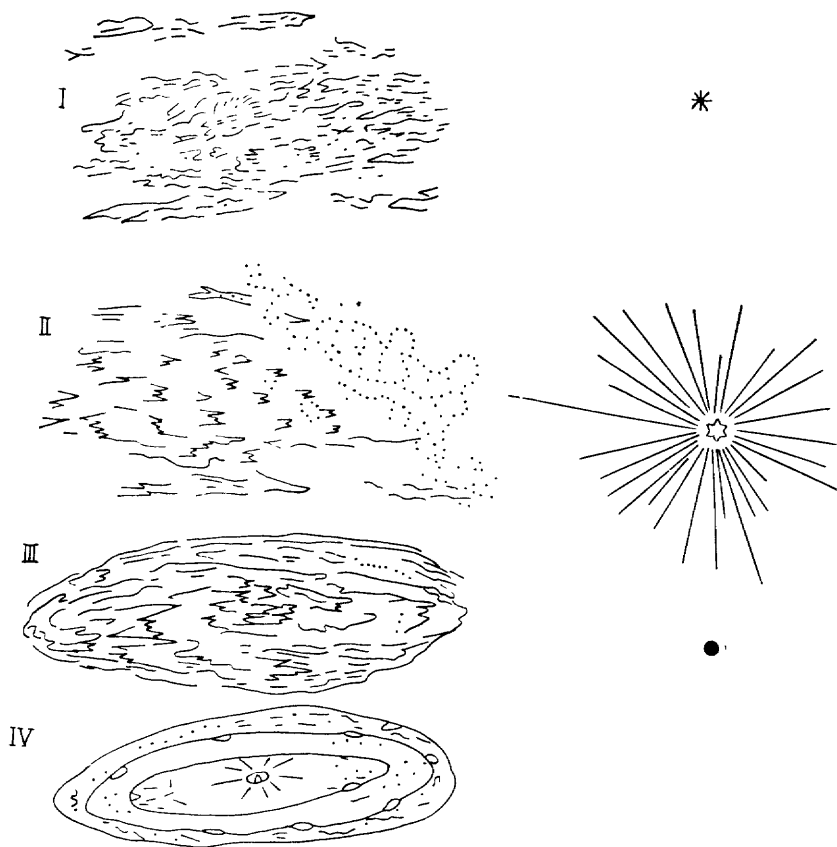


Рис. 4.2. Главнейшие этапы эволюции протосолнечного газопылевого облака (по В. А. Руднику и Э. В. Соболевичу):

I этап — первоначальная протосолнечная газопылевая туманность и звезда, впоследствии ставшая «сверхновой» (более 4,7 млрд лет назад); II этап — протосолнечная туманность попала в сферу действия «сверхновой» (4,7 млрд лет назад); III этап — в выведенной из равновесного состояния протосолнечной туманности начались процессы упорядочения, аккреции «реликтового» вещества туманности и несколько позже конденсации вещества «сверхновой» и «вторичного» вещества (4,7 млрд лет назад); IV этап — центральное сгущение превратилось в Солнце, началось формирование Солнечной системы и, в частности, планеты Земля, завершившееся примерно 4,6—4,5 млрд лет назад

своей близости к Солнцу (нагрев, действие солнечного ветра) и образовались в основном из железосиликатного каменного материала. Поэтому их атмосфера имеет вторичное происхождение, представляя продукт дегазации недр этих планет в процессе вул-

канизма (А. П. Виноградов, Г. Юри). По данным изучения изотопного состава благородных газов аргона и ксенона формирования атмосферы началось уже 4,4 млн лет назад. По новейшим представлениям на начальной стадии большое значение имело выделение летучих при соударении планетезималей, а затем падении крупных метеоритов. Вода впервые появляется на Земле; на Марсе она уже в замерзшем состоянии (как и углекислота), а внешние планеты и их спутники состоят в значительной степени из льда и замерзших легких газов — водорода, аммиака, метана и др.

Первоначально довольно единодушно принималось, что внутренние планеты, в том числе Земля, первично состояли из смеси железосиликатного вещества, а затем произошло разделение на железное ядро и силикатную оболочку — мантию. Намагниченность древних горных пород показывает, что расплавленное внешнее ядро должно было существовать уже 3,5 млрд лет назад. В последнее десятилетие у специалистов стала популярна другая точка зрения — о том, что сначала аккумулировалось тугоплавкое, в основном железное, вещество, составившее ядра планет земной группы, а затем уже на него налипли более легкоплавкие силикатные частицы. Это концепция *гетерогенной аккреции*, т. е. последовательного наращивания вещества планеты, в противоположность первой концепции — *гомогенной аккреции*. В пользу той и другой приводятся серьезные доводы, но наиболее вероятной представляется промежуточная концепция, выдвинутая Н. И. Хитаровым и О. В. Кусковым, — об аккумуляции сначала внутреннего ядра и выделении внешнего ядра уже в процессе дифференциации мантии.

С этим вопросом тесно связано и решение второго вопроса, интересующего геологов, — о степени первичного разогрева Земли и других планет. Дело в том, что, даже если Земля «родилась» вполне холодной, ряд факторов должен был привести к ее существенному разогреву. Это, во-первых, соударение планетезималей сопровождающееся выделением тепла; во-вторых, гравитационная дифференциация при выделении ядра (отсюда важность выбора той или иной гипотезы его образования) и, в-третьих, распад естественно-радиоактивных элементов, среди которых должны были присутствовать короткоживущие изотопы алюминия, йода, плутония и др. Четвертым, дополнительным источником тепла могло являться трение, вызываемое твердыми приливами, которые на начальной стадии развития Земли должны были быть гораздо более мощными, чем в настоящее время, благодаря более близкому расположению Луны по отношению к нашей планете.

Каковы же были степень разогрева прото-Земли и ее возможные следствия? Оценить сколько-нибудь точно величину этого разогрева далеко не просто, и неудивительно, что оценки разных исследователей существенно расходятся. По мнению В. С. Сафронова, температура в мантии могла достигать 1500°. По расчетам ряда ученых, внешние части планеты могли иметь температуру,



близкую к температуре плавления. Существует представление, особенно в отношении Луны, что на поверхности планеты мог возникнуть «океан магмы», из которого и кристаллизовалась первичная, очевидно базальтоидная, кора.

Наиболее вероятно, что уже на самой ранней стадии истории Земли произошло разделение не только на ядро и мантию, но и на тонкую и еще довольно пластичную литосферу и неглубоко залегающую, очень маловязкую и существенно расплавленную астеносферу, что создало условия для интенсивного магматизма, особенно в местах падения крупных метеоритов, с образованием «озер» магмы.

Несколько слов следует сказать о происхождении Луны, история которой так или иначе тесно связана с историей Земли. Проблема происхождения Луны до сих пор остается предметом разногласий; существует несколько гипотез. По одной из них Луна образовалась благодаря конденсации кольца из множества мелких спутников, окружавшего Землю, наподобие колец Сатурна, и других внешних планет. Один из вариантов этой гипотезы предполагает, что само кольцо возникло благодаря столкновению планетезимали размером с Луну с Землей и ее распаду и разогреву. Последнее объясняет бедность пород Луны летучими. Согласно другой гипотезе Луна была захвачена Землей уже в готовом виде. Третья гипотеза, высказанная уже около 100 лет назад Дж. Дарвином (сыном Ч. Дарвина), допускает образование Луны путем ее отделения от Земли. Произошло это согласно современному варианту гипотезы при начальном очень быстром вращении Земли и образовании железного ядра и менее плотной мантии. Это объясняет меньшую плотность Луны по сравнению с плотностью Земли. Так или иначе, любая гипотеза должна учитывать определенные отличия плотности и химического состава Луны от тех же параметров для Земли.

## ЧАСТЬ II

### ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ (ЭКЗОГЕННЫЕ)

#### ГЛАВА 5

##### ВЫВЕТРИВАНИЕ

В приповерхностной части земной коры горные породы находятся в условиях тесного взаимодействия с атмосферой, гидросферой и биосферой и претерпевают разрушение и изменения в своем составе и состоянии. Большинство горных пород, слагающих земную кору, образовалось на некоторой, иногда значительной глубине. Оказываясь в наружной, приповерхностной части земной коры, они попадают в совершенно иные физико-химические условия и под влиянием различных факторов начинают разрушаться, подвергаться выветриванию — наиболее универсальному и важному процессу внешней геодинамики.

Выветриванию способствует различного происхождения трещиноватость горных пород. В осадочных горных породах это трещины напластования, отделяющие один слой от другого или возникающие в процессе превращения рыхлых осадков в горные породы. В магматических породах развиты контракционные трещины, образующиеся при сокращении объема в результате остывания магмы. Это *трещины отдельности*. Так, для базальтов характерна столбчатая отдельность, для гранитов — матрацевидная, или плитчатая, для некоторых диабазов — шаровая. Кроме того, в ряде областей широко развиты *тектонические трещины*, возникающие в результате движений земной коры. Чем гуще сеть трещин, тем легче протекают процессы выветривания.

**Выветривание** — это совокупность сложных процессов физического разрушения, химического и биохимического разложения минералов и горных пород. Эти процессы вызываются рядом факторов: суточными и сезонными колебаниями температуры; механическим воздействием замерзающей воды, разрастающейся корневой системы растений и т. п.; химическим воздействием воды и газов — кислорода и углекислоты; биохимическим воздействием органических кислот и других продуктов, образующихся при жизни растений и животных, а также при их отмирании и разложении. В зависимости от воздействующих факторов в одних случаях происходит физическая дезинтеграция (распад) горных пород и образование обломков различной размерности, без изменения минералогического и химического состава, в других — под влиянием химических и биохимических факторов происходит коренное изменение состава минералов и замещение их новыми.

Термин «выветривание» не отражает всей сложности процесса, но широко распространен в геологической, географической, почвенной литературе. В качестве синонима употребляется термин «гипергенез» (греч. «гипер» — над, сверху), введенный А. Е. Ферсманом. В едином и сложном процессе выветривания условно выделяются две основные взаимосвязанные формы: 1) физическое выветривание; 2) химическое выветривание. Иногда выделяют еще органическое выветривание. Однако роль организмов и их воздействие на горные породы сводятся или к механическому разрушению, или химическому разложению. Следовательно, органическое выветривание включается в условно выделенные две формы единого процесса.

### 1. ФИЗИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Физическое выветривание вызывается разнообразными факторами. В зависимости от природы воздействующего фактора характер разрушения горных пород при физическом выветривании различен. В одних случаях процесс разрушения происходит внутри самой горной породы без участия внешнего механически действующего агента. Сюда относится изменение объема составных частей породы, вызываемое колебанием температуры. Такое явление может быть названо температурным выветриванием. В других случаях горные породы разрушаются под механическим воздействием посторонних агентов. Такой процесс может быть условно назван механическим выветриванием.

**Температурное выветривание** происходит под воздействием суточных и сезонных колебаний температуры, вызывающих неравномерное нагревание и охлаждение горных пород. При этом минеральные зерна, слагающие горные породы, испытывают то расширение, при повышении температуры, то сжатие, при ее понижении. Таким образом, в горных породах попеременно возникают сжимающие и растягивающие усилия. Расширение и сжатие пород более интенсивно сказываются в самой приповерхностной части пород — от 20 см до первых метров. Наибольшему разрушению в результате температурного выветривания подвержены полиминеральные горные породы, такие, как граниты (рис. 5.1), габбро, гнейсы и др. Различные минералы, из которых состоят такие породы, обладают неодинаковым коэффициентом объемного расширения, поэтому при изменении температуры они испытывают деформации в различной степени. К тому же коэффициент линейного расширения даже у одного и того же минерала меняется в зависимости от направления в кристалле (проявление анизотропии). Так, коэффициент линейного расширения у кристаллов кварца и кальцита в направлении, перпендикулярном тройной оси, почти в 2 раза превышает тот же коэффициент в направлении, параллельном ей. Вследствие этого при колебаниях температуры создаются местные напряжения и в мономинеральных породах, таких, как известняки, кварцевые песчаники и др.

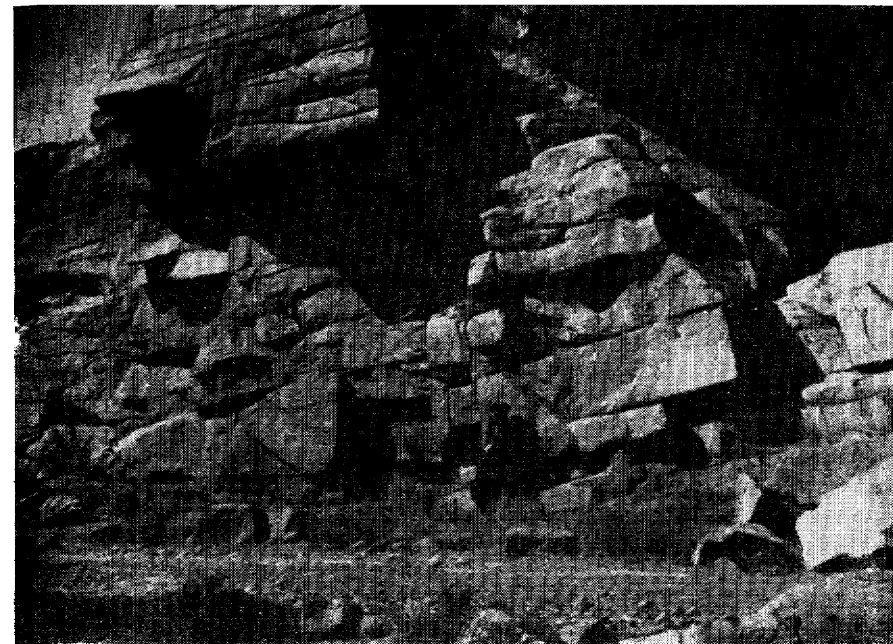


Рис. 5.1. Выветривание плитчатых отдельностей гранита

В результате длительного воздействия колебаний температуры и различных коэффициентов расширения минералов взаимное сцепление отдельных минеральных зерен в горной породе нарушается, она растрескивается и распадается на отдельные обломки. На интенсивность температурного выветривания влияют также окраска горной породы и размеры слагающих ее минеральных зерен. Известно, что под влиянием солнечных лучей (инсоляции) значительно сильнее нагреваются темноцветные минералы. Вследствие этого быстрее разрушаются темноокрашенные, а также крупнозернистые горные породы.

Температурное выветривание наиболее интенсивно протекает в областях, характеризующихся резкими контрастами температур, особенно суточных, сухостью воздуха и отсутствием или слабым развитием растительного покрова, смягчающего температурное воздействие на почвы и горные породы. Особенно интенсивно температурное выветривание в пустынях, где количество выпадающих атмосферных осадков не превышает 200—250 мм/год, малая облачность, суточные колебания температуры нередко достигают 40—50° С, громадный дефицит влажности. Относительная влажность летом может снижаться до 10%, а иногда и ниже. В этих условиях горные породы под действием солнечных лучей сильно нагреваются до температур, значительно превышающих температу-

ру воздуха (особенно темноцветные минералы), ночью же сильно охлаждаются. Именно в пустынях особенно ярко выражен процесс шелушения, или десквамации, при котором от поверхности горных пород отслаиваются чешуи или толстые пластины, параллельные поверхности породы. Возможно, это связано с тем, что сжатие горных пород, вызванное ночным охлаждением, распространяясь от поверхности в глубину, встречается с остаточным расширением их от дневного нагревания, в результате чего возникают трещины, параллельные поверхности пород, и отслаивание по ним чешуи.

Температурное выветривание интенсивно протекает также на вершинах и склонах гор, не покрытых снегом и льдом, где воздух прозрачнее и инсоляция значительно сильнее, чем в прилежащих низменностях. В ряде случаев температура воздуха днем здесь может достигать  $+20—+30^{\circ}\text{C}$ , а ночью падает почти до точки замерзания.

**Механическое выветривание** происходит под механическим воздействием посторонних агентов. Особенно большое разрушительное действие оказывает замерзание воды. Когда вода попадает в трещины и поры горных пород, а потом замерзает, она увеличивается в объеме на 9—10%, производя при этом огромное давление. Такая сила преодолевает сопротивление горных пород на разрыв, и они раскалываются на отдельные обломки. Наиболее интенсивное расклинивающее действие производит замерзающая вода в трещинах горных пород. Но под влиянием замерзающей воды легко дробятся и породы с высокой пористостью, в которых поровое пространство занимает около 10—30% объема (песчаники и другие осадочные породы). Процессы, связанные с воздействием периодически замерзающей воды, часто называют *морозным выветриванием*. Оно наблюдается в высоких полярных и субполярных широтах, а также в горных районах выше снеговой линии, где в ряде случаев проявляется и температурное выветривание. Здесь нередко встречаются огромные пространства, сплошь покрытые обломками горных пород, представляющие собой глыбовые и щебнистые развалы.

Такое же механическое воздействие на горные породы оказывают корневая система деревьев и роющие животные. По мере разрастания деревьев увеличиваются в размерах их корни. Они давят с большой силой на стенки трещин и раздвигают их как клинья и тем самым вызывают раскалывание породы на отдельные глыбы и обломки. Часть таких глыб выталкивается вверх. Механическое воздействие оказывают и различные роющие животные, такие, как земляные черви, муравьи, грызуны и др.

Дезинтеграцию пород вызывает также рост кристаллов в капиллярных трещинах и порах. Это хорошо проявляется в условиях сухого климата, где днем при сильном нагревании капиллярная вода подтягивается к поверхности и испаряется, а соли, содержащиеся в ней, кристаллизуются. Под давлением растущих

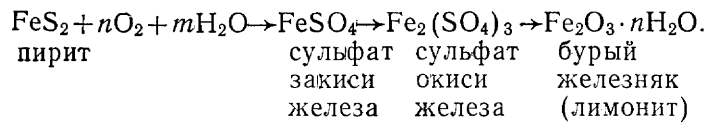
кристаллов капиллярные трещины расширяются, что и приводит к нарушению монолитности горной породы и ее разрушению.

## 2. ХИМИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

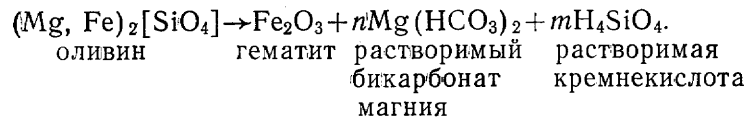
Разрушению горных пород под влиянием физического выветривания всегда в той или иной степени сопутствует химическое выветривание, а в ряде случаев последнее играет решающую роль. Это отражает тесную взаимосвязь различных форм единого процесса выветривания. Физическая дезинтеграция резко увеличивает реакционную поверхность выветривающихся пород. Главными факторами химического выветривания являются вода, кислород, углекислота и органические кислоты, под влиянием которых существенно изменяются структура и состав минералов и образуются новые минералы, соответствующие определенным физико-химическим условиям. Важнейший фактор химического выветривания — вода, которая в той или иной степени диссоциирована на положительно заряженные водородные ионы ( $\text{H}^+$ ) и отрицательно заряженные гидроксильные ионы ( $\text{OH}^-$ ). Это определяет ее возможность вступать в реакцию с кристаллическим веществом. Высокая концентрация водородных ионов в растворах способствует ускорению процессов выветривания.

Особенно возрастает интенсивность химического выветривания, когда в водном растворе присутствуют кислород, углекислота и органические кислоты, которые обладают большой активностью и во много раз повышают диссоциацию воды. В зависимости от реакции среды в процессе выветривания возникают те или иные характерные ассоциации минералов. Наиболее благоприятные условия для химического выветривания существуют в гумидных областях и особенно в тропических и субтропических зонах, где имеет место сочетание большой влажности, высокой температуры, пышной растительности и огромного ежегодного отпада органической массы (в тропических лесах), в результате чего значительно возрастает концентрация углекислоты и органических кислот, а следовательно, возрастает и концентрация водородных ионов. Химическое воздействие на горные породы оказывают находящиеся в воде растворенные ионы, такие, как  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ . Эти ионы также могут замещать заряженные атомы в кристаллах или взаимодействовать с ними, что может приводить к нарушению первичной кристаллической структуры минералов. Процессы, протекающие при химическом выветривании, заключаются в следующих основных химических реакциях: окислении, гидратации, растворении, гидролизе.

**Окисление.** Процессы окисления наиболее интенсивно протекают в минералах, содержащих закисные соединения железа, марганца и других элементов. Так, сульфиды в кислой среде становятся неустойчивыми и постепенно замещаются сульфатами, окислами и гидроокислами. Направленность этого процесса можно схематически изобразить следующим образом:



На первой стадии получают сульфат закиси железа и серная кислота ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ). Наличие серной кислоты значительно усиливает интенсивность выветривания, способствует дальнейшему разложению минералов. На второй стадии сульфат закиси железа переходит в сульфат окиси железа. Последний в свою очередь оказывается неустойчивым и под действием кислорода и воды переходит в водную окись железа — бурый железняк. Бурый железняк фактически представляет собой сложный минеральный агрегат близких по составу минералов гётита ( $\text{FeO} \cdot \text{OH}$ ) и гидрогётита ( $\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). На поверхности ряда месторождений сульфидных руд и других железосодержащих минералов наблюдается «бурожелезняковая шляпа», возникшая в результате одновременных окисления и гидратации. Местами при недостаточном количестве влаги образуются бедная водой окись железа, гидрогематит ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ). В результате процессов окисления магнетит ( $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}_2^{3+} + \text{O}_4$  или  $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) переходит в гематит ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), как это имеет место в районе КМА. Гематит образуется и при окислении таких минералов, как оливин, пироксены, амфиболы, под действием воды, кислорода и углекислоты. Направленность реакции следующая:



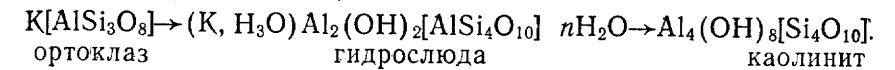
Дальнейший процесс окисления и гидратации может привести к образованию гидроокислов железа ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). Многие осадочные породы, такие, как пески, песчаники, глины, мергели, содержащие отдельные включения железистых минералов, бывают часто окрашены в бурый или охристый цвет, указывающий на окисление включений железистых минералов.

**Гидратация** — это процесс, заключающийся в присоединении воды к первичным минералам горных пород и образовании новых минералов. Можно привести следующие примеры гидратации: 1. Переход ангидрита в гипс по реакции  $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (реакция обратима при изменении условий). 2. Переход гематита в гидроокислы железа:  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + n\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . При гидратации объем породы увеличивается и покрывающие отложения деформируются.

**Растворение.** Под влиянием воды, содержащей углекислоту, происходит растворение горных пород. Растворение особенно интенсивно проявляется в осадочных горных породах — хлоридных, сульфатных и карбонатных. Наибольшей растворимостью отличаются хлориды: соли натрия, калия и др. За хлоридами по степени растворимости стоят сульфаты, в частности гипс, за которыми

следуют карбонатные породы: известняки, доломиты, мергели. В результате растворяющей деятельности поверхностных и подземных вод на поверхности растворимых пород образуются специфические формы рельефа: борозды, воронки, котловины, а в глубине каналы и пещеры. Этот процесс называется *карстом* (см. гл. 8).

**Гидролиз.** Сложный процесс гидролиза особенно большое значение имеет при выветривании силикатов и алюмосиликатов. Он заключается в разложении минералов, выносе отдельных элементов, а также в присоединении гидроксильных ионов и гидратации. В ходе гидролиза первичная кристаллическая структура минерала нарушается и перестраивается и может оказаться полностью разрушенной и заменена новой, существенно отличной от первоначальной и соответствующей вновь образованным гипергенным минералам. В ряде случаев гипергенное преобразование силикатов и алюмосиликатов под влиянием воды, углекислоты и органических кислот протекает стадийно с образованием различных глинистых минералов. В качестве примера можно привести схему разложения полевых шпатов (полевой шпат → промежуточный минерал → каолинит):



При образовании из полевых шпатов каолинита происходит несколько превращений и реакций: 1. Все катионы K, Na, Ca при взаимодействии с углекислотой образуют истинные растворы карбонатов ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ) и бикарбонатов. В условиях влажного и теплого климата карбонаты выносятся за пределы места их образования. В условиях сухого климата и недостатка влаги карбонаты остаются на месте, образуя твердую корку, или выпадают из раствора на некоторой глубине от поверхности. Такой процесс образования карбонатов называется карбонатизацией.

2. Каркасная структура полевых шпатов превращается в слоистую, свойственную каолиниту и другим глинистым минералам.

3. Часть растворенного кремнезема выносится водой, что подтверждается наличием в твердом стоке речных вод в среднем около 11%  $\text{SiO}_2$ . Значительная часть выносимого кремнезема быстро переходит в коллоидальное (греч. «колла» — клей) состояние и выпадает в виде аморфного гидратированного осадка  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , который при высыхании и частичной потере воды превращается в опал. Часть  $\text{SiO}_2$  остается прочно связанной в каолините.

4. Присоединение гидроксильных ионов в каолините. В результате выветривания магматических и метаморфических горных пород, богатых алюмосиликатами (гранитов, гранодиоритов, гнейсов и др.), образуются месторождения каолина. Каолинит в условиях земной поверхности достаточно устойчивый минерал. Но при благоприятных условиях — высокой температуре, большом количестве атмосферных осадков и огромном растительном опаде — про-

исходит дальнейшее разложение и образуются наиболее устойчивые соединения — гидроокислы алюминия, такие, как гиббсит, или гидраргиллит,  $AlO(OH)_3$  — один из рудоносных минералов основной алюминиевой руды — боксита. Иногда гидроокислы алюминия распространены в виде пятен в каолинитах.

При выветривании полиминеральных горных пород наряду с гидроокислами алюминия на конечных стадиях образуются гидроокислы железа, иногда марганца, титана. Наибольшая интенсивность химического выветривания проявляется в железисто-магнезиальных минералах (оливин, пироксены, амфиболы) и основных плагиоклазах.

### 3. РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА В ПРОЦЕССАХ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

В сложных процессах химического разложения минералов и горных пород велика роль биосферы. Впервые учение о биосфере и геологической роли организмов было сформулировано В. И. Вернадским. Он ввел понятие о «живом веществе» как перманентном геологическом деятеле, как аккумуляторе и перераспределителе солнечной энергии. Он писал: «Захватывая энергию Солнца, живое вещество создает химические соединения, при распадении которых эта энергия освобождается в форме, могущей производить химическую работу. Благодаря этому живое вещество представляет с химической точки зрения активную форму материи, химическая энергия которой может быть превращена в другие формы энергии — механическую, тепловую и т. д. Минералы, химические молекулы, образующиеся при участии живого вещества, также являются носителями той же энергии, начало которой лежит в лучистой энергии Солнца. Живое вещество есть форма активизированной материи, и эта энергия тем больше, чем больше масса живого вещества»<sup>1</sup>. Дальнейшее развитие идеи В. И. Вернадского о геологической роли организмов получили в трудах Б. Б. Полюнова и его учеников, а также А. П. Виноградова и др.

Биогеохимическое воздействие на горные породы начинается уже с первых поселенцев на скальных поверхностях горных пород — различных микроорганизмов, лишайников и мхов. В результате такого воздействия на скальной поверхности породы после их отмирания появляются углубления, заполненные сухим органическим веществом (биомасса микробных и других тел). Все это подготавливает условия для последующего заселения скал высшими растениями и сопутствующей им фауной. Роль организмов в химическом выветривании определяется тем, что они поглощают из разрушаемой породы химические элементы в соответствии со своими биологическими потребностями (как питатель-

ные вещества). К числу таких элементов относятся P, S, Cl, K, Ca, Mg, Na, Sr, B, в меньшей степени Si и Al, Fe и др.

Анализ золы растений показывает, что содержание и соотношения элементов в ней вследствие различной интенсивности их биологического поглощения существенно иные, чем в исходных породах. В золе содержится в десятки раз больше P, S, в несколько раз больше K, Ca, Mg, а также микроэлементов, меньше Si, Al и Fe. Вместе с тем наличие в золе Si и Al свидетельствует о том, что уже первичная литофильная камнелюбивая растительность разрушает прочные связи между кремнеземом и глиноземом в кристаллической решетке алюмосиликатов. Следует отметить, что организмы участвуют не только в разложении первичных минералов и усвоении их элементов, но и в построении из этих элементов, которые после отмирания и минерализации органического вещества сохраняются в виде особых биогенных соединений. Таким образом, биологический круговорот веществ, свойственный верхней части коры выветривания и особенно почвенного покрова, характеризуется определенной цикличностью и направленностью развития — от поглощения живыми организмами элементов из разрушаемых пород до отмирания организмов, минерализации органических веществ и возврата элементов в окружающую среду в новом качестве. Этот процесс протекает многоступенчато. Иногда имеет место ряд различных по продолжительности циклов, связанных с разной продолжительностью жизни организмов, включая самые короткие — микробиологические.

Кроме того, большое значение в процессах химического выветривания имеют: 1) выделение при фотосинтезе кислорода; 2) образование органических кислот и  $CO_2$  при отмирании растений и при разложении органической массы, переработке ее микроорганизмами. Наличие органических кислот и  $CO_2$  значительно усиливает растворение и гидролиз первичных и вторичных минералов. Интенсивность воздействия органического мира на горные породы зависит от растительных сообществ, приуроченных к различным климатическим зонам, и соответствующей величины биомассы. Так, в таежных лесах величина ежегодно отмирающего органического вещества составляет приблизительно 35—55 ц/га, а во влажных тропических лесах — до 259 ц/га. Вследствие этого в тропических гумидных областях почвенная вода обладает кислой реакцией и наиболее активно воздействует на минералы исходных горных пород, разрушая кристаллохимические связи.

Таким образом, воздействие органического мира на горные породы сводится или к физическому (механическому) разрушению их, или к химическому разложению. Следует еще раз подчеркнуть условность подразделения процессов выветривания на физические и химические. Это единые сложно взаимосвязанные процессы, действующие одновременно, особенно в верхнем слое почвы и материнских пород. Можно говорить лишь о преобладании физического или химического процесса в зависимости от климата, рельефа, состава горных пород и других факторов.

<sup>1</sup> Вернадский В. И. Живое вещество и химия моря // Избр. соч. — М., 1960.

**Избирательный характер выветривания.** В природных условиях отмечается неравномерность выветривания горных пород. Это связано с различной степенью трещиноватости горных пород. По трещиноватым зонам легче всего проникают вода и другие компоненты атмосферы и протекает интенсивный процесс выветривания в глубину, в результате которого образуются крупные, иногда с вертикальными склонами отрицательные формы рельефа (в случае выноса разрушенных частей). В слоистых и неоднородных по составу и твердости горных породах легче всего выветриваются менее прочные или более растворимые породы. В результате избирательного выветривания местами образуются останцы причудливой формы.

#### 4. КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В итоге единого и сложного процесса физического и химического разрушения горных пород накапливаются различные продукты выветривания. Среди них могут быть выделены: 1) подвижные, которые выносятся на то или иное расстояние; 2) остаточные, которые остаются на месте горных пород, подвергшихся процессам выветривания. Эти остаточные, несмещенные продукты выветривания, представляющие собой один из важных генетических типов континентальных отложений, называются *элювием*. Всю совокупность различных элювиальных образований верхней части литосферы называют *корой выветривания*. Тип коры выветривания, сложенной несмещенными элювиальными образованиями, называют *автоморфной корой* (греч. «аутос» — сам, «морфе» — форма). Характерной особенностью ее является образование полностью за счет исходной породы. Некоторые исследователи (И. И. Гинзбург, В. А. Ковда, В. В. Добровольский и др.) помимо указанной остаточной коры выветривания выделяют *вторичную*, или *гидроморфную* (греч. «гидро» — вода), *кору*. Ее происхождение связано с выносом из автоморфной коры ряда химических элементов в виде истинных и коллоидных растворов в понижения рельефа и выпадением их в форме различных минералов, образующих гидроморфную кору. Состав ее связан с составом и процессами, протекающими при формировании автоморфной коры выветривания. Такая взаимосвязь авто- и гидроморфной коры получила название *геохимической сопряженности*. Вместе с тем следует отметить, что большинство геологов под корами выветривания понимают только первичную несмещенную автоморфную кору выветривания, образующуюся целиком за счет исходной, подвергшейся выветриванию горной породы.

Состав элювиальных образований, слагающих коры выветривания, и их мощность изменяются в зависимости от сочетания различных факторов. Наиболее благоприятны для формирования мощных кор выветривания сочетание высокой температуры и большой влажности, относительно выровненный рельеф — выровненные площади на месте древних горных сооружений, обширные

уплощенные водоразделы материковых равнин, высокие плато и плоскогорья в областях так называемых возрожденных гор, обилие растительного покрова и большая величина его отпада, полиминеральные магматические и метаморфические исходные горные породы и длительность периода выветривания.

Изменение мощности и состава кор выветривания в зависимости от перечисленных факторов показано на рис. 5.2. В молодых горных сооружениях, испытывающих поднятия, происходят интенсивное расчленение поверхностными водами и другими экзогенными факторами и снос разрушенного материала — механическая денудация. Она опережает процессы химического разложения горных пород и минералов. В этих условиях формирование мощной и полно развитой коры выветривания затруднено и она чаще всего представлена лишь обломочным материалом — продуктами физического выветривания. Наиболее мощная (до 80—100 м и более) кора выветривания формируется в условиях жаркого и влажного климата тропических и субтропических зон при относительно выровненном рельефе. В вертикальном разрезе такой коры выветривания обычно наблюдается определенная последовательность элювиальных образований. В основании залегают раздробленные (дезинтегрированные) коренные породы, сменяющиеся выше гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовыми горизонтами, которые далее сменяются пятнистым каолилитовым горизонтом с локальными включениями гидроокислов железа и алюминия. Наибольшей степенью разложения отличается верхняя часть коры. В ней присутствуют гидроокислы алюминия, железа и отчасти кремния. Благодаря присутствию глинозема ( $Al_2O_3$ ) и гидроокислов железа элювий этой части коры в сухом состоянии напоминает по твердости обожженный кирпич, окрашенный в красный цвет. Вследствие этого такие коры выветривания называют *латеритными* (лат. «латер» — кирпич). Латериты верхней части коры отличаются большой прочностью и как бы бронируют подстилающие элювиальные образования. По этому их часто называют *панцирями*, или кирасами (франц. «кирасо» — панцирь).

Все указанные горизонты коры постепенно переходят один в другой и лишены отчетливых границ. Особенно следует отметить сложность нижней границы коры. Она отличается значительной неровностью, местами глубоко проникая в коренные породы вдоль крупных трещин и зон тектонического дробления.

В таежно-подзолистой зоне вследствие уменьшения количества атмосферных осадков и температуры мощность коры выветривания значительно меньше, хотя и здесь отмечаются определенная зональность и постепенные переходы от относительно дезинтегрированных пород к гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовому горизонту и далее к каолилитовому.

В пустынях и полупустынях при малом количестве атмосферных осадков и значительном испарении происходит преимущественно физическое выветривание и элювий состоит из различных



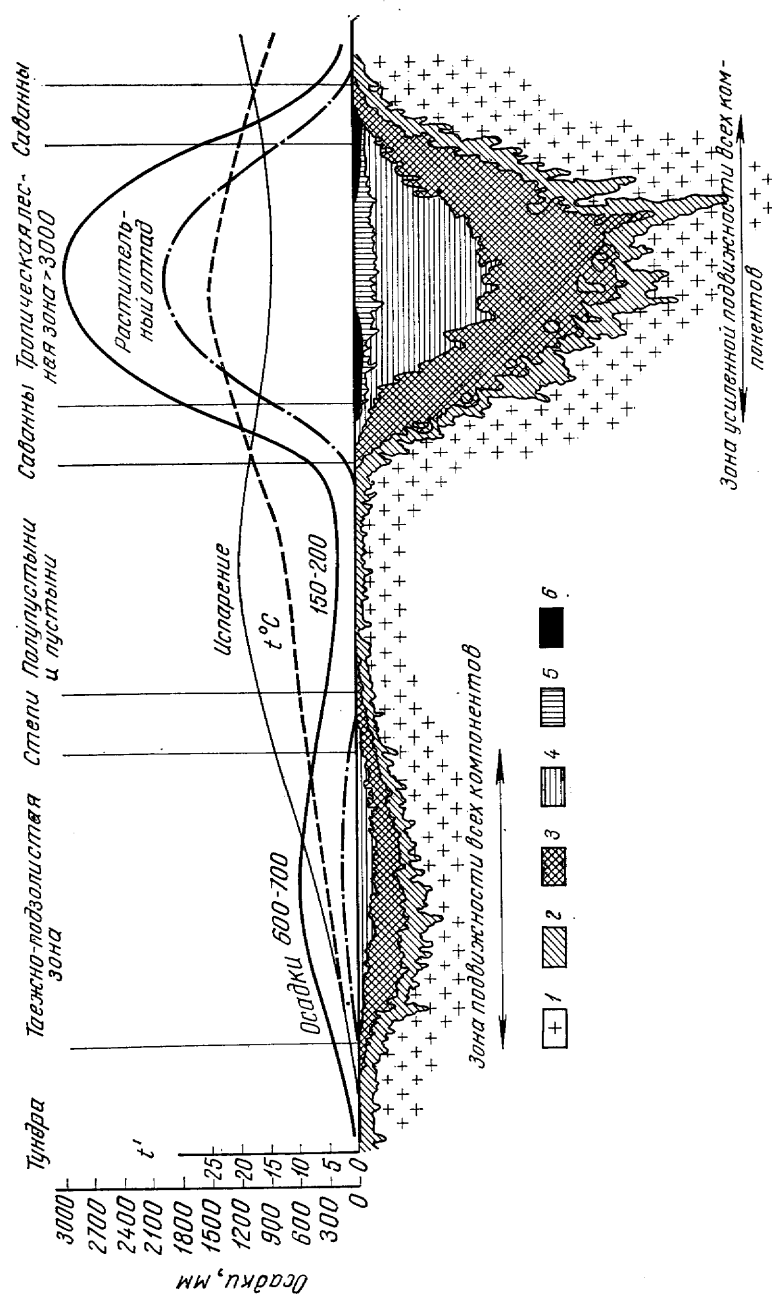


Рис. 5.2. Схема образования коры выветривания на тектонически неактивных площадях (по Н. М. Страхову): 1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически малоизмененной; 3 — гидрослюдисто-монтмориллоново-бейделлитовая зона; 4 — каолининовая зона; 5 — охра  $Al_2O_3$ ; 6 — панцирь  $Fe_2O_3 + Al_2O_3$

обломков малоизмененных первичных пород и минералов. Аналогичная картина наблюдается в тундре.

Основываясь на строении различных кор выветривания, Б. Б. Полюнов и И. И. Гинзбург наметили определенную последовательность, или стадийность, процесса выветривания магматических горных пород:

1) обломочная стадия, на которой преобладают процессы физического выветривания и накапливаются обломки исходных горных пород;

2) сиаллитная<sup>2</sup> обызвесткованная стадия, на которой наблюдается извлечение щелочных и щелочноземельных элементов, преимущественно Ca и Na; при этом в элювии образуются пленки и конкреции кальцита;

3) кислая сиаллитная стадия, на которой происходят глубокие изменения кристаллохимической структуры силикатов с образованием глинистых минералов — каолинита, нонтронита;

4) аллитная стадия, на которой идет дальнейшее разложение минералов и обогащение коры выветривания окислами и гидроокислами железа, алюминия и кремния, главным образом гётита и гидрогётита, гиббсита, или гидраргиллита. Эту кору выветривания некоторые исследователи называют ферриаллитной.

Изложенные Б. Б. Полюновым и И. И. Гинзбургом представления о закономерной стадийности процесса выветривания следует рассматривать как схему, указывающую лишь на общую его направленность. Меняющиеся соотношения различных факторов (климат, рельеф, состав пород и др.) влияют на характер и степень разложения первичных минералов. Кроме того, вертикальная зональность некоторых мощных кор выветривания может быть объяснена не столько стадийностью процесса, сколько различной степенью химического разложения минералов в верхних и более глубоких зонах. В поверхностные зоны поступает наибольшее количество влаги, углекислоты, органических кислот. В этой кислой среде и происходят наиболее энергичные химические реакции и преобразование первичных минералов в глинистые (каолинит и др.) и даже свободные гидраты окислов железа, алюминия и кремния. Именно в верхних зонах расходуется значительная часть активных химических реагентов. Глубже проникают лишь менее активные растворы, и в этой щелочной среде процессы выветривания замедляются и ослабляются и образуются промежуточного типа минералы — гидрослюды, монтмориллонит и др. В ряде случаев нижний контакт кор выветривания с породами довольно резкий и переходная зона обломочного состава не всегда присутствует. Местами отсутствуют и промежуточные глинистые минералы и непосредственно на горные породы, подвергающиеся процессам выветривания, налегает каолиново-гиббситовая или даже гиббсит-гематит-гётитовая зона.

<sup>2</sup> Термин «сиаллитная» происходит от сочетания наименования элементов Si и Al, являющихся основными частями минералов, возникающих в эту стадию.

Процессам выветривания подвержены не только магматические и метаморфические породы, но и осадочные. Они проявляются в аркозовых песчаниках, конгломератах, карбонатных, кремнисто-карбонатных и других осадочных породах. При физическом выветривании известняков образуется обломочный материал, а при химическом может протекать интенсивный процесс растворения с образованием различных западинных, карстовых форм рельефа на поверхности, каналов и пещер в глубине. Нередко в карстовых формах наблюдаются остаточные нерастворимые глинистые продукты, обогащенные железом, местами и глиноземом, называемые *terra-rossa* (итал. «terra-rossa» — красная земля). Доломиты под действием водных растворов, особенно содержащих  $\text{CO}_2$ , также подвергаются растворению, а местами превращаются в рыхлую «доломитовую муку», образуя причудливые линзы и карманы (рис. 5.3). Мощность коры выветривания на осадочных породах небольшая (до 5 м, местами до 10 м) и только в условиях повышенной трещиноватости или в контактных зонах различных по составу пород увеличивается до десятков метров.

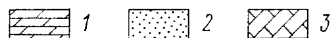
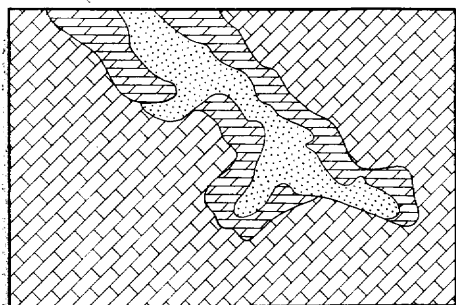


Рис. 5.3. Линзы и карманы доломитовой муки, образовавшейся при выветривании карбонатных пород (по З. А. Богдановой):

1 — доломит; 2 — доломитовая мука; 3 — известняк

Таким образом, формирование кор выветривания протекает сложно и зависит от комплекса природных факторов — состава горных пород, рельефа, климата, грунтовых вод, биоса и движений земной коры. Современными и древними коры выветривания. Современные коры выветривания обычно маломощны, недоразвиты, элювий в них зонально почти не дифференцирован, в верхней части его развит современный почвенный покров. Наибольшее теоретическое и практическое значение имеют древние коры выветривания. В ходе геологического развития земной коры неоднократно возникала благоприятная обстановка для широкого проявления процессов формирования кор выветривания. Это соответствовало длительным этапам континентального развития земной коры в обстановке слабых или умеренных восходящих ее движений.

**Площадные и линейные коры выветривания.** Коры выветривания, развитые на больших площадях и сохраняющие присущую им первичную зональность, называют *площадными корами* (И. И. Гинзбург). Такие коры наиболее развиты на ровных денудацией поверхностях горных сооружений и в пределах плоскогорий и возвышенностей тектонически спокойных областей. *Линей-*

*ные коры выветривания* развиты главным образом в горно-складчатых областях и в пределах складчатых оснований равнинных областей, будучи приурочены к протяженным зонам тектонической трещиноватости и дробления, а также к контактам различных по составу и генезису горных пород и к жильным интрузиям. В этих условиях процессы выветривания протекают наиболее интенсивно вследствие более свободного проникновения в указанные зоны как поверхностных, так и вадозно-гидротермальных вод. В ряде случаев от нижней границы площадной коры отходят глубокие узкие линейные коры в виде «карманов» или «языков», их мощность в 3 раза и более превышает мощность площадных кор и достигает местами 150—200 м и более.

Длительно развивающиеся древние коры выветривания отличаются нередко большой сложностью строения. На территории СССР известны древние коры выветривания различного возраста, начиная с протерозойских. Протерозойские коры известны в Карелии и на Украине, девонская кора выветривания — на Тимане, мезозойские и раннекайнозойские коры — на Урале, в Казахстане, на Алтае, в ряде районов Сибири. В качестве примера рассмотрим строение мезозойских кор выветривания, широко развитых на различных горных породах Южного Урала. Кора выветривания на гранитах (рис. 5.4) в основании сложена дресвой (дезинтегрированные граниты), химически мало измененной, выше которой располагается гидрослюдистая зона и еще выше каолининовая зона. Мощность площадной коры выветривания достигает 100 м и более. Здесь же отчетливо выражены линейные коры, приуроченные к контактным зонам различных горных пород (гранит — сланцы, сланцы — известняки) и зонам повышенной трещиноватости. Как видно из рисунка, они также заканчиваются сиаалитной стадией образования каолинита, но мощность их достигает 200 м и более. Для них характерно отсутствие зоны дресвы. Иначе построены коры выветривания на ультраосновных породах — серпентинитах. Так, в разрезе древней коры выветривания площадного типа ульт-

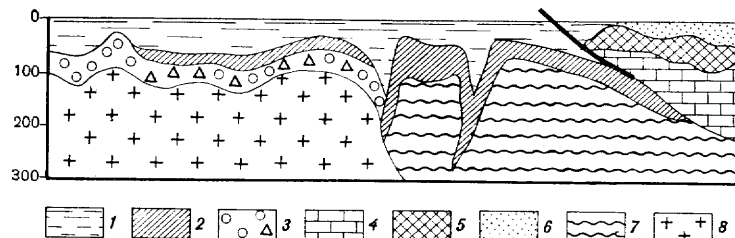


Рис. 5.4. Схема строения древней коры выветривания на гранитах Урала (по В. П. Петрову):

1 — каолининовая зона; 2 — гидрослюдистая зона; 3 — зона дресвы; 4 — известняк; 5 — кварцит; 6 — маршаллит; 7 — сланец; 8 — гранит  
раосновного массива на Южном Урале (по Г. Н. Бобылеву) снизу вверх залегают: 1) дезинтегрированные серпентиниты; 2) выщелоченные серпентиниты; 3) нонтрониты (ферримонтморилло-

ниты); 4) охры. Суммарная мощность коры от 30 до 70 м. В ряде случаев возникают мощные приконтактные коры выветривания. Примером может являться приконтактный карман никеленосной коры выветривания в подошве Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала (рис. 5.5). Здесь на нонтронитизированных серпентинитах залегают нонтрониты и выше красные и бурые

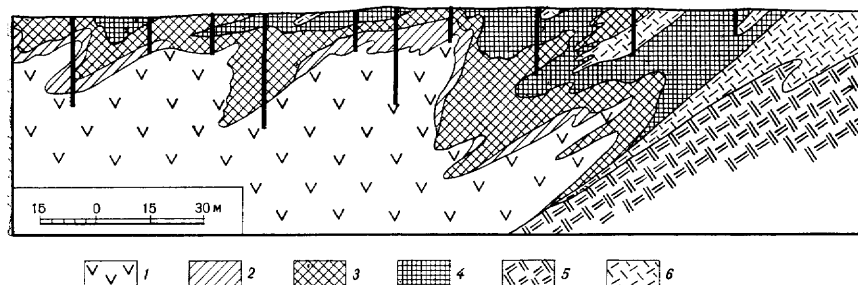


Рис. 5.5. «Карман» рыхлых продуктов выветривания ультраосновных пород на контакте с габброидами (по Н. П. Хераскову, 1968):

1 — выщелоченные серпентиниты; 2 — нонтронитизированные серпентиниты; 3 — нонтрониты; 4 — охры; 5 — габбро-амфиболиты; 6 — монтмориллонитизированные и каолинитизированные габбро-амфиболиты

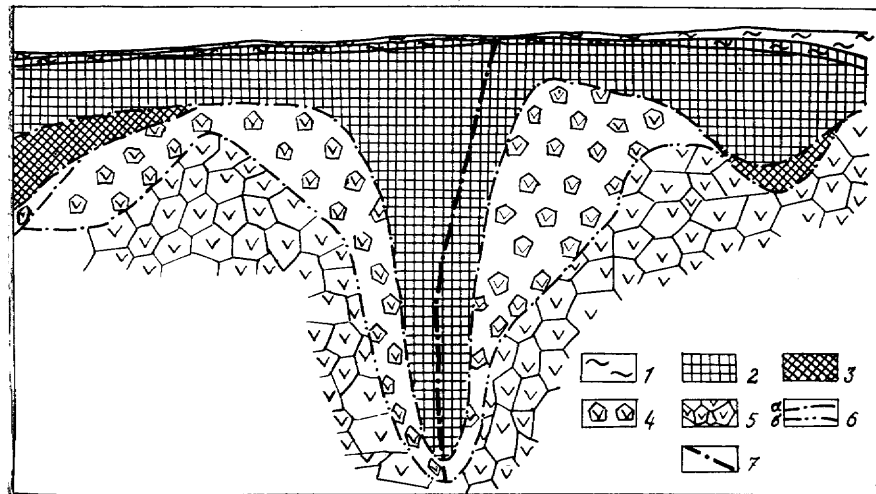


Рис. 5.6. Разрез трещинно-площадной коры выветривания (Никитин и др., 1976):

1 — покровные отложения и охристо-глинистые продукты переотложения коры выветривания серпентинитов; 2 — охра по серпентинитам; 3 — нонтронитизированный серпентинит; 4 — кералитизированный серпентинит; 5 — магnezальный дезинтегрированный серпентинит; 6 — границы зон выветривания (а — установленные, б — предполагаемые); 7 — тектоническое нарушение

полосчатые охры. Здесь же виден иной состав продуктов выветривания на основных породах — габбро-амфиболитах, на которых развиты монтмориллонитизированные и каолинитизированные породы.

Влияние разрывных тектонических нарушений на процессы выветривания изображено на рис. 5.6, где видны резкое увеличение мощности коры выветривания ультраосновных пород в пределах разлома и крутые контакты между отдельными зонами. Различный состав кор выветривания в условиях влажного тропического климата отмечен в работах Н. А. Лисицыной. В одних случаях наблюдается постепенный переход от неизменных горных пород к глинистой гидрохлорит-гидрослюдистой толще (иногда с монтмориллонитом или нонтронитом), которая выше сменяется каолинитовыми и далее гиббсит-каолинитовыми породами с примесью гидроокислов железа и титана (вьетнамский тип, рис. 5.7, I). В других случаях отмечаются резкий переход от материнского субстрата и отсутствие промежуточных глинистых минералов. Особенно четко это проявляется в коре гвинейского типа, где на базальтах и долеритах развиты маломощные гиббсит-каолинитовые породы, переходящие выше в гидроокислы и окислы алюминия, железа и местами титана. Это в основном гиббсит-

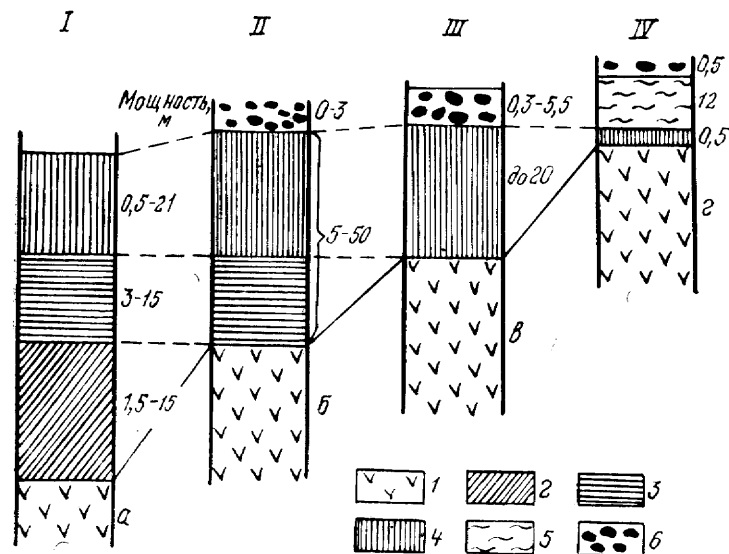


Рис. 5.7. Сопоставление типов современного — четвертичного элювия (по Н. А. Лисицыной):

I — вьетнамский; II — тихоокеанский; III — индонезийский; IV — гвинейский; 1 — коренные породы (а — порфирит, туф; б — базальт; в — андезит, базальт; г — долерит, базальт); 2 — слабоветрелые породы — полиминеральные глины (хлоритовые, хлорит-вермикулитовые); 3 — умеренно выветрелые каолинитовые породы; 4 — сильноветрелые — гиббсит-каолинитовые породы; 5 — гиббсит-гематит-гётитовые породы реликтовой структуры; 6 — гиббсит-гематит-гётитовые породы конкреционной структуры

гематит-гётитовые породы внизу реликтовой, сверху конкреционной структуры (рис. 5.7, IV).

Все сказанное свидетельствует о большой сложности процессов выветривания, зависящих от сочетания многих факторов. В многообразном процессе формирования кор выветривания выделяются несколько взаимосвязанных процессов: 1) разрушение и химическое разложение горных пород с образованием продуктов выветривания; 2) частичный вынос и перераспределение подвижных продуктов выветривания в формирующейся элювиальной толще; 3) взаимодействие продуктов выветривания друг с другом в ходе их миграции и образование новых минералов; 4) метасоматическое замещение минералов материнских пород. Именно эта взаимосвязь процессов и обеспечивает формирование таких сложных кор выветривания с полным разложением силикатов, с конечными, наиболее устойчивыми в поверхностной зоне минералами, такими, как гидроокислы алюминия и железа. Большинство исследователей так и считают, что гидроокислы алюминия (бокситы) и гидроокислы железа в корях выветривания являются конечными продуктами тропического выветривания или продуктами их переотложения в гидроморфных корях. Однако ряд исследователей (В. Н. Разумова, Н. А. Штрейс и др.) склонны объяснять образование мощных аллитных кор проникновением с глубины горячих железоглиноземистых растворов. Такие представления, возможно, применимы лишь для мощных линейных (а не площадных) кор выветривания, приуроченных к разломам земной коры или к контактными зонам различных горных пород.

##### 5. НАУЧНОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Изучение древних кор выветривания и их состава имеет большое теоретическое значение. Оно помогает восстановить физико-географические условия времени их формирования, особенности рельефа, климата, движений земной коры.

Выветривание имеет огромное значение в общем взаимодействии внешних (экзогенных) процессов. В ходе выветривания происходит дробление плотных и крепких магматических, метаморфических и осадочных пород и превращение их в рыхлые легкоразрушаемые образования — сложное разделение химических элементов. Так происходит подготовка (мобилизация) осадочного материала, который затем захватывается и переносится ветром, текучими поверхностными водами, ледниками, подземными водами и откладывается как на путях переноса (на суше), так и особенно в конечных водоемах — морях и океанах. Это, как мы увидим ниже, имеет огромное значение для понимания закономерностей накопления континентальных и морских осадков, а через них и формирования осадочных горных пород.

**Полезные ископаемые в корях выветривания.** С древними корями выветривания связано образование многих минералов, слу-

жащих важными полезными ископаемыми, таких, как бокситы, каолины, гидросиликаты никеля, гидроокислы и окислы железа, гидроокислы марганца, опалы, магнезиты и др. Так, широко известное и разрабатываемое богатейшее железорудное месторождение Курской магнитной аномалии представляет собой древнюю (палеозойскую) кору выветривания, залегающую на докембрийских магнетитсодержащих кварцитах. В процессе выветривания магнетитсодержащих кварцитов происходило выщелачивание кремнезема и окисление железа, в результате чего и образовались богатые гематитовые руды. В зонах окисления медных сульфидных месторождений, особенно там, где они залегают в известняках, нередко образуются малахит и азурит — карбонаты меди. В рыхлых продуктах кор выветривания известны россыпи таких важных полезных ископаемых, как платина, золото, алмазы, титан и др.

**Почвы и почвообразовательный процесс.** С процессами выветривания в самой верхней части земной коры тесно связано образование и такого важнейшего естественной исторического тела, как почва, отличающаяся особым составом и плодородием.

Согласно Г. В. Добровольскому (1979), «почвой следует называть поверхностный слой суши земного шара, обладающий плодородием, характеризующийся органо-минеральным составом и особым, только ему присущим, профильным типом строения: почва возникла и развивается в результате совокупного воздействия на горные породы воды, воздуха, солнечной энергии, растительных и животных организмов; поэтому свойства почвы отражают местные особенности природных условий и хозяйственной деятельности человека». В этом определении отражено то главное, что почва является продуктом взаимодействия и обмена материей и энергией между живыми организмами и горными породами, водой и воздухом.

Как уже было сказано, в природных условиях происходит поступательный биологический круговорот веществ, разложение мертвого органического вещества, что особенно важно для формирования почв. При быстром и полном разложении органических остатков происходит их полная минерализация. При неполном разложении органических остатков в связи с недостаточным притоком кислорода образуется новый, относительно устойчивый комплекс органических соединений, окрашенный в коричневый или черный цвет, называемый *перегноем*, или *гумусом* (лат. «гумус» — земля). Именно гумус является главным элементом плодородия почв. В его состав входит 85—90% гуминовых веществ (специфические высокомолекулярные соединения, свойственные только перегною).

Активные процессы разложения минеральной части почв и накопления органической определяют своеобразие структуры почв, ее рыхлое сложение, большую пористость, способствующие ее увлажнению и аэрации.

Распространение почв, их состав зависят от биоклиматической

обстановки, литологических особенностей субстрата горных пород и положения в рельефе. В зависимости от того или иного сочетания указанных факторов образуются различные генетические типы почв, отличающиеся друг от друга строением профиля, структурой и плодородием.

В нормальном почвенном профиле выделяются несколько генетических горизонтов. 1. *Перегнойно-аккумулятивный (гумусо-аккумулятивный)  $A_1$* , соответствующий верхней части профиля, куда поступает максимальное количество наземных и корневых растительных остатков. Ведущим процессом в нем является накопление гумуса. В некоторых случаях на поверхности этого слоя наблюдается слой неразложившихся или слабо разложившихся органических остатков (подстилка в лесу, дернина на лугу), который обозначается  $A_0$ . 2. *Элювиальный, или горизонт внутрипочвенного выветривания  $A_2$* , в котором преобладает вынос вещества. В условиях достаточно влажного и теплого климата в процессе внутрипочвенного выветривания силикатных и алюмосиликатных пород в этом горизонте в большинстве случаев присутствуют глинистые минералы. 3. *Иллювиальный горизонт В*, в котором имеет место вымывание и накопление веществ, вынесенных из других горизонтов. Перемещение этих веществ происходит как в виде суспензии глинистых минералов, так и в виде коллоидных и истинных растворов. Они заполняют поры и отдельные полости, создавая различные по форме и химическому составу новообразования. Под иллювиальным горизонтом залегает горная порода, не затронутая почвообразованием. Ее обычно называют *материнской породой* (поскольку она послужила основой для образования минеральной части почвы) и обозначают буквой С.

Сочетание указанных горизонтов и их состав в различных типах почв неодинаковы, что связано с неоднородностью биоклиматических факторов, определяющих (наряду с рельефом и составом материнских пород) интенсивность совместно протекающих процессов выветривания и почвообразования. В качестве примера можно привести строение профилей двух почвенных типов — подзола и чернозема, формирующихся в различных биоклиматических условиях (рис. 5.8).

В профиле чернозема выделяется мощный аккумулятивно-перегнойный (гумусовый) горизонт, богатый гумусом ( $A_1$ ); ниже располагается переходный горизонт АВ с меньшим содержанием гумуса, с отдельными включениями нижележащих образований. Иллювиальный горизонт  $B_{CaCO_3}$  характеризуется вымыванием карбонатных соединений. Иная картина наблюдается в строении подзолистых почв, где под маломощным перегнойно-аккумулятивным (гумусовым) горизонтом  $A_1$  располагается элювиальный горизонт  $A_2$  (горизонт вымывания), обедненный и органическими и подвижными минеральными соединениями. Он имеет светлую окраску, напоминающую по цвету золу. Отсюда и название «подзол» — так называли крестьяне бедные почвы лесной зоны. Ниже

располагается иллювиальный горизонт В, в верхней части которого вымыты органоглиноземистые вещества ( $B_h$ ), в нижней — железистые ( $B_{Fe}$ ). В некоторых почвах ниже гумусового горизонта ни элювиальные, ни иллювиальные горизонты не выражены, хотя эта часть профиля отличается от подстилающей породы по цвету и структуре. Эти горизонты характеризуются интенсивным внутрипочвенным выветриванием. Минеральная масса их оглинена или ожежена. К ним относятся некоторые почвы субтропических лесов — красноземы.

#### Почвенные зоны СССР.

Крупнейшим русским ученым В. В. Докучаевым было выдвинуто положение о широтной, или горизонтальной, зональности почв на равнинах и вертикальной — в горных районах в зависимости от изменения климатических условий, растительности, рельефа и других факторов.

На территории СССР выделены следующие основные типы почв: 1) почвы тундры и лесотундры; 2) подзолистые и дерново-подзолистые почвы лесов; 3) серые лесные почвы и черноземы лесостепи; 4) черноземные почвы луговой степи; 5) каштановые и бурые почвы сухой степи; 6) сероземы пустынной степи и пустыни; 7) солонцы и солончаки (интразональные); 8) коричневые почвы сухих субтропиков; 9) красноземы и желтоземы влажных субтропиков. Эта общая закономерность признается всеми. Вместе с тем последнее изучение некоторых коррективы в первоначально сформулированный Докучаевым закон широтной зональности почв. В частности, выяснилось, что при различном составе почвообразующих горных пород и изменении рельефа в одной и той же климатической зоне могут формироваться различные почвы. Смена типов почв в горных районах подчиняется вертикальной зональности в связи с изменением растительности и климата с высотой. Сложность почвенного покрова отражена в новых картах почвенно-географического районирования СССР (Добровольский, 1981).

**Погребенные почвы.** В ряде разрезов четвертичных континентальных отложений наблюдаются погребенные (ископаемые) поч-

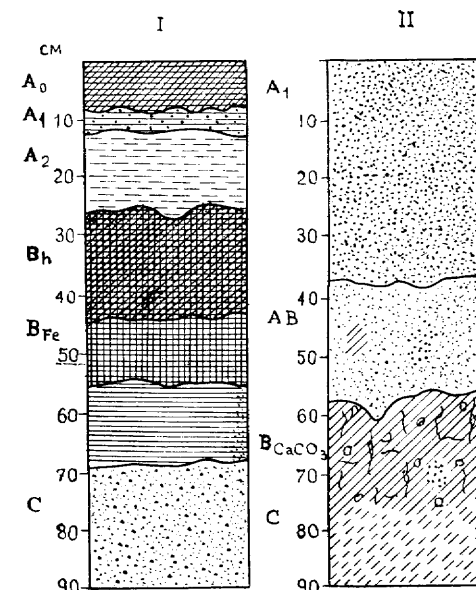


Рис. 5.8. Строение почвенных профилей (по М. А. Глазовской): I — подзол; II — чернозем

вы, для которых характерно, что они уже выпали из сферы биологического круговорота и, следовательно, в них отсутствуют возобновление почвы и ее пополнение гумусом. Более того, имевшийся гумус в погребенных почвах постепенно распадается. Даже в молодых четвертичных отложениях погребенные почвы содержат гумус в незначительном количестве или он совсем отсутствует.

## ГЛАВА 6

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Геологическая деятельность ветра связана с динамическим воздействием воздушных струй на горные породы. Она выражается в разрушении, размельчении пород, сглаживании и полировке их поверхности, перенесении мелкого обломочного материала с одного места на другое, в отложении его на поверхности Земли (континентов и океанов) ровным слоем, а затем сгуживании этого материала в виде холмов и гряд на определенных участках суши. Геологическую работу ветра часто называют *эоловой* (по имени бога ветров — Эола — из древних греческих мифов). Интенсивность эолового процесса зависит от типа и скорости ветра. Перемещение воздушных масс происходит в основном параллельно поверхности земли. Ветер переносит обломочный материал на большие пространства. Чем больше скорость ветра, тем значительнее производимая им работа: 3—4-балльный ветер (скорость 4,4—6,7 м/с) несет пыль, 5—7-балльный (9,3—15,5 м/с) — песок, а 8-балльный (18,9 м/с) — гравий. Во время сильных бурь и ураганов (скорость 22,6—58,6 м/с) могут передвигаться и переноситься мелкие камешки и галька.

В зависимости от того, каким материалом насыщен ветровой поток, пыльные бури разделяются на черные, бурые, желтые, красные и даже белые. Некоторые ветры имеют строго постоянное направление и дуют в течение определенного времени; так, ветер хамсин, возникающий в пустынях Северной Африки, дует в северном и северо-западном направлениях в течение 50 дней. Ветер южноафганских пустынь — афганец — дует в северном и северо-восточном направлениях в течение 1—3 дней с перерывами, в общей сложности до 40 сут.

Наиболее сильные ветры — ураганы — способны проникать в трещины, отрывать куски горных пород и перемещать их по поверхности Земли, толкая и поднимая в воздух.

Наибольшие скорости ветра возникают иногда в грозových облаках. Здесь струи воздуха закручиваются и образуют *смерч* — вращающуюся воздушную воронку, которая суживается в сторону Земли. Смерч, как штопор, ввинчивается в землю, разрушает горные породы и втягивает рыхлый материал в глубь воронки, так как там наблюдается резко пониженное давление. Скорость движения ветра в воронке измеряется сотнями километров в час

(до 1000—1300 км/ч), т. е. иногда даже превышает скорость распространения звука. Такой смерч может производить огромную разрушительную работу. Он разламывает дома, срывает крыши и переносит их, опрокидывает груженные вагоны, автомашины, с корнем вырывает деревья. Смерч вместе с пылью, песком и всеми захваченными предметами перемещается со скоростью 10—13 м/с на десятки километров, оставляя за собой широкую полосу разрушений.

Ветер производит геологическую работу в различных частях поверхности Земли, но так как сила ветра на вершинах гор значительно больше, чем в котловинах и низменностях, то и деятельность его там более заметна. Скорость ветра на уровне шпиля главного здания МГУ обычно в 3—4 раза больше, чем у поверхности Земли. Особенно велико значение деятельности ветра в областях сухого климата, резких суточных и годовых колебаний температур.

Геологическая работа ветра особенно интенсивна там, где породы непосредственно соприкасаются с атмосферой, т. е. где отсутствует растительный покров. Такими благоприятными районами являются пустыни, горные вершины и морские побережья. Весь обломочный материал, попавший в воздушные потоки, рано или поздно осаждается на поверхности Земли, образуя слой эоловых отложений. Таким образом, геологическая работа ветра состоит из следующих процессов: 1) разрушения горных пород (дефляция и коррозия); 2) переноса — транспортировки разрушенного материала и 3) эолового отложения (эоловая аккумуляция).

#### 1. ДЕФЛЯЦИЯ И КОРРАЗИЯ

*Дефляцией* называется разрушение, раздробление и выдувание рыхлых горных пород на поверхности Земли вследствие непосредственного давления воздушных струй. Разрушительная способность воздушных струй увеличивается в случаях, когда они насыщены водой или твердыми частицами — песком и др. Разрушение с помощью твердых частиц носит название *корразии* (лат. «корразио» — обтачивание).

Дефляция наиболее сильно проявляется в узких горных долинах, в щелевидных расселинах, в сильно нагреваемых пустынных котловинах, где часто возникают пыльные вихри. Они подхватывают подготовленный физическим выветриванием рыхлый материал, поднимают его вверх и удаляют, вследствие чего котловина все более углубляется. В пустынном Закаспии (СССР) одна из таких котловин — Карагие — имеет глубину до 300 м, дно ее лежит ниже уровня Каспийского моря. Многие котловины выдувания в Ливийской пустыне в Египте углубились на 200—300 м и занимают огромные пространства. Так, площадь впадины Катара 18 000 км<sup>2</sup>. Большую роль в формировании высокогорной котловины Дашти-Навар в Центральном Афганистане сыграл ветер.



Здесь летом можно почти непрерывно видеть десятки мелких смерчей, поднимающих вверх песок и пыль.

Горные породы на склонах узких долин часто бывают сглажены и даже отполированы, а весь рыхлый материал с них унесен. В этом немалая роль принадлежит ветру. Из узких щелей, в том числе из дорожных выемок, узких углублений, оставляемых колесами транспорта, ветер выносит рыхлые частицы, и эти углубления растут. В Китае, где широко развиты мягкие лёссовые породы, выемки старых дорог превращаются в настоящие ущелья (хольвеги) глубиной до 30 м. Этот вид разрушения называется *бороздовой деятельностью*. Другой вид дефляции — *плоскостное выдувание*. В этом случае ветер сдувает рыхлые породы, например почву, с большой площади.

Интересные формы микрорельефа создаются при плоскостном выдувании — развевании рыхлых пород (песков), содержащих твердые стяжения, чаще всего конкреционного характера. В Восточной Болгарии в толще рыхлых песков залегают плотные столбообразные песчаники с известковым цементом. Песок был развеван ветрами, а песчаники сохранились, напоминая стволы и пни деревьев. Судя по высоте этих столбов, можно предположить, что мощность развеванной толщи песков превышала 10 м.

Большую работу по разрушению горных пород производит *корразия*. Миллионы песчинок, гонимых ветром, ударяясь в стенку или выступ горной породы, обтачивают их и разрушают. Обычное стекло, поставленное перпендикулярно ветровому потоку, несущему песчинки, через несколько дней становится матовым, так как его поверхность делается шероховатой от появления мельчайших ямок. Корразия может быть точечная, царапающая (бороздящая) и сверлящая. В результате корразии в горных породах возникают ниши, ячейки, борозды, царапины. Максимальное насыщение ветрового потока песком наблюдается в первых десятках сантиметров от поверхности, поэтому именно на этой высоте в породах образуются наиболее крупные углубления. В пустыне при постоянно дующих ветрах камни, лежащие на песке, обтачиваются ветром и постепенно приобретают трехгранную форму. Эти трехгранники (по-немецки дрейкантеры) помогают выявить среди древних отложений золотые и определить направление ветра.

Форма разрушаемых ветром скал в значительной мере зависит от строения и состава породы. С удивительной точностью ветер выбирает наиболее слабые породы и образует выемки — бороздки, желобки, ниши, ямки. Так, если горизонтальнослоистая толща состоит из чередования твердых и мягких пород, то на ее поверхности твердые породы будут образовывать выступы, карнизы, чередующиеся с нишами (рис. 6.1). В конгломератах, обладающих слабым цементом, твердая галька образует бугристую поверхность часто причудливых очертаний. Завихряясь вокруг одиноко стоящих скал, ветер способствует созданию грибообразных, столбообразных форм. Способность ветра выделять, обособлять в природе наиболее твердые и крепкие участки пород носит название *золовой*



Рис. 6.1. Ниши и карнизы в конгломератах. Афганистан

*препарировки*. Именно она создает наиболее причудливые формы, часто напоминающие силуэты животных, людей и др. (рис. 6.2). В массивных породах ветер удаляет из трещин продукты выветривания, расширяет трещины и создает столбообразные формы с крутыми отвесными стенками, арки и т. п. В пластах со скрытоконцентрической текстурой (эффузивные породы, иногда песчаники) ветер способствует созданию шарообразных форм. Такие же формы выявляются в породах, содержащих ша-



Рис. 6.2. «Динозавр» из Афганистана (фото В. И. Славина)

ровидные конкреции, которые бывают удивительно хорошо отпрепарированы.

Очень интересные формы создаются в породах, покрытых *пустынной коркой загара*. Под этой твердой коркой обычно следует

размягченный разрушенный слой. Коррозия, пробив в корке отверстие, выдувает рыхлые породы, образуя ячейки.

## 2. ЗОЛОВАЯ ТРАНСПОРТИРОВКА

Транспортирующая деятельность ветра имеет огромное значение. Ветер поднимает с поверхности Земли рыхлый мелко-обломочный материал и переносит его на большие расстояния по всему земному шару, поэтому этот процесс можно назвать планетарным. В основном ветер переносит мельчайшие частицы пелитовой (глинистой), алевритовой (пылеватой) и псаммитовой (песчаной) размерности. Дальность переноса зависит от величины и формы обломков, их удельного веса, а также силы ветра. Крупные обломки пород — глыбы, валуны — во время смерчей сдвигаются с места и проталкиваются или перекатываются по поверхности Земли в пределах нескольких метров. Гальки, обломки, дресва и гравий во время бурь и ураганов могут отрываться от земли, подниматься вверх, затем падать и снова подниматься, т. е. они перемещаются по поверхности скачкообразно, суммарно на большие расстояния. Пески составляют один из важнейших компонентов золотого переноса. Основная масса песчинок переносится вблизи поверхности Земли на высоте 3—4 м. Во время полета песчинки часто сталкиваются друг с другом, в связи с чем при очень сильном ветре слышны гудение и звон движущейся массы. Песчинки шлифуются, истираются, а более слабые или с трещинками иногда раскалываются. Наиболее устойчивыми при дальних переносах оказываются кварцевые песчинки, которые и составляют главную массу песчаного потока.

Пылеватые и глинистые частицы (вулканический пепел и др.) иногда составляют главную часть твердого золотого потока. Они могут насыщать всю тропосферу и даже выходить за ее пределы. Дальность переноса этого материала может быть безграничной. Особенно далеко переносятся тонкие частицы, поднявшиеся на большую высоту. Так, красный пепел, выброшенный из вулкана Кракатау (Индонезия) в 1883 г., облетел вокруг земного шара три раза и держался в воздухе около трех лет.

Приведем несколько примеров дальнего перемещения обломочного материала. Пыль, поднятая ветром в пустынях Дашти-Марго, Дашти-Арбу в Афганистане, переносится в район Каракумов в СССР. Пыль из районов Западного Китая оседает в Северном Афганистане и в республиках Средней Азии. Чернозем, подхваченный ветром в Восточной Украине 1 мая 1892 г., 2 мая частично выпал в районе Каунаса, 3 мая осаждался с черным дождем в Германии, 4 мая в Балтийском море, а затем в Скандинавии.

Количество переносимых ветром песка и пыли бывает иногда очень велико. В 1863 г. на Канарских островах в Атлантике выпала пыль из Сахары. Масса ее определялась в 10 млн т. Общее количество золотого материала, переносимого с суши в море, по подсчетам А. П. Лисицына, превышает 1,6 млрд т в год.

## 3. ЗОЛОВАЯ АККУМУЛЯЦИЯ

Состав переносимых ветром частиц очень разнообразен. В песчаных и пыльных бурях преобладают зерна кварца, полевого шпата, реже гипса, соли, глинистые пылеватые и известковистые частицы, частицы почвы и др. Большая часть их является продуктом разрушения горных пород, обнаженных на поверхности Земли. Часть пыли имеет вулканическое происхождение (вулканический пепел и песок), часть — космическое (метеоритная пыль). Большая часть пыли, переносимой ветром, выпадает на поверхности морей и океанов и примешивается к образующимся там морским осадкам; меньшая часть выпадает на суше и образует *золотые отложения*.

Среди золотых отложений выделяют глинистые, пылеватые и песчаные. Песчаные золотые отложения чаще всего образуются в непосредственной близости от областей дефляции и коррозии, т. е. у подножия обнаженных гор, а также в нижних частях речных долин, в дельтах и на морских побережьях. Здесь ветер развеивает и переносит аллювий и отложения морских пляжей, образуя специфические бугристые формы рельефа. Глинистые и пылеватые золотые отложения могут осаждаться на значительном удалении от области развевания. Значительно реже встречаются карбонатные, а также солевые и гипсовые золотые отложения.

Современные золотые отложения — преимущественно рыхлые породы, так как цементация и уплотнение их происходят более медленно, чем у водных осадков.

Цвет золотых отложений различен. Преобладают желтая, серая и белая окраски, но встречаются отложения и других цветов. Так, в 1755 г. в Южной Европе выпал слой пыли толщиной 2 см красного цвета. При переносе продуктов дефляции черноземных почв выпадает черная пыль.

Золотые отложения часто обнаруживают не параллельное, а косое или волнистое напластование. Такие отложения называют косослоистыми. По направлению косых слоев можно определить направление ветра, их образовавшего, так как косые слои всегда наклонены в направлении движения ветровых струй.

Скорость накопления золотых отложений очень различна. Однажды на палубе ползатонувшего судна обнаружили слой пыли мощностью 1,76 м. Он образовался за 63 года, т. е. в среднем отлагалось около 3 см в год. Бывали случаи, когда за один день накапливался слой в несколько сантиметров.

Массы обломочного материала, переносимого ветром, еще в процессе перелета сортируются. Более крупные песчаные частицы выпадают раньше, чем более тонкие — глинистые, и потому происходит раздельное накопление песчаных, лёссовых, глинистых и других золотых осадков. Среди золотых отложений на суше наибольшую площадь занимают песчаные. Рядом с ними часто могут накапливаться пылеватые частицы, при уплотнении которых образуется *лесс*.

Лёсс представляет собой мягкую, пористую породу желтовато-бурого, желтовато-серого цвета, состоящую более чем на 90% из пылеватых зерен кварца и других силикатов, глинозема; около 6% составляет углекислый кальций, который часто образует в лёссе стяжения, конкреции неправильной формы. Размер слагающих лёсс зерен соответствует пылеватой и глинистой фракциям и в меньшей мере — песчаной. В лёссе многочисленны поры, имеющие форму полых трубочек, образовавшихся за счет бывших здесь корешков растений.

Наибольшее количество лёссов образовалось в четвертичном периоде на территории, протягивающейся от Украины (СССР) до Южного Китая. Происхождение этих пород В. А. Обручев объяснил следующим образом. В четвертичном периоде на севере Евразии был сплошной покров льда. Перед ледниками располагалась каменная пустыня, сложенная обломками горных пород самых различных размеров, принесенных сюда ледниками. Со стороны ледника на юг дули постоянные холодные ветры. Ветер, пролетая над моренной, захватывал из нее мелкие пылевато-глинистые частицы и переносил их на юг. Нагреваясь, ветер ослабевал, частицы выпадали на землю и формировали в вышеуказанной полосе толщи лёсса. Типичный лёсс не имеет слоистости, он малосыпуч, в связи с чем при размыве текучими водами образует овраги с очень крутыми, отвесными стенками. Мощность древних лёссовых толщ в Китае достигает 100 м. Лёсс и лёссовидные породы широко распространены в республиках Средней Азии и Закавказья, на Украине и в Афганистане.

Эоловые отложения могут быть встречены практически в любой части суши, в любой ландшафтной зоне. Но крупные и мощные скопления эолового материала образуются в зонах аридного климата, благоприятных для развития всех видов эолового процесса.

#### 4. ПУСТЫНИ КАК ОБЛАСТИ МАКСИМАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ЭОЛОВОГО ПРОЦЕССА

Наиболее отчетливо геологическая работа ветра проявляется в области пустынь. Пустыни располагаются на всех континентах, за исключением Антарктиды, в областях с аридным и высокоаридным климатом. Они образуют два пояса: в Северном полушарии между 10 и 45° с. ш. и в Южном полушарии между 10 и 45° ю. ш.

В пустынях выпадает очень мало (менее 200 мм в год) осадков. Сухой воздух пустыни вызывает огромную испаряемость влаги, превышающую годовую норму осадков в 10—15 раз. В связи с такой испаряемостью часто создается постоянный вертикальный ток влаги по капиллярным трещинам от грунтовых вод к поверхности. Эти воды выщелачивают и выносят к поверхности соли железисто-марганцевых окисных соединений, образующих на поверхности скал, камней тонкую пленку коричневого или черного

цвета, именуемую *пустынным загаром*. На цветных аэро- или космоснимках многие участки каменных пустынь в связи с этим имеют темно-бурый или черный цвет.

Площадь пустынь может значительно изменяться. В последние годы вследствие сильной засухи на Африканском континенте южная граница пустынь стала смещаться к югу, пересекая 45-ю параллель.

По виду эоловой геологической деятельности пустыни разделяются на дефляционные и аккумулятивные.

**Дефляционные пустыни** (в Африке их называют *гаммадами*, в Средней Азии — *кыраами*) представляют собой участки обнаженных остроугольных скал, часто причудливых очертаний (рис. 6.3).



Рис. 6.3. Каменная пустыня в Хазарджате. Афганистан

Основание этих скал всегда завалено глыбами и щебнем. Цвет обломков независимо от состава и первоначальной окраски обычно темно-бурый или черный, так как все породы покрыты коркой пустынного загара.

**Аккумулятивные пустыни** по типу слагающего их материала подразделяются на песчаные, именуемые в Средней Азии *кумами* (Каракумы — черные пески, Кызылкум — красные пески), а в Северной Америке — *эргами*; глинистые — *такыры*, лёссовые — *адыры* и солончаковые — *шоры*.

**Песчаные пустыни** распространены наиболее широко. Только в СССР они занимают площадь 800 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет третью

часть всех наших пустынь. Песок в этих пустынях состоит в основном из зерен кварца, весьма устойчивого при выветривании, чем и объясняются большие его скопления. По размерности зерен песок неоднороден. В нем одновременно присутствуют как крупно-, так и мелкозернистые разности, а также некоторое количество пылеватых частиц. Песок принесен из каменистых пустынь. В настоящее время доказано, что пески в пустынях в основном первично-речного происхождения: ветер перевевал, обрабатывал и передвигал аллювий рек. В Сахаре по космоснимкам обнаружены древние русла рек; пески Каракумов представляют, очевидно, перевеянный аллювий пра-Амударьи. Толщина песчаного покрова в пустынях достигает нескольких десятков метров.

Своеобразен микрорельеф песчаных пустынь. Он состоит из бесчисленного количества мелких бугров, холмов, гряд, валов, которые часто обладают определенной ориентировкой в зависимости от господствующего направления ветра. Наиболее характерной формой скопления песков в пустыне являются холмы — *барханы* (рис. 6.4). В плане барханы имеют очертания полумесяца,

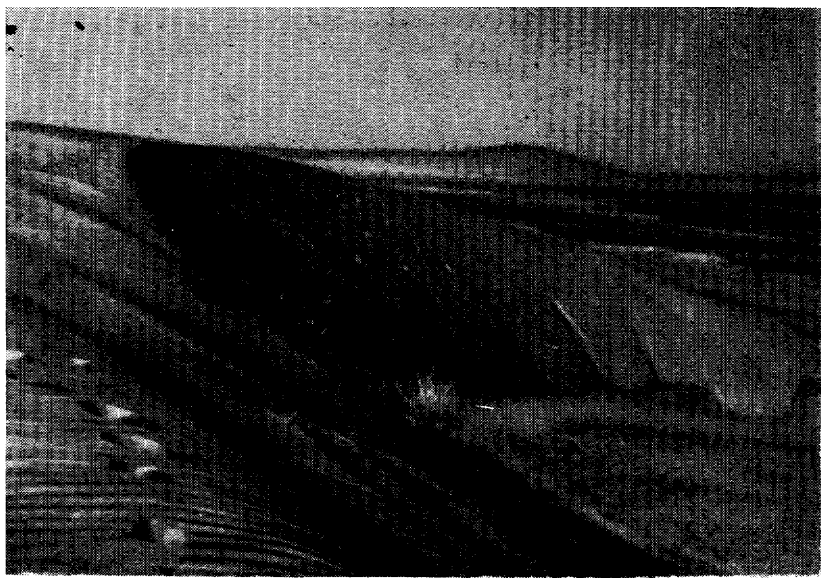


Рис. 6.4. Бархан

рога которого обращены по направлению ветра. Наветренный склон бархана наклонен под углом  $10-15^\circ$ , подветренный —  $30-35^\circ$ . Гребень бархана обычно острый. Между вершинами рогов происходит завихрение воздуха, способствующее образованию циркувидной выемки. Высота барханов достигает 15 м, но известны,

например в Ливийской пустыне, барханы высотой 30 м и более. Барханы бывают одиночные и грядовые.

*Гряды барханов* располагаются перпендикулярно по отношению к направлению ветра, образуя поперечные цепи. Нередко встречаются и продольные цепочки барханов, следующие друг за другом. Барханная гряда в целом иногда имеет серповидную форму. Длина ее 3—5 км, но известны гряды длиной 20 км при ширине 1 км. Расстояние между грядами от 1,5 до 2 км, а высота до 100 м.

*Грядобразные валы* — длинные симметричные песчаные валы с пологими склонами. Валы вытянуты в направлении движения ветра постоянного направления. Длина их измеряется километрами, а высота от 15 до 30 м. В Сахаре высота некоторых гряд достигает 200 м. Гряды отстоят друг от друга на расстоянии 150—300 м, а иногда и на 1—2 км. В межгрядовом пространстве песок не задерживается, проносится вдоль него, производя дефляционное углубление межгрядового пространства, в связи с чем превышающий гряд над межгрядьями дополнительно возрастает. Поверхность гряд иногда осложнена цепочками продольных барханов.

*Грядово-ячеистые* формы рельефа образуются при сочетании постоянно дующих ветров, формирующих продольные гряды, с циклонными ветрами, образующими песчаные перемычки в межгрядовых пространствах и лунки выдувания.

*Кучевые* формы рельефа представляют собой песчаные беспорядочно разбросанные холмы. Они образуются вблизи каких-либо преград, кустиков растений, больших камней и т. п. Форма их округлая, слабо вытянутая по направлению движения ветра. Склоны симметричны. Высота зависит от размера преград и составляет 1—10 м.

*Эоловая рябь* — наиболее распространенная микроформа в рельефе эоловых отложений, представляющая собой мелкие валики, образующие серповидно изогнутые цепочки, напоминающие рябь на воде от ветра. Эоловая рябь покрывает наветренные стороны дюн, барханов, а также выровненные участки песчаных отложений.

Все описанные эоловые формы создают своеобразный эоловый ландшафт, который характеризует области песчаных и глинистых пустынь, побережий морей, рек и т. п.

**Движение песчаных накоплений.** Под влиянием ветра эоловые накопления испытывают перемещение. Ветер сдувает частицы песка с наветренного склона, и они попадают на подветренный склон. Таким образом, песчаные накопления передвигаются по направлению движения ветра. Скорость перемещения составляет от сантиметров до десятков метров в год. Движущиеся пески могут перекрывать отдельные постройки, кусты, деревья и даже целые города. Древнеегипетские города Луксор и Карнак с храмами были полностью засыпаны песком.

*Песчаные «пустыни» во внеаридных областях.* Крупные скопления песков, не прикрытых почвой и растениями, встречаются во

внеаридных областях по берегам рек, особенно в их нижнем течении и дельтах, на морских и озерных побережьях. Рельеф этих песчаных «пустынь» холмистый. Характерны бугры овальной формы, асимметричные, с округлой вершиной, именуемые *дюнами*. Склон дюны, обращенный к ветру (наветренный), имеет наклон 5—12°, противоположный склон (подветренный) соответствует углу естественного откоса, равному для песков 30—35°. Высота дюн обычно от 5 до 30 м, но известны дюны-гиганты высотой 100 м. Часто дюны располагаются рядами, ориентированными перпендикулярно направлению господствующих ветров. Дюны так же, как и песчаные накопления пустынь, движутся по направлению господствующего ветра. В 1889 г. на побережье Балтийского моря дюна полностью перекрыла церковь, а через 30 лет, передвинувшись, освободила ее развалины. Поскольку во внеаридных областях хорошо развивается растительность, дюны часто бывают ею закреплены и уже не перемещаются, а сохраняют свою форму.

*Глинистые пустыни (такыры)* Этот тип пустынь окаймляет песчаные, а нередко располагается внутри них. Очень часто такыры представляют собой дно высохших озер, долины высохших крупных рек. Поверхность такыров ровная. Глина, слагающая такыр, обычно рассечена мелкими трещинами, связанными с высыханием верхнего слоя. Трещины ограничивают небольшие полигональные участки. Корка и края этих участков шелушатся, превращаются в пыль, которая подхватывается и уносится ветром. Такыры таким образом углубляются.

*Лессовые пустыни (адыры)* возникают на периферии песчаных пустынь за счет пыли, выдуваемой из каменистых пустынь. Поверхность адыров часто неровная, рассеченная глубокими рывтинами временных потоков. В случае искусственного орошения поверхность адыров может быть превращена в плодородные почвы.

*Солончаковые пустыни (шоры)* образуются в случае, когда грунтовые воды располагаются неглубоко. Вода из них вытягивается к поверхности, испаряется, а соли покрывают поверхность тонкой плотной коркой, под которой часто располагается мягкий пушистый слой соли, перемешанной с глиной. Шоры — наиболее безжизненный вид пустыни. Они широко развиты в СССР к северу и востоку от Каспийского моря. Развитие шоров может идти так же, как и такыров, с выдуванием соли ветром.

Разновидностью солончаковых пустынь являются *гипсовые пустыни*. Их поверхность покрыта коркой сульфатных солей. Эти пустыни развиваются на поверхности известняковых пород. Участки гипсовых пустынь широко развиты на плато Устюрт, между Каспийским и Аральским морями.

Геологическая работа ветра значительна и охватывает большие площади, ведь только пустыни на Земле занимают 15—20 млн км<sup>2</sup>. В пределах материков ветер воздействует непосредственно на поверхность земной коры, разрушая и перемещая горные породы, образуя эоловые отложения. В областях морей и оке-

анов это воздействие косвенное. Ветер здесь образует волны, постоянные или временные течения, которые в свою очередь разрушают горные породы на берегах, перемещают осадочные породы на дне. Не следует забывать и существенное значение ветра как поставщика обломочного материала, образующего на дне морей и океанов определенный тип осадочных пород.

**Практическое значение изучения эоловой деятельности.** Эоловая деятельность, как правило, приносит вред человеку, так как в результате ее уничтожаются плодородные земли, разрушаются постройки, транспортные коммуникации, массивы зеленых насаждений и т. д.

Значительная часть современной Ливийской пустыни (Северная Африка) 5—7 тысячелетий назад была плодородным краем. Пески превратили эту область в пустыню. В Средней Азии на берегу р. Амударьи (СССР) был расположен г. Тарткуль. Из-за интенсивного размыва прибрежных улиц водой реки люди покинули город, и тогда в течение нескольких лет город был засыпан песком пустыни. Дефляция на Украине уничтожала огромные площади посевов. В постройках на окраинах пустынь вследствие корразии быстро мутнеют стекла, дома покрываются царапинами, на каменных памятниках появляются бороздки; например, знаменитый сфинкс вблизи Каира в Египте весь испещрен бороздами.

Человек вынужден бороться с вредными последствиями эоловой деятельности. Можно выделить два вида борьбы: пассивный и активный. К первому относятся меры, направленные на закрепление эоловых отложений. На движущихся барханах, дюнах и других песчаных аккумулятивных формах, а также на всех обнаженных пространствах суши высаживают деревья и кусты. Корни их укрепляют рыхлые породы, а сам растительный покров защищает породы от прямого действия ветра. Активными являются меры по ослаблению или изменению характера ветрового воздействия. Создаются преграды, ослабляющие силу ветра, изменяющие его направление. В Советском Союзе широко применяются посадки лесозащитных полос, расположенных перпендикулярно господствующему направлению ветров. Эти полосы значительно уменьшают силу ветра и его разрушающую (дефляционную) способность.

## ГЛАВА 7

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД

Поверхностные текучие воды — один из важнейших факторов денудации суши. Они приводят к расчленению рельефа и понижению поверхности материков. К ним относятся все воды, стекающие по поверхности, начиная от недифференцированных струй, возникающих при выпадении атмосферных осадков и тая-



нии снега, и до постоянных потоков мощных речных систем. Геологическая работа поверхностных текущих вод зависит от массы воды и скорости ее течения. Она складывается из смыва, размыва (эрозии) пород, по которым протекают воды, переноса продуктов разрушения горных пород и отложения (аккумуляции) этих продуктов. Всю совокупность процессов, осуществляемых поверхностными текущими водами, и образующиеся при этом отложения часто называют *флювиальными* (лат. «флювиос» — река, поток).

Основой возникновения поверхностного стока являются атмосферные осадки. Выпадая на поверхность суши, часть их стекает по склонам, попадает в ручьи, реки и поступает в море; часть испаряется с поверхности Земли в атмосферу, а часть просачивается (инфильтруется) вглубь и идет на пополнение подземных вод, имеющих в конце концов тоже сток в реки и затем в моря. В этом круговороте четко проявляется взаимодействие атмосферы, гидросферы и литосферы. Таким образом:  $O$  (осадки) =  $C$  (поверхностный сток) +  $I_c$  (испарение) +  $I_n$  (инфильтрация, или просачивание). Соотношение этих трех слагаемых не остается постоянным и изменяется в зависимости от ряда факторов, места и времени.

#### 1. ПЛОСКОСТНОЙ СКОЛОНОВЫЙ СТОК

Плоскостной сток заключается в движении по склону системы струек воды, возникающих в периоды выпадения атмосферных осадков или таяния снега. Живая сила тонких струек воды невелика, но и они при движении способны захватывать часть рыхлого, преимущественно мелкого материала, подготовленного выветриванием, и перемещать его вниз по склону. Происходит *склоновый площадной смыв*. Часть рыхлого материала, захваченного склоновым смывом, отлагается в нижней части склона и его подножия. Подобный процесс получил название *делювиального* (лат. «деллю» — смываю), а формирующиеся при этом осадки называют *деллювием*. Этот своеобразный генетический тип континентальных отложений был впервые выделен А. П. Павловым в 90-е годы прошлого столетия.

Как видно из рис. 7.1, делювиальные отложения залегают в виде шлейфа с наибольшей мощностью у основания склона. Под влиянием плоскостного смыва крутизна склона постепенно уменьшается, он приобретает плавные очертания и нередко вогнутый профиль. Делювиальные отложения не всюду однородны. Иногда в вершинной части делювиального шлейфа наблюдается относительно более грубый материал — песчаный (а местами даже мелкощебнистый, в зависимости от характера пород, слагающих склон, и продуктов их выветривания), ниже он становится все более мелким — супесчаным, суглинистым, глинистым. Местами в составе делювия наблюдаются смытые и переотложенные перегнойные горизонты почв.

По мере выполаживания склона скорость течения водных стру-

ек уменьшается и, следовательно, смывается и переоткладывает-ся все более и более тонкий материал. В равнинных странах в составе делювия развиты преимущественно суглинки и супеси, а более грубые осадки или отсутствуют, или содержатся в незначительном количестве.

Наиболее благоприятные условия для делювиального процесса создаются в пределах равнинных степных районов умеренного и субтропического поясов и в зоне сухих саванн, где в кратковременные сезоны выпадения дождей или таяния снега со склонов смываются рых-

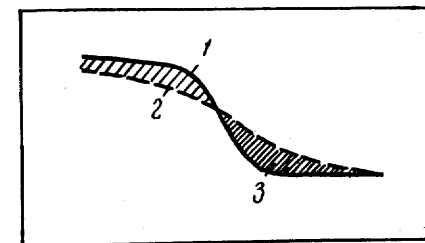


Рис. 7.1. Схема образования делювия:  
1 — первичная поверхность склона;  
2 — поверхность склона, сниженная в результате плоскостного смыва; 3 — делювий

лые продукты выветривания. Этому способствует также относительно разреженная травянистая растительность. В горных районах делювиальные отложения накладываются на более мощные гравитационные образования (осыпные, обвальные, оползневые и др.). Дождевые и талые воды, смывающие мелкоземистый материал со склонов, достигают рыхлых грубых осыпных, обвальных и других накоплений и просачиваются в них. Таким образом, постепенно во все поры вмывается мелкоземистый заполнитель. Этот заполнитель делювиального происхождения не имеет здесь самостоятельного значения.

#### 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВРЕМЕННЫХ РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

Выделяются временные потоки, формирующие овраги в пределах равнинных территорий, и временные горные потоки.

**Образование и развитие оврагов.** Равномерный плоскостной сток происходит в пределах относительно ровных склонов. Обычно же на склонах наблюдаются различные понижения, неровности, ложбинки как естественные, так и созданные деятельностью человека. Встречая такие понижения, отдельные водные струи сливаются в их пределах в более мощную струю, способную размывать склон. Так на склонах начинается процесс размыва, или *эрозии* (лат. «эродо» — размываю).

Учение о развитии оврагов разработано В. В. Докучаевым, А. П. Павловым, С. С. Соболевым, Б. Ф. Косовым и др. Первая стадия развития оврага начинается с образования на склоне рытвины. В дальнейшем в такую рытвину все больше и больше собираются атмосферные осадки, тем самым увеличивая эрозионную работу. Наряду с углублением рытвины происходит увеличе-



ние ее длины вниз и вверх по склону. Когда она выдвигается на бровку склона в сторону водораздела, то образуется так называемый вершинный перепад. Это соответствует второй стадии развития оврага. Продольный профиль оврага этой стадии очень крутой, невыровненный, и устье его «висячее». На всем протяжении происходит интенсивная глубинная эрозия. После выпадения дождей или таяния снега воды подмывают обрыв вершинного перепада и он обрушивается. Таким образом овраг продолжает рост своей вершины в глубь водораздела, ежегодно удлиняясь вверх по течению. Такой процесс роста оврага называется *регрессивной*, или *пятящейся, эрозией*. Помимо роста оврага вверх происходит интенсивная эрозия и вниз по склону, до тех пор пока устье оврага не достигнет реки, озера или моря, куда впадает овражный поток. Уровень реки или какого-либо бассейна, в который выходит овраг, носит название *базиса эрозии*.

На уровне базиса эрозии начинается третья стадия развития оврага. Глубинная эрозия постепенно сглаживает первичные неровности дна. Продольный профиль дна выравнивается и приобретает форму вогнутой кривой, местами слабонаклонной в устьевой части и крутой в верховье. Форма поперечного профиля оврагов обычно характеризуется значительной крутизной склонов, иногда V-образным видом. В четвертую стадию уменьшается глубинная эрозия, сглаживается обрыв вершины, склоны оврага постепенно осыпаются, приобретают угол устойчивого естественного откоса и местами покрываются растительностью. Вода, движущаяся в овраге, захватывает осыпные и другие гравитационные или делювиальные образования и частично откладывает их на путях переноса. Так образуются маломощные овражно-балочные отложения в гальвеге оврага. При выходе оврага в долину реки или в озеро (море) местами формируется *конус овражного выноса*. Если дно оврага достигает уровня подземных вод, то в овраге возникает постоянный водоток, ручей, что приводит к дальнейшему развитию оврага и постепенному превращению его в небольшую речную долину.

В областях лесостепи и степи нередко наблюдаются овражные формы с несколько расширенным дном и мягкими пологими склонами, обычно покрытыми плащом делювия и в ряде случаев растительностью. Такие формы называются *балками*.

Интенсивность овражной эрозии зависит от многих факторов: климатических особенностей, рельефа местности, геологического строения (состава, характера залегания горных пород), наличия или отсутствия растительного покрова. Нередко овражная эрозия порождается хозяйственной деятельностью человека (неправильная распашка земель и др.).

Овраги в ряде районов, сложенных с поверхности рыхлыми легко размываемыми породами, разрастаются очень быстро. Так, в бассейне нижнего Дона скорость роста оврагов составляет 1—1,5 м/год, на равнинах Северного Кавказа — до 2—3 м/год. В процессе перемещения вершины оврага в глубь водораздела на

его склонах образуются промоины, или рытвины, которые также превращаются в овраги, растущие попятно. Это *отвержки* (ответвления) главного оврага. В результате возникает сложная ветвящаяся овражная система, захватывающая огромные площади нередко плодороднейшей земель. На развитии сложной системы оврагов существенно сказываются новейшие движения земной коры (поднятия водоразделов или опускания базиса эрозии). В связи с этим в ряде случаев происходит оживление и увеличение эрозионной работы и образование молодых врезов (оврагов) в древние, ранее сформированные.

На рис. 7.2 видны в плане различные по степени развития и строению овраги: от относительно простого молодого оврага

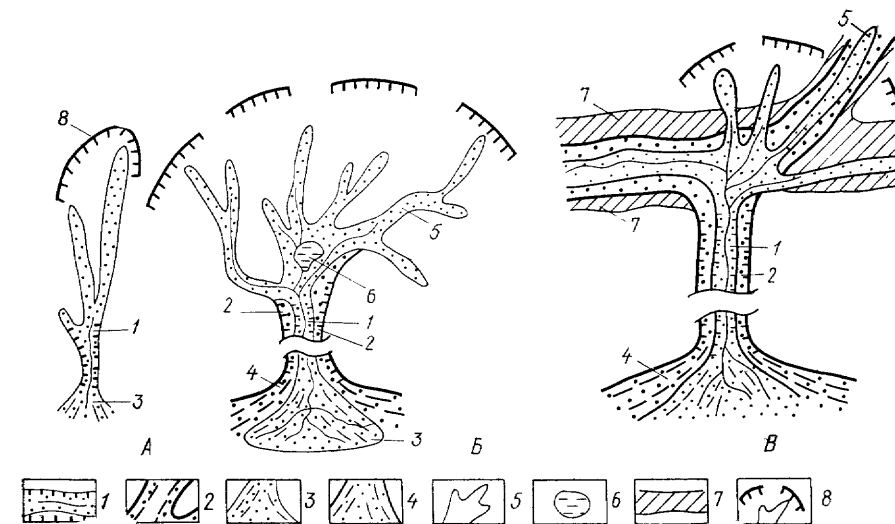


Рис. 7.2. Типы оврагов:

А — простой молодой овраг; Б — сложный разветвленный овраг с разновозрастными генерациями конусов выноса; В — сложный древний овраг, использующий древнюю послеледниковую ложбину стока; 1, 2 — линейная часть оврага, выработанная по направлению наибольшего уклона склона молодого (1) и древнего (2); 3 — конус выноса молодой генерации оврага; 4 — то же древней генерации; 5 — верховье оврага, в различной степени разветвленное; 6 — заболоченность в районе слияния отдельных отвержков в верхней части оврага; 7 — древняя долинообразная ложбина стока поздние и послеледниковых вод, определяющая избирательное развитие оврага; 8 — области дренирования поверхностных и подземных вод

(рис. 7.2, А), выработанного по направлению уклона склона с молодым небольшим конусом выноса, до сложных разновозрастных оврагов (рис. 7.2, Б, В), характеризующихся большой протяженностью, значительным разветвлением и конусами выноса различных генераций (древних и вложенных молодых). Особо следует отметить избирательный характер развития некоторых

оврагов (рис. 7.2, В), тесным образом связанный с особенностями рельефа и составом пород. Такая направленность эрозионных врезов и ветвления оврагов определяется наличием здесь поздние- и послеледниковых ложбин стока (см. гл. 9), выполненных песчаными образованиями, по которым происходит наиболее легкий размыв и интенсивный рост ветвей оврагов (особенно вдоль прогибания ложбины).

Густая сеть оврагов сильно расчленяет водораздельные возвышенности Русской равнины и тем самым приносит ущерб сельскохозяйственным угодьям, приводит к дробности земель. Наиболее интенсивное расчленение наблюдается в пределах Среднерусской возвышенности, представляющей собой эрозионно-денудационную равнину с развитым покровом легко размываемых лёссовидных суглинков различного происхождения. Густая разветвленная эрозионная сеть расчленяет возвышенность на системы увалов. В районах с полуаридным климатом, где атмосферные осадки выпадают в виде редких ливней, местами образуется обширная, почти сплошная система оврагов в легко размываемых породах — алевритах, лёссах и др.

**Работа временных горных потоков.** На склонах гор периодически возникают горные потоки. В верховьях этих водотоков выражен водосборный бассейн. В рельефе он представляет собой крупную воронку, наподобие амфитеатра, склоны которого прорезаны сложно ветвящимися кверху промоинами, сходящимися к центру воронки. Ниже водосборного бассейна располагается канал стока (рис. 7.3) — русло с V-образным поперечным сечением с большими неровностями и крутизной продольного профиля. Во время сильных дождей или значительного снеготаяния в горах все промоины вверху и канал стока заполняются водой, с большой скоростью движущейся вниз по склону. При движении вода захватывает различный обломочный материал (мелкозем, песок, щебень, даже отдельные глыбы), что значительно усиливает разрушительную работу потока. При выходе его на предгорную равнину скорость течения резко уменьшается, временный горный поток разливается в виде ве-

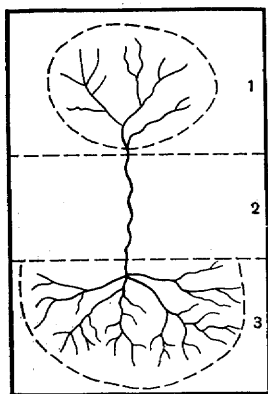


Рис. 7.3. Схема временного горного потока: 1 — водосборный бассейн; 2 — канал стока; 3 — конус выноса

ера, иссякает и откладывает весь принесенный обломочный материал. Так образуется конус выноса (рис. 7.4).

В строении конусов выноса временных горных потоков наблюдаются разделение (дифференциация) материала и его зональное распределение от более крупного до тонкого по мере удаления от вершины конуса. В относительно крутой вершинной зоне оста-

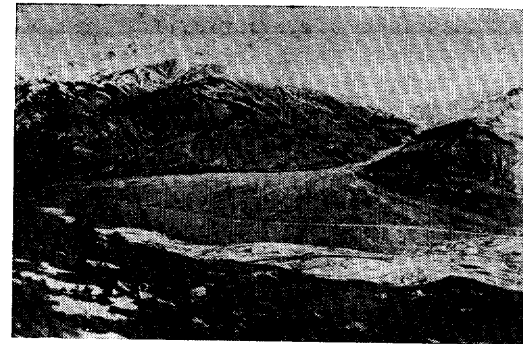


Рис. 7.4. Конус выноса временного горного потока

ся преимущественно крупнообломочный материал: слабоокатанная галька, гравий и щебень, местами в смеси с супесчаным и суглинистым материалом. По мере удаления от вершины щебнисто-гравийно-галечниковые отложения сменяются песками, супесями, местами суглинками. В периферической части конусов выноса широкое развитие получают тонкие пылеватые отложения — лёсс.

Отложения конусов выноса горных потоков аридных областей были впервые выделены А. П. Павловым в самостоятельный генетический тип континентальных отложений и названы *пролювием* (лат. «пролюо» — промываю). В результате изменения массы воды в горных потоках (вследствие неравномерного выпадения атмосферных осадков и таяния снега) происходит периодическое смещение основания конусов выноса и границ различных отложений. Ранее отложенный мелкообломочный материал может перекрываться грубообломочным, который в свою очередь при последующих разливах меньшего масштаба будет перекрыт мелкообломочным, и т. д. В результате таких периодических смещений разрез отложений конусов выноса нередко отличается сложным переслаиванием различных по крупности обломочных отложений. В Средней Азии и других горных странах аридной зоны конусы выносов горных потоков, сливаясь друг с другом, образуют местами широкие пролювиальные шлейфы — *наклонные равнины*.

В аридных областях не только временные, но и многие постоянные речные потоки, стекающие с гор, иссякают на равнинах пустынь, где откладывают весь принесенный ими обломочный материал в виде крупных конусов выноса. Такие конусы выносов постоянных горных водных потоков называют «сухими», или «наземными дельтами».

Особенностью их строения, по К. В. Курдюкову и В. И. Елисееву (1963, 1964), является хорошо выраженная концентрическая зональность (рис. 7.5), где выделяются: 1. *Вершинная зона конуса* («наземной дельты»), где поток растекается по поверхности, образуя радиально расходящуюся систему русел, в которых наблюдаются достаточно большие расходы полых вод. В этой зоне про-

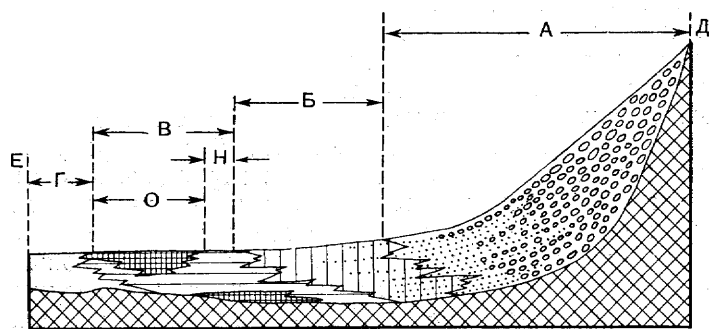
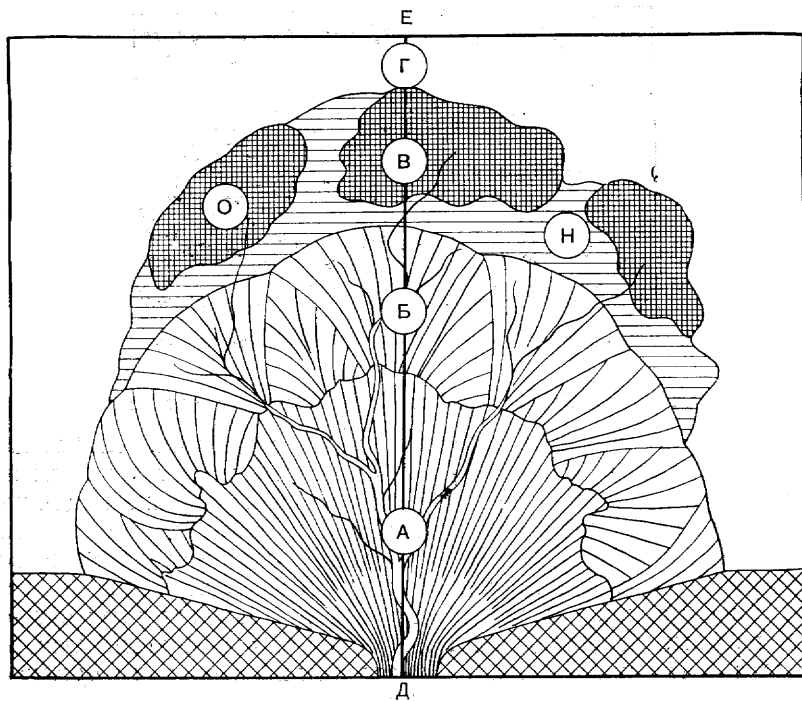


Рис. 7.5. Схема строения «наземной дельты» (в плане и разрезе) постоянной реки (по К. В. Курдюкову):

А — вершинная зона, сложенная русловыми («потокowymi») отложениями; Б — средняя зона накопления «веерной фации» на периферии морфологически выраженного конуса выноса; В — фронтальная зона разливов и накопления осадков «застойной фации»; О — осадки озерного типа; Н — наземные болотно-солончаковые осадки; Г — непролювиальные отложения предгорной равнины; косая клетка — породы ложа и горного склона; Д — выход реки в предгорную равнину

исходит накопление преимущественно русловых (потокowych) образований, представленных в верхней части крупновалунными галечниками, сменяющимися мелковалунными галечниками с гравием и песком и далее песками. Такое изменение крупности обломочного материала по мере удаления от вершины конуса связано с уменьшением расходов потоков и скоростей течения и растекания вод по поверхности конуса. 2. *Средняя зона конуса*, где большинство русел, существовавших в вершинной зоне, частично или полностью иссыкают, при этом образуется пояс частных вееров выноса материала, мигрирующих с места на место. Здесь в отдельных русловых ложбинах откладывается супесчано-суглинистый материал из паводковых вод, покрывающих тонкой пеленой поверхность конуса. 3. *Периферическая (фронтальная), или окраинная, зона конуса*, в которой периодически возникают разливы полых вод, в результате чего местами образуются временные мелководные водоемы озерного типа, болота, солончаки и т. п. В этих условиях, с одной стороны, накапливаются озерные осадки — карбонатные алевриты, глины с гипсовыми и карбонатными включениями, с другой — болотно-солончаковые — суглинистые, карбонатные, сильно загипсованные и засоленные отложения.

Таким образом, в «наземных дельтах» выделяются три хорошо выраженные фации: а) русловая фация вершинной зоны конуса; б) веерная фация, соответствующая средней зоне, и в) фация разливов окраинной зоны.

### 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕК

Реки производят огромную денудационную и аккумулятивную работу, существенно преобразуя рельеф поверхности континентов. Реки имеют большое народнохозяйственное значение. Воды рек являются главными источниками для питьевого и промышленного водоснабжения, мелиорации земель, получения дешевой и мощной электроэнергии, развития рыбного хозяйства.

Режим рек изменяется во времени, что связано с различным питанием рек, определяемым климатическими особенностями их бассейнов. Питание рек осуществляется поверхностными и подземными водами. Для каждой реки в течение года характерно чередование периодов высокого и низкого уровня воды. Состояние высокого уровня называется *половодьем*, или *паводком*, а низкого — *меженью*. Время проявления половодья зависит от питания рек. Так, реки европейской части Союза имеют преимущественно снеговое питание (50—70% от годового стока). В связи с этим половодье в них начинается чаще всего в апреле, а постепенный спад растягивается на 40—50 дней (рис. 7.6, А). В конце лета уровень воды в реках достигает наиболее низкого положения. Кроме воды от таяния снега эти реки получают дополнительное питание от весенних и осенних дождей.

Другим примером являются реки Дальнего Востока, где снеговое питание имеет подчиненное значение (около 20% стока), а

главная роль принадлежит дождевому питанию. Сильные затяжные дожди летом и осенью создают характерный режим этих рек. Как видно на рис. 7.6, *Б*, волна половодья имеет гребенчатый вид в зависимости от времени выпадения дождей. Для рек, берущих начало в высокогорных зонах и имеющих преимущественно ледниковое питание, характерно наиболее позднее половодье (гребень падает на июль—август), приуроченное к максимальным летним температурам воздуха.

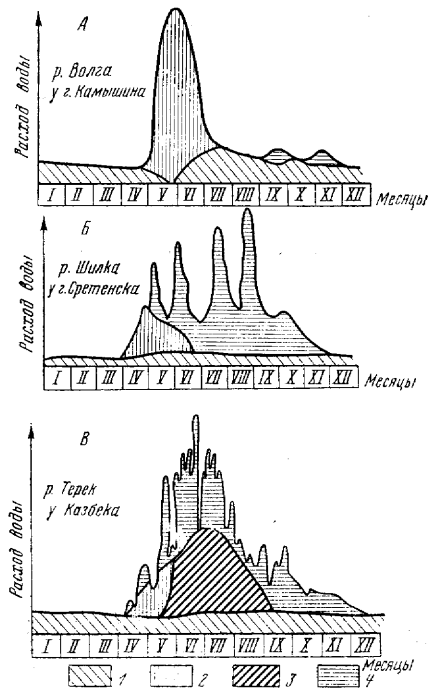


Рис. 7.6. Характер режима рек  
Виды питания:  
1 — грунтовое; 2 — снеговое; 3 — ледниковое; 4 — дождевое

Своеобразный режим у рек смешанного питания, преимущественно ледникового и дождевого; пример — реки Кавказа (рис. 7.6, *В*). Половодье в них растягивается до 130—160 дней и более. Максимумы падают главным образом на летние месяцы — июнь, июль и август, с которыми связано таяние ледников и выпадение дождей. Помимо указанных типов питания рек важное значение имеет питание подземными водами.

Количество воды в реках во время половодий увеличивается в 5—20 раз и более, а в особо многоводные годы по сравнению с меженью — до 80—100. Скорость течения рек не остается постоянной, а изменяется во времени и в пространстве. У крупных равнинных рек в меженьное время она достигает 1 (1,5) м/с, в горных — до 3—5 м/с и более. Наибольшие скорости течения наблюдаются в

поверхностной части потока на стрежне, наименьшие — у берегов и в придонной части, где поток испытывает трение о породы, слагающие русло. Вдоль реки скорость течения также меняется. Это бывает связано с наличием перекатов (более мелких участков) и плёсов (глубокие участки речного русла), чередование которых вдоль реки нарушает равномерность уклона.

Движение воды в речных потоках является преимущественно турбулентным (беспорядочным, вихревым), т. е. таким, когда скорость движения в каждой точке потока непостоянна по величине и направлению (пульсирует). Турбулентное движение вызывает водовороты (завихрения) и перемешивание всей массы воды от дна до ее поверхности, а также захват обломочного материала

и переход его во взвешенное состояние. Только на отдельных участках реки при очень малых скоростях в выровненном русле (незначительных уклонах) движение воды может быть ламинарным, или параллельно-струйчатым.

**Механизм работы речных потоков.** Способность реки производить работу называют *энергией реки*, или ее живой силой. Энергия потока зависит от массы (количества) воды и скорости течения. Таким образом, чем больше масса воды и скорость ее течения, тем больше энергия реки и значительнее работа, совершаемая рекой, состоящая из: 1) эрозии (размыва); 2) переноса обломочного материала и растворенных веществ, полученных в результате выветривания и эрозии; 3) аккумуляции (накопления). В зависимости от соотношения живой силы реки ( $K$ ) и груза ( $L$ ), который она несет, меняется сочетание указанных трех видов работы реки. Возможны три случая: 1)  $K > L$  — преобладает эрозия, что наблюдается в реках молодых горных сооружений, испытывающих новейшие поднятия; 2)  $K = L$  — наблюдается равновесие между эрозией и аккумуляцией; 3)  $K < L$  — преобладает аккумуляция.

Указанные соотношения в пределах одной и той же реки меняются от места к месту и во времени, что связано с рядом факторов: движениями земной коры; различным по устойчивости составом горных пород; подпруживанием конусами выноса временных потоков и др.

Эрозионные процессы, их направленность и соотношение зависят от стадий развития речной долины. Различают эрозию донную, или глубинную, направленную на врезание потока в глубину, и боковую, ведущую к подмыву берегов и в целом к расширению долины.

**Донная, или глубинная, эрозия.** В начальные и ранние стадии развития речной долины преобладает глубинная эрозия, когда водный поток, врезаясь в горные породы, стремится выработать свой профиль равновесия применительно к уровню моря или озера, в которое он впадает. Уровень того бассейна, куда впадает река, определяет глубину эрозии речного водного потока и называется, как и у оврага, базисом эрозии. Он определяет развитие всей речной системы — главной реки со всеми ее притоками.

Развитие рек на ранних стадиях идет в результате регрессивной эрозии вверх от базиса эрозии. Схематически выработку продольного профиля реки можно изобразить следующим образом. Представим себе поверхность *АВ*, на которой зародилась река (рис. 7.7), условно характеризующуюся равномерным крутым уклоном и однородными по составу горными породами. При одинаковом уклоне поверхности интенсивность эрозионного процесса будет определяться массой воды, которая максимальна в низовой части вследствие наибольшего пополнения ее из всех притоков. Поэтому максимальная эрозия будет сосредоточена на нижнем участке (*аБ*) и со временем профиль дна примет вид *аБ*. На отрезке *аб* возникнет более крутой уклон, вследствие чего здесь воз-

растет скорость течения и усилится размыв выше точки  $a$ . В результате углубления на участке  $a - a_1$  дно реки займет положение  $a_1 b_1 b_1 B$ . Тогда усилится размыв выше точки  $a_1$  и т. д. В конце концов река углубится настолько, что вместо первоначального профиля выработается более плавная (вогнутая) кривая дна ( $Ab_2 b_1 b_1 B$ ), которая называется выровненной кривой эрозии, или *профилем равновесия реки*. Принято считать, что эта конечная кривая продольного профиля, приближающаяся к горизонтальной линии в нижнем течении и к вертикальной — в верхнем, соот-

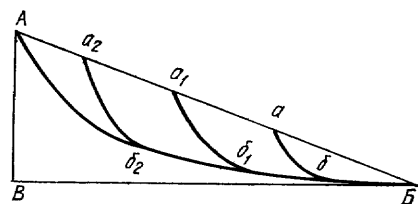


Рис. 7.7. Выработка профиля равновесия реки

ответствует на каждом отрезке долины динамическому равновесию. Под *динамическим равновесием* понимают равновесие между живой силой потока, грузом обломочного материала, который он несет, и сопротивлением пород ложа размыву. Обычно выделяют три отрезка течения реки: верхнее течение, где преобладают процессы эрозии как в глубину, так и вверх, в сторону водораздела; среднее течение, где преобладают процессы переноса; нижнее течение, где преобладают процессы аккумуляции. Однако такое разделение носит несколько условный характер; особенно это касается среднего течения, где могут происходить в равной степени и аккумуляция и перенос.

Рассмотренный пример выработки профиля равновесия реки применительно к общему базису эрозии представляет собой лишь идеализированную схему. В природных условиях в большинстве случаев в рельефе поверхностей, по которым протекают реки, наблюдаются различные неровности, создающие разнородные уклоны на отдельных участках долины, перепады (пороги); они обусловлены различиями в составе и твердости размываемых рекой горных пород, а в некоторых случаях связаны с неравномерными движениями земной коры. В результате действия перечисленных факторов скорость течения водного потока на отдельных участках и интенсивность эрозии оказываются различными. В этих случаях в выработке профиля равновесия реки большое значение приобретают помимо основного базиса *местные базисы эрозии*.

Если река встречает на своем пути крутые отвесные уступы (пороги) более устойчивых пород, то образуются водопады. Падающая струя воды с большой силой размывает дно реки у уступа и, отражаясь от него, образует сложные водовороты (рис. 7.8). В результате этого уступ подмывается, в нем образуется ниша, которая постепенно увеличивается в размерах, и, наконец, верхняя часть уступа обрушивается, уступ отступает, и водопад начинает действовать на новом уровне. У основания уступа водопад захватывает обломки горных пород и ими высверливает на дне углубления, напоминающие круглые колодцы или огромные котлы. Та-

кие углубления принято называть *исполинскими*, или *эверзионными*, котлами. Уступ, или порог, с водопадом является местным базисом эрозии. Развитие реки выше него будет происходить применительно к этому уступу, а ниже расположенного течения реки — применительно к главному базису эрозии. В процессе отступления порога и после его уничтожения развитие профиля равновесия реки будет целиком связано с главным базисом эрозии (см. рис. 7.8). Скорость отступления уступа, а с ним и водопада зави-

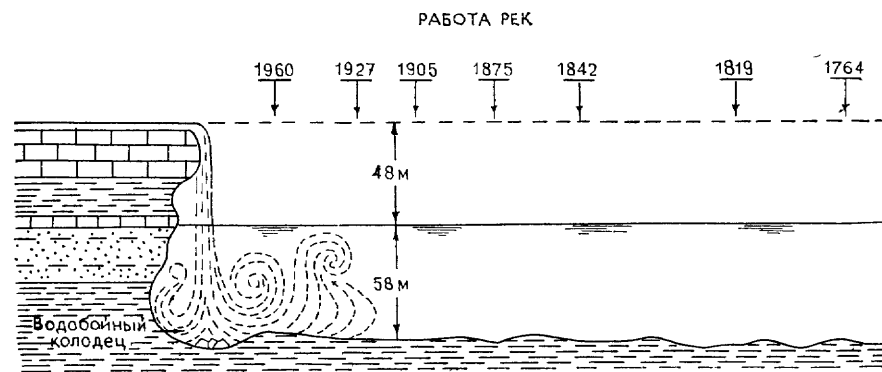


Рис. 7.8. Канадская часть Ниагарского водопада и отступление последнего (по С. К. Гильберту)

сит от количества воды, высоты, твердости горных пород и других факторов. Так, широко известный Ниагарский водопад на границе США и Канады низвергается с высоты около 50 м. Причиной образования водопада является уступ плато, сложенный с поверхности крепкими доломитами мощностью около 25 м, под которыми залегают более легко размываемые породы. По данным наблюдений с 1875 г. скорость отступления Ниагарского водопада в его канадской части составляет приблизительно около 1—1,2 м/год, а суммарное отступление оценивается около 12 км.

Местными базисами эрозии могут служить также озера, расположенные местами в депрессиях первичного рельефа. Река в этих случаях как бы разбивается на 2 части: верхнюю (выше озера) и нижнюю. Верхняя часть развивается по закону регрессивной эрозии применительно к озеру, нижняя — к главному базису эрозии. После уничтожения озера выработается единый общий профиль равновесия.

**Боковая эрозия.** Одновременно с глубинной проявляется и боковая эрозия. На первых этапах развития реки ее роль незначительна. По мере выработки профиля равновесия донная эрозия постепенно ослабевает и все больше увеличивается роль боковой эрозии, направленной на подмыв берегов, на расширение долины.

В русле реки помимо продольного течения воды возникает поперечная циркуляция, особенно в периоды паводков в стрежневой части потока, где скорости течения максимальны и наиболее ярко проявляется турбулентный характер ее движения. Вода опускается ко дну, откуда отток идет в придонном слое к берегам. Поперечная циркуляция способствует размыву дна на стрежне и выносу обломочного материала к берегам, где он частично и откладывается, образуя *русловые отмели*.

Изменение режима реки (количества воды и скорости течения) в периоды паводков различных лет вызывает изменения в поперечной циркуляции. С этим связаны неравномерное накопление наносов, нарушение прямолинейности потока и смещение стрежня то к одному, то к другому берегу. Русло реки становится извилистым. Дальнейшая разработка долины связана с развитием этих извилин (или излучин) и боковым смещением русла, что рассмотрено ниже.

**Перенос.** Речные потоки при движении захватывают продукты разрушения горных пород, образующиеся в процессе выветривания и эрозии, и переносят их. Такой перенос (транспортировка) осуществляется различными способами: 1) волочением по дну (а); 2) во взвешенном состоянии — в виде взвеси (b); 3) в растворенном состоянии (с). Влекомые по дну и взвешенные наносы называют *твердым стоком рек*. Обломочный материал, перемещаемый рекой по дну, усиливает глубинную эрозию, но и сам постепенно измельчается, истирается и окатывается — образуются галька, гравий, песок. В зависимости от скорости течения потока переносятся различные по величине обломки. Масса обломков, перекатываемых по дну, пропорциональна шестой степени скорости течения. Именно этим объясняется большая разница в величине обломков, влекомых по дну равнинными и горными реками.

В растворенном состоянии в речных водах переносятся карбонаты ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ) и кремнезем. По данным О. А. Алекаина, на долю карбонатов приходится около 60% ионного стока. При этом более всего содержится  $\text{CaCO}_3$ . Легкорастворимые сульфатные и хлоридные соли играют заметную роль только в водах рек засушливых областей. В небольшом количестве в растворенном состоянии содержатся соединения Fe и Mn, которые наряду с истинными растворами образуют и коллоидные растворы.

В заключение следует отметить, что соотношение твердого стока рек и растворенных веществ изменяется в зависимости от состава горных пород, слагающих поверхность водосборных бассейнов и областей стока, от рельефа и тектонической активности, от живой силы реки и, в частности, от скорости ее течения. Так, в горных реках, отличающихся большой скоростью течения, явно преобладает твердый сток, особенно взвеси (b) и соотношение  $a : b : c = 0,86 : 6,8 : 1$ . При этом влекомые донные наносы представлены преимущественно галечниками, иногда с крупными валунами, а во взвесах переносятся песчаные и более мелкие частицы.

Иная картина в равнинных реках, где преобладает сток растворенных веществ и соотношение  $a : b : c = 0,05 : 0,56 : 1$ . Среди донных влекомых наносов преобладают песчаные частицы, а во взвесах — частицы меньше 0,1 мм.

**Аккумуляция (отложение).** Уже на первых стадиях развития реки при явном преобладании эрозии на отдельных участках начинается аккумуляция обломочного материала. Вначале эти отложения бывают неустойчивыми, и при увеличении массы воды и скорости течения во время половодья и паводка они вновь захватываются водой и перемещаются вниз по течению. Но по мере выработки профиля равновесия и расширения долины реки боковой эрозией в русле реки и в прирусловой ее части образуются уже постоянные перемещаемые отложения. При этом в первую очередь их накопление происходит в нижней части долины, где мощность потока больше и ранее всего достигается состояние равновесия. Дальнейшее развитие регрессивной эрозии и выработка профиля равновесия создают условия аккумуляции осадков и в средней части долины реки.

Отложения, накапливающиеся в речных долинах в результате деятельности водных потоков рек, называются *аллювиальными отложениями*, или *аллювием* (лат. «аллювио» — нанос, намыв). Они состоят из обломочного материала различной зернистости, степени окатанности и сортировки.

#### 4. РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ, ИХ ФОРМА И РАЗВИТИЕ ПОЙМЫ

В развитии речных долин могут быть выделены последовательные стадии, характеризующиеся определенной морфологией долины. Первая стадия развития долины, когда преобладают процессы донной, или глубинной, эрозии, называется *морфологической молодостью*. Она проявлена в пределах молодых горных сооружений и высоких плоскогорий, для которых характерными элементами ландшафта являются крутые продольные уклоны, пороги, водопады, иногда озера. В этих условиях наблюдаются большие скорости движения воды и резкое преобладание донной эрозии. Здесь вырабатываются глубокие речные долины с крутыми склонами. По форме поперечного профиля может быть выделено несколько разновидностей (рис. 7.9). К наиболее узким и своеобразным формам относится *теснина*, или *щель*. Это узкая глубоко врезанная форма с отвесными вертикальными, иногда даже нависающими стенками. Наиболее широко развиты такие формы, как *ущелья* и *каньоны*. Они характеризуются большой глубиной и крутизной склона. Часто долины имеют форму, напоминающую латинскую букву V, и поэтому называются V-образными долинами. Поперечный профиль некоторых каньонов приобретает ступенчатый (уступообразный) характер, вследствие того что речной поток прорезает различные по стойкости горизонтально напластованные



горные породы. Отпрепарированные денудацией поверхности твердых пластов горных пород образуют небольшие террасовидные площадки, разделенные отвесными обрывами. Особенностью этих молодых форм речных долин является то, что их глубина во много раз превышает ширину и дно целиком или почти целиком занято водным потоком, а накапливающиеся местами аллювиальные

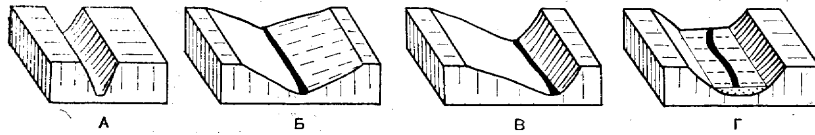


Рис. 7.9. Поперечные профили долин: А — долина в виде ущелья; Б — долина с V-образным поперечным профилем; В — асимметричная долина; Г — плоскодонная долина с извилистой поймой

отложения носят временный характер и в периоды половодий перемещаются вниз по течению.

В более поздние стадии развития речных долин начинаются значительное усиление боковой эрозии, смещение стрежня то к одному, то к другому берегу и образование извилистости реки — излучины. По данным М. А. Великанова (1945), «в каждом русле потока, даже прямолинейного очертания... распределение скоростей имеет винтообразный характер, и это одно уже создает благоприятные условия для местных размывов поочередно то правого, то левого берега и, следовательно, ведет к образованию изгибов в русле реки». Извилистость реки может быть связана и с другими причинами: первичными неровностями рельефа; различным составом и степенью размываемости горных пород; дифференцированными тектоническими движениями и др. Одним из таких примеров является необычайно крупная излучина — Самарская Лука на Волге, огибающая приподнятый массив Жигулей. Но главное значение в заложении излучин имеют особенности динамики руслового процесса. Боковая эрозия и дальнейшая разработка долины реки связаны с развитием *излучин*, называемых также *меандрами* (по названию р. Меандр в Малой Азии).

Вода речного потока вследствие инерции стремится двигаться прямолинейно, а потому в случае поворота русла она устремляется к вогнутому берегу, где приобретает наибольшую скорость. Здесь русло заметно углубляется, берег размывается, становится обрывистым и постепенно отступает, увеличивая кривизну изгиба, а в целом и ширину долины реки. Вода опускается на дно стрежневой части потока, прижимающейся к вогнутому берегу, где происходят завихрения, водовороты и возникают поперечные придонные течения, направленные к противоположному выпукло-

му берегу. Эти придонные течения при движении от вогнутого берега захватывают с собой песок, гравий, гальку и откладывают их на противоположном берегу и в примыкающей к нему части русла реки, где скорость движения воды уменьшается. Так образуются песчаные или песчано-галечниковые *прирусловые отмели*, которые лишь частично обнажаются в меженное время, остальная их часть находится под водой (рис. 7.10, А).

Ряд исследователей такие прирусловые отмели называют *побочнями*. В глубокой части реки у обрывистого подмываемого берега на дне реки остается лишь наиболее крупный обломочный материал (галька, гравий) — так называемый базальный горизонт (греч. «базис» — основание) аллювиальных отложений. Продолжающийся процесс подмыва вогнутых берегов вызывает постоянное наращивание прирусловых отмелей на противоположных выпуклых берегах. Прирусловые отмели нередко выражены в рельефе в виде невысоких прирусловых валов или грив, разделенных межгривными понижениями (рис. 7.10, Б).

Когда прирусловые отмели достигают большой ширины, части их, удаленные от русла, заливаются водой только во время половодья. Так происходит развитие поймы, называемой также *пойменной, луговой, или заливной, террасой* реки. *Пойма* — это часть долины реки, возвышающаяся в межень непосредственно над руслом. При развитии долины приобретает плоскодонную, или ящикообразную форму. Эту стадию развития реки принято считать ее *морфологической зрелостью*. Меандры развиваются не только в сторону берегов, но и вниз по течению. В результате первичные меандры приобретают большую кривизну, нередко образуя петли с относительно узким перешейком между ними (рис. 7.11, А). В половодье в период нарастания жи-

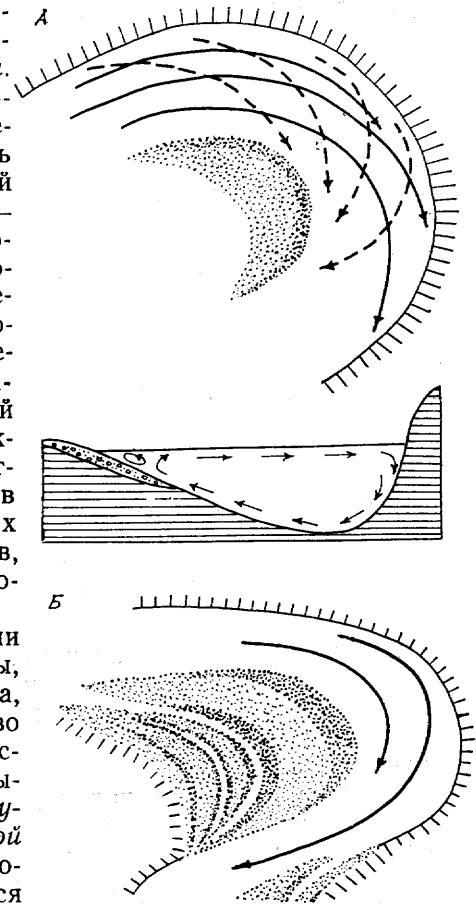


Рис. 7.10. Различные стадии формирования поперечный профиль прирусловой отмели

вой силы потока может произойти прорыв такого перешейка. Река спрямляет свое русло, а в отрезанной излучине остается старое русло. Такие отрезанные от русла излучины называют *старицами* (народное название — староречье) (рис. 7.11, Б). Некоторые старицы превращаются в озера. Озера могут заполняться иловыми осадками, приносимыми полыми водами, зарастать растительностью и иногда превращаться в болота. Некоторые отмершие русла представляют собой почти сухие дугообразные понижения на

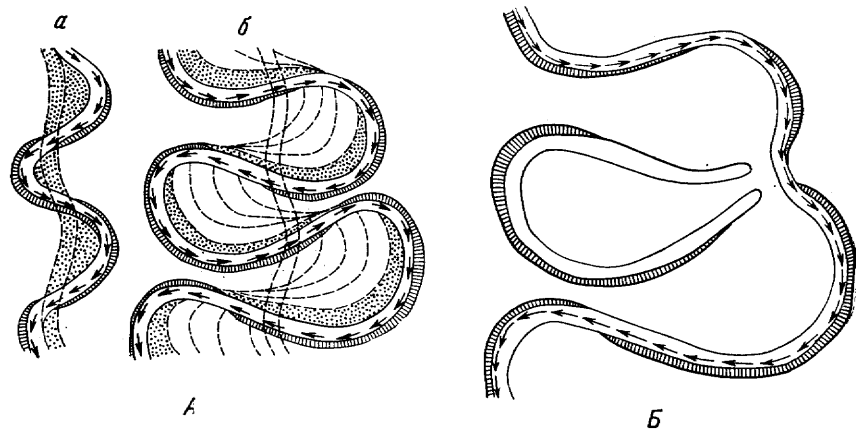


Рис. 7.11. Схема последовательного смещения речных меандр по мере их роста:  
а — начальная стадия; б — последовательные положения на более поздних стадиях (А); образование старицы (Б)

поверхности поймы с сохранившимися местами прежними прирусловыми валами. На широких поймах равнинных рек в межень можно наблюдать большое количество стариц в виде озер, заболоченных участков и сухих понижений, отражающих различные стадии их отмирания.

На расширении долин крупных рек и их асимметрии сказывается также влияние вращения Земли. Русский академик К. М. Бэр обратил внимание на то, что у крупных рек Северного полушария, текущих в меридиональном направлении, почти всегда правый берег высокий, крутой, более интенсивно подмываемый, а левый — пологий (Волга, Днепр, Дон и др.). У рек Южного полушария, наоборот, крутой левый берег, а правый — более пологий. Выявленная К. М. Бэром закономерность асимметрии речных долин была в последующем объяснена отклоняющим влиянием суточного вращения Земли. По теореме Кориолиса всякое тело, движущееся горизонтально у поверхности Земли, независимо от направления движения испытывает отклонение от первоначального направления в Северном полушарии вправо, в Южном — влево. Величина кориолисова ускорения зависит от широты. На экваторе

она равна нулю, на полюсах — максимальная. Наибольшие отклонения наблюдаются у крупных равнинных рек, текущих в меридиональном направлении, что оказывает влияние на боковое перемещение их русла и, следовательно, на расширение долин. Асимметрия речных долин может зависеть и от других причин: влияния климатических факторов (преобладающих ветров, неодинаковой солнечной инсоляции), различного состава, твердости и условий залегания горных пород, движений земной коры (поднятие одного берега по отношению к другому) и т. д.

**Формирование аллювия и строение поймы.** Аллювий — один из важнейших генетических типов континентальных отложений; он встречается в ископаемом виде в осадочных толщах различного возраста. Особенно велика его роль в строении четвертичных отложений, где он слагает речные террасы и обширные аллювиальные равнины. Вопросам формирования аллювия посвящены работы многих исследователей: Г. И. Горецкого, В. А. Ламакина, Ю. А. Лаврушина, Н. И. Николаева, А. А. Чистякова, Е. В. Шанцера и др. Наиболее изучены закономерности формирования аллювия равнинных рек.

Отложения, образуемые непосредственно водами русла, называют *русловым аллювием*; им выстилается на всем пространстве дно широкой долины. В большинстве случаев русловой аллювий равнинных рек слагается хорошо промытыми песками различной зернистости. В основании его залегают грубозернистые отложения — разно- или крупнозернистые пески с включением гравия и гальки (базальный горизонт); выше располагаются более или менее однородные мелкозернистые, иногда среднезернистые пески с косою или диагональною слоистостью и в самом верху нередко тонкозернистые отложения. Местами в песках встречаются небольшие линзы илистых супесей и суглинков. Эти линзы заиления образуются при спаде воды, когда течение на отмели замедляется и создаются условия для выпадения тонких частиц, находящихся во взвешенном состоянии (рис. 7.12).

Русловой аллювий распространен наиболее широко и составляет главную часть разреза пойменных террас. Полые воды, текущие по поверхности поймы, отличаются небольшой скоростью и переносят преимущественно тонкие взвешенные частицы. В результате из полых вод осаждаются алевритовые и глинистые, а иногда и тонкозернистые песчаные частицы. Так на поверхности руслового аллювия образуются супеси, суглинки, иногда с небольшими прослоями тонкозернистых глинистых песков. Эти отложения полых вод существенно отличаются от руслового аллювия по составу. Кроме того, на их облик оказывают влияние почвообразовательные процессы, развивающиеся в длительные отрезки времени после спада полых вод. Такой супесчано-суглинистый покров поймы называется *пойменным аллювием* (см. рис. 7.12).

Кроме руслового и пойменного аллювия в пределах поймы в отшнурованных от основного русла реки старицах, превращенных в озера, происходит накопление своеобразных отложений, состо-

ящих из темноокрашенных, иногда почти черных иловатых песков, суглинков и супесей, богатых органическим веществом, иногда перекрытых сверху торфом. Это старичный аллювий. Он образует линзы, соответствующие по форме руслу реки и вложенные в

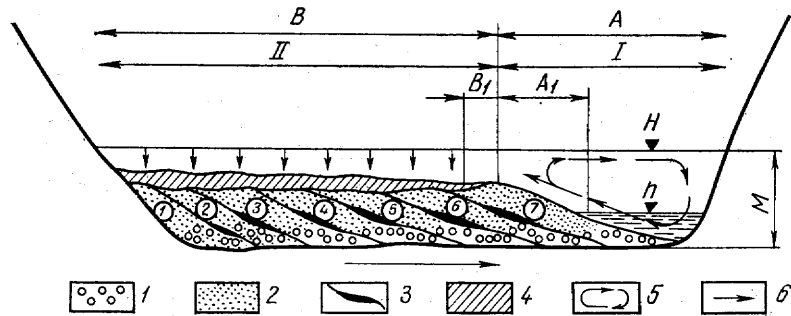


Рис. 7.12. Схема перстративной фазы аллювиальной аккумуляции (по Е. В. Шанцеру):

A — русло (A<sub>1</sub> — русловая отмель); B — пойма (B<sub>1</sub> — прирусловой вал); H — уровень полых вод; h — уровень межи; M — нормальная мощность аллювия; I — зона намывания наносов, влекомых поперечными циркуляционными токами; II — зона осадения взвешенных наносов. Русловой аллювий: 1 — грубозернистые пески, гравий и галька; 2 — мелко- и тонкозернистые пески; 3 — прослой заиления; 4 — пойменный аллювий; 5 — токи поперечной циркуляции в русле; 6 — направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия

толщу русловой и пойменного аллювия. При полном отмирании стариц старичный аллювий перекрывается пойменным аллювием.

Итак, в строении поймы равнинных рек четко выделяются три фации<sup>1</sup> аллювия: 1) русловой аллювий; 2) пойменный аллювий, покрывающий русловой; 3) старичный аллювий, заполняющий старицы (рис. 7.13). Аллювий равнинных рек, близких к стадии динамического равновесия, был назван В. В. Ламакиным *перестилаемым*, или *перстративным*, аллювием (см. рис. 7.12). Нормальная суммарная мощность перстративного аллювия определяется как сумма наибольшей глубины реки во время межи и высоты максимального паводка. В равнинных реках она колеблется от 10—15 до 30 м, но в некоторых случаях наблюдается значительно большая мощность аллювия по сравнению с нормальной для перстративного типа. Это определяется главным образом прогибанием земной коры или перегрузкой реки наносами, вызываемой особенностями климата и режимом стока. Наряду с увеличением мощности аллювия наблюдается и изменение его строения. По мере накопления аллювия дно долины понижается, и это может со-

<sup>1</sup> Фация (лат. «фациес» — облик) — это горная порода (или осадок) определенного состава и условий образования, отраженных в их облике (см. гл. 11).

провождаться изменением направления боковой миграции русла, в результате чего поверх ранее образованного руслового, пойменного и старичного аллювия будут накапливаться вновь русловой аллю-

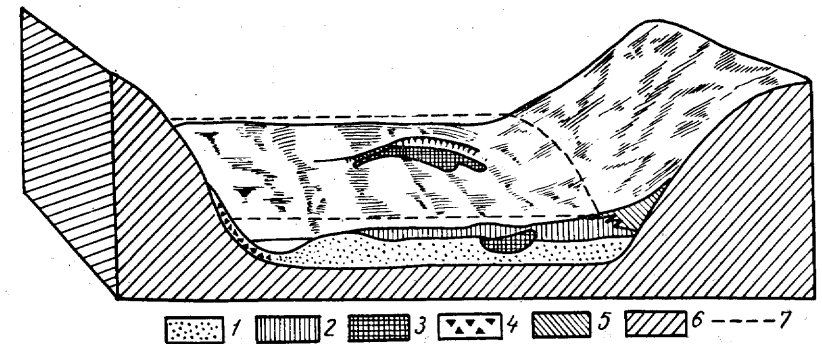


Рис. 7.13. Схема строения поймы равнинной реки:  
1 — 3 — фации аллювия: 1 — русловая, 2 — пойменная, 3 — старичная; 4 — осыпи; 5 — делювий; 6 — коренные породы; 7 — уровень полых вод

вий и другие фации. В разрезе такого мощного аллювия осадки русловой, пойменной и старичной фаций несколько раз повторяются, налегая друг на друга на разных уровнях. В ряде случаев

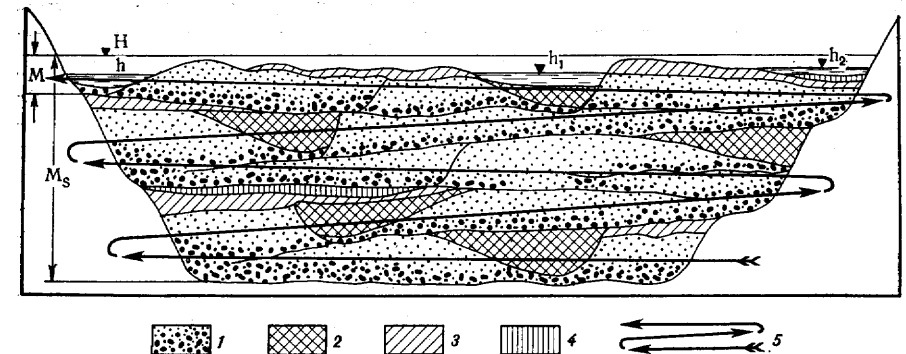


Рис. 7.14. Схема строения толщи констративного аллювия (по Е. В. Шанцеру):  
H — уровень полых вод; h — уровень межи в действующем русле реки; h<sub>1</sub>, h<sub>2</sub> — меженный уровень стариц и вторичных водоемов поймы; M — нормальная мощность аллювия при перстративной аккумуляции; M<sub>с</sub> — суммарная мощность констративной аллювиальной толщи; 1 — русловой аллювий; 2 — старичный аллювий; 3 — пойменный аллювий; 4 — отложения вторичных водоемов поймы; 5 — общее направление перемещения русла в ходе накопления констративно-наслоенной аллювиальной толщи

пойменный аллювий частично размывается, и поэтому в разрезе явно преобладает русловая фация. Такой тип аллювия назван В. В. Ламакиным *настилаемым*, или *констративным*, аллювием.

На рис. 7.14 условно показаны возможные направления неоднократных смещений русла во время накопления констративного аллювия и особенности его строения.

**Особенности аллювия горных рек.** В рельефе горных рек в ряде случаев наблюдается чередование резко суженных и расширенных участков. Суженные участки долин с большой глубиной эрозионного вреза возникают при пересечении рекой активных тектонических поднятий или связаны с выходом в русле пород повышенной устойчивости к размыву. Расширенные участки горных долин представляют собой, напротив, участки опусканий земной коры или выхода на поверхность легко размываемых пород. Нередко в образовании сужений и расширений сочетаются и структурные и литологические факторы. Локальное сужение долин горных рек может быть обязанным и влиянию экзогенных факторов — оползней, обвалов.

Реки горных областей, за немногим исключением, представляют собой бурные потоки с очень сложной системой завихрений и водоворотов, быстро меняющихся во времени и в пространстве (по направлению потока). Живая сила бурных горных потоков во много раз больше силы равнинных, поэтому образуемый ими аллювий существенно отличается строением и составом. В долинах горных рек преобладающее развитие имеет русловой аллювий, возникающий за счет влекомых наносов и представленный обычно грубообломочным материалом. Это преимущественно галечники и валуны различной крупности. Пойменная фация почти отсутствует или имеет незначительную мощность. Она встречается главным образом на расширенных участках горных долин и представлена, по данным А. А. Чистякова, песчано-гравийно-мелкогалечниковыми отложениями, реже суглинисто-супесчаными. Для ряда расширенных участков рек характерно дробление русла на отдельные рукава. Такая многорукавность может быть связана с пульсационным движением воды, свойственным горным рекам, или с наличием перемычек (рис. 7.15). Многорукавность возникает также при выходе горной реки в предгорные зоны (реки Терек, Сулак).

Аллювий горных рек часто сопрягается с другими генетическими типами континентальных отложений. В связи с этим Н. П. Костенко на примере горных рек Средней Азии выделила следующие смешанные фации горного аллювия: моренно-аллювиальные, солифлюкционно-аллювиальные, гравитационно-аллювиальные, пролювиально-аллювиальные. Следует отметить, что на поверхность пойменных террас горных рек нередко накладываются пролювиальные отложения конусов выноса боковых долин, обвально-оползневые образования, осыпи и др.

**Особенности рельефа пойм равнинных рек.** Рельеф пойм крупных равнинных рек отличается большой сложностью, связанной с неравномерным распределением скоростей водного потока, наличием различных препятствий и особенностями миграции русла. В рельефе поймы выделяются три крупных геоморфологических элемента:

1. *Прирусловой вал* (прирусловая пойма), непосредственно примыкающий к главному руслу и сложенный преимущественно песками. Это наиболее возвышенная часть поймы, иногда представляющая собой систему параллельных прирусловых валов, или грив.

2. *Центральная пойма* — самая обширная часть поймы, распо-

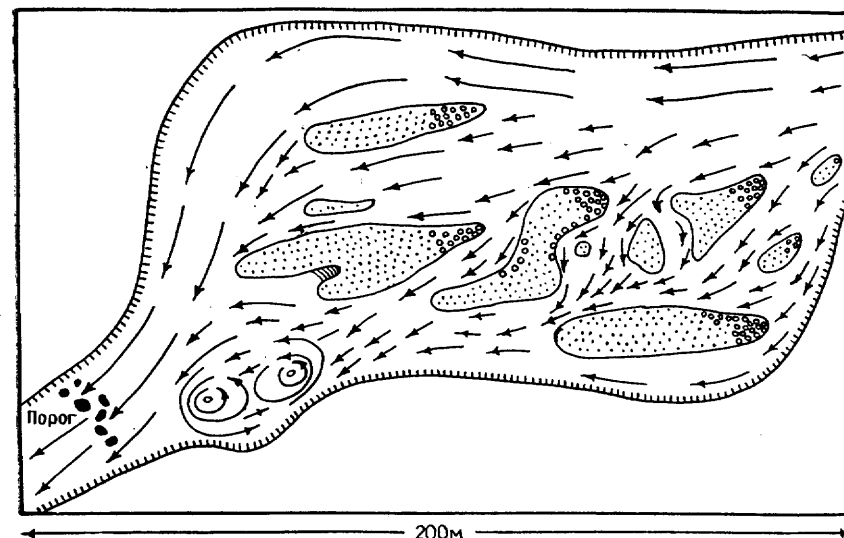


Рис. 7.15. Разветвление русла р. Баксана перед тектоно-литологической перемычкой севернее г. Тырнеауз

лагающаяся за прирусловым валом, сложенная с поверхности суглинисто-супесчаным материалом — пойменным аллювием. Поверхность центральной поймы крупных рек осложнена старицами, находящимися в различной стадии развития. Песчаные отложения пойм нередко подвергаются эоловым процессам, в результате чего образуются дюны. Со сложностью рельефа пойм связано формирование различных типов почв.

3. *Притеррасная пойма* — тыловая часть поймы, примыкающая к древним надпойменным речным террасам или к коренному берегу реки. Вследствие удаленности тыловой части поймы от русла в нее поступает наименьшее количество аллювиальных осадков, преимущественно тонких суглинистых. Часто такие притеррасные понижения представляют собой старицы реки. Местами притеррасные понижения заняты мелкими озерами или сильно заболочены, а на отдельных участках к ним приурочены заводи (мелкие заливы на участках крутого поворота реки), мелкие притеррасные речки. Это связано с выклиниванием в пойму грунтовых вод, текущих со стороны надпойменных террас и водоразделов, или с мелкими притоками главной реки.

## 5. НАПРАВЛЕННОСТЬ И ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

В развитии речной долины намечаются определенные направленность и последовательность — переход от одной стадии к другой и, кроме того, цикличность — повторение последовательности стадий. Выше были рассмотрены две стадии развития речной долины. Первая стадия соответствует морфологической молодости, поперечные профили долин указывают на резкое преобладание глубинной эрозии; вторая — морфологической зрелости с типичным плоскодонным поперечным профилем долины с хорошо развитой поймой (см. рис. 7.12, 7.13). Возобновление поднятий или понижений базиса эрозии — уровня океана, моря или озера, в которое впадает река, — вызывает омоложение долины, новое ее врезание и затем расширение.

Специфическим случаем омоложения является образование эпигенетических долин, наложенных на ранее сформированные широкие плоскодонные долины с многочисленными меандрами. Местами в пределах одной и той же долины можно наблюдать участки морфологически зрелые с широкой поймой и участки, где пойма отсутствует и река глубоко врезается в коренные породы. Такие морфологически молодые части долины обычно приурочены к растущим тектоническим поднятиям, где интенсивность глубинной эрозии соизмерима со скоростью поднятия. Такие долины называются *антецедентными* (предсущствующими). Некоторые из них могут пересекать даже значительные возвышенности и хребты, поднявшиеся за время существования реки.

**Надпойменные террасы и их типы.** Известно, что движения земной коры, вызывающие определенные изменения в развитии речных долин, непостоянны во времени. Эпохи слабого проявления тектонических движений, когда происходит выравнивание рельефа, сменяются эпохами более быстрых поднятий и опусканий. В результате этого в развитии речных долин этапы интенсивного глубинного врезания чередуются с этапами усиления боковой эрозии, расширения долины с образованием плоского дна и накопления аллювия. При поднятии суши или понижении базиса эрозии на месте плоскодонных хорошо разработанных долин появляются молодые эрозионные врезы. Река начинает выработать продольный профиль применительно к новым соотношениям с базисом эрозии. Когда новый продольный профиль будет приближаться к кривой равновесия, значительно усилятся боковая эрозия и аккумуляция. В результате в реке сформируется новая пойма на более низком гипсометрическом уровне. Прежняя пойма останется у коренного склона долины в виде площадки, сочленяющейся с новой поймой уступом. Последующее оживление тектонических движений (или понижение базиса эрозии) вновь вызовет врезание потока и в конце концов формирование новой плоскодонной долины на еще более низком уровне. Предшествующее новому врезанию дно долины останется также в виде площадки, отделенной

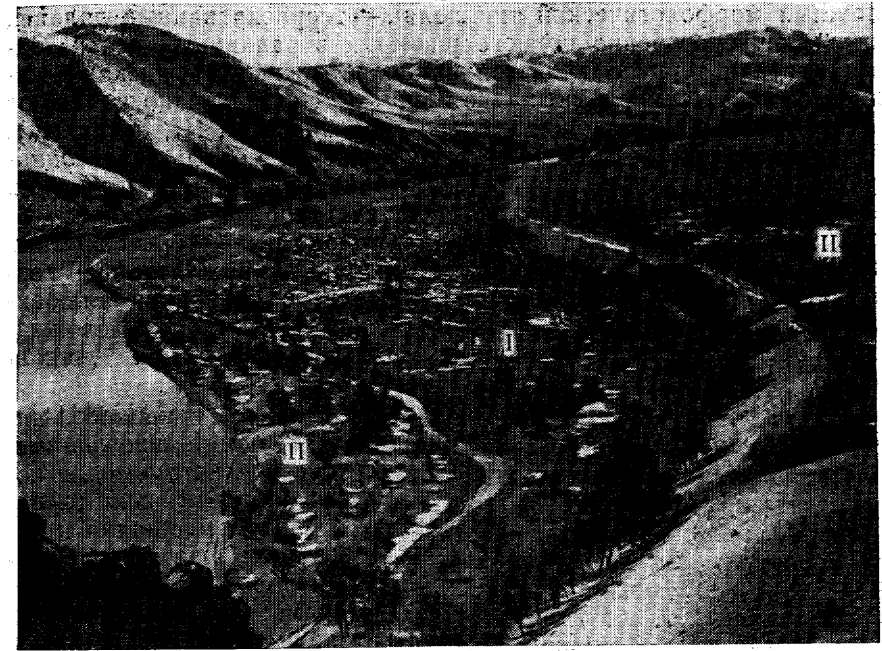


Рис. 7.16. Террасы р. Мурен в Северном Хангае (фото В. А. Апродова):  
II — пойма; I — первая надпойменная терраса; II — вторая надпойменная терраса

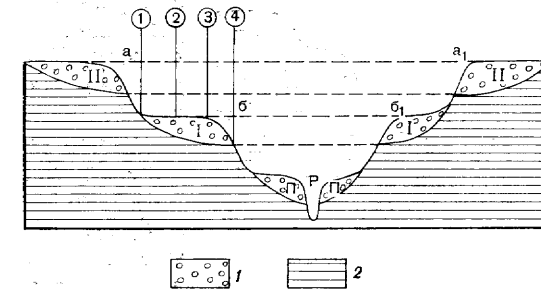


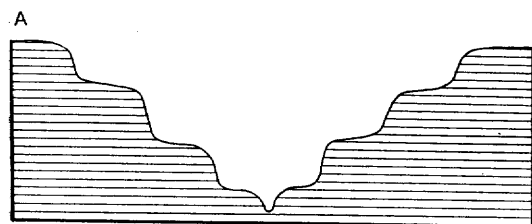
Рис. 7.17. Схема надпойменных речных террас:

P — русло; II — пойма; I — первая надпойменная терраса; II — вторая надпойменная терраса; а—а<sub>1</sub> и б—б<sub>1</sub> — прежние поймы, прорезанные рекой; цифры в кружках: 1 — тыловой шов; 2 — террасовидная площадка; 3 — бровка террасы; 4 — уступ террасы; 1 — аллювий; 2 — коренные породы уступом. Такие участки прежнего дна долины, возвышающиеся в несколько ярусов над современной поймой, называются *надпойменными террасами* (рис. 7.16, 7.17). Это *региональные, или цикловые, террасы*.

Каждый этап, или цикл, начинается врезанием водного потока и заканчивается выработкой нового дна долины. Так образуется

сложный морфологический тип долин — террасированные долины, достигающие особенно полного развития в равнинных реках. Самая высокая терраса является наиболее древней, а низкая — самой молодой. Нумерацию надпойменных террас обычно начинают снизу от наиболее молодой к более древней (I, II, III, IV и т. д.). У каждой террасы различают следующие элементы: *террасовидную площадку, уступ*, или склон, ограничивающий ее, *бровку* в верхней части склона, *тыловой шов*, где терраса сочленяется со следующей террасой или с коренным склоном, в который врезана вся долина. Уступ каждой террасы и площадка нижележащей террасы соответствуют одному циклу эрозии. В основании аллювиальных отложений каждой террасы располагается *цоколь*, сложенный коренными горными породами, в которые врезана долина реки.

В зависимости от высотного положения цоколя и мощности аллювия выделяют три типа надпойменных террас: 1. *Эрозионные*,



или *скульптурные*, в которых почти вся террасовидная площадка и уступ слагаются коренными породами и лишь местами на поверхности площадки сохраняется маломощный аллювий. Такое строение свидетельствует о том, что в реке произошло изменение режима (связанное с усилением тектонических движений) на ранней стадии ее развития, когда преобладали процессы эрозии и аллювий накапливался в очень небольших количествах (рис. 7.18, А). 2. *Аккумулятивные террасы* (рис. 7.18, Б), в которых и площадка и уступ полностью слагаются аллювиальными отло-

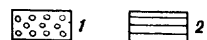
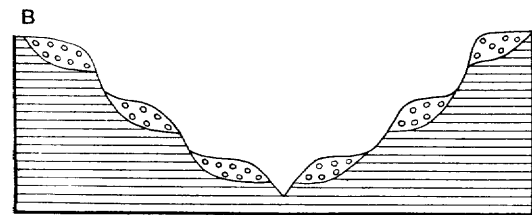
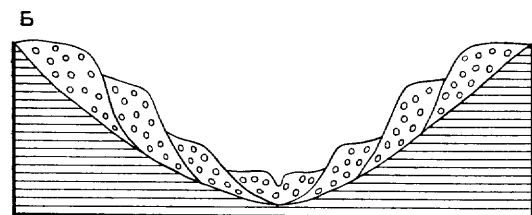


Рис. 7.18. Типы речных террас: А — эрозионные, или скульптурные; Б — аккумулятивные; В — цокольные; 1 — аллювий; 2 — коренные породы

жениями, а цоколь из коренных пород находится ниже уровня реки и не обнажается на поверхности. Такое строение указывает

на то, что река прошла весь цикл развития от глубинного врезания до формирования поймы с мощным накоплением аллювия. Пойма в последующем была прорезана и сохранилась в виде террасы. 3. *Цокольные*, или *смешанные, эрозионно-аккумулятивные террасы*, характеризующиеся тем, что в нижней части уступа выходит на поверхность цоколь коренных пород, а верхняя часть уступа и террасовидная площадка слагаются аллювием (рис. 7.18, В). Такое строение указывает на то, что последующий размыв оказал более значительным, чем предыдущая аккумуляция, в результате чего в эрозионном врезе обнажились как подошва аллювия, так и подстилающие коренные породы.

Распространение и соотношение террас различных типов и их количество в речной долине определяются историей геологического развития района, а именно ходом движений земной коры. Наибольшее количество террас, иногда до 7—10 и даже больше, развито в долинах горных рек, что связано с большой подвижностью горных сооружений. Здесь часто наблюдаются надпойменные террасы скульптурного типа или цокольные, местами аккумулятивные. В крупных равнинных реках развито обычно 3—5 надпойменных террас, преимущественно аккумулятивных, реже цокольных (в долинах Камы, Волги, Днепра, Дона и др.).

Следует отметить, что в долине любой реки в пределах одной и той же террасы могут наблюдаться переходы от одного типа строения к другому. Это объясняется неравномерностью проявления и различной направленностью тектонических движений на отдельных участках долины.

Относительная и абсолютная высоты надпойменных террас изменяются вдоль долины. При этом возможны два случая.

1. Понижение базиса эрозии. В этом случае относительная высота надпойменной террасы уменьшается вверх по течению.

2. Поднятие суши в верховьях реки. При этом относительная высота надпойменной террасы уменьшается вниз по течению реки. Такое изменение высот надпойменных террас характерно для молодых горных районов (Кавказ, Альпы, Анды), испытывающих интенсивные новейшие поднятия.

Особо следует отметить возникновение местами так называемых *террасовых ножиц* на границе областей поднятий и опусканий. Это название отражает следующее явление. В горах древние врезы и скульптурные террасы занимают высокое положение на склонах речных долин. Последовательно снижаясь, эти террасы в предгорье переходят из эрозионных в аккумулятивные и погружаются. Горным террасам в пределах предгорных равнин соответствуют погребенные толщи аллювия, местами характеризующиеся большой мощностью, что свидетельствует о значительном прогибании земной коры (рис. 7.19). В разрезе аккумулятивных образований на предгорной равнине наблюдается чередование нескольких комплексов аллювия, накладывающихся друг на друга. В каждом комплексе внизу залегают более грубозернистые отложения — галечники или грубозернистые пески, очевидно связанные с





к устью обломочного материала, отсутствию приливов и отливов и сильных вдольбереговых течений и, главное, при преобладании скорости аккумуляции осадков над скоростью тектонических опусканий или их равенстве. Наземная дельта переходит в *подводную дельту*, или *авандельту*. Если море относительно мелкое, русло реки быстро загромождается наносами и уже не может пропустить через себя все количество поступающей речной воды. Вследствие этого река ищет выход из создавшегося подпора, прорывает берега и образует новые дополнительные русла. В результате в устьевой части рек образуется система ветвящихся русел, называемых *рукавами*, или *протоками*.

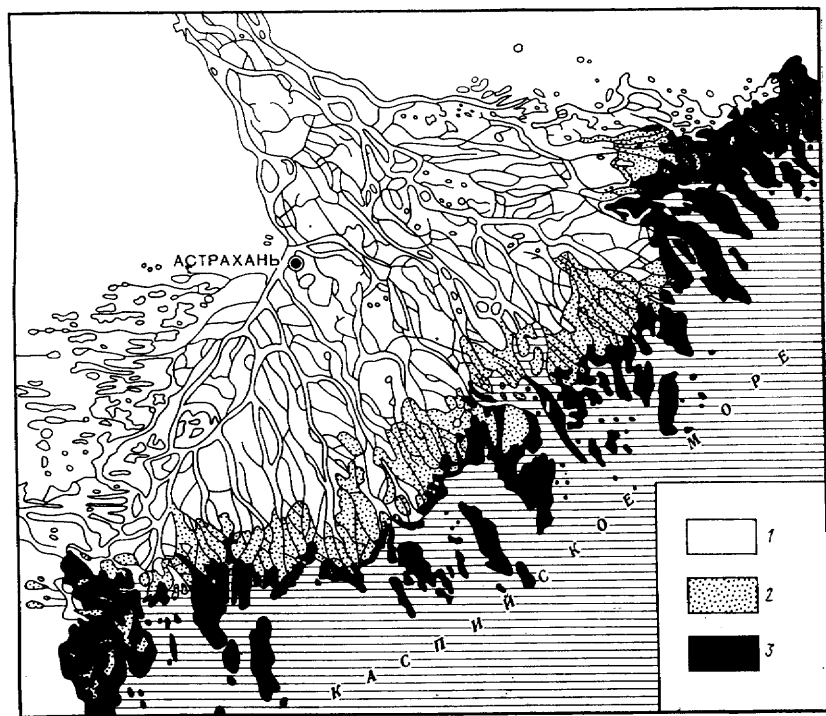


Рис. 7.21. Дельта р. Волги и ее активный прирост (по М. В. Кленовой): 1 — край дельты в 1873 г.; 2 — то же в 1927 г.; 3 — то же в 1945 г.

Ярким примером многорукавной дельты является дельта р. Волги (рис. 7.21). Протоки разбивают дельту на отдельные мелкие и крупные острова. Близ крупных протоков образуются прирусловые валы — *гривы*, сложенные песчаным и супесчаным материалом, а между ними располагается вогнутая часть острова с суглинистым покровом, иногда занятая озером или заболоченная. В ходе раз-

вития дельты отдельные протоки постепенно мелеют, отмирают, превращаются в мелкие озера или болота. При каждом половодье дельта реки меняет свою форму: повышается, расширяется и удлиняется в сторону моря. В результате этого в устьях ряда рек образуются обширные аллювиально-дельтовые равнины со сложными рельефом и соотношением различных генетических типов осадков.

Размеры дельт различны. Наибольших размеров (длина свыше 1000 км, ширина 300—400 км) достигает огромная аллювиально-дельтовая равнина, представляющая собой слившиеся дельты рек Хуанхэ и Янцзы. Близкие размеры имеет общая аллювиально-дельтовая равнина рек Брахмапутры, Ганга и примыкавшей к ним с юго-запада р. Маханати. Площадь дельт рек Тигра и Евфрата составляет 48 000 км<sup>2</sup>, Лены — около 28 000, Волги — около 19 000 км<sup>2</sup>. Рост дельт в ширину и в сторону моря идет с разной скоростью. По данным М. В. Кленовой, до регулирования стока Волги ее дельта увеличивалась в среднем на 170 м в год (см. рис. 7.21).

Для дельтовых областей характерна также миграция русла с течением времени. Так, начиная с 1852 г. главный проток р. Хуанхэ проходит севернее Шаньдуня, а до этого он находился в южной части дельты, обходил Шаньдунь с юга и впадал в море на расстоянии 480 км от своего современного устья. Ничтожная высота и плоская поверхность дельты способствуют внезапным переменам направления течения р. Хуанхэ, что вызывает губительные наводнения.

Своеобразна дельта р. Миссисипи. Река расширяет свое русло в сторону моря в виде глубоких протоков наподобие пальцев (дельта типа «птичьей ноги»). Такое своеобразие дельты объясняется тем, что река приносит большое количество преимущественно тонких илов, которые откладываются на прирусловых частях, образуя водонепроницаемые валы. Продвижение такого одного протока в Мексиканский залив составляет 75 м в год. Вторая характерная особенность дельты р. Миссисипи — формирование ее в условиях прогибания земной коры при одинаковой скорости аккумуляции дельтовых осадков. В результате мощность дельтовых отложений достигает многих сотен метров. По данным А. Холмса, бурением вскрыта мощность около 600 м, а предполагаемая по геофизическим данным действительная мощность дельтовых отложений значительно больше. В то же время у ряда других рек мощность дельтовых отложений не превышает нормальную мощность перстративного аллювия.

**Отложения дельт.** В речных дельтах встречаются различные по составу и генезису отложения: 1) аллювиальные отложения русловых протоков, представленные в равнинных реках песками и глинами, в горных — более грубым материалом; 2) озерные отложения, образующиеся в замкнутых водоемах — отшнурованных руслах или пониженных частях междурусловых островов, представленные преимущественно суглинистыми осадками, богатыми ор-

ганическим веществом; 3) болотные отложения — торфяники, возникающие на месте зарастающих озер; 4) морские осадки, образующиеся при нагонных волнах. Эти отложения сменяют друг друга как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении, благодаря частым перемещениям русловых проток, с которыми связаны перенос и накопление русловых осадков, образование озер, различных понижений, заболачивание и другие процессы. В ряде случаев наблюдаются перевевание ветром дельтовых осадков и образование эоловых отложений и форм рельефа.

Помимо накопления обломочного материала в подводных дельтах и в предустьевом пространстве моря иногда происходит выпадение веществ, приносимых реками в растворе, главным образом коллоидных (Fe, Mn, Al и др.) Под влиянием соленой морской воды происходит их коагуляция (лат. «коагуляцио» — свертывание). В устьях рек часто наблюдается также выпадение органических коллоидов. Коагулирующее действие морской воды особенно сказывается в паводки, когда речные потоки очень мутные.

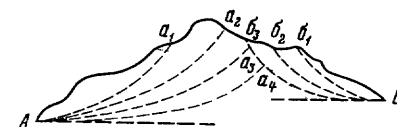
**Эстуарии** (лат. «эстуариум» — берег, заливаемый приливом) представляют собой воронкообразные заливы, глубоко вдающиеся в долину реки. Они хорошо выражены у рек Сены, Эльбы, Темзы и др. Благоприятные условия для образования эстуариев создаются там, где в море наблюдаются приливы и отливы, вдольбереговые течения, а также прогибание земной коры, превышающее скорость накопления осадков. Во время приливов море далеко вдаётся в устьевые части рек, а во время отливов морская и речная воды образуют мощный поток, движущийся со значительной скоростью. При этом обломочный материал, принесенный рекой, выносится в море, где подхватывается береговыми течениями. Заливы в устьях могут образоваться и в результате затопления низовой реки, что бывает связано или с повышением уровня моря, или с опусканием приустьевой части берега. Примером являются устьевые части р. Оби (Обская губа) и р. Енисея на севере Западно-Сибирской низменности, сформированные в условиях прогибания местности. Об этом свидетельствует подводное продолжение устья р. Енисея в Карском море до изобаты 100 м. Такие же заливы возникают при заполнении устьев речных долин водами бесприливных морей (Черное, Азовское). Они называются *лиманами* (греч. «лимнэ» — бухта, залив) и характерны для рек Днепра, Дона и др. Местами в пределах лиманов наблюдаются косы, которые затрудняют выход речных вод в море.

Эстуарий р. Сены (длиной 35 км и шириной около 10 км) формировался в сложных условиях: сильные приливно-отливные течения, большие штормовые волны, возникающие от сильных ветров, особенно северо-западного направления, и опускание северо-западного побережья Франции, оцениваемое величиной примерно 2—3 см в столетие.

## 6. РЕЧНЫЕ СИСТЕМЫ, ИХ РАЗВИТИЕ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ВОДОРАЗДЕЛОВ

В каждой речной системе выделяют *главную реку* и *притоки*. Притоки подразделяются на притоки первого, второго, третьего и других порядков. Вся территория, с которой стекают воды к главной реке и ее притокам, называется *водосборным бассейном*. Речные системы отделяются друг от друга водоразделами. Среди них различают главные водоразделы, разделяющие речные системы различных покатостей, падающих в противоположные стороны (например, между системами Волги и Северной Двины), и боковые водоразделы, разделяющие бассейны одной покатости (например, бассейны Волги и Урала). Положение водоразделов, как главных, так и боковых, не остается постоянным, они смещаются в ту или иную сторону. Причина этого — различная интенсивность регрессивной эрозии рек. Она может быть обусловлена неодинаковой крутизной склонов (покатостей) водоразделов, большей или меньшей массой воды в реках, различным положением базиса эрозии. Реки, стекающие по крутому склону и опирающиеся на более низкий базис эрозии, производят эрозионную работу более энергично по сравнению с реками противоположной пологой покатости и с иным положением базиса эрозии. В результате этого водораздел будет смещаться в сторону рек с меньшей эрозионной работой. Так, более энергично врезающаяся река может постепенно перепилить водораздел (вследствие регрессивной эрозии)

Рис 7.22 Схема перемещения водораздела:  
 $a_1, a_2, a_3, a_4, b_1, b_2, b_3$  — последовательные положения истоков рек, перемещающихся вследствие регрессивной эрозии



и перехватить сток верховий реки другого бассейна. Это явление называется *обезглавливанием реки*, или *речным перехватом* (рис. 7.22). Помимо описанного головного перехвата широко распространены боковые перехваты, когда притоки более энергично врезающейся реки подходят в результате регрессивной эрозии сбоку к другой реке или ее притокам и захватывают часть их стока (рис. 7.23).

**Направленность водной денудации суши.** Направленность и результаты водной денудации суши тесным образом связаны с климатом, определяющим количество стекающих по поверхности вод, и с движениями земной коры. При несущественных изменениях климата и небольшой скорости восходящих движений земной коры совместное действие смежных рек (с системой их притоков), склонового смыва и других экзогенных процессов приводит к постепенному понижению и выравниванию рельефа. Дальнейшее расширение речных долин, плоскостной смыв и гравитационные процессы, смещение обломочного материала вниз под действием силы

тяжести могут привести к уменьшению крутизны склонов, понижению и выравниванию водораздельных пространств и небольшой разнице высот между водоразделами и дном долины. Так на месте древних гор возникает относительно выровненная поверхность суши — денудационная равнина, названная американским ученым В. М. Дэвисом *пенепленом*, т. е. почти равниной, а А. П. Павло-

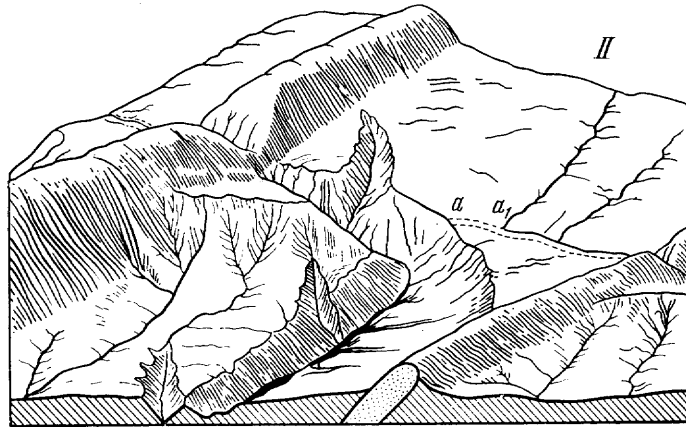
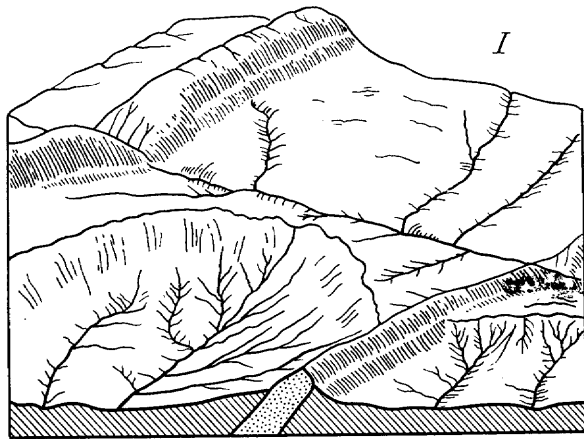


Рис. 7.23. Схема обезглавливания реки:  
I — намечающийся перехват; II — происшедший перехват;  
a—a<sub>1</sub> — сухая ложбина (прежнее русло реки)

вым — предельной равниной. Это не идеальная, а волнистая или холмистая равнина, иногда с отдельными крутосклонными возвышенностями — денудационными останцами, сложенными наиболее твердыми горными породами. Такова возможная общая направленность водной денудации суши от резкого и глубокого расчлене-

ния поверхности до пенеплена (Карелия, Южный Урал и др.). Однако в большинстве случаев достигается лишь частичная пенепленизация, что обусловлено движениями земной коры. Периодическое усиление тектонических движений прерывает цикл выравнивания, в результате чего формируется более расчлененный, иногда ступенчатый или холмисто-грядовый рельеф.

Водная денудация суши сопровождается интенсивной аккумуляцией в речных долинах и их дельтах. В результате возникают обширные аккумулятивные равнины — аллювиальные и аллювиально-дельтовые, имеющие важное народнохозяйственное значение.

#### 7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, СВЯЗАННЫЕ С ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ РЕК

С отложениями речного аллювия связано формирование особого типа месторождений полезных ископаемых, называемых *россыпными месторождениями*, или *россыпями*. Реки, протекая по различным горным породам, размывают их, вымывая содержащиеся в них включения рудных минералов. В процессе движения речных вод и переноса продуктов размыва происходит их сортировка по удельному весу. Более легкие частицы переносятся водой дальше, тогда как тяжелые оседают и продолжают более медленное движение волочением по дну. Если на пути движения реки встречаются углубления, трещины и смещения твердых коренных пород, литологически или тектонически обусловленные (изменение поперечного сечения долины), скорость течения потока изменяется и частицы тяжелых минералов оседают и задерживаются в неровностях рельефа. Характерные важнейшие минералы россыпных месторождений — золото, платина, алмазы, касситерит (оловянный камень) и др.

Россыпные месторождения наблюдаются как в основании современных аллювиальных отложений русла и поймы, так и в основании аллювия древних надпойменных террас. Аллювиальные россыпи встречаются и в геологических разрезах в ископаемом состоянии (золото- и платиноносные конгломераты и др.).

С древними аллювиально-дельтовыми отложениями связаны многие бурогольные месторождения. Плиоценовая продуктивная толща Апшеронского полуострова, к которой приурочены главные нефтяные и газовые месторождения Азербайджана, представляет древнюю дельту и авандельту палео-Волги, впадавшей тогда в южный Каспий (В. П. Батурин). Дельтовые отложения служат вмещающим залежей нефти и газа и во многих других районах мира.

Аллювиальные и аллювиально-дельтовые равнины имеют большое значение и для сельского хозяйства. Почвы пойм, надпойменных террас и дельт рек отличаются в большинстве случаев высоким плодородием. Особенно это относится к поймам и дельтам рек, периодически затопляемым водой во время половодий, что сопровождается обогащением почв новыми питательными веще-

ствами. Это обновление и обводнение местности способствуют высокой биологической продуктивности, которая в свою очередь влияет на формирование высокоплодородных почв.

Аллювиальные галечники и пески широко используются при строительстве дорог и других сооружений.

## ГЛАВА 8

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

К подземным водам относятся все воды, находящиеся в почвах и горных породах ниже поверхности Земли. Они являются частью водной оболочки Земли — гидросферы, будучи тесным образом связаны с поверхностными водами (реками, озерами, морями и океанами) и водами атмосферы. Вследствие такой взаимосвязи подземные воды участвуют в общем круговороте воды в природе.

Подземные воды, их происхождение, динамика, качественные и количественные изменения во времени и геологическая деятельность являются предметом изучения науки гидрогеологии.

#### 1. ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Впервые на основании детальных экспериментальных исследований А. Ф. Лебедевым (1936) была предложена классификация видов воды в рыхлых горных породах. Позднее идеи А. Ф. Лебедева развивались многими исследователями (Роде, 1952; Ломтадзе, 1970; Сергеев, 1973), и в настоящее время выделяют семь видов воды.

1. *Вода в форме пара* (парообразная) содержится в воздухе, занимающем свободные от жидкой воды поры и трещины в горных породах. Она находится в динамическом равновесии с другими видами воды и с парами воды в атмосфере и обладает большой подвижностью. Последнее связано с неодинаковой упругостью паров в различных слоях пород и в атмосфере.

2. *Физически прочносвязанная вода* (гигроскопическая, по А. Ф. Лебедеву) образуется путем адсорбции (лат. «адсорбцио» — поглощение) молекул парообразной воды на поверхности минеральных частиц горных пород. Прочносвязанная вода больше всего свойственна тонкодисперсным породам — суглинкам и глинам. Она облекает частицы породы одномолекулярной тонкой пленкой, которая прочно удерживается молекулярными и электростатическими силами.

3. *Физически рыхлосвязанная вода* (пленочная, по А. Ф. Лебедеву) располагается на поверхности частиц породы поверх прочносвязанной. Она образует более толстую пленку из нескольких слоев молекул и удерживается молекулярными силами. Чем толще пленка, тем меньше молекулярные связи в ее краевой части.

Поэтому внешние слои рыхлосвязанной воды уже доступны для питания растений. Если толщина пленок у соседних частиц различная, то происходит медленное перемещение воды от частиц с большей толщиной пленки к частицам с менее тонкой пленкой до их выравнивания (рис. 8.1).

4. *Капиллярная вода* заполняет частично или полностью капиллярные (лат. «капиллярис» — волосная) трубки, узкие поры и трещинки горных пород и почв и удерживается в них силами поверхностного натяжения (капиллярных менисков). Влажность отложений, у которых все капилляры заполнены водой, называют капиллярной *влажностью*. Различают два основных вида капиллярных вод. А. *Капиллярно-подвешенная вода*, не связанная с уровнем подземных

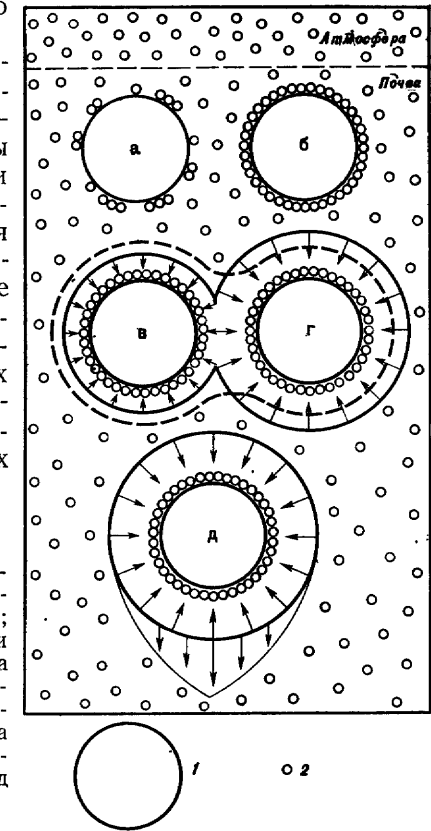


Рис. 8.1. Схема различных форм связи молекул воды с частицами породы:

1 — частицы породы; 2 — молекулы воды в виде пара; а — прочносвязанная вода при неполном насыщении; б — то же при полном насыщении; в и г — рыхлосвязанная (пленочная) вода движется от частицы з к частице в, окруженной более тонкой пленкой (пунктиром обозначена выровненная толщина пленок); д — гравитационная вода, образующая каплю, стекающую вниз под влиянием силы тяжести

вод. Она обычно образуется в верхней части почв и песчано-суглинистых грунтов зоны аэрации за счет инфильтрации атмосферных осадков. Подвешенная вода способна к восходящему передвижению в жидкой форме при испарении. Б. *Капиллярно-подтянутая вода* располагается непосредственно над уровнем грунтовых вод, от которого она поднимается снизу вверх, образуя капиллярную кайму. Высота капиллярного поднятия зависит от состава горных пород и колеблется от первых сантиметров в крупнозернистых отложениях до 2—3 м и более в суглинках. Капиллярно-подтянутая вода гидравлически связана с грунтовыми водами. Поэтому при сезонном и многолетнем колебаниях уровня грунтовых вод изменяется и верхняя поверхность капиллярной каймы.

5. *Гравитационная вода* (капельно-жидкая) способна свобод-

но перемещаться по порам, трещинам и другим пустотам в горных породах под влиянием силы тяжести или гидродинамического напора. Она может быть подразделена на воду, заполняющую полностью все поры, трещины и другие пустоты в водопроницаемых горных породах и образующую горизонты подземных вод, и воду, просачивающуюся сверху вниз в зоне аэрации (греч. «аэр» — воздух), т. е. в зоне, расположенной выше подземных вод.

6. *Вода в твердом состоянии* в виде кристалликов, прослоек и линз льда может образоваться при сезонном промерзании водонасыщенных горных пород, но особенно развита в областях распространения многолетнемерзлых горных пород (в Сибири, на Аляске и в других местах, см. гл. 10).

7. *Кристаллизационная (химически связанная) вода* входит в состав ряда минералов и принимает участие в их кристаллической решетке. В качестве примера можно привести гипс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (содержит 20,9% воды по массе), мирабилит  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  (55,9%). Удаление этой воды возможно при нагревании до  $100^\circ\text{C}$  и выше.

**Водопроницаемость горных пород.** В формировании подземных вод, а также скорости их движения большое значение имеют степень и характер водопроницаемости пород. По степени водопроницаемости все горные породы подразделяются на три группы: 1) *водопроницаемые* — пески, гравий, галечники, трещиноватые песчаники, конгломераты и другие скальные породы, трещиноватые и закарстованные известняки, доломиты; 2) *слабопроницаемые* — супеси, легкие суглинки, лёсс, неразложившийся торф и др.; 3) *относительно водонепроницаемые*, или *водоупорные*, — глины, тяжелые суглинки, разложившийся торф, нетрещиноватые массивные кристаллические и сцементированные осадочные породы.

Водопроницаемость рыхлых, зернистых пород (песок, гравий, галечники) определяется размерностью зерен и характером их сложения (рис. 8.2). В этих породах вода движется по порам между отдельными зернами. Чем крупнее зерна, слагающие породу, тем больше ее водопроницаемость (пример — грубообломочные породы: чистые галечники, крупный гравий со значительными по размерам порами между отдельными частицами породы). При уменьшении размеров зерен уменьшаются размеры пор, а следовательно, и их водопроницаемость. В природных условиях в большинстве случаев рыхлые обломочные породы сложены разнородным материалом — гравийно-галечным, песчано-гравийным, песками различной зернистости и др., что сказывается на степени водопроницаемости пород.

От состава рыхлых пород зависит их *влагоемкость*, т. е. способность вмещать и удерживать в себе то или иное количество воды. Различают *полную влагоемкость*, когда вода заполняет все поры (включая и капиллярные) горной породы, и *максимальную молекулярную влагоемкость*, показывающую количество воды, удерживаемой в породе силами молекулярного сцепления, после того как вся гравитационная вода стечет из породы. Разность меж-

ду полной и максимальной молекулярной влагоемкостью называют *водоотдачей горной породы*. Для практических целей важно

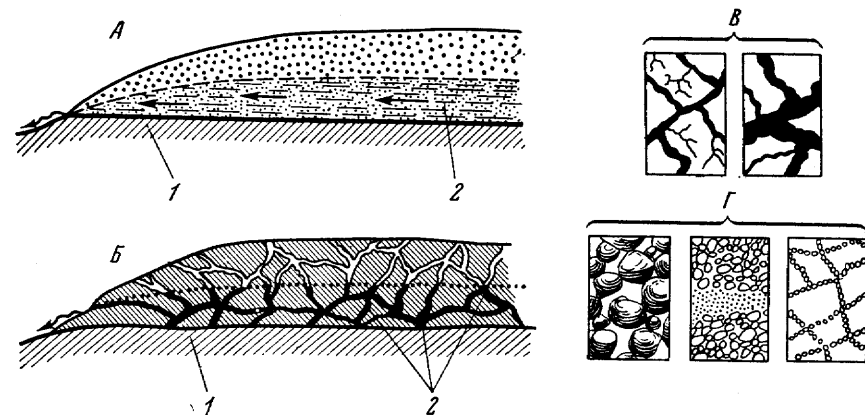


Рис. 8.2. Характер водопроницаемости пород: А — пористые породы; Б — трещиноватые породы; В — размеры водопроницающих трещин; Г — размеры и плотность расположения зерен в пористых породах; 1 — водонепроницаемые породы; 2 — породы, насыщенные водой

знать удельную водоотдачу — количество свободной воды, которую можно получить из  $1\text{ м}^3$  породы.

Водопроницаемость трещиноватых пород зависит от размера и характера трещин, а в растворимых породах и от степени их закарстованности (наличия пещер и других карстовых каналов).

Если подземные воды движутся по порам в рыхлых горных породах, они называются *поровыми*, по трещинам — *трещинными*, по трещинам и карстовым каналам — *трещинно-карстовыми*, или просто *карстовыми*.

## 2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По происхождению выделяют несколько типов подземных вод.

1. *Инфильтрационные подземные воды* образуются в результате просачивания (инфильтрации) в водопроницаемые горные породы атмосферных осадков. Доказательством такого происхождения подземных вод являются повышение уровня воды в колодцах при выпадении большого количества атмосферных осадков или таяния мощного снежного покрова и понижение уровня в засушливые годы. Таким образом, можно считать, что инфильтрация — основной источник пополнения подземных вод. В отдельных случаях наблюдается поступление воды в водоносные горизонты из рек, озер и морей. В то же время подземные воды участвуют в питании поверхностных водоемов. В этом проявляются единство и взаимодействие всех типов природных вод.



2. *Конденсационные подземные воды.* В некоторых климатических зонах, например в пустынях, где атмосферных осадков выпадает мало, а испаряемость очень велика, в формировании подземных вод определенную роль играет конденсация водяных паров воздуха в порах и трещинах горных пород. Этот процесс объясняется разностью упругости водяных паров атмосферного и почвенного воздуха. Если упругость водяного пара в свободном воздухе больше, чем в воздухе, заполняющем поры почв и горных пород, то он будет перемещаться из воздуха в почву. Попадая в область более низких температур, в почве и горных породах водяной пар начинает конденсироваться и переходить в жидкое состояние. Такой же процесс конденсации может происходить внутри горной породы, если в ее отдельных частях упругость водяного пара различна. В результате конденсации в пустынях образуются линзы пресных вод над солеными грунтовыми водами.

3. *Седиментогенные подземные воды* (лат. «седиментум» — осадок). Это воды морского происхождения. Они образовались одновременно с накоплением морских осадков. В ходе последующего геологического развития такие воды могут претерпевать значительные изменения в процессе диагенеза (преобразования осадка в горную породу), тектонических движений и действия других факторов. В ряде случаев происходит смешение вод различного генезиса. Особенно большие изменения претерпевают воды морского генезиса при значительном тектоническом погружении и захоронении их мощными слоями более молодых отложений. Они попадают в условия повышенных давлений и температуры. Многие исследователи так и считают, что глубинные высокоминерализованные (соленые и рассолы) подземные воды представляют собой воды морского генезиса, сильно измененные при повышенных температурах и давлении и весьма затрудненном водообмене. Нередко такие воды называют погребенными.

Вместе с тем ряд исследователей (Вассоевич, 1958; Киссин, 1967; Карцев, 1972) большую роль в формировании глубоких пластовых вод отводят элизионным процессам (лат. «элизио» — выжимание). Они исходят из того, что первичные морские иловые (алеврито-глинистые) осадки содержат до 80—90% воды. Когда они оказываются на большой глубине, в области повышенных давлений и температур, то испытывают значительное уплотнение, увеличивающееся по мере прогибания. Этот процесс уплотнения сопровождается выжиманием седиментогенных вод в водопроницаемые песчаные слои. По мнению Н. Б. Вассоевича, в больших и глубоких депрессиях вода в песчаных пластах, залегающих среди глин, в основном представляет воду, выжатую из последних. Эти воды называют перемещенными. Однако многие гидрогеологи, признавая элизионный процесс, не придают ему столь большого значения в формировании глубоких подземных вод.

4. *Ювенильные подземные воды* (лат. «ювенилис» — юный), или *магматогенные*. Многие источники подземных вод в областях современной или недавней вулканической деятельности обладают

повышенной температурой и содержат в растворенном состоянии необычные для поверхностных условий соединения и газовые компоненты. Для объяснения происхождения таких вод австрийским геологом Э. Зюссом в 1902 г. была выдвинута ювенильная теория. По его представлениям, эти воды могли образоваться из паров, выделяющихся из магмы при ее остывании. Поднимаясь по глубоким тектоническим трещинам и разломам, водяные пары попадают в области с более низкими температурами. В этих условиях они конденсируются и переходят в капельно-жидкое состояние, создавая особый генетический тип подземных вод. Возможность образования некоторого количества воды магматогенным путем признается большинством исследователей. Вместе с тем отмечается, что выделившиеся из магмы на глубине пары воды и другие газообразные компоненты, проникая вверх в земную кору, смешиваются с обычными подземными водами инфильтрационного происхождения и поступают на поверхность в смешанном виде. С другой стороны, советские исследователи установили, что многие термальные источники полностью связаны с подземными инфильтрационными водами верхней зоны земной коры, испытанными в процессе глубинной циркуляции нагревание и обогащение растворенными минеральными веществами и газами.

5. *Возрожденные, или дегидратационные, воды* образуются в результате выделения из минеральных масс, содержащих кристаллизационную воду. Такой процесс перехода из связанного состояния в свободное (при дегидратации гипса и его переходе в ангидрит и др.) возможен при повышенных температурах и давлениях.

### 3. ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По условиям залегания и гидравлическим признакам подземные воды верхней зоны земной коры подразделяются на: 1) безнапорные (со свободной поверхностью) и 2) напорные, или артезианские. Безнапорные воды подразделяются на три типа: верховодка, грунтовые воды и межпластовые воды.

**Верховодка** образуется в пределах зоны аэрации на сравнительно небольшой глубине от поверхности Земли в результате инфильтрации атмосферных осадков. По существу это временное скопление воды на отдельных линзах водонепроницаемых пород среди водопроницаемых. Это могут быть линзы моренных суглинков среди песчаных водно-ледниковых отложений или глин среди речных водопроницаемых песчаных образований и др. Такие скопления воды распространены, как правило, ограниченно (рис. 8.3).

Мощность водонасыщенных слоев верховодки колеблется обычно от 0,5 до 2—3 м, редко больше. Это зависит от размера водупорных линз и количества атмосферных осадков. Наибольшие мощность и водообильность наблюдаются весной, в период интенсивного снеготаяния, и осенью, когда происходит обильное выпадение осадков. К концу лета и в засушливые годы количество во-

ды уменьшается, а иногда она совсем иссякает. В степных южных районах европейской части СССР, где постоянные горизонты подземных вод залегают глубоко, верховодка используется в сельских местностях для питьевого водоснабжения и полива огородов.

**Грунтовые воды** имеют широкое распространение. Они приурочены к первому от поверхности водопроницаемому слою, распо-

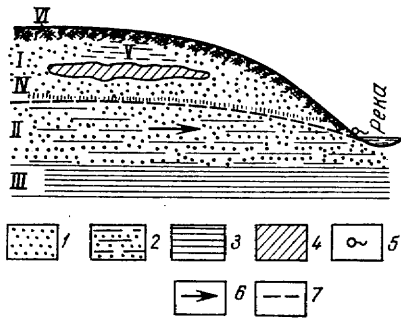


Рис. 8.3. Схема залегания грунтовой воды и соотношение ее с верховодкой: I — зона аэрации; II — зона насыщения водой (грунтовая вода); III — водоупорное ложе; IV — зона капиллярного поднятия; V — верховодка; VI — почвенные воды; 1 — песок; 2 — водонасыщенный песок; 3 — глина; 4 — тяжелый суглинок; 5 — нисходящий источник; 6 — направленное движение грунтовых вод; 7 — зеркало, или уровень, грунтовых вод

ложенному на первом от поверхности водонепроницаемом слое. Область питания их совпадает с областью распространения водопроницаемых пород. Они могут накапливаться как в рыхлых пористых породах, так и в трещиноватых и закарстованных горных породах. В грунтовых водах следует различать *верхнюю поверхность* (уровень), или *зеркало*, грунтовых вод и *водоупорное ложе* (см. рис. 8.3). Порода, насыщенная водой, называется *водоносным горизонтом*, или *слоем*. Мощность водоносного горизонта определяется расстоянием от зеркала (уровня) грунтовых вод до водоупорного ложа. Она изменяется: 1) по мере движения воды к областям разгрузки; 2) в зависимости от неровностей рельефа водоупорного ложа; 3) вследствие неодинаковой интенсивности питания атмосферными осадками в различные годы.

Грунтовые воды по гидравлическим особенностям безнапорные со свободной поверхностью. Выше уровня грунтовых вод располагается капиллярная кайма (зона капиллярного поднятия).

**Движение грунтовых вод.** Зеркало грунтовых вод повторяет в несколько сглаженном виде рельеф поверхности и имеет четко выраженный наклон в сторону пониженных мест. Это объясняется тем, что подземные воды находятся в непрерывном движении. Подчиняясь силе тяжести, они движутся в виде грунтового потока в направлении оврагов, рек, озер, морей и других понижений рельефа, где происходит их разгрузка в виде источников. Такие области называются *областями разгрузки*, или *дренирования* (франц. «дренаж» — сток). Грунтовые воды движутся по порам и нешироким трещинам в виде отдельных струек, более или менее параллельных друг другу. Это *ламинарный тип движения воды*. Скорость движения подземных вод зависит от водопроницаемости горных пород и уклона их уровня. Под *уклоном* понимается отноше-

ние  $\frac{h}{l}$ , где  $h$  — превышение уровня воды в одной точке над уровнем воды в другой;  $l$  — расстояние между двумя точками. Уклон зеркала грунтовых вод называют также *напорным градиентом* и обозначают буквой  $I$ . Скорость движения воды в песчаных породах от 0,5 до 1—2 м/сут. Наибольшая скорость движения подземных вод наблюдается в галечниках и особенно (до 10, реже 30 м/сут) в сильно закарстованных породах, где иногда движение переходит в турбулентное.

**Режим грунтовых вод.** Уровень, количество и качество грунтовых вод с течением времени меняются в зависимости от климатических условий и особенно количества атмосферных осадков. В многоводные годы, когда выпадает большое количество атмосферных осадков, уровень грунтовых вод повышается, в маловодные — понижается. При этих колебаниях некоторые слои пород периодически то заполняются водой, то осушаются. Таким образом, на пространстве от поверхности Земли до водоупорного ложа выделяются три зоны: 1) зона аэрации; 2) зона периодического насыщения водой, располагающаяся между минимальным и максимальным уровнями подземных вод (периодическое наполнение и осушение); 3) зона постоянного насыщения между минимальным уровнем грунтовых вод и водоупорным ложем (рис. 8.4).

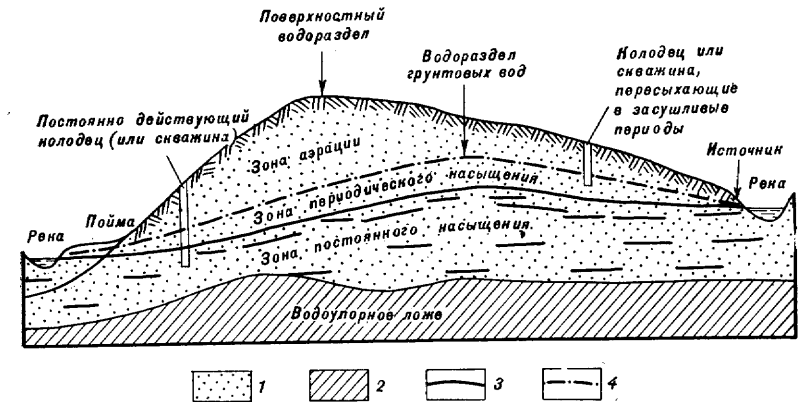


Рис. 8.4. Схема залегания и движения грунтовых вод в междуречном массиве: 1 — песок; 2 — суглинок; 3 — минимальный уровень грунтовых вод; 4 — максимальный уровень

Вместе с колебанием уровня грунтовых вод изменяются *дебит* (франц. «дебит» — расход) источников и в какой-то степени химический состав воды.

В природных условиях наблюдается гидравлическая связь грунтовых вод с реками и другими водоемами, что также играет определенную роль в их режиме. В районах с влажным и умерен-

ным климатом реки, как правило, дренируют подземные воды и уровень последних имеет наклон к реке. Только в паводковый период в прибрежной полосе возникает обратный уклон (от реки). После спада паводка уровень грунтовых вод, стремясь к равновесию, постепенно снижается и приобретает свой обычный уклон к реке. В каждом случае важно знать высотное положение уровня грунтовых вод и его изменение во времени и по площади. Для этой цели на основании систематических замеров уровня грунтовых вод в колодцах и буровых скважинах строятся специальные карты гидроизогипс (греч. «изос» — равный, «гипсос» — высота), на которых указываются линии равной его высоты по площади.

Знание режима грунтовых вод, его изменений во времени имеет огромное значение при решении важнейших народнохозяйственных задач (водоснабжение, мелиорация земель, строительство крупных гидротехнических сооружений и др.).

Во всех случаях необходим точный прогноз возможных изменений режима подземных вод и их последствий (рис. 8.5). В СССР организована сеть режимных гидрогеологических станций, на которых проводятся многолетние стационарные наблюдения над изменением уровня грунтовых вод, их температурой, химическим составом, дебитом источников, количеством выпадающих атмосферных осадков, над изменением температуры воздуха и уровня воды в поверхностных водоемах и реках, с которыми связаны грунтовые воды.

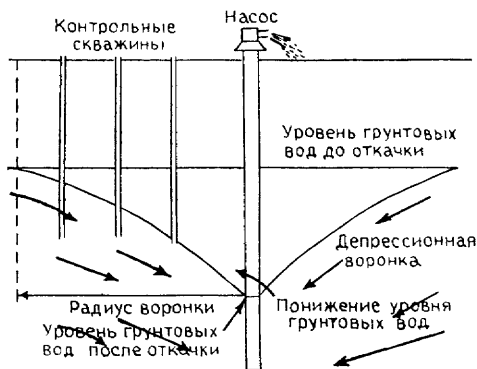


Рис. 8.5. Изменение уровня грунтовых вод при откачке из скважины

Межпластовые безнапорные воды отличаются от грунтовых тем, что находятся между двумя водоупорными слоями. Обычно такие воды развиты в условиях расчлененного рельефа и залегают выше базиса (местной гидрографической сети). Они не заполняют полость водоносного слоя и выходят в виде источников в береговых склонах оврагов и рек. В целом межпластовые воды являются проточными и по условиям передвижения аналогичны нисходящим грунтовым водам (рис. 8.6).

Напорные, или артезианские, межпластовые воды. К напорным, или артезианским, относятся подземные воды водоносных горизонтов, перекрытых и подстилающихся водоупорными пластами горных пород и залегающих на больших пространствах и глубинах вне сферы воздействия местных реч (рек, оврагов и других понижений). Артезианские воды получили название от провинции Артуа (в древности Артезия) во Франции, где впервые в

Европе стали использовать с помощью трубчатых колодцев самоизливающиеся напорные подземные воды.

Наиболее благоприятные условия для формирования напорных вод создаются в пределах различных тектонических прогибов земной коры, а также при моноклиналином (греч. «монос» — один, «клино» — склону) залегании горных пород. В первом случае слои

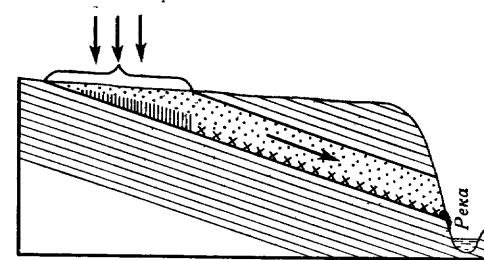


Рис. 8.6. Схема залегания межпластовых безнапорных вод:

1 — водонепроницаемые породы; 2 — водопроницаемые породы; 3 — грунтовые воды; 4 — межпластовые воды; 5 — область питания; 6 — нисходящий источник

изогнуты в виде корыта или чаши, образуя артезианские бассейны, во втором они наклонены в одну сторону и нередко водопроницаемые слои сменяются по падению водонепроницаемыми (рис. 8.7). В артезианских бассейнах выделяют три области: 1) область питания; 2) область разгрузки и 3) область напора.

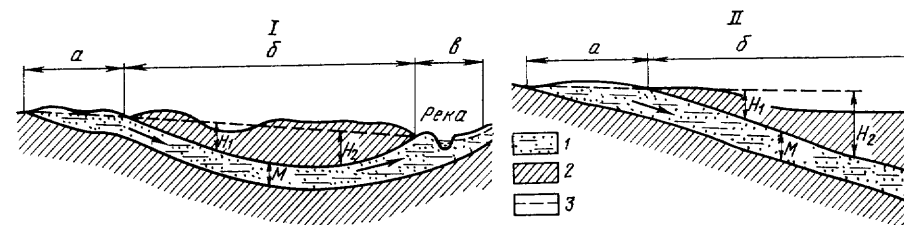


Рис. 8.7. Разрез артезианского бассейна при мульдообразном (I) и моноклиналином (II) залегании пород:

$a$  — область питания;  $б$  — область напора;  $в$  — область разгрузки (дренирования);  $H_1$  и  $H_2$  — напор;  $M$  — мощность артезианского пласта; 1 — водоносные породы; 2 — водонепроницаемые породы; 3 — пьезометрический уровень. Стрелками показано направление движения артезианских вод

Областью питания напорных вод является площадь выхода на дневную поверхность водоносного слоя, располагающегося на наивысших гипсометрических отметках. Атмосферные осадки, поступающая на такой площади в водопроницаемые слои, движутся по уклону водопроницаемых слоев к центральным частям бассейнов, заполняют весь водоносный слой и приобретают гидростатический напор.

Областью разгрузки, или дренирования, называют участки выходов напорных подземных вод на поверхность, отличающиеся более низким гипсометрическим положением по сравнению с областью питания.

**Область напора** — это основная площадь распространения артезианских вод, расположенная между областями питания и разгрузки. Величина напора и высота уровня подземных вод зависят от высотного положения областей питания и разгрузки. Если на разрезе соединить прямой линией уровни стояния воды в областях питания и разгрузки, то эта линия примерно покажет, до какой высоты поднимается напорная вода при вскрытии ее колодцами или буровыми скважинами в том или ином месте, т. е. покажет напорный уровень данного водоносного горизонта. Уровень напорных вод называют *пьезометрическим уровнем* (греч. «пиезо» — давлению) и выражают в абсолютных отметках (по отношению к уровню моря). Для представления об изменении пьезометрического уровня по площади строятся специальные карты гидроизопьез (изопьез) — линий, соединяющих точки с одинаковыми абсолютными отметками пьезометрического уровня, установленного по ряду скважин. Там, где пьезометрический уровень располагается выше поверхности Земли, напорные воды самоизливаются или фонтанируют из буровых скважин. Величину напора (расстояние по вертикали от водоупорной кровли водоносного горизонта до пьезометрического уровня) обозначают в метрах.

При моноклинальном (однослоновом) залегании пород вода, поступающая в области питания, перемещается по падению слоя и также приобретает гидростатический напор. Это имеет место преимущественно при смене водопроницаемых пород водонепроницаемыми вниз по падению. Последнее может быть связано или с первичным накоплением разных по составу осадков, или с разрывными нарушениями и перемещениями по ним различных по водопроницаемости пород (рис. 8.8).

**Артезианские бассейны.** Под артезианским бассейном понимается площадь распространения напорных водоносных горизонтов, приуроченных к определенным геологическим структурам (впадинам, прогибам). Размеры артезианских бассейнов от сотни до первых сотен тысяч квадратных километров.

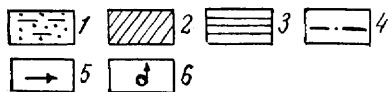
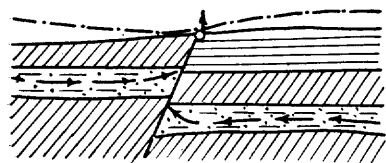


Рис. 8.8. Пример экранирования напорного водоносного горизонта при сбросе:

1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — относительно водоупорные породы; 4 — пьезометрический уровень; 5 — направление движения артезианских вод; 6 — восходящий источник

Относительно малые артезианские бассейны, связанные с моноклинально залегающими водоносными породами, называют артезианскими склонами. Особенно крупные размеры имеют артезианские бассейны равнинных областей.

Наиболее изучен Московский артезианский бассейн, имеющий большое значение в водоснабжении городов и промышленных пред-

приятий центральной части европейской территории Союза. В структурном отношении этот бассейн представляет собой крупную впадину (Московская синеклиза, см. гл. 14), выполненную отложениями каменноугольной, девонской и более древних систем. Здесь к трещиноватым и местами закарстованным каменноугольным известнякам и доломитам приурочено несколько водоносных горизонтов, разделенных непроницаемыми глинистыми отложениями. Напорные воды этих горизонтов отличаются хорошим качеством, относительно слабо минерализованы. Области питания их располагаются на периферии артезианского бассейна, где водопроницаемые отложения выходят на поверхность. В девонских отложениях также наблюдаются напорные водоносные горизонты. К верхнедевонским отложениям, залегающим на глубине от 360 до 600 м, приурочена московская минеральная вода (с минерализацией от 2,4 до 4,5 г/л), используемая в бальнеологических целях. В более глубоких водоносных горизонтах напорные воды отличаются высокими минерализацией (засолены) и температурой.

Другим примером может служить Днепровско-Донецкий (Северо-Украинский) артезианский бассейн, приуроченный к крупной впадине, вытянутой в западно-северо-западном направлении. В центральной части впадины наблюдается несколько напорных водоносных горизонтов в юрских, меловых и палеогеновых отложениях. Область питания их располагается на приподнятых северной и северо-восточной окраинах бассейна, а область разгрузки — в долине Днепра. Такие благоприятные условия питания и дренирования способствуют активному водообмену, в связи с чем воды этих напорных горизонтов хорошего качества и используются для водоснабжения многих крупных городов Украины. Хорошо известны также Прибалтийский, Причерноморский и другие артезианские бассейны.

За последние десятилетия советскими гидрогеологами открыты новые артезианские бассейны в Казахстане, республиках Средней Азии, в Западной и Восточной Сибири и в других местах.

#### 4. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Состав подземных вод зависит от их происхождения (остаточные морские, инфильтрационные, смешанные и др.), а также от степени и характера водообмена и взаимодействия с горными породами, по которым они протекают. В процессе движения подземных вод происходят выщелачивание горных пород или включений в них и обогащение вод минеральными солями. По количеству растворенных веществ подземные воды разнообразны — от совершенно пресных до крепких рассолов (рапы). Суммарное содержание растворенных солей в подземных водах принято называть *общей минерализацией*, выражаемой в граммах или миллиграммах на литр (г/л, мг/л).

Существует несколько классификаций подземных вод по общей минерализации и гидрохимическим типам. Наиболее широко

известны классификации В. И. Вернадского и А. М. Овчинникова (табл. 3).

Гидрохимические типы подземных вод определяются по содержанию преобладающих анионов и катионов и их сочетанию. Из

Таблица 3

Подразделение подземных вод по общей минерализации и преобладающим гидрохимическим типам

По А. М. Овчинникову		По В. И. Вернадскому	
Характеристика вод	общая минерализация, г/л	преобладающие гидрохимические типы	
Ультрапресные	0,2	гидрокарбонатные	пресные
Пресные	0,2—0,5	»	
Воды с относительно повышенной минерализацией	0,5—1,0	гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные	
Солоноватые (слабоминерализованные)	1—3	сульфатно-хлоридные	солончатые
Соленые (средней минерализации)	3—10	»	
Воды повышенной солености (сильноминерализованные)	10—35	хлоридно-сульфатные и преимущественно хлоридные	
Воды, переходные к рассолам	35—50	хлоридные	соленые
Рассолы	50—400 (500)	»	рассолы

анионов наиболее широко распространены  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ , из катионов —  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ . Сочетания этих основных шести элементов определяют и основные свойства подземных вод — щелочность, соленость и жесткость (рис. 8.9). По анионам выделяют три класса вод: 1) гидрокарбонатные; 2) сульфатные; 3) хлоридные и несколько промежуточных (сложного сочетания) — гидрокарбонатно-сульфатные, хлоридно-сульфатные, сульфатно-хлоридные и еще более сложного состава. По соотношению с катионами каждый из них может быть натриевым или кальциевым, или магниевым, или смешанным — магниевым-кальциевым, кальциевым-натриевым, кальциевым-магниевым-натриевым и др.

В природных условиях наблюдается широтная и вертикальная гидрохимические зональности подземных вод. Установлена закономерная широтная зональность грунтовых вод, тесным образом связанная с изменением климатических условий при движении с

севера на юг. Г. Н. Каменский выделил на территории СССР два типа вод: 1) грунтовые воды выщелачивания, характерные для областей с избыточным увлажнением (огромные пространства европейской части СССР и Сибири) и изменяющиеся от ультрапресных на севере до вод повышенной минерализации ( $>1$  г/л) в более южных районах; 2) грунтовые воды континентального засоле-

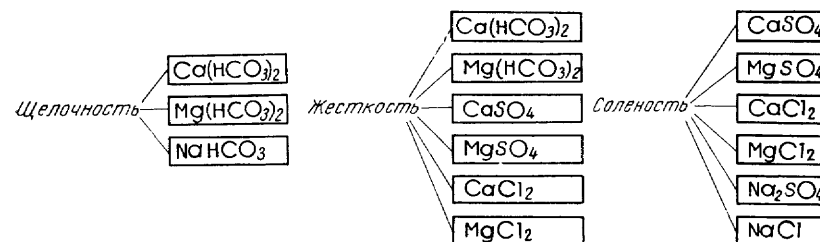


Рис. 8.9 Сочетания различных элементов, обуславливающие основные свойства воды

ния, характерные для сухих степей, полупустынь и пустынь. Это преимущественно солончатые и соленые воды.

В артезианских бассейнах вертикальная гидрохимическая зональность связана с различными условиями водообмена. Выделяются несколько зон. 1. Зона активного водообмена, где воды движутся от области питания к области разгрузки и выходят в виде источников. В этом случае подземные воды достаточно быстро обновляются за счет вновь поступающих атмосферных осадков и характеризуются относительно небольшой минерализацией и гидрокарбонатно-кальциевым составом. 2. Зона замедленного водообмена, располагающаяся глубже, где обновление воды предполагается за длительное время (от тысяч до сотен тысяч лет). Соответственно увеличивается минерализация подземных вод и состав становится гидрокарбонатно-сульфатным, сульфатным и хлоридно-сульфатным. 3. Зона весьма замедленного водообмена (еще более погруженная), в которой сроки обновления подземных вод оцениваются от миллиона до многих миллионов лет. Здесь уже развиты подземные воды повышенной солености и даже рассолы преимущественно сульфатно-хлоридного и особенно хлоридного типа.

Такая высокая минерализация подземных вод в ряде случаев связана не только с их происхождением (например, остаточные морские воды), но и с растворением солей из подземных соляных залежей (Ангара-Ленский бассейн и др.). Именно взаимодействие воды с горными породами при различных условиях водообмена и соотношениях температуры и давления главным образом и определяет общую минерализацию и состав подземных вод. Помимо основных анионов и катионов, определяющих гидрохимические типы вод, в глубоких водоносных горизонтах с высокой минерализацией нередко содержатся бор, бром, йод, стронций, литий, ра-

диоактивные элементы и газовые компоненты. Особенно большое количество бора, брома, йода встречается в хлор-кальциевых водах нефтяных и газовых месторождений, из которых они извлекаются в промышленном количестве.

**Минеральные воды.** Минеральными называют подземные воды, оказывающие физиологическое воздействие на организм человека и используемые для лечебных целей. Лечебные свойства их определяются повышенной температурой и содержанием некоторых химических компонентов — железа, брома, йода, радона, углекислоты, сероводорода и др. По общей минерализации среди них встречаются пресные, солоноватые и соленые воды. По температурному признаку выделяются несколько типов: холодные, с температурой до 20°; теплые — от 20 до 37° (по В. В. Иванову, до 35°); горячие (собственно термальные) — от 37 до 42°; очень горячие (гипертермальные) — свыше 42°. Наибольшее количество минеральных вод в СССР приурочено к молодым горным сооружениям (Карпаты, Кавказ, Копетдаг, Памир и др.) и к районам современной вулканической деятельности.

По составу, свойствам и лечебному значению выделяются несколько бальнеологических групп (7 и более). Наиболее хорошо известны следующие типы минеральных вод: 1. *Углекислые минеральные воды.* К ним относятся холодные нарзаны Кисловодска, воды Боржоми в Грузии и Виши во Франции; горячие углекислые источники, выходящие из трещин гранитных массивов в Карловых Варах в Чехословакии, Джермук в Армении, Истису в Азербайджане. Образование углекислых минеральных вод в значительной степени связано с глубинными процессами — термометаморфизмом карбонатных пород (при температуре около 400°) на контакте с молодыми магматическими интрузиями.

2. *Сероводородные (сульфидные) минеральные воды,* лечебные свойства которых определяются наличием в достаточном количестве свободного сероводорода. Значительная часть сероводородных вод формируется в восстановительной обстановке в результате сложных биохимических процессов в осадочных горных породах. По условиям формирования среди сероводородных вод выделяют: 1) азотные сероводородные (сульфидные) воды, генетически связанные с четвертичными торфяными отложениями и относительно неглубоко залегающими гипсоносными породами; пример — воды Кемери (Латвийской ССР); 2) метановые сероводородные воды, связанные с битуминозными и нефтеносными отложениями и формирующиеся в глубоких частях артезианских бассейнов; пример — воды Мацесты (Сочинский бассейн), Талги (Дагестан), Усть-Качки (Приуралье), Симион (Фергана) и др.; 3) углекислые сероводородные воды районов современной вулканической деятельности (Камчатка, Курильские острова и др.).

Формирование радиоактивных минеральных вод связано главным образом с кислыми интрузивными магматическими горными породами. Наиболее распространены радоновые воды с повышенным содержанием эманации радия — радона. Среди них выделя-

ют: а) холодные радоновые воды в корах выветривания; б) термальные радоновые воды, приуроченные к тектоническим трещинам в кислых магматических породах (гранитах и др.). Радоновые воды широко используются на курортах Цхалтубо на Кавказе, Белокуриха на Алтае и др.

**Источники и их отложения.** Естественные выходы подземных вод на поверхность называют *источниками* (ключ, родник). Чаще всего они приурочены к долинам рек, оврагов, прорезающих водоносные горизонты, и к берегам озер, морей. Выделяют два главных типа источников: нисходящие и восходящие.

*Нисходящие источники* создаются подземными водами со свободной поверхностью — верховодкой, грунтовыми и безнапорными межпластовыми водами. Происходит относительно спокойное течение вод в областях разгрузки. В большинстве случаев эти источники располагаются в основании склонов речных долин и оврагов. Они могут быть изолированы друг от друга (локализованные выходы) или могут представлять протяженную линию выходов вод. Последнее часто наблюдается там, где водоупорные слои, подстилающие водоносные горизонты, залегают выше уровня воды в реке (на различной высоте склонов любого базиса — рек, морей, оврагов).

Дебит нисходящих источников не постоянен и существенно изменяется во времени. Особенно велики колебания у нисходящих источников верховодки. Большинство их иссыкает в сухое время года. Водообильность источников связана с условиями питания и со степенью водопроницаемости пород. Наибольшей водообильностью отличаются источники водоносных горизонтов, приуроченных к крупнозернистым гравийно-галечным пескам, галечникам и трещиноватым сильно закарстованным известнякам. Карстовые источники, вытекающие из пещер и других карстовых каналов, бывают местами настолько мощны, что дают начало ручьям и даже рекам (Крым, Кавказ, Ленинградская обл. и др.).

*Восходящие источники* представляют собой естественные выходы напорных (артезианских) подземных вод в областях их разгрузки (дренирования). На месте выхода вода бьет вверх в виде струи (ключа), т. е. небольшого фонтанчика. Источники поднимаются по трещинам и разломам, пересекающим горные породы, или из выходящих на поверхность водоносных пластов, расположенных значительно ниже областей питания. Нередко восходящие источники напорных вод наблюдаются в пределах морских водоемов. Такие источники называются *субмаринными (подводными)*.

С выходами источников местами связаны своеобразные отложения. Наиболее часто встречаются известковые туфы. Они образуются в местах выхода жестких гидрокарбонатно-кальциевых подземных вод в связи с нарушением карбонатного равновесия. Часть растворенной в воде углекислоты уходит в атмосферу, и гидрокарбонат  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  переходит в трудно растворимый карбонат  $\text{CaCO}_3$ , выпадающий в осадок. Особенно интенсивно этот процесс происходит при выходе углекислых минеральных вод, про-



текающих по карбонатным породам и обладающих значительно большей растворяющей способностью. В результате местами образуются достаточно мощные накопления грубопористого известкового туфа — травертина. На выходах очень горячих (гипертермальных) источников вулканических областей, обогащенных кремнеземом, образуются кремнистые туфы.

## 5. КАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Под *карстом* понимают процесс растворения, или выщелачивания, и отчасти размыва трещиноватых растворимых горных пород движущимися (подземными и поверхностными) водами и связанное с ним образование специфических карстовых западных форм рельефа на поверхности Земли и различных пустот, каналов и пещер в глубине. Основные условия развития карста: 1) трещиноватость растворимых горных пород, обеспечивающая их водопроницаемость; 2) движение воды по трещинам; 3) растворяющая способность воды.

Содержащиеся в природных водах различные соли и газовые компоненты существенно влияют на растворимость горных пород. Вода, насыщенная углекислотой, растворяет известняки во много раз интенсивнее, чем химически чистая вода. Присутствие в подземных водах NaCl повышает растворимость гипса в 2,5—3,5 раза. Взаимодействие этих сложных природных растворов с трещиноватыми растворимыми горными породами и приводит к образованию комплекса поверхностных и подземных карстовых форм.

Термин «карст» происходит от названия горного известнякового плато Карст близ г. Триеста (побережье Адриатического моря), где карстовый процесс и карстовые формы наиболее полно развиты.

К растворимым горным породам относятся известняки, доломиты, мел, гипс и соли (галит и др.). В зависимости от состава растворимых пород различают карст карбонатный, гипсовый и соляной. Легче всего растворимы соли, а затем гипс, но эти породы относительно мало распространены. Более широко развит и наиболее изучен карст в карбонатных породах — известняках и доломитах, на примере которого и рассматриваются далее карстовый процесс и его результаты. Карсту, закономерностям его развития и особенностям различных карстовых форм посвящены многочисленные работы, в том числе обобщающие монографии Г. А. Максимовича, Н. А. Гвоздецкого, Г. В. Короткевича, Д. С. Соколова.

Карст во всем его многообразии проявляется в молодых горных сооружениях Средиземноморья, где на поверхность на огромных пространствах выходят известняки. Типичный карстовый ландшафт в СССР хорошо выражен на Кавказе, в пределах Главной гряды Крымских гор (Крымская Яйла), на Урале и в других районах. Различают открытый, или голый, карст, когда растворимые породы выходят на поверхность, и закрытый, или закрытый, когда они перекрыты сверху нерастворимыми породами. Первый из них при-

урочен в большинстве случаев к горным районам, второй — к равнинным.

**Поверхностные карстовые формы.** *Карры* образуются на поверхности обнаженных растворимых пород. Они представляют собой углубления, напоминающие глубокие борозды, небольшие канавки, щели, дыры глубиной от нескольких сантиметров до 1—2 м. Борозды и разделяющие их гребни либо протягиваются почти параллельно друг другу, совпадая с направлением уклона поверхности Земли или падения слоев горных пород, либо располагаются совершенно неправильно, ветвятся и часто сливаются друг с другом. Их происхождение связано с воздействием атмосферных осадков и талых снеговых вод. Основную роль играет здесь выщелачивание, но на крутых склонах проявляется также и эрозия стекающими поверхностными водными струями. Местами карры густо покрывают большие площади, которые в связи с этим становятся трудно проходимыми. Такие поверхности называют *карровыми полями*. Карры нередко наблюдаются в рифовых образованиях на морских побережьях. Особенно широко они распространены на современных коралловых островах, где процесс протекает при участии морских вод. Предполагается, что растворению кальцита в этих условиях способствует углекислота, образующаяся при разложении органического вещества самих рифостроящих организмов.

**Поноры** — вертикальные или наклонные глубокие отверстия щеле- или колодеобразной формы, поглощающие поверхностную воду и отводящие ее в глубину карстового массива. Их можно рассматривать как проявление следующей стадии развития карста после каррообразования, когда происходит разработка трещин и узлов их пересечения в глубину. Поноры часто сочетаются с другими карстовыми формами (рис. 8.10).

**Карстовые ниши** разных размеров часто наблюдаются на выходах растворимых горных пород на крутых склонах. Они образуются при растворении пород атмосферными осадками (дождевыми и снеговыми водами), стекающими в большом количестве по обнаженному склону, или в результате выщелачивания подземными водами. Часто локализация ниш связана с трещинами напластования растворимых пород.

**Карстовые воронки** — наиболее распространенные поверхностные формы карста. Они встречаются в разнообразных климатических зонах, как в горных районах, так и на равнинах, особенно широко в Альпах, Динаридах, на Балканах, в Крыму, на Кавказе, Урале, на равнинах европейской части Союза и Сибири и в других местах. Воронки имеют различные формы, то с довольно крутыми склонами, то в виде чаш или блюдца с пологими склонами и небольшой глубиной. Диаметр подавляющего большинства воронок изменяется от 1 до 50 м и лишь у некоторых достигает 100 м и более. Глубина их редко превышает 15—20 м. Среди карстовых воронок по условиям развития карста выделяют два основных типа.

1. *Воронки поверхностного выщелачивания* образуются в ре-

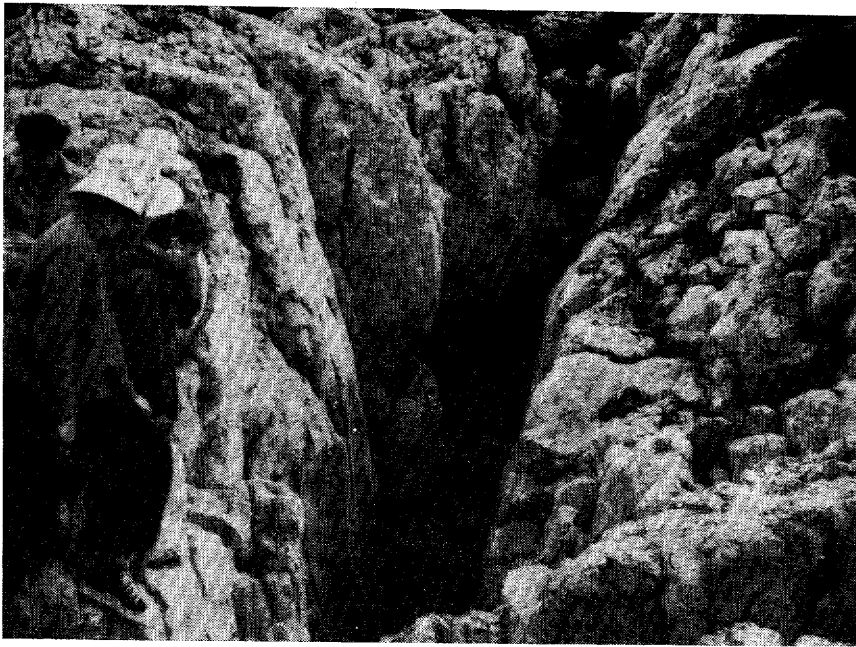


Рис. 8.10. Карры и поноры на Чатырдаге в Крыму (фото В. А. Апродова)

зультате растворяющего воздействия дождевых и снеговых вод. При этом происходит постепенное расширение и углубление открытых трещин, расширение верхних частей понор и превращение их в воронки. Росту воронок помогает и размывающая деятельность поверхностных водных струй. На дне таких воронок местами наблюдаются водопоглощающие поноры. Воронки поверхностного выщелачивания нередко пространственно и генетически связаны с каррами.

2. *Провальные воронки* образуются в результате обрушения сводов подземных карстовых полостей. Постепенное развитие и увеличение размеров подземных полостей приводит в конце концов к нарушению равновесия пород в своде и образованию провалов иногда значительных размеров. Чаще всего карстовые воронки образуются вблизи областей дренирования подземных вод (речных долин, оврагов), где наблюдается более интенсивная циркуляция воды, способствующая формированию крупных подземных карстовых полостей, но развиты они и на прилегающих плоских водоразделах. Местами наблюдается линейное расположение карстовых воронок, что часто связано с наличием крупных тектонических трещин, по которым наиболее интенсивно развивался карст, иногда с контактом растворимых и нерастворимых пород. При линейном расположении воронок растворение и эрозия могут привести к образованию карстово-эрозионного оврага.

*Котловины и поля* — это крупные замкнутые понижения в растворимых горных породах, главным образом в горных областях. Для них характерны крутые склоны высотой в десятки, а иногда и сотни метров, относительно выровненное дно, в пределах которого местами наблюдаются водопоглощающие воронки с понорами. К таким формам относится, например, котловина Бештекне в верхнеюрских известняках Крыма (рис. 8.11). Наиболее крупные поля (славянск. «полье» — поле) отмечены на Балканском полуострове: Ливоньско полье — 379,3 км<sup>2</sup>, Попово — 181,2, Охридское (полье-озеро) — 349,6 км<sup>2</sup> и др. По степени обводненности поля бывают: а) сухие; б) с временным или постоянным водотоком; в) периодически затопляемые и г) превращенные в озера. Появление в полях озер может быть связано или с вскрытием при их развитии подземных вод, или с закупориванием поглощающих отверстий на дне. Заложение подобных крупных форм, по-видимому, предопределено особенностями складчатой структуры и разрывными нарушениями, а дальнейшее развитие связано с выщелачиванием и размывом. Некоторые котловины и поля образуются путем слияния карстовых воронок. В отдельных случаях поля образуются путем провала над крупной подземной карстовой полостью.

*Карстовые колодцы, шахты и пропасти.* Колодцы и шахты — это вертикальные или наклонные карстовые формы, уходящие в глубину на десятки и сотни метров. Они являются как бы переходными формами от поверхностных к подземным. Их образование связано с дальнейшим расширением и углублением трещин и понор путем растворения и размыва стекающими по ним водами. Когда карстовые колодцы и шахты достигают нескольких сотен метров в глубину и значительно расширяются (от выщелачивания, размыва и обрушения), они приобретают вид грандиозных пропастей. По данным Г. А. Максимовича, известны шахты и пропасти глубиной от 300 до 1100 м. Наибольшее количество из них имеют глубины от 300 до 500 м. Местами образование глубоких естественных шахт, возможно, связано с воздействием мощных восходящих источников артезианских вод. В качестве примера подобной шахты, заполненной водой, Н. А. Гвоздецким приводится котловина оз. Церик-Кель (Кавказ) глубиной 258 м.

*Карст и поверхностный сток.* В карстовых областях встречаются реки, гидрологический режим которых определяется степенью закарстованности пород и наличием водопоглощающих карстовых форм. Поглощение и отвод в глубину поверхностного стока рек понорами, воронками, шахтами и другими карстовыми формами придают своеобразный морфологический облик долинам. По особенностям развития, связи с главными реками и морфологии выделяют два основных типа карстовых долин — слепые и полуслепые.

1. *Слепые долины* зарождаются эрозионным путем, но не достигают главной реки, а заканчиваются слепо у водопоглощающей карстовой формы (поноры и др.). Поглощенная понорой вода

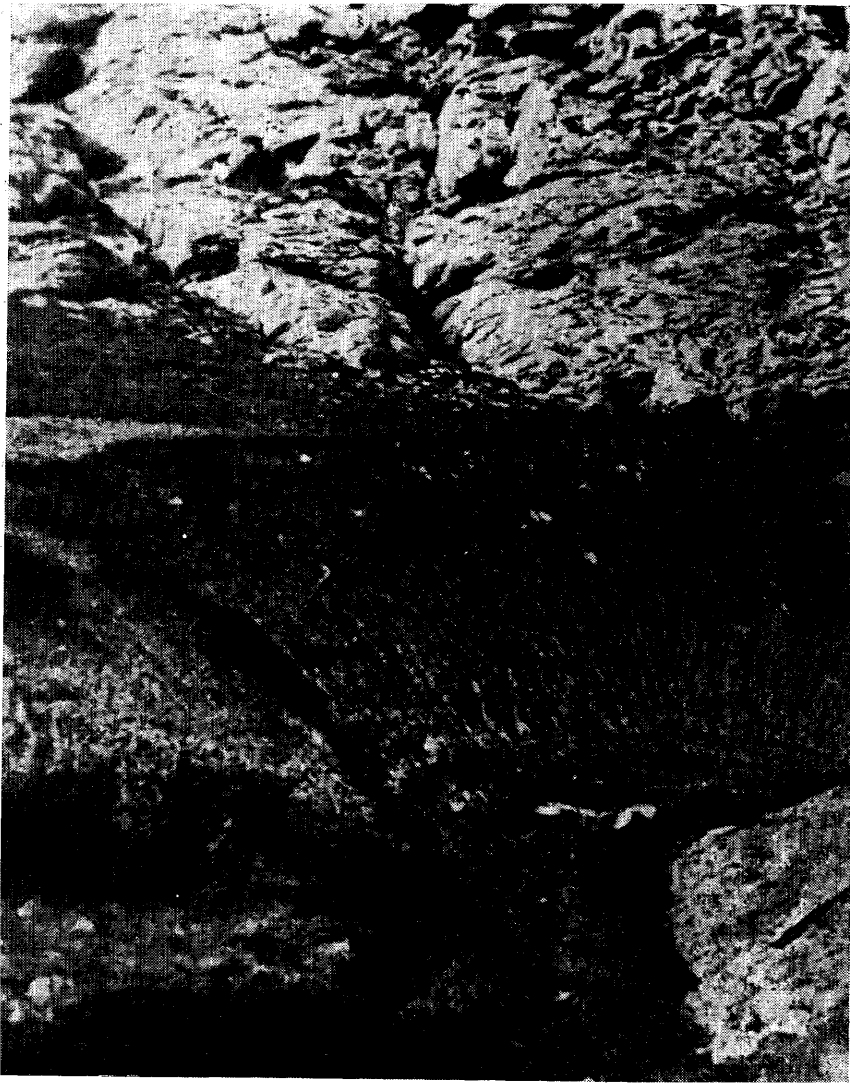


Рис. 8.11. Карстовая котловина Бештекне (Крым) с воронкой на дне

движется по подземным карстовым каналам в направлении к главной реке и нередко выходит в русло последней. 2. *Полуслепые долины* в начальные этапы развития представляли собой типичные эрозионные долины (созданные размывающим действием реки, имеющей связь с главной долиной). В последующем на пути движения потока в дне долины возникает карстовая форма, поглотившая поверхностный сток. Отрезок долины, расположенный

ниже карстового очага поглощения, превращается в суходол. Исчезающие реки встречаются во многих районах горных и равнинных территорий — в Крыму, на Кавказе, Урале, Уфимском плато, в Смоленской, Ленинградской и других областях. В качестве примера можно привести р. Узень в Крыму, которая, начинаясь под названием Сууксу юго-восточнее окраины Байдарской долины, вскоре исчезает под землей, и далее вниз по течению следует усыянное щебнем и галькой сухое русло. На протяжении около 10 км воды этой реки текут под землей и вновь появляются под названием р. Черной в виде сильного источника. Такие мощные источники нередко называют *включными* (по названию плато Воклюз во Франции, где они были описаны впервые). Следует отметить, что даже такие крупные реки, как р. Чусовая и другие, при пересечении закарстованных пород теряют часть своего расхода.

*Периодически исчезающие озера* известны в карстовых районах различных областей — Ивановской, Горьковской, Ленинградской, Вологодской и др. На дне этих озер находятся карстовые воронки и поноры, которые в той или иной степени закарстовированы (закупорены) озерными осадками и нерастворимыми продуктами. Периодическое исчезновение озерных вод, по-видимому, связано с просасыванием кольматационных отложений, временно заполняющих водопоглощающие воронки и поноры, и с понижением уровня подземных вод.

**Подземные карстовые формы.** Наряду с разнообразными поверхностными карстовыми формами в глубине массива растворимых горных пород наблюдаются различные подземные формы: 1) закарстованные трещины, расширенные за счет растворения пород подземными водами; 2) карстовые пещеры и различные каналы.

*Карстовые пещеры и каналы.* Наибольшее внимание исследователей привлекают пещеры — самые крупные подземные карстовые формы, широко развитые в горах и равнинных областях. Они образуются вблизи верхней границы зоны насыщения, где подземные воды движутся по наиболее крупным закарстованным трещинам в направлении к дренирующим системам (речным долинам и др.) и производят интенсивную растворяющую и размывающую (эрозионную) деятельность. Подземная эрозия особенно проявляется при больших скоростях движения карстовых вод и наличии в пещерах водотоков. Пещеры представляют собой систему горизонтальных или наклонных каналов, то неправильно ветвящихся, соединенных узкими ходами, то расходящихся и образующих огромные залы, или гроты, то переходящих в узкие, едва проходимые щели. Для подземных полостей характерны в плане повторяющиеся зигзаги, а в профиле — различной крутизны уступы. Такая причудливость очертаний обусловлена сложностью систем трещин, их пересечением и, возможно, неоднородностью состава карстующихся пород. Во многих пещерах протекают подземные ручьи, а местами реки или имеют место озера. В ря-

де пещер наблюдаются грандиозные по высоте и ширине гроты, в образовании которых наряду с выщелачиванием и эрозией большое значение имеет обрушение сводов пещер. А это в свою очередь вызывает формирование провальных воронок и пропастей на поверхности. Таким образом, карст на поверхности и в глубине представляет собой единую сложную систему.

*Этажность карстовых пещер.* Местами в сильно закарстованных районах наблюдается несколько этажей пещер. Их высотное расположение в той или иной мере увязывается с надпойменными террасами рек, которые отражают определенные эрозионно-аккумулятивные циклы в развитии речных долин. Это свидетельствует об общности причин, вызывающих изменения в развитии реки и карстовых процессов. Этими причинами являются движения земной коры или эвстатические колебания уровня океана. Г. А. Максимович установил в хорошо известной Кунгурской пещере (рис. 8.12) несколько этажей, увязывающихся с древними террасами р. Сылвы. На дне пещеры расположено много озер, уровень которых находится в прямой зависимости от изменения уровня воды в р. Сылве. Такая взаимосвязь пещер с террасами наблюдается лишь при длительном эрозионно-аккумулятивном цикле. В этих условиях трещинно-карстовые подземные воды, движущиеся к реке (области разгрузки), успевают выработать карстовую пещеру и подрусовые каналы. Понижение уровня воды в реке (вследствие опускания базиса эрозии или поднятия суши) вызовет понижение уровня подземных вод до установления нового равновесия (река — подземные воды). Старая пещера окажется осушенной, а новая будет формироваться ниже, применительно к новому положению уровня воды в реке. Иная картина (отсутствие этажности пещер) имеет место в районах, испытывающих устойчивое поднятие. В этих условиях не создается длительного равновесия (река — подземные воды) в связи с интенсивностью глубинной эрозии реки на поднимающемся участке, скорость которой значительно превышает скорость развития карста.

*Отложения карстовых пещер.* Широкое развитие в пещерах имеют натечные образования. Вода, просачивающаяся сверху и движущаяся по трещинам в карбонатных породах, обычно содержит много растворенного углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ), что значительно увеличивает ее растворяющую способность. Растворяя по пути своего движения известняки (в зоне азрации), она насыщается углекислым кальцием в виде бикарбоната:  $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Когда такая вода просачивается с потолка или стенок пещеры, она выделяет часть углекислоты, в результате нарушается указанное равновесие и реакция сдвигается влево. Бикарбонат переходит в карбонат кальция ( $\text{CaCO}_3$ ), который частично выпадает в осадок в момент, когда воды находятся еще на потолке пещеры. Так из капель просачивающейся с потолка пещер воды нарастают вниз натечные образования, называемые *сталактитами*. В ряде пещер можно наблюдать различные, иногда изумительной красоты формы сталактитов.

Одновременно падающие на пол пещеры капли воды выделяют остатки карбоната кальция, в результате снизу растут также натечные образования в виде колонн, трубочек, конусов и других форм, называемые *сталагмитами* (рис. 8.13). Иногда сталактиты и сталагмиты сливаются друг с другом в единые колонны. Местами на выходе источников подземных вод в пещерах об-

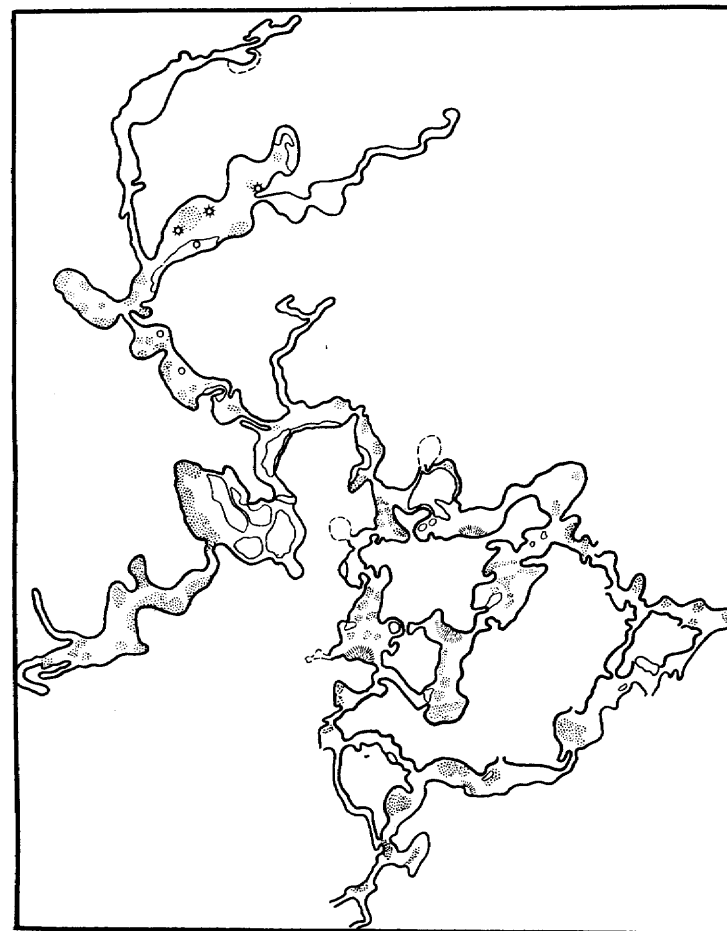


Рис. 8.12. План Кунгурской пещеры

разуется известковый туф (пористые карбонатные накопления). Помимо указанных выше хемогенных образований на дне наблюдаются другие генетические типы отложений: 1) остаточные образования: терра-росса (красная земля) — красноцветные глинистые отложения, обогащенные гидроокислами железа и алюминия, представляющие собой нерастворимые остатки карбонатных по-

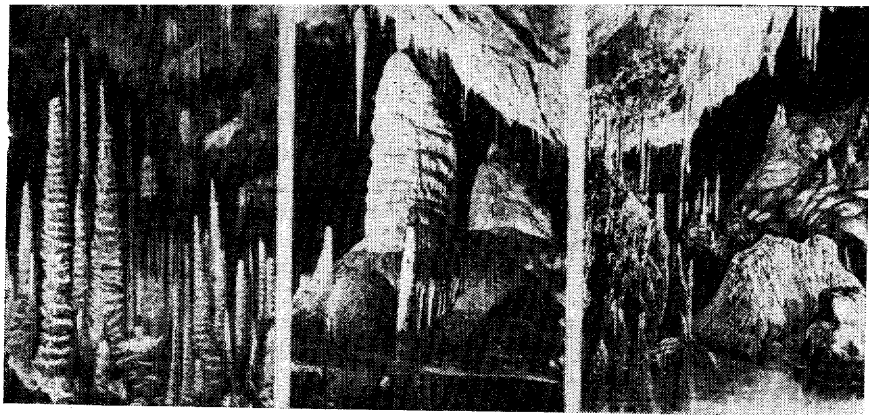


Рис. 8.13. Сталактиты и сталагмиты в пещере Мацоха (Чехословакия)

род (встречаются также во многих карстовых воронках); доломитовая мука; 2) отложения пещерных рек; 3) отложения пещерных озер; 4) обвальные накопления — продукты обрушения сводов пещер.

К своеобразным накоплениям относятся пещерные и трещинные льды, развитые в ряде карстовых массивов. Это связано преимущественно с условиями циркуляции воздушных масс в зоне аэрации и гипсометрическим положением гротов пещер. Лед образуется на дне, потолке и стенках в виде корок, ледяных сталактитов и сталагмитов, колонн. Наиболее известна и изучена ледяная Кунгурская пещера в Пермской области. По данным Г. А. Максимовича, только на территории СССР известно более 40 ледяных пещер.

*Карстовые формы в нерастворимых горных породах, покрывающих закарстованные растворимые породы.* Карстово-суффозионные провальные воронки и шахты — наиболее распространенные формы в области развития покрытого типа карста. Их формирование вначале, по-видимому, связано с суффозией (лат. «суффозию» — подкапывание) — выносом материала из основания нерастворимых покровных отложений в нижележащие карстовые полости в растворимых породах. В результате суффозии в основании покровных нерастворимых пород создаются подземные полости, которые, постепенно разрастаясь, в конце концов приводят к нарушению устойчивости свода и его обрушению. В ряде случаев такие провальные формы вначале имеют почти отвесные стенки и глубину в несколько десятков метров, а затем в результате размыва стекающими водами превращаются в воронку. Пример — известный Акташский провал в Татарской АССР, произошедший в 1939 г. Закарстованные породы покрываются здесь толщей рыхлых песчаников и песчано-глинистыми отложениями с прослоями известняков и доломитов. Образовавшаяся в резуль-

тате провала шахта имела сечение  $4 \times 5$  м и глубину свыше 52 м и была заполнена водой на 20 м ниже устья. По наблюдениям казанских геологов, в 1953 г. она имела уже вид воронки с диаметром 23 м и глубиной около 60 м.

*Суффозионные западинные формы рельефа.* К особому типу следует отнести образование западинных форм рельефа в мергелистых, известковистых или гипсоносных глинистых породах, лёссах, где частично происходит выщелачивание содержащихся в них растворимых частиц и значительная механическая суффозия. Породы разрыхляются, образуются пустоты, что вызывает проседание. В результате на поверхности образуются просадочные блюдца, неглубокие воронки, замкнутые протяженные западины и др.

*Степень закарстованности и закономерности развития карста.* Степень закарстованности карстовых массивов неодинакова по площади, что связано с условиями питания, дренирования подземных вод, рельефа, климата и особенно с геологической историей районов распространения растворимых горных пород. Пример — Московская и прилегающие к ней области, где интенсивный карст в каменноугольных известняках имел место в доюрское время, когда эта территория в течение около двух геологических периодов представляла собой сушу. При таком длительном континентальном перерыве развивались гидрографическая сеть, движущиеся к ней подземные воды и происходило активное формирование карста. Геофизическими исследованиями и буровыми скважинами в известняках установлены различные карстовые полости, а на поверхности их карстовые воронки, заполненные юрскими отложениями. Гидрографическая сеть кайнозойского времени местами вскрывает растворимые породы, с чем связано новое оживление карста. Вторым примером двух этапов развития карста является Самарская Лука на Волге. Здесь в верхнепалеозойских растворимых породах установлен досреднеюрский и кайнозойский карст.

В развитии карста и его направленности намечаются определенные закономерности в соответствии с главнейшими гидродинамическими зонами: 1) аэрации; 2) переменного насыщения; 3) постоянного насыщения и 4) глубинной циркуляции.

1. В *зоне аэрации* развитие карстовых форм связано с сезонным нисходящим движением вод за счет проникающих по трещинам атмосферных вод. Горизонтальное движение воды в этой зоне возможно лишь при наличии висячих подземных карстовых вод (выше основного уровня подземных вод), формирующихся на линзовидных прослоях слабоводопроницаемых пород. С такими водами связано образование некоторых карстовых пещер, расположенных на различной высоте в зависимости от положения водонепроницаемых линз. Наибольшая концентрация карстовых воронок в карбонатных растворимых породах наблюдается на участках с пологими уклонами и в овражно-балочной сети.

2. В *зонах переменного насыщения*, находящихся в сфере воз-



действия местной дренирующей системы, отчетливо проявляется наибольшая закарстованность в участках, примыкающих к долинам рек, и под руслом, где наблюдаются повышенная трещиноватость растворимых пород и наибольшая скорость движения подземных вод (к области разгрузки). Установлено, что чем больше скорость движения воды, тем быстрее протекает растворение. Сравнительно меньшая закарстованность отмечается в пределах водораздельных массивов.

3. В зоне постоянного насыщения наибольшая закарстованность отмечается в придолинных участках — в бортах долин рек и под руслом. Степень закарстованности массива растворимых пород уменьшается с глубиной, что связано с постепенным уменьшением трещинной водопроницаемости и, следовательно, с замедлением движения воды. Местами под руслами рек буровыми скважинами обнаружены карстовые полости и каналы до глубины 30—60 м, а ниже наблюдается только кавернозность известняков (каверны — небольшие пустоты от 1—2 мм до первых сантиметров). Значительная степень закарстованности пород бывает связана с зонами крупных тектонических разрывных нарушений, оказывающих дренирующее влияние на подземные воды.

4. В зонах глубинной циркуляции подземных вод (с замедленным водообменом), расположенных вне зоны воздействия местной гидрографической сети (связанных с удаленными областями разгрузки), особенно ограничены возможности развития карста. Это объясняется медленностью движения воды и ее незначительной растворяющей способностью в связи с большой минерализацией.

В заключение следует сказать, что карстовые процессы протекали в различные этапы геологического времени в условиях длительных континентальных перерывов.

**Практическое значение карста.** При решении народнохозяйственных задач в районах развития растворимых горных пород необходимо тщательно изучать как поверхностные, так и подземные карстовые формы. Недоучет этого может приводить к катастрофическим явлениям. Известны: 1) просадки и провалы жилых зданий над подземными полостями; 2) деформации железнодорожного полотна, что потребовало в отдельных случаях переноса некоторых участков дорог; 3) значительная утечка воды из водохранилищ; есть примеры строительства высоких плотин (Испания, Франция, Италия), водохранилища которых или совсем не были заполнены, или наблюдалась колоссальная утечка воды из них по карстовым полостям; 4) поступление потоков карстовых вод в шахты и рудники при разработке различных полезных ископаемых. На отдельных месторождениях приток карстовых вод в шахты достигает 4000—5000 м<sup>3</sup>/ч и более. Детальное изучение карстовых явлений позволит дать правильный прогноз будущих изменений и выработать соответствующие защитные мероприятия при решении конкретных народнохозяйственных задач.

## 6. ЗНАЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды занимают исключительно важное место в природе, жизни человека и решении народнохозяйственных задач. В первую очередь это решение вопросов снабжения пресной подземной водой населенных пунктов и промышленных предприятий, а также мелиоративных работ на массивах орошения. Обеспечение населения, промышленности и сельского хозяйства пресной подземной водой ЮНЕСКО считает одной из важнейших проблем мирового масштаба. В настоящее время к определению ресурсов подземных вод предъявляются такие же требования, как и к другим полезным ископаемым. Тщательный учет гидрогеологических условий требуется при проектировании любого вида строительства. Изучение подземных вод, их режима необходимо при проектировании гидротехнических сооружений с целью дать прогноз изменения этого режима под влиянием создаваемых водохранилищ. При разработке полезных ископаемых гидрогеологические исследования направлены на определение возможного притока подземных вод в шахты и другие горные выработки и проектирование мер по борьбе с ним. При разработке нефтяных и газовых месторождений большое значение имеют определение соотношения газ — нефть — подземная вода (ее динамика, химизм) и прогноз изменения этого соотношения в процессе эксплуатации.

С минеральными и подземными водами связано развитие курортного дела. Термальные подземные воды с высокой температурой (75° и более) могут быть использованы и используются для теплофикации населенных пунктов и обогрева теплиц, а с температурой свыше 100—150° — для энергетических целей (строительства геотермальных электростанций).

## ГЛАВА 9

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ПОТОКОВ

Ледники образуются на поверхности Земли в результате накопления снега. Необходимым условием накопления и длительного сохранения мощного снегового покрова, преобразуемого в лед, является сочетание низких температур воздуха с большим количеством твердых осадков. Такое сочетание имеет место в холодных странах высоких широт и в вершинных частях гор. Современные ледники на всех материках мира занимают около 16,2 млн км<sup>2</sup>, т. е. почти 11% поверхности суши, а общий объем заключенного в них льда составляет около 30 млн км<sup>3</sup>. Ледники развиты почти во всех высоких горных сооружениях и покрывают также материки и многие острова полярных стран, среди которых наиболее крупные покровы льда развиты в Антарктиде и Гренландии.



Ледники возникают выше снеговой границы, но при движении могут спускаться ниже. Высотное положение снеговой границы находится в прямой зависимости от климата. Наинизшее положение она занимает в приполярных районах обоих полушарий, местами опускаясь до уровня Мирового океана (Антарктида) или почти до этого уровня (северо-восточная Гренландия, Земля Франца-Иосифа). Наивысшие уровни снеговой границы (до 5000—6000 м) наблюдаются в горах приэкваториальных зон под тропиками, где благодаря господству нисходящих потоков воздуха климат сухой. На положение снеговой границы в горах существенно влияют влажность и экспозиция горных склонов.

**Образование ледников.** Накопление мощных толщ снега и преобразование его в глетчерный лед представляет собой длительный и сложный процесс, происходящий под воздействием инсоляции, сублимации и увеличивающегося во времени давления. Летом под влиянием солнечных лучей рыхлый снег начинает оттаивать с поверхности, отдельные снежинки оплавляются, а ночью при замерзании принимают форму кристаллических зерен. Так постепенно рыхлый снег превращается в более компактную массу — *фирн*. Большое значение в преобразовании снега в фирн и далее в лед имеет *сублимация* (возгонка), под которой понимается испарение льда и новая кристаллизация образовавшегося водяного пара. В процессе накопления все новых и новых порций снега и преобразования его в фирн увеличивается давление, под влиянием которого происходит уплотнение и отдельные кристаллические сростки смерзаются друг с другом. В результате действия указанных факторов фирн превращается вначале в белый фирновый лед, а затем в прозрачный глетчерный лед, составляющий основное тело ледника. Итак, общая направленность процесса следующая: снег → фирн → глетчерный лед. При этом из 10—11 м<sup>3</sup> снега образуется около 1 м<sup>3</sup> льда.

## 1. ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

В зависимости от климата и рельефа, соотношения областей питания и стока выделяют следующие типы ледников: 1) горные; 2) материковые, или покровные; 3) промежуточные, в которых сочетаются элементы горных и покровных типов.

**Горные ледники.** Среди горных ледников по стадии развития и особенностям питания выделяется несколько разновидностей. *Ледники альпийского, или долинного, типа* широко развиты в Альпах, на Кавказе, на Памире и в других горных сооружениях. Для них характерны четко выраженная *область питания*, где идет накопление снега и его преобразование в лед, и линейно вытянутые *области стока*. Область питания (фирновый бассейн) располагается выше снеговой границы. Это или циркообразные котловины в верхних частях горных склонов, или расширенные воронки водосборных бассейнов, ранее разработанные поверхностными водами, или пологие вершины и выровненные поверхности. Обла-

стью стока являются горные долины. Длина ледниковых потоков зависит от размера питания фирнового бассейна и мощности льда. Чем обильнее питание, тем дальше продвигается ледник в области стока.

Горные долинные ледники подразделяются на простые и сложные, или полисинтетические. *Простые ледники* представляют собой обособленные друг от друга ледники с самостоятельными областями питания (фирновыми бассейнами) и областями стока (рис. 9.1). *Сложные ледники* состоят из ряда ледниковых потоков, выходящих из разных областей питания и сливающихся

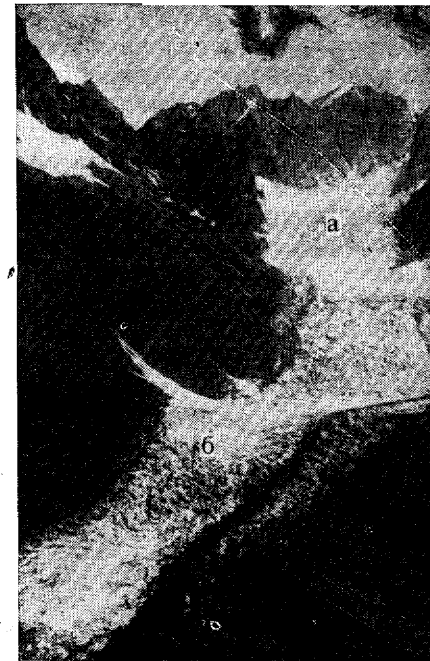


Рис. 9.1. Горный долинный ледник:  
а — область питания; б — область стока

друг с другом в областях стока. Примером таких сложных ледников является ледник Федченко на Памире длиной около 75 км (рис. 9.2), который принимает около 20 ледниковых притоков. По данным сейсмического зондирования мощность льда в средней части ледника Федченко 700—1000 м, ниже уменьшается до 300—400 м.

*Переметные ледники* образуются в условиях единого фирнового бассейна или на перевальных седловинах, или путем слияния фирновых бассейнов различных склонов одного и того же хребта. В этих случаях из общего фирнового бассейна сток осуществляется в разных направлениях, в сторону разных склонов хребта.

*Каровые ледники* образуются



Рис. 9.2. Сложный горный ледник, состоящий из ряда ледниковых потоков. Черные полосы на поверхности ледника — срединные морены

в кресловидных углублениях, носящих название каров, врезанных в верхнюю часть склонов гор, чаще всего выше ледниковых цирков или на склонах ледниковых долин (рис. 9.3, А и Б). Это относительно мелкие изолированные недоразвитые, или реликтовые (лат. «реликтус» — оставленный), ледники, не имеющие области стока. Некоторые исследователи употребляют термин «кар» в более широком смысле, понимая под ним фирновые бассейны долинных ледников.

Висячие ледники расположены на крутых горных склонах, выполняют относительно неглубокие западины, откуда выходят в виде коротких языков, которые висят над обрывом и нередко срываются вниз в виде лавин, причиняя большие бедствия.

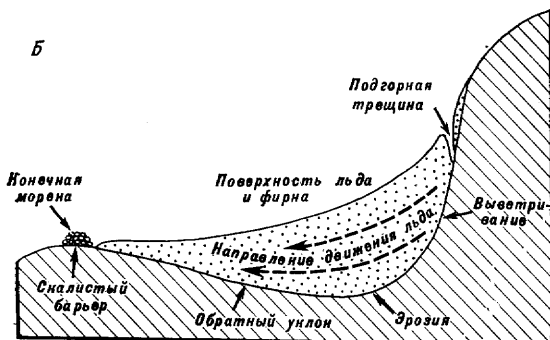


Рис. 9.3. Каровые ледники:

А — кары, выработанные в юрских известняках Кавказа (фото М. Г. Ломизе); Б — продольный разрез кара и карового ледника (по Р. Грэвеллу)

**Материковые, или покровные, ледники.** К этому типу относятся ледники, покрывающие целые острова и континенты. Характерные особенности их: 1) большая мощность льда; 2) отсутствие влияния доледникового рельефа на их распространение; 3) основное питание в центральных частях ледниковых щитов; 4) радиальный характер движения льда к окраинам ледникового покрова (в отличие от линейного в горных); 5) плосковыпуклая поверхность, образующая подобие щита. Распространены материковые ледники в полярных странах. Классическими примерами их являются ледниковые покровы Гренландии и Антарктиды.

Гренландский ледяной покров. Площадь составляет немногим более 2,2 млн км<sup>2</sup>, из которых свыше 80% занято обширными ледниковым покровом. Максимальная мощность льда в центральной части покрова, по данным сейсмических исследований, около 3400 м при средней мощности около 1500 м. В значительной части ледниковый щит окаймлен горами. В краевых частях мощность ледника уменьшается и из-под него выступают вершины и гребни гор, известные под эскимосским названием «нунатаки». Ледниковый покров Гренландии в большинстве случаев не достигает моря, но в отдельных местах спускается к морю в виде крупных лопастей. В других местах лед, перетекая через горные перевалы, дает начало крупным долинным ледникам, называемым выводными ледниками. Многие из них характеризуются значительными размерами, а концы некоторых находятся на плаву в море, достигая местами длины до 40 км (рис. 9.4).

Ледяной покров Антарктиды (вместе с окаймляющими ее островами) занимает примерно 13,9 млн км<sup>2</sup>. По данным сейсмического зондирования, подледный рельеф Антарктиды отличается большой сложностью — наличием горных хребтов и обширных низменностей (Восточной, Бэрда, Западной, Шмидта). Максимальная мощность ледникового покрова (свыше 4000 м) обнаружена в равнинах Бэрда и Шмидта, средняя мощность составляет около 2000 м. Ледники спускаются к океану и образуют огромные массы шельфового льда, частично лежащего на шельфе, частично находящегося на плаву (рис. 9.5). Самый большой шельфовый ледник — это ледник Росса, заполняющий южную часть одноименного моря и обрывающийся отвесным уступом высотой около 60 м, местами до 75 м. Его ширина с севера на юг около 800 км. Местами у края ледника наблюдаются отдельные выступы каменного подледного ложа, которые в Антарктиде называют «оазисами». В отдельных местах окраинных зон, где рельеф сильно расчленен или неодинакова подвижность льда, ледник распадается на отдельные выводные ледники. От краев шельфовых и выводных ледников откалываются крупные айсберги высотой до 60 м и более, выносящие далеко за пределы полярных морей большие массы обломочного материала, захваченного при движении по матерiku.

К промежуточным ледникам относятся плоскогорные и предгорные ледники.

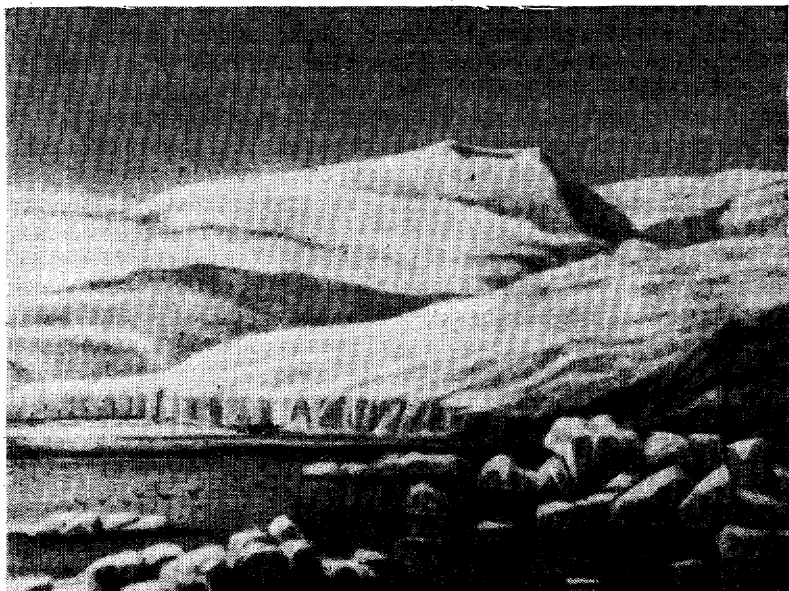


Рис. 9.4. Материковый ледник Гренландии

Плоскогорные ледники приурочены к выровненным вершинным поверхностям древних гор, в значительной степени сnivelированных. Ледники покрывают их сплошным покровом на пространствах в сотни квадратных километров. Передвигаясь от центра к периферии, плоскогорные ледники спускаются короткими языками в долины. Примером является ледниковый массив Юстедаль в Норвегии, покрывающий пространство в 943 км<sup>2</sup>. Такие ледники часто называют скандинавскими. Некоторое сходство с описанным типом имеют отдельные ледники Русского и Монгольского Алтая и другие, спускающиеся во все стороны короткими языками по ложбинам горных склонов.

Предгорные ледники формируются преимущественно в приполярных районах в условиях высокогорного рельефа и обильного питания фирновых бассейнов. В пределах гор это типичные горные ледники, движущиеся по многочисленным горным долинам. Долинные глетчеры выходят за пределы гор и в предгорье растекаются веерообразно, принимая форму, напоминающую речные дельты. Эти расширенные концы долинных ледников, сливаясь друг с другом, образуют вдоль подножия гор сплошной ледяной покров — предгорный ледник. Типичным примером такого предгорного ледника является ледник Маляспина на юго-востоке Аляски.

## 2. РЕЖИМ ЛЕДНИКОВ

Под режимом ледников понимается: 1) питание (количество осадков, выпадающих в области питания); 2) движение лед-

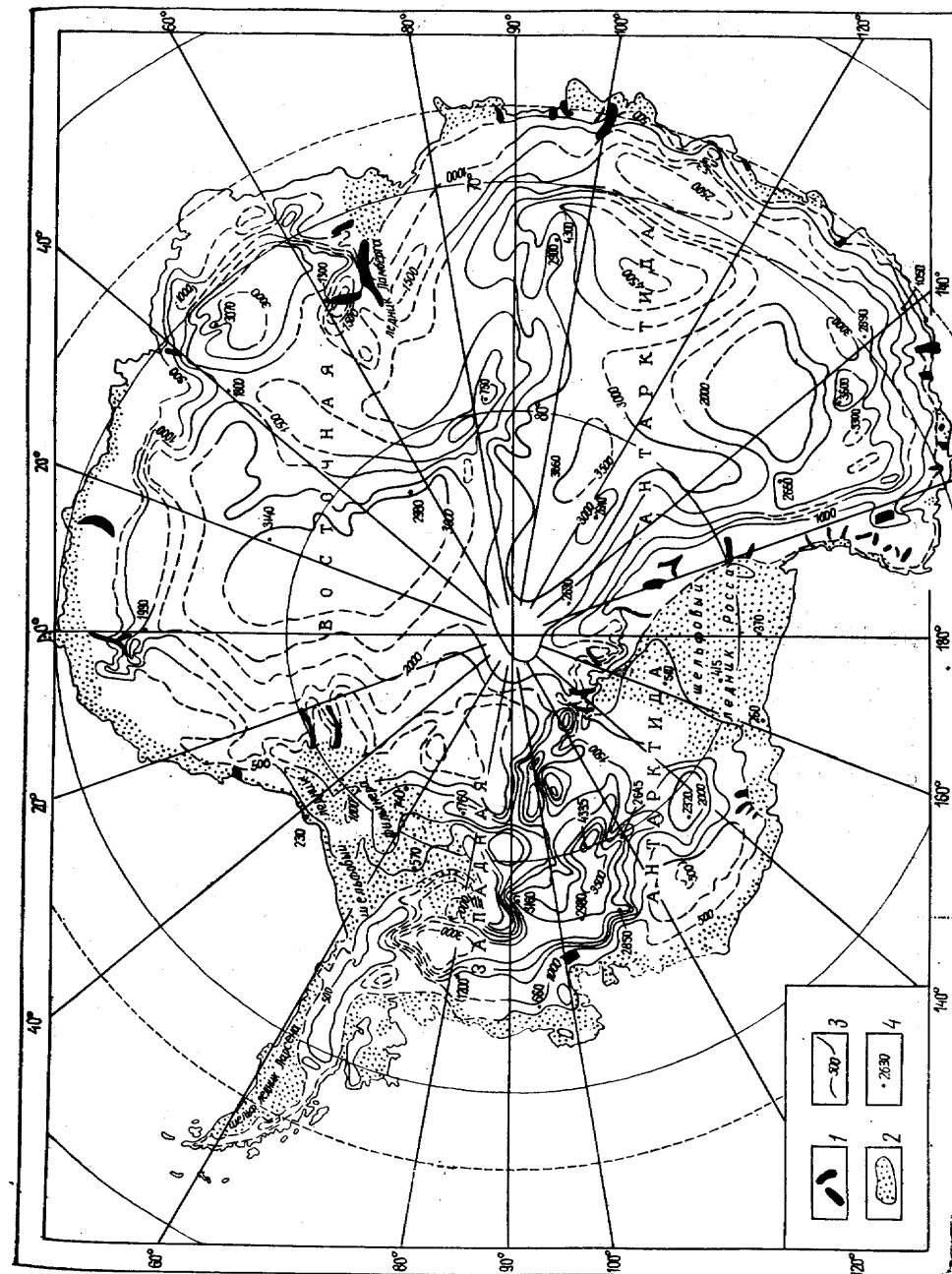


Рис. 9.5. Антарктический ледниковый покров:  
1 — выводные ледники; 2 — шельфовые ледники; 3 — изогипсы (м); 4 — абсолютные отметки (м)

ника или сток; 3) уменьшение массы ледника в результате абляции — таяния, испарения и механического разрушения (лат. «абляцио» — отнимаю, снос).

**Движение ледников.** Находясь под большим давлением лед приобретает пластические свойства и начинает перемещаться. Степень пластических деформаций зависит от температуры и давления; они особенно проявляются в мощных массах глетчерного льда в областях питания, откуда и начинается его движение. В горных ледниках, где уклоны подледного ложа очень крутые, помимо вязкопластичного течения в движении ледников существенное значение имеет и сила тяжести (гравитационный фактор).

Реальные скорости движения ледников различны и непостоянны во времени. Горные ледники Альп движутся со скоростью 0,1—0,4 м/сут, иногда до 1 м/сут. У некоторых крупных ледников Памира и Гималаев скорости достигают 2—4 м/сут. В отдельных случаях наблюдалось быстрое увеличение скорости движения ледников. Так, ледник Блэк-Рапидс на Аляске (Флинт, 1963) в конце 1936 г. начал быстро расти и его язык стал двигаться со скоростью 34 м/сут; максимальная скорость достигла 60—70 м/сут. Хорошо известно катастрофическое продвижение в 1963 г. ледника Медвежьего, спускавшегося с западного склона хр. Академии Наук на Памире со скоростью до 50 м/сут (в отдельные моменты до 100—150 м/сут), разрушая все на своем пути. За относительно короткий срок он продвинулся более чем на 6,5 км. Некоторые выводные ледники Гренландии, спускающиеся в фиорды, движутся со скоростью от 5 до 25 м/сут, а во внутренних районах основного ледника скорость составила всего десятые и сотые доли сантиметров.

Известно, что глетчерный лед, несмотря на пластичность, реагирует на кратковременные напряжения как твердое хрупкое тело, в котором возникают трещины и сколы. Так, при движении горного ледника по долине его средние части перемещаются быстрее, а краевые, менее мощные и испытывающие трение о борта долины, — медленнее, в результате чего возникает система трещин (рис. 9.6). Изменение скорости движения ледников наблюдается и в продольном направлении. Трещины и сколы возникают также из-за неровности подледного рельефа, изменения мощности льда и других причин. В результате нередко имеет место скольжение отдельных ледниковых блоков относительно друг друга, происходят сдвиговые, надвиговые деформации. Иногда образуются чешуйчатые надвиги. Возникшие на поверхности ледника трещины расширяются, разрабатываются тальми водами ледника, образующимися под влиянием солнечных лучей на его поверхности. Талые воды стекают в трещины и движутся по ним. Так возникают надледниковые каналы, достигающие иногда значительной глубины, а также внутри- и подледниковые каналы, по которым вода движется с большой скоростью, производя существенную работу по переносу и аккумуляции продуктов разрушения.

Динамика материковых покровных ледников существенно отличается от динамики горных; по несколько идеализированной схеме Е. В. Шанцера она представляется следующим образом (рис. 9.7). В центральной части ледника располагается область питания. Нижние слои льда под давлением верхних приобретают пластичность и движутся по радиусам от областей питания к краевым частям ледникового покрова. По мере движения льда его масса и мощность уменьшаются в результате абляции — таяния, испарения и механического разрушения. Из рисунка также видно, что в области питания происходит главным образом разрушительная деятельность ледника, а в областях абляции — и придонная ледниковая аккумуляция.

**Колебания положения края ледника.** Положение краевых, или концевых, частей ледника не остается постоянным. Иногда наблюдаются незначительные колебания положения края ледника — *осцилляции* (лат. «осцилляция» — колебание, качание). Но при существенном увеличении количества выпадающего снега или уменьшении интенсивности стаивания мощность ледника увеличивается и его край продвигается вперед. В этом случае принято говорить о наступании ледника. В случае уменьшения питания или увеличения абляции мощность ледника уменьшается и происходит его отступление. При неизменном соотношении питания и абляции отмечается длительное стационарное положение края ледника.

### 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ПОТОКОВ

Ледники при движении производят значительную работу по разрушению горных пород своего ложа, переносу обломочного материала и его накоплению. При этом важное значение имеет также деятельность талых ледниковых вод. Указанная совокупность процессов приводит к созданию характерных ледниковых и водно-ледниковых отложений и форм рельефа, особенно хорошо выраженных в областях четвертичных оледенений, покрывавших обширные пространства континентов.

**Разрушительная работа ледников.** Разрушительное воздействие ледников на породы подледного ложа называют *экзарацией* (лат. «экзарацио» — выпихивание). Ледники при движении оказывают огромное давление на подстилающие горные породы, разрушая их на отдельные обломки. Такие обломки, вмораживаемые в придонные части ледников, усиливают экзарационную деятельность, в результате на поверхности скальных пород возникают царапины, борозды, называемые *ледниковыми шрамами*. Направление шрамов указывает на направление движения ледника, что может быть использовано при реконструкции древних ледниковых

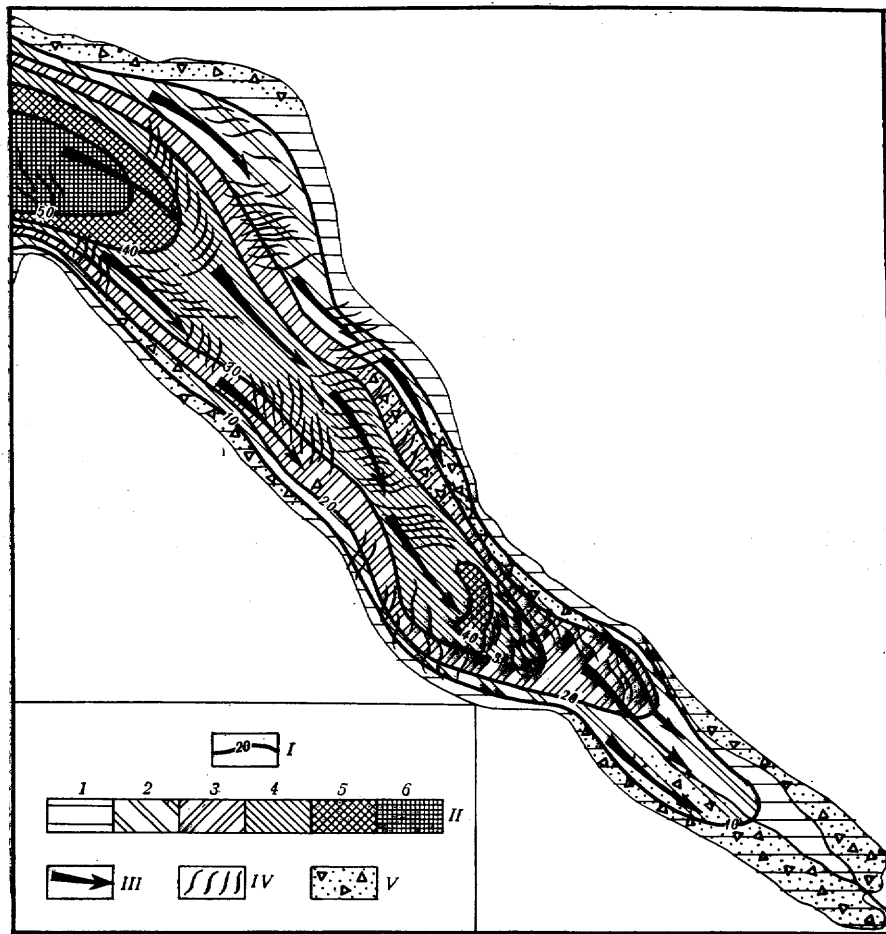
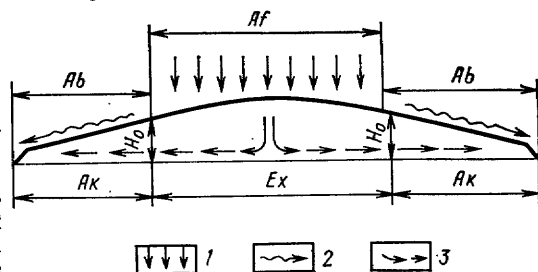


Рис. 9.6. Схема распределения среднесуточных поверхностных скоростей движения ледника Ирик на южном склоне Эльбруса (по Ю. Ф. Книжникову, 1961): I — линия равных скоростей; II — шкала скоростей, см/сут (1 — 0—10, 2 — 10—20, 3 — 20—30, 4 — 30—40, 5 — 40—50, 6 — более 50); III — направление движения ледника; IV — ледниковые трещины; V — поверхностная морена

Рис. 9.7. Схема динамики ледникового материкового покрова (по Е. В. Шанцеру):  $A_f$  — область питания ледника;  $A_b$  — область абляции;  $E_x$  — зона экзарации;  $A_k$  — зона ледниковой аккумуляции;  $H_0$  — максимальная мощность льда, при которой возможно подледное накопление основной морены; 1 — приход снежных осадков; 2 — поверхностное стаявание; 3 — направление движения льда



покровов. На выступах скальных пород возникают своеобразные удлиненные и округленные формы — *бараньи лбы*. В продольном направлении они асимметричны; склон, обращенный навстречу движению ледника, пологий, отполированный, покрытый штриховкой, а противоположный склон крутой. Сочетание таких форм образует ряд сглаженных асимметричных выступов и углублений, называемых *курчавыми скалами*, иногда достигающих значительных размеров, особенно в областях центров мощных покровных оледенений четвертичного периода.

При движении ледника местами срывают крупные выступы или глыбы горных пород и переносят их на большие расстояния. Обломочный материал, захваченный ледниками, дробится, истирается, покрывается штрихами и царапинами. Такие истирированные и оглаженные обломки горных пород называются *ледниковыми валунами*; иногда они достигают больших размеров. В Скандинавии и прилежащих районах развиты гляциодепрессии — крупные относительно пологосклонные понижения, представляющие собой ванны ледникового выпахивания, а также глубокие линейные ложбины. Помимо интенсивной экзарации в развитии таких глубоких ложбин, по-видимому, участвует и размыв ледниковыми водами. В связи с этим их называют *ложбинами ледникового выпахивания и размыва*.

В областях современного оледенения и особенно в районах, покрывавшихся ледниками в четвертичный период, наблюдаются значительные деформации горных пород подледного ложа, выраженные в разрывах, изгибах и смятии слоев в складки. Такие деформации, связанные с деятельностью ледников, называют *гляциодислокациями* (лат. «гляциес» — лед, «дислокацион» — перемещение). К ярким проявлениям гляциодислокаций принадлежат отторженцы, представляющие собой крупные глыбы коренных горных пород, сорванные ледниками и перенесенные на различные расстояния до десятков и даже первой сотни километров.

В горных районах с деятельностью ледников связано образование специфических форм рельефа, к числу которых относятся *кары*, *ледниковые цирки* (описанные выше) и *ледниковые долины*. Ледниковые долины представляют собой переработанные ледниками V-образные эрозионные долины, ранее созданные водными горными потоками. Они носят название *трогов* (нем. «трог» — корыто) и характеризуются U-образным поперечным профилем (рис. 9.8, А) с пологовогнутым дном. В ряде случаев наблюдаются выпуклые переломы склонов, образующие небольшие террасовидные, слабонаклонные площадки при переходе от трога к более верхней открытой части долины. Они называются *плечами трога*. Продольный профиль троговых долин чрезвычайно неровный (рис. 9.8, Б), встречаются поперечные скалистые уступы (ступени), называемые *ригелями*, а между ними — ванны выпахивания. Характерная особенность троговых долин, подвергшихся в прошлом длительному воздействию ледников, — наличие подвешенных устьевых частей притоков на стенках главного трога. Они могли воз-



никнуть в результате: 1) непосредственного срезания ледниками концов боковых притоков; 2) различных мощностей ледников в главной долине и ее притоках. Типичные троговые долины развиты на Кавказе, в Альпах и в пределах других молодых гор.

**Переносная (транспортная) и аккумулятивная работа ледников.** Ледники при своем движении переносят разнообразный обломочный материал (от тонких глинистых частиц до крупных валунов и огромных глыб), который образуется в результате как экзарации, так и процессов надледникового и подледникового выветривания. Вместе с переносом происходит и отложение обломочного материала. Весь этот рыхлый обломочный материал, как переносимый, так и откладываемый ледниками, называется

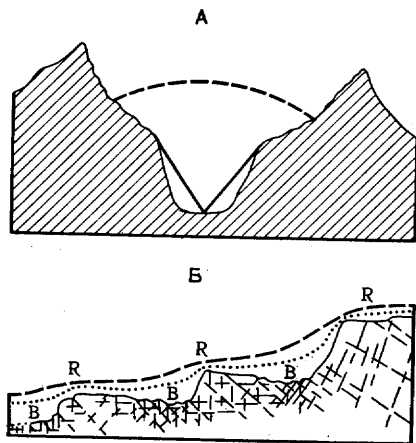


Рис. 9.8. А — трог, образованный ледником из V-образной эрозионной долины (пунктиром показана поверхность исчезнувшего льда); Б — продольный профиль части ледниковой долины (R — ригели); В — котловины ледникового выпавивания

ся *моренной*. Выделяются морены движущиеся, т. е. переносимые ледниками, и отложенные.

Движущиеся морены в горных ледниках. В каждом горном леднике среди движущихся морен можно выделить несколько разновидностей, в зависимости от расположения их по отношению к телу ледника (рис. 9.9). *Поверхностные морены* находятся на поверхности движущегося ледника. Среди них выделяются боковые, срединные и покрывающие всю поверхность. *Боковая морена* образуется по бокам ледникового языка из обломочных продуктов выветривания горных пород, слагающих надледниковые части высоких горных склонов долины, по которой происходит движение. Возможно также поступление на поверхность ледника обломочного материала в результате обвалов и оползней на горных склонах. Боковые морены выражены в виде продольных валов или гряд (рис. 9.9,А). *Срединная морена* располагается в средней части ледникового языка и также представлена вытянутыми продольными валами (рис. 9.9,Б). Она образуется путем соединения боковых морен при слиянии двух ледников. В ряде ледников наблюдается несколько валов срединных морен, что указывает на слияние многих ледников и соединение их боковых морен. Местами вся поверхность ледника покрыта мореной в результате или вытаивания внутренних морен, или разваливания валов срединных морен при интенсивном таянии краевой части ледника, или сколов и чешуйчатого перемещения

блоков льда, выносящих на поверхность материал донной и внутренней морен.

*Внутренние морены* образуются как в пределах фирнового бассейна, так и в области стока. В результате выветривания и осыпей с крутых горных склонов, окаймляющих фирновый бассейн, в нем накапливается обломочный материал, захороняемый

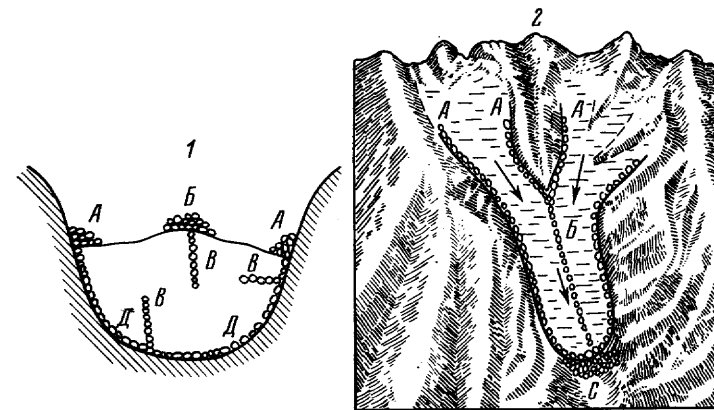


Рис. 9.9. Схема расположения морен в поперечном разрезе (1) и в плане (2): А — боковая, Б — срединная, В — внутренняя, Д — донная, С — конечная морена

новыми порциями снега. В дальнейшем они перемещаются в область стока. При движении ледника обломки попадают внутрь по многочисленным трещинам (рис. 9.9,В).

*Донные морены* — это обломочный материал, вмержший в придонную часть ледника, образующийся преимущественно за счет ледниковой экзарации и захвата продуктов выветривания (рис. 9.9,Д).

В ледниках материкового типа нет источника сноса для накопления поверхностных морен. Главным типом морен здесь являются движущиеся донные и внутренние морены.

**Ледниковые отложения.** Основным и важнейшим продуктом ледниковой аккумуляции являются *отложенные морены*. Они развиты на обширных площадях распространения четвертичных материковых оледенений, что позволяет наиболее полно дать их характеристику. Среди отложенных морен выделяются три основных генетических типа: 1) основная (донная) морена; 2) абляционная морена; 3) краевая (конечная) морена.

Основная (донная) морена, по Ю. А. Лаврушину, подразделяется на две разновидности: монолитную и чешуйчатую. *Монолитная основная морена* образуется непосредственно под покровом движущегося ледника в области абляции из обломочного материала, возникшего преимущественно за счет экзарации пород



подледникового ложа и заключенного в придонных частях льда (мореносодержащий лед или подвижная донная морена).

Такие основные морены образуются в обстановке медленного послыбно-пластичного течения льда. На огромных пространствах Русской равнины и других районов, подвергшихся четвертичным оледенениям, основные морены представлены в большинстве случаев различными суглинками, супесями, иногда глинами с гравием, галькой и валунами. На образование основных морен под покровом движущегося льда указывают значительная уплотненность отложенного материала и ориентировка валунов длинной осью параллельно направлению движения льда. Именно эта разновидность морен является репером, лежащим в основе стратиграфической шкалы четвертичных отложений областей оледенения. С основными моренами связаны различные формы рельефа. Встречаются довольно обширные слабоволнистые равнины. Широко развит холмисто-западинный и холмисто-увалистый моренный рельеф. Помимо этого в ряде мест наблюдаются так называемые друмлинные поля. *Друмлины* — это продолговато-овальные формы длиной от нескольких сотен метров до 2—10 км, шириной от 100 до 200, иногда до 500 м и высотой до 25—30 м и более. Длинные оси друмлинов ориентированы по направлению движения ледника. Соотношение длины и ширины друмлинов часто изменяется. Иногда это сильно вытянутые формы, местами приближающиеся к округлой. Друмлины различны по строению. Часть из них целиком сложена мореной, в других наблюдаются выступы коренных скальных пород, за которыми накапливается морена (рис. 9.10). Друмлинные поля известны в Прибалтике, в Ленинградской и Новгородской областях.

*Чешуйчатые основные морены* формируются там, где существует большой напор масс льда. В этих условиях возникают внутренние сколы, чешуйчато надвинутые блоки и пластины, сложенные то валунными суглинками и супесями (мореной), то затянутыми в морену и деформированными коренными породами ледникового ложа (рис. 9.11).

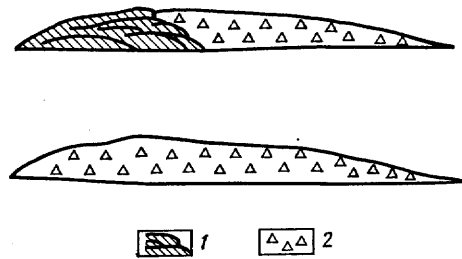


Рис. 9.10. Друмлины (в разрезе): 1 — скальные породы; 2 — морена

рые выносят из нее тонкие и мелкие частицы. При стаивании льда рыхлый обломочный материал, находящийся в ледниковом теле, начинает оседать и накладываться на донную основную морену в виде относительно маломощного горизонта. Схема соотношения основной и абляционной морен дана на рис. 9.12.

Краевая (конечная) морена. При длительном периоде стационарного положения конца ледника перед ним накапливается большое количество обломочного материала, что четко выражено в рельефе в виде валов и гряд различной высоты. По дан-

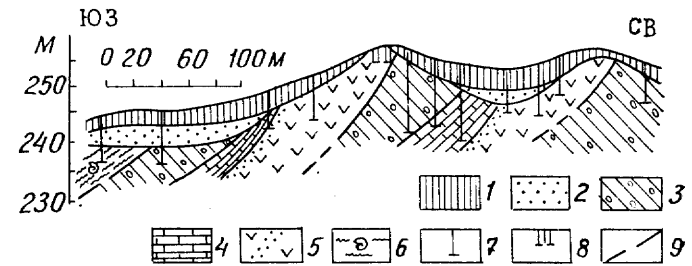


Рис. 9.11. Сешинская гляциодислокация (по Э. А. Левкову):

1 — покровные суглинки; 2 — водно-ледниковые пески; 3 — морена; 4 — туронский мел; 5 — сеноман-альбские пески с прослоями фосфоритовых конкреций; 6 — неокомские глины; 7 — скважины; 8 — шурфы, 9 — линии надвигов

ным Ю. А. Лаврушина, намечаются несколько возможных путей их образования: 1) подъем обломочного материала по внутренним сколам и сваливание его в краевой части; 2) напор края льда на уже отложенный материал и на породы подледного ложа, часто сопровождаемый гляциодислокациями (напорные морены); 3) выдавливание или выжимание насыщенного водой обломочного материала в краевой зоне мертвого льда; 4) абляция. Участие различных процессов в формировании краевых морен приводит к сложности их состава. Большое значение в их составе имеют напорные образования, состоящие из чередующихся нарушенных ледником морен, водно-ледниковых отложений и пород ледникового ложа. Конечноморенные гряды повторяют контуры краевой части ледников. В горных ледниках они имеют дугообразную форму, в материковых соответствуют сложной краевой части ледяного покрова. На территории европейской части Союза в рельефе отчетливо выражен ряд типичных конечноморенных гряд, отражающих прерывистое отступление четвертичных ледников.

**Водно-ледниковые отложения.** Работа талых ледниковых вод тесным образом связана с работой самого ледника и фактически представляет одну из сторон единого сложного природного процесса. В надледниковых, внутрiledниковых и подледниковых каналах от таяния льда образуются мощные водные потоки, движущиеся с большой скоростью. При этом они перемывают моренный материал и переоткладывают его по пути своего движения и при выходе из-под ледника. Отложения, возникшие в результа-

те аккумулятивной деятельности водно-ледниковых потоков, называются *флювиогляциальными* (лат. «флювиос» — река, «гляциалис» — ледяной). Е. В. Шанцер подразделяет эти отложения на два генетических типа: *внутриледниковый* (интрагляциальный) и

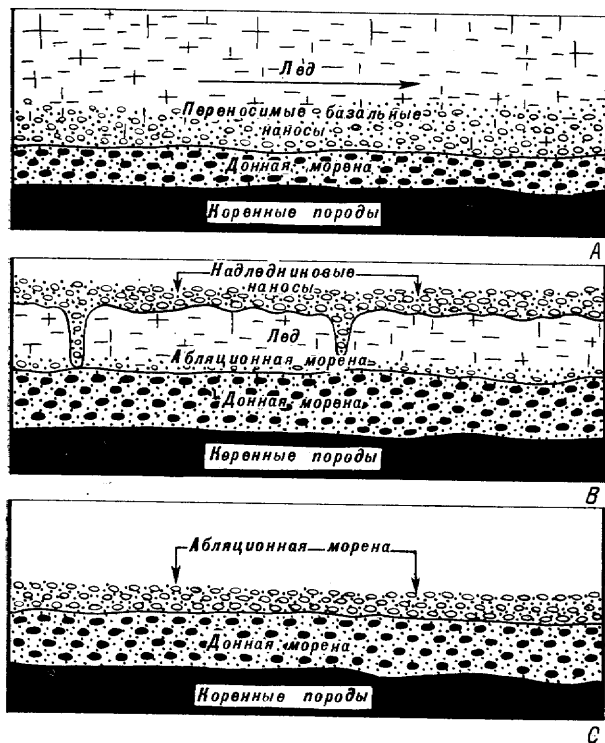


Рис. 9.12. Образование основной и абляционной морен (по Р. Ф. Флинту):

*А* — подледная аккумуляция основной морены во время движения ледника; *В* — образование поверхностной морены при стивании прекратившего движение («мертвого») льда; *С* — образование слоя абляционной морены поверх донной

*приледниковый* (перигляциальный). Внутриледниковые отложения после таяния ледников образуют на поверхности специфические формы рельефа — озы, камы и камовые террасы.

*Озы* в рельефе выражены в виде узких гряд или валов, вытянутых по направлению движения ледника и сложенных хорошо промытыми слоистыми песчано-гравийно-галечными отложениями. По форме они напоминают железнодорожную насыпь высотой от 10 до 30 м и более и протяженностью от сотен метров до нескольких десятков километров. Одни озы имеют более или менее прямолинейное направление, другие чрезвычайно извилисты, подобно меандрирующей речной долине. Происхождение таких

извилистых озов связано, по-видимому, с движением потоков в над- и внутриледниковых каналах. При своем движении они перемывали и откладывали песчано-гравийно-галечный материал в ледяных руслах, подобно рекам. При таянии ледников эти отложения оседали вслед за понижением поверхности ледника и при его исчезновении проектировались в виде гряд на коренное подледниковое ложе или на основные морены. Формирование других видов озов связано, видимо, с выходом крупного подледникового потока, образующего у края ледника дельту. При отступании ледника и перемещении его края вместе с ним перемещался и выход подледникового потока. В этом случае дельта образуется на новом месте, наращивая прежнюю. Если отступление ледника продолжалось, то вслед за ним наращивались все новые и новые дельты, слияние которых могло сформировать сплошную или прерывистую гряду озов, иногда четковидного облика. В современных ледниках нет типичных примеров озов. По данным С. В. Калесникова, отдельные озоподобные тела наблюдаются у ледника Малеяпина (Аляска) и в Норвегии, где они связаны с выходом подледникового потока. Озы широко развиты в областях оледенений чет-



Рис. 9.13. Камы северной Карелии (фото Г. С. Биске)

вертичного периода (в Прибалтике, Белоруссии и других районах).

*Камы* представляют собой неправильные холмы высотой в среднем 10—12 м (рис. 9.13), иногда до 50 м. Камовые холмы сложены песками, супесями, тонкими глинами с примесью валунного моренного материала. Местами в них наблюдается тонкая

ленточная слоистость, чередование слоев глин и песка (рис. 9.14). Такой разнообразный состав и слоистость свидетельствуют о происхождении камов в условиях «мертвого» недвижущегося льда. На поверхности такого льда при интенсивном его таянии образуются котловины в ледяных берегах, которые заполняются водой, превращаясь в озера. В них стекают ручьи талых вод, то

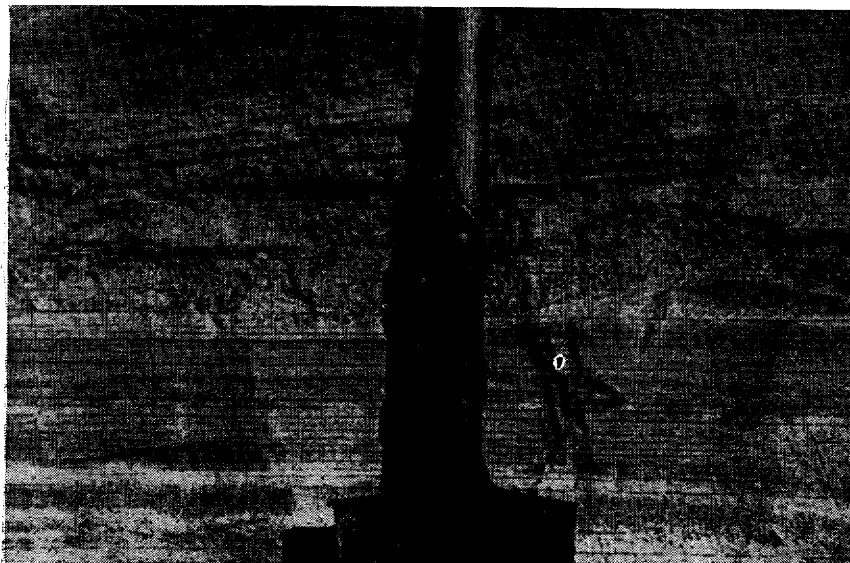


Рис. 9.14. Ленточная слоистость озерно-ледниковых отложений южной Карелии (фото Г. С. Биске)

мелкие, то более крупные, и приносят с собой неоднородный обломочный материал, который осаждается, а при полном исчезновении ледника проектируется на поверхность основной морены в виде неправильных холмов.

**Камовые аккумулятивные террасы** располагаются на различных уровнях над днищами ложбин стока. Они образуются в результате деятельности текучих талых вод или озер, располагающихся между ледником и примыкающим склоном долины в условиях «мертвого» льда. Отложения камовых террас представлены слоистыми песками, песками с гравием и галькой, местами с прослоями глин.

**Приледниковые отложения.** К ним относятся зандры и лимногляциальные отложения.

**Зандры** (нем. «зандер» — песок) или **зандровые поля** располагаются за внешним краем конечных морен. Они образуются мощными водными потоками, вытекающими из краевой части ледника и выносящими с собой большое количество обломочного

материала. Выходя на слабо расчлененную равнинную поверхность, эти потоки широко разливаются и откладывают вынесенный обломочный материал. При этом более грубые осадки — крупные пески, гравий, галька — обычно откладываются близ внешнего края конечных морен, а далее на огромных площадях накапливаются преимущественно песчаные отложения. Такие зандровые поля, или равнины, образовались перед современными ледниками Исландии, Маляспина на Аляске и др. Особенно крупные зандры были сформированы во время оледенений четвертичного периода. Яркими примерами зандровых полей четвертичного времени являются обширные пространства Припятского и Вятского Полесья. Местами наблюдаются долинные зандры, протягивающиеся вдоль долин рек и образующие в них террасы, сливающиеся с аллювиальными (рис. 9.15). Обычно это

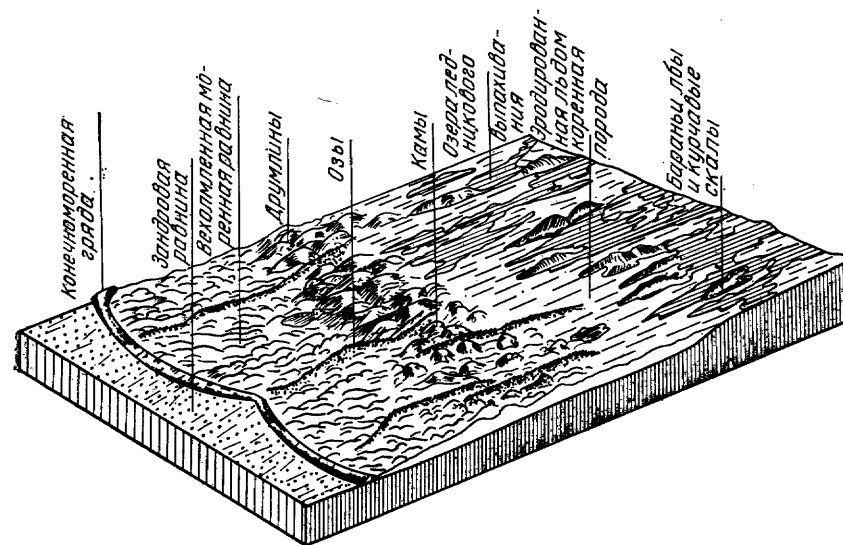


Рис. 9.15. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых форм

происходит в заключительный этап, когда сток талых вод локализуется в речных долинах.

**Озерно-ледниковые**, или **лимногляциальные** (греч. «лимнэс» — озеро), отложения, накапливающиеся в приледниковых озерах, являются особым типом водно-ледникового комплекса. Такие озера возникают в результате подпруживания выходящих подледниковых потоков возвышенностями рельефа или грядами краевых морен. Образование приледниковых озер в некоторых случаях, возможно, связано с подпруживанием речных потоков, текущих навстречу леднику. В краевых частях таких озер вблизи ледника накапливались песчаные образования, иногда с гравием и галькой. Но чаще всего в них распространены тонкослоистые

(ленточные) отложения с характерным ритмичным чередованием песчаных и глинистых слоев. Такая ритмичность связана с сезонными колебаниями климата. В летнее время, в период более интенсивного таяния ледников, водные потоки приносят в озера песчаный или песчано-алевритовый и глинистый материал. В зимнее время водные потоки или иссякают, или резко уменьшаются и переносят только тонкие глинистые частицы. В результате в течение летней половины года накапливается песчаный слой (летний слой), а зимой заканчивается осаждение наиболее тонких глинистых частиц, оставшихся во взвешях (зимний слой). Эти специфические отложения, состоящие из многократно повторяющихся годовых лент (зимнего глинистого и летнего песчаного слоев), называют *ленточными глинами*. При отступании ледникового края увеличиваются размеры озерного водоема и по площади все шире распространяются ленточные глины. По количеству годовых лент в каждом разрезе можно судить о продолжительности времени его накопления и существования приледниковых озер. Ленточные глины широко развиты в областях древнего четвертичного оледенения. По данным В. Н. Гурского, исследованиями ленточных глин установлено, что средняя скорость отступления края ледника в Швеции составляла 325 м/год, в Финляндии — 260 м/год.

#### 4. ОЛЕДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

**Четвертичные оледенения.** Рассмотренные выше ледниковые и водно-ледниковые отложения и соответствующие формы рельефа являются важными геологическими документами, по которым можно судить о древних оледенениях и истории их развития, особенно за четвертичный (антропогенный) период. Еще в прошлом столетии исследователи обратили внимание на значительное распространение в северо-западной части Русской равнины и на севере других европейских стран крупных иштригованных оглаженных валунов, лежащих прямо на поверхности или внутри различных суглинков. При этом большая часть валунов по составу не имела сходства с горными породами, слагающими указанные районы. Валуну состояли главным образом из кристаллических пород — гранитов и гнейсов, которые известны в коренном залегании в Скандинавии и Карелии. На основании изучения таких эрратических (лат. «эрратикус» — блуждающий) валунов в 70-х годах прошлого столетия русским естествоиспытателем П. А. Кропоткиным и шведским ученым О. Торрелем была высказана мысль о древнем материковом оледенении, охватившем северные части Европы, и приносе валунных отложений покровными ледниками.

В настоящее время считается неоспоримым тот факт, что в четвертичный период мощные ледники покрывали огромные пространства на территории СССР, Западной Европы и Северной Америки, а также были значительно шире развиты и в горных районах (рис. 9.16). Общая площадь четвертичного оледенения состав-

ляла около 45 млн км<sup>2</sup>, или 30% площади суши, т. е. почти в 3 раза превышала площадь современного оледенения. Большой фактический материал показывает, что эпохи оледенения чередовались с межледниковьями. Это устанавливается наличием в ге-

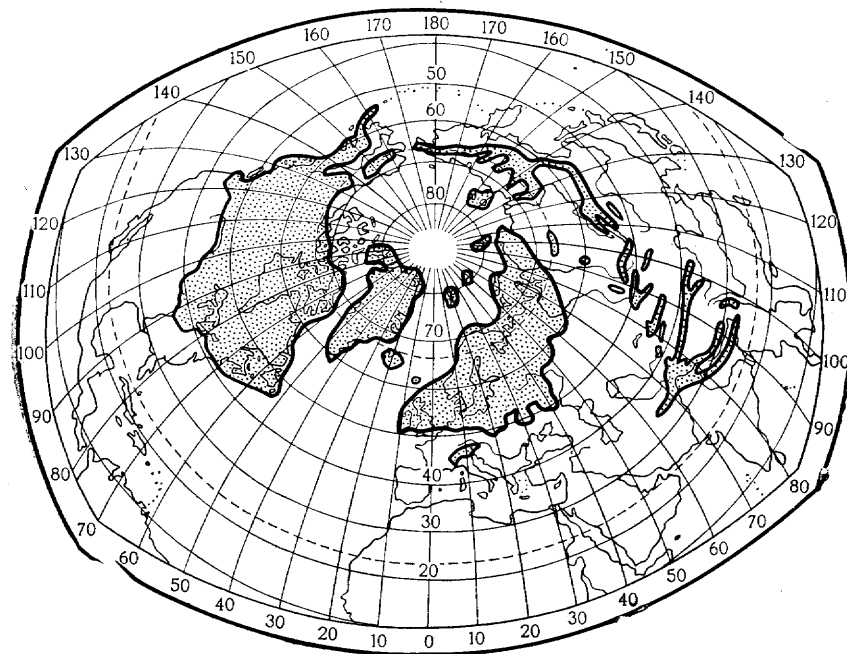


Рис 9.16. Распространение четвертичного максимального оледенения

ологических разрезах нескольких горизонтов собственно ледниковых отложений — морен (преимущественно глинисто-суглинистых и с валунами) — и разделяющих их межледниковых, представленных различными генетическими типами — озерными, речными, болотными и другими с теплолюбивой фауной и флорой, местами погребенными почвами. Такое чередование свидетельствует о том, что холодные климатические волны, вызывающие оледенения, сменялись теплыми, когда на месте исчезнувших ледников образовывались озера или болота или протекали реки и произрастали широколиственные или хвойно-широколиственные леса. Древние ледниковые отложения гор лучше всего были изучены в Альпах. А. Пенк и Е. Брюкнер установили там 4 оледенения: самое древнее — гюнцское (относимое к концу неогена), затем миндельское (раннечетвертичное), рисское (среднечетвертичное) и вюрмское (позднечетвертичное). Соответственно разделяющие их межледниковья были названы: гюнц-миндель; миндель-рисс и рисс-вюрм. В последующем выделено наиболее древнее дунайское оледенение с межледниковьем дунай-гюнц.

При изучении материковых оледенений на территории Русской равнины выявилась невозможность полной их параллелизации с альпийскими. Вследствие этого стали разрабатываться местные схемы. Вместе с тем ввиду отсутствия разрезов, в которых была бы выражена полная последовательность всех ледниковых и межледниковых отложений, количество оледенений оценивается по-разному, так же, как и продолжительность четвертичного периода. В настоящее время Международным союзом геологических наук граница четвертичного периода утверждена около 1,7 млн лет с включением в него верхней части бывшего плиоцена. Исходя из этой продолжительности четвертичная система подразделяется на 3 отдела: эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен, охватывающий последние 10 тыс. лет.

В европейской части СССР выделяются 6 четвертичных оледенений: в раннем плейстоцене — березинское (донское) и окское; в среднем плейстоцене — днепровское и московское; в позднем плейстоцене — калининское и оstashковское. Указанные оледенения разделены соответствующими межледниковьями (снизу вверх): беловежским, лихвинским, одинцовским, микулинским, молого-шекснинским. На Кавказе установлено еще одно более древнее оледенение, относимое к эоплейстоцену. И. И. Красновым и другими исследователями указывается наличие эоплейстоценовой морены в Приладожье.

Главным центром оледенения Европы была Скандинавия, в меньшей степени Новая Земля и Северный Урал. Примерные границы четырех последних оледенений в пределах европейской части Союза показаны на рис. 9.17. Как видно из рисунка, максимальным было днепровское оледенение, во время которого льды покрыли почти всю северную часть Европы. В пределах европейской части Союза ледник проникал далеко на юг, спускаясь двумя языками по доледниковым речным долинам Днепра (доходя почти до г. Днепродзержинска) и Дона (до устья р. Медведицы). Далее ледник поворачивал к северу вдоль Приволжской возвышенности, сливаясь с североуральскими и новоземельскими льдами. В Сибири покровное оледенение распространялось от р. Хатанги до Урала, где сливалось с покровными оледенениями северо-восточного участка Русской равнины. Здесь, как и в Европе, выделяют несколько ледниковых и межледниковых горизонтов. Максимальное оледенение также совпало со среднеплейстоценовым временем, когда ледники покрывали северную и центральную части Западно-Сибирской низменности, но имели меньшую толщину льда. Этому же времени соответствует максимальное оледенение Северной Америки, где ледники покрывали около 60% суши (см. рис. 9.16).

**Палеозойские и докембрийские оледенения.** Изучая строение и состав древних отложений, исследователи пришли к выводу, что оледенения были свойственны не только четвертичному периоду. Они возникали неоднократно в истории Земли и захватывали и Северное и Южное полушария. Доказательством этого яв-

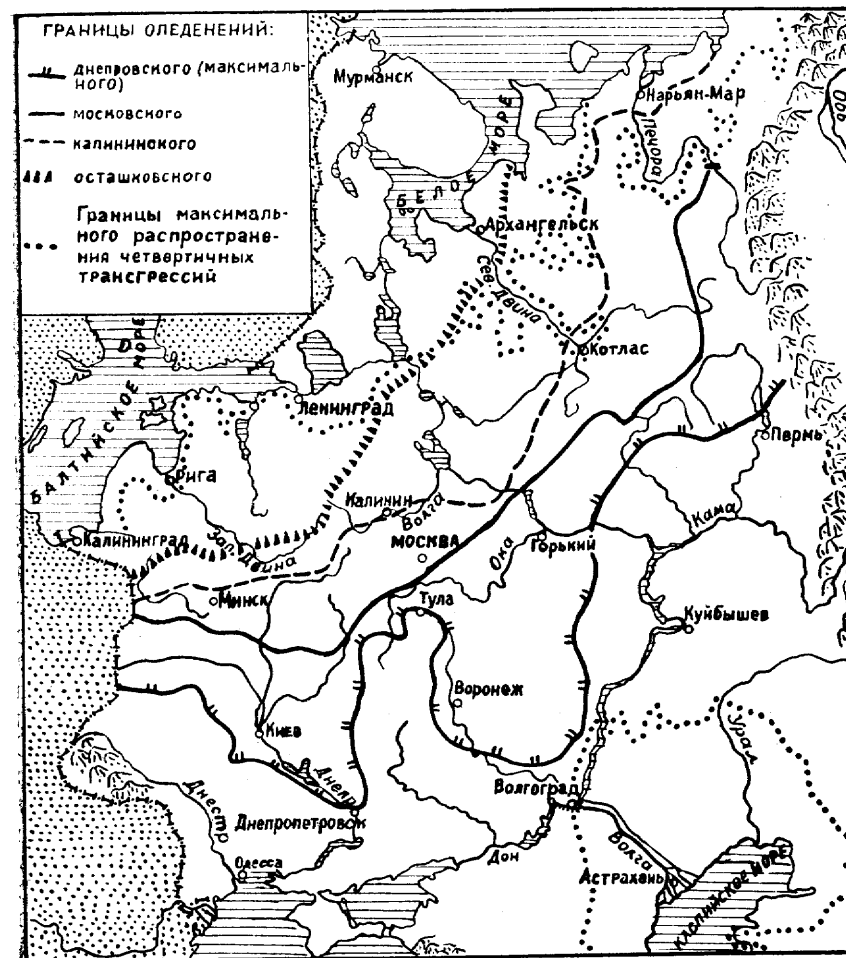


Рис. 9.17. Четвертичные оледенения в европейской части СССР

ляются древние, сильно уплотненные, местами метаморфизованные морены, называемые тиллитами (англ. «тиллит» — валунная глина).

**Каменноугольно-пермское оледенение** охватило материк Южного полушария, представляющие собой в это время единый суперконтинент, названный Э. Зюссом *Гондваной*. В его состав входили Антарктида, Австралия, Индостан, Африка и Южная Америка. Позднепалеозойские тиллиты были впервые обнаружены в Центральной Индии, где они представлены конгломератами,

состоящими из неслоистого плохо отсортированного материала с галькой и иштрихованными валунами, подобно тем, которые встречаются в современных и четвертичных моренах. Ледниковое происхождение конгломератов подтверждается и наличием в их основании отполированной и иштрихованной поверхности подстилающих пород, сглаженных выступов на ней (бараньих лбов) и скопления валунов с ледниковой штриховкой.

С тиллитами связаны озерно-ледниковые отложения, часто характеризующиеся тонкой ленточной слоистостью. На поверхности слоев встречаются растительные отпечатки глоссоптериевой флоры (папоротникообразные растения), типичной для пермского периода. Аналогичные древние тиллиты и слои с глоссоптериевой флорой встречены в Южной Африке, Австралии, Южной Америке и Антарктиде. В связи с таким широким распространением это оледенение называют *великим позднепалеозойским оледенением Гондваны*.

**Позднеордовикско-силурийское оледенение.** Р. Фейрбридж и Г. Ф. Лунгерсгаузен, рассматривая периодические изменения климата, высказали предположение о том, что ледниковые периоды повторяются через более или менее одинаковые интервалы времени, порядка 150 млн лет, и в связи с этим о возможности позднеордовикского оледенения. На это указывали также палеомагнитные исследования, проведенные австралийским геофизиком Мак-Элхинни в соответствующих горных породах. На основании изучения остаточной намагниченности было намечено перемещение Южного полюса в прошлом от его современного положения в Антарктиде через Южную Африку и Бразилию к Северной Африке, где он находился в ордовикский период. Реальные доказательства крупного материкового оледенения позднеордовикского времени в Западной Африке и Сахаре были получены французскими геологами-нефтяниками, которые обнаружили здесь слои с огромными иштрихованными валунами, а в Южном Алжире длинный ряд гигантских рытвин со шрамами, с валунными обломками пород, принесенных за сотни километров от их коренного залегания. Все это связано с верхнеордовикскими отложениями, содержащими соответствующую фауну.

По данным Б. Джона, тиллиты предположительно силурийского возраста найдены также в Аргентине и Боливии и высказано мнение, что ледники в ряде районов Гондваны могли существовать в силурийское время и что позднеордовикско-силурийский ледниковый период составлял примерно 50 млн лет (между 460 и 410 млн лет).

**Докембрийские оледенения.** Явные следы оледенения отмечаются в ряде мест и в древнейших, докембрийских, отложениях. Особенно характерны они для самой верхней части докембрийского разреза (абсолютный возраст 570—680 млн лет), выделяемой под названием венда (Б. С. Соколов). Тиллиты с иштрихованными валунами, соответствующие этому времени, обнаружены в Ирландии, Шотландии, Норвегии, на Северном Урале, в Кана-

де и США, вскрыты буровыми скважинами в Белоруссии и других местах. Таким образом, в позднепротерозойское время имело место огромное оледенение, захватившее значительные части Европы и Северной Америки. Исследованиями выяснено, что в позднепротерозойское время было несколько ледниковых эпох и продолжительность ледникового периода не ограничивалась вендом, а захватывала и поздний рифей.

Тиллитоподобные образования встречены и в еще более древних, раннепротерозойских, отложениях (с возрастом до 2300 млн лет) в Канаде, Южной Африке и Сибири. Но достаточно обоснованно можно говорить о четырех древних оледенениях — позднепротерозойском, позднеордовикско-силурийском, каменноугольно-пермском и четвертичном (антропогеном).

## 5. ПРИЧИНЫ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Существование крупных и неоднократных оледенений в истории Земли в настоящее время не вызывает сомнений, но вопрос об их причинах остается еще не разрешенным. Предложено ряд гипотез; с их помощью делаются попытки объяснить периодические похолодания, с которыми были связаны оледенения. Имеющиеся гипотезы можно подразделить на две основные группы: одни из них объясняют оледенения вземными и экзогенными факторами, другие — эндогенными.

*Внешние причины оледенений* рассматриваются в нескольких гипотезах. 1. *Астрономические гипотезы.* В них большое значение придается периодическим колебаниям солнечной радиации вследствие изменения положения планет относительно Солнца, изменений в Галактике и др. Одним из факторов является наличие пятен, видимых на поверхности Солнца. Изучение этого вопроса в течение последних 100 лет показало, что изменение числа и интенсивности последних носило циклический характер с периодами между максимумом 11, 22 и 44 года. Предполагается (Флинт, 1963), что наряду с 11- и 44-летними существуют другие, более длительные периоды изменений, приводящие соответственно к ледниковым и неледниковым условиям. Высказывается предположение о том, что высокая солнечная активность расширяет систему антициклональных полярных ветров, а вместе с ней и области, охваченные ледниками. Слабая солнечная активность, наоборот, сокращает систему антициклональных полярных ветров и области ледников. В какой степени подтверждаются высказанные предположения о длительности периодов и столь интенсивных изменениях солнечной активности, вызывающих смену ледниковой и межледниковой обстановок, сказать пока трудно. Во всяком случае связь между солнечной радиацией и характером атмосферной циркуляции на Земле, несомненно, существует.

В качестве второго фактора, ослабляющего солнечную радиацию, выдвигается существование космической туманности. Так, Нельке (1937) пытался объяснить периодическое похолодание



климата и связанные с этим оледенения прохождением Солнца сквозь туманность, поглощающую часть его лучей. Различная плотность туманности и вызывала, по его мнению, смену ледниковых эпох межледниковыми.

Некоторые исследователи объясняют периодические изменения климата периодическим изменением расстояния между Землей и Солнцем и наклона эклиптики. Особенно важное значение имели исследования югославского геофизика К. Миланковича, который считал, что изменения климата и распределение тепла на земной поверхности зависят от периодического изменения элементов земной орбиты. К элементам земной орбиты относятся: 1) наклон эклиптики — угол между плоскостью орбиты Земли, движущейся вокруг Солнца, и ее осью (плоскостью земного экватора); пределы колебаний угла наклона составляют от  $21^{\circ}51'$  до  $24^{\circ}36'$ , а период изменения — около 40 000 лет; 2) величина эксцентриситета земной орбиты — расстояние между центром эллипса (орбиты) и его фокусом, в котором находится Солнце; регулярные изменения этой величины происходят с периодом 90 800 лет); 3) периодическое смещение перигелия (греч. «пери» — около) и, следовательно, изменение расстояния Земли от Солнца. Сезон, совпадающий с перигелием, когда Земля ближе всего к Солнцу, должен быть коротким и теплым, а сезон, совпадающий с афелием (греч. «афе» — вдали), когда Земля наиболее удалена от Солнца, — более продолжительным и холодным. Период изменения прецессии равноденствия примерно соответствует 21 000 лет. На основании вычислений К. Миланковичем (1938) была построена кривая, в которой выделяются 4 температурных минимума; с ними некоторые исследователи пытаются отождествлять четыре последних четвертичных оледенения. В 1976 г. Хейсом, Имбри и Шеклтоном опубликована работа, основанная на изучении колонок глубоководных четвертичных морских осадков. В ней подтверждается существование указанных циклов периодичностью в 100 тыс., 42—43 и 24 тыс. лет. Однако другими исследователями против гипотезы Миланковича выдвинут ряд существенных возражений. Главные из них сводятся к тому, что в ней не учитываются влияние атмосферной циркуляции и закономерное проявление внутренних геодинамических процессов, играющих большую роль в изменениях климата.

**2. Изменение состава атмосферы.** Некоторые ученые причину похолодания климата видят в изменении состава земной атмосферы, в частности в изменении содержания  $\text{CO}_2$ . Известно, что углекислый газ, содержащийся в воздухе, свободно пропускает к поверхности Земли лучи Солнца, но задерживает отраженные тепловые лучи и, следовательно, является термоизолятором. Увеличение содержания  $\text{CO}_2$  влечет за собой повышение температуры и потепление, а уменьшение, наоборот, похолодание. По С. Аррениусу, одним из источников поступления в атмосферу  $\text{CO}_2$  служат вулканы и, следовательно, периодам интенсивной вулканической деятельности должен соответствовать мягкий субтропический

климат. Обилие растительности и ослабление вулканической деятельности будут способствовать постепенному уменьшению содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере, понижению температуры, что может привести к оледенению. Предполагается, что условия для оледенения могут быть созданы при уменьшении наполовину концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Однако другие исследователи считают, что уменьшение  $\text{CO}_2$  наполовину приведет к понижению температуры всего на  $3^{\circ}\text{C}$ .

**3. Изменение уровня океана.** Известно, что океаны оказывают огромное влияние на климат Земли. Океанские течения, направленные от тропических областей к полярным, переносят значительное количество тепла; обратная картина наблюдается при течениях, направленных от высоких широт. В этом случае они оказывают охлаждающее воздействие на прилегающие континенты.

На систему океанских течений может оказывать существенное влияние изменение уровня океана, его понижение или повышение. Однако едва ли можно объяснить этим фактором покровные оледенения, их периодичность.

*Внутренние причины оледенений* связаны с проявлением эндогенных геодинамических процессов. Под их влиянием происходят, в частности, перемещения литосферных плит с изменением во времени конфигурации материков (их соединение, разъединение) и положения относительно полюсов Земли. Когда тот или иной материк занимал такое положение на поверхности Земли, что в его пределах преобладали низкие температуры и выпадало большое количество твердых атмосферных осадков, на нем могло образоваться покровное оледенение.

Большого внимания заслуживает гипотеза, в основу которой положена идея об огромном влиянии на климат изменения рельефа поверхности Земли — возникновения горных сооружений, общих поднятий и увеличения площади материков и уменьшения площади океанов. Известно, что в новейший (неоген-четвертичный) этап геологической истории возникли такие высочайшие горные системы, как Альпы, Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Гималаи, Кордильеры и другие, резко изменившие существовавшие ранее соотношения суши и моря. Эти события, преобразовавшие лик Земли, вызвали перераспределение циркуляции влажных ветров, а, вероятно, и океанских течений, что также оказало существенное влияние на климат. Новообразованные горные хребты поднялись намного выше снеговой границы и, следовательно, создались благоприятные условия для образования горных ледников, спускавшихся в ряде случаев к подножию гор на равнины. Значительные оледенения в горах, по-видимому, сказались на охлаждении и других районов, что повлекло за собой материковые оледенения четвертичного времени. По представлениям К. Брукса, достаточно незначительного толчка в нарушении равновесия климатических условий, чтобы произошли крупные изменения климата. Связь оледенений с тектоническими движениями, изменяющими рельеф и соотношение площадей материков и океанов, может быть

установлена не только для четвертичного, но и для более древних оледенений. Каждое из них совпадает со временем интенсивных тектонических движений, горообразования, отступления морских бассейнов и значительного увеличения площади суши. Так, позднепалеозойское (каменноугольно-пермское) оледенение совпадает с герцинским этапом складчатости и горообразования, позднеордовикско-силурийское — с каледонским, позднепротерозойское — с байкальским (см. гл. 18). С указанными этапами геологической истории связаны и переломные моменты в развитии органической жизни — смена состава фауны и флоры. Такое совпадение не может быть случайным, а представляет закономерное явление.

Заканчивая краткое рассмотрение различных гипотез о причинах оледенений, по-видимому, следует отдать предпочтение эндогенным и астрономическим факторам.

## ГЛАВА 10

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МЕРЗЛОЙ ЗОНЕ ЛИТОСФЕРЫ

#### 1. ОСНОВНЫЕ ДАННЫЕ О МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Мерзлыми горными породами называются породы, характеризующиеся нулевой или отрицательной температурой и присутствием в них льда, заключающегося в порах и трещинах. Почти на всей территории Советского Союза в зимний период самый верхний слой земной коры охлаждается до отрицательных температур, а вода, содержащаяся в нем, полностью или частично превращается в лед, цементируя частицы горной породы и почвы. В весенне-летнее время горные породы и почвы оттаивают. Глубина сезонного промерзания горных пород в зимнее время и длительность этого явления различны. На наибольшую глубину (до 2—3 м) отрицательные температуры проникают в северной части Сибири, где они сохраняются значительную часть года, а в южных районах они захватывают лишь несколько верхних сантиметров почвы и удерживаются очень короткое время. Этот верхний наиболее динамичный слой сезонного промерзания называют деятельным.

Издавна известно, что на огромных пространствах Сибири и Северной Америки на некоторой глубине от поверхности, ниже сезонномерзлого слоя (или слоя сезонного промерзания), находятся многолетнемерзлые горные породы (вечная мерзлота), никогда не оттаивающие летом и достигающие местами значительной мощности. Эта мерзлота, по-видимому, формировалась в иных, значительно более суровых климатических условиях четвертичного периода. Удовлетворительная сохранность вымерших млекопитающих (мамонта, шерстистого носорога и др.) свиде-

тельствует о том, что мерзлота существовала еще тогда, когда эти животные населяли Сибирь, и удерживается до наших дней.

Зона распространения многолетнемерзлых горных пород называется *мерзлой зоной литосферы*, или *криолитозоной* (греч. «криос» — холод).

Наука о закономерностях формирования и географического распространения многолетней мерзлоты и процессах, происходящих в этой зоне, называется *мерзлотоведением*, или *геокриологией*. Начало развития этой науки было заложено в СССР М. И. Сумгиным, успешно продолжалось В. А. Кудрявцевым, Б. Н. Достоваловым и продолжается П. Ф. Швецовым, А. И. Поповым, П. И. Мельниковым, Э. Д. Ершовым, Н. Н. Романовским, К. А. Кондратьевой и другими советскими исследователями.

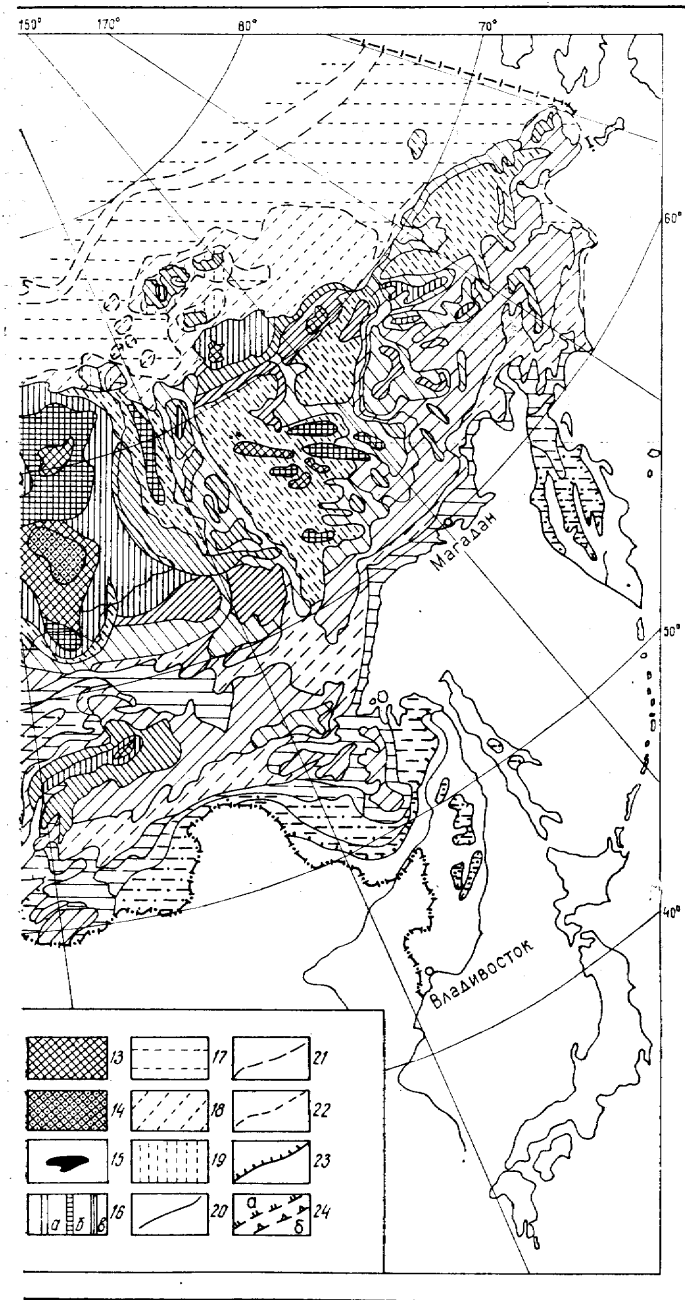
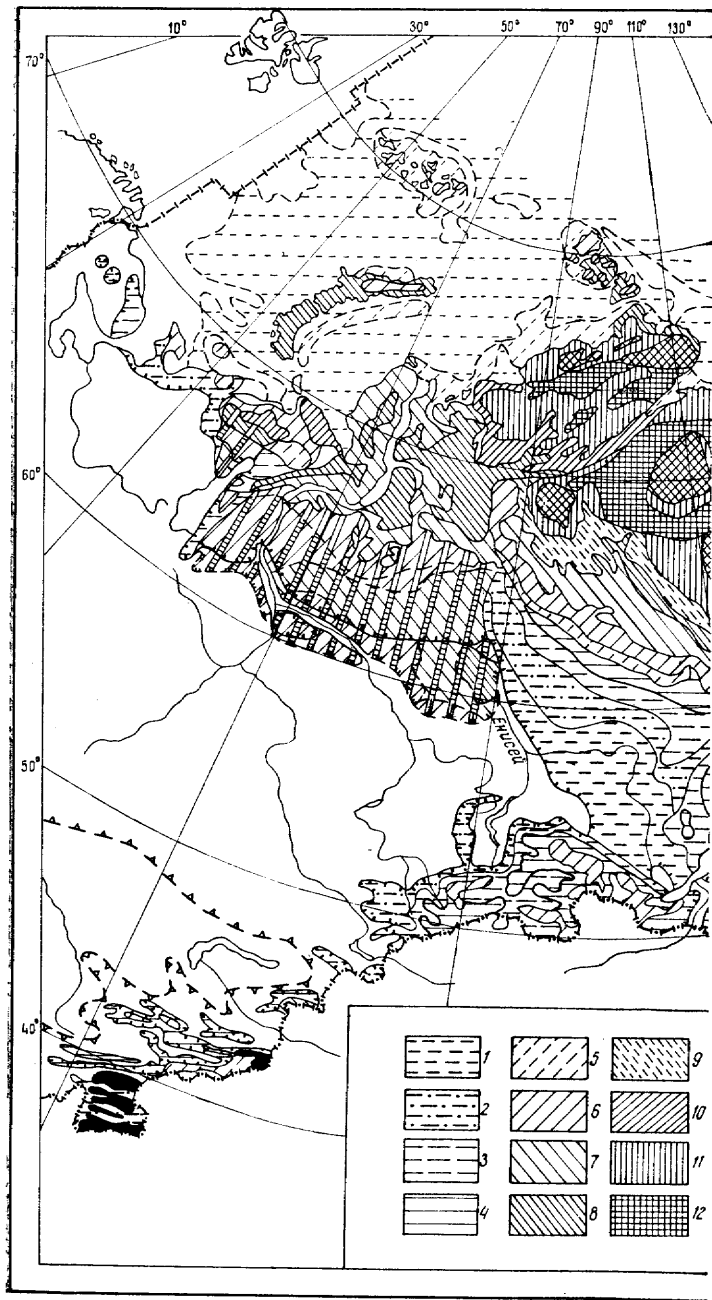
#### 2. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОЩНОСТЬ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Площадь распространения многолетнемерзлых горных пород составляет около 25% всей суши земного шара и свыше 47% площади СССР. Как видно на схематической карте (рис. 10.1), многолетнемерзлые породы занимают наибольшие площади к востоку от Урала и особенно в пределах Восточной Сибири, продолжаясь в Северную Монголию. Широкое распространение многолетнемерзлых горных пород имеют на Северо-Американском континенте (Канада, Аляска), на островах Северного Ледовитого океана, в ряде горных стран. За южную границу, имеющую на карте весьма сложные очертания, принята граница, где горные породы имеют нулевую температуру на подошве слоя годовых колебаний. Характер мерзлоты, ее мощность и температура изменяются с юга на север.

Как видно на рис. 10.1, в южной части геокриологической зоны преобладает островное расположение многолетнемерзлых горных пород, разделенных таликами. Здесь выделяются редкоостровное, островное, массивноостровное и прерывистое распространение с соответствующим колебанием мощности от 15 до 50—100 м. Далее к северу имеет место сплошное распространение многолетнемерзлых горных пород с изменяющейся мощностью от 100—200 до 900—1500 м. В пределах Западно-Сибирской низменности выделяется реликтовая криолитозона мощностью 100—200 м и более на глубине 100—200 м от поверхности. В пределах прилегающих морских водоемов (субмаринная криолитозона) выделяется также островная и прерывистая многолетняя мерзлота мощностью 0—100 м и сплошная — с изменяющейся мощностью от 100 до 400 м.

В горных районах (Алтай, Саяны) наблюдается высотнопоясное распространение многолетнемерзлых горных пород (вертикальная зональность) с мощностью от 100 до 1000 м и более.

**Подземные льды.** В зоне распространения многолетнемерзлых пород выделяется несколько генетических типов подземных льдов.





но), местами приобретают напор. 3. Воды подрусловых и пойменных несквозных таликов приурочены к аллювиальным отложениям и подстилающим трещиноватым коренным породам. При условии сплошного распространения подрусловых таликов вдоль долины реки эти грунтовые воды имеют сток в течение года и могут представлять интерес для целей водоснабжения. Питание их осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. В этом случае по химическому составу грунтовые воды пресные, преимущественно гидрокарбонатные. Мощность подрусловых и пойменных таликов колеблется от первых метров до десятков метров. Чем больше река, тем мощнее и непрерывнее под ней талик.

Все надмерзлотные воды не напорные, но при промерзании они приобретают напор и нередко вызывают образование специфических мезо- и микроформ рельефа (см. ниже).

*Воды сквозных таликов* также различны по условиям питания, режиму и химизму. Среди них выделяются: 1) воды инфильтрационных таликов, которые получают питание за счет атмосферных осадков, поверхностных (речных, озерных) и надмерзлотных вод и обычно отличаются малой минерализацией; они идут на пополнение под- и межмерзлотных вод; 2) воды напорно-фильтрационных таликов формируются в результате разгрузки (восходящих потоков) глубоких напорных подмерзлотных и реже межмерзлотных вод; такие талики обычно приурочены к зонам разрывных тектонических нарушений (см. рис. 10.2).

*Подмерзлотные воды.* Все подземные воды, залегающие ниже многолетнемерзлых горных пород, называются подмерзлотными. В большинстве случаев они обладают напором и при вскрытии скважинами фонтанируют. Глубина залегания подмерзлотных вод различна и обусловлена мощностью многолетнемерзлых горных пород, являющихся водоупорной кровлей. Температура и химизм подмерзлотных вод различны. Известны: а) воды пресные и соленые с положительной температурой ( $>0^{\circ}\text{C}$ ); б) воды соленые и рассолы (криогалинные) с отрицательной температурой. Такие высокоминерализованные воды с отрицательной температурой, названные криопэгами (или криогалинными), достигают большой мощности. Так, на южном склоне Анабарского массива криопэги с минерализацией от 150 до 300 г/л и температурой  $-4^{\circ}\text{C}$  распространены в интервале глубин от 200—300 м (нижняя граница многолетнемерзлых горных пород) до 1500 м, где температура  $0^{\circ}\text{C}$  (Мельников, 1967). По отношению к подошве мерзлых пород они бывают контактирующими и неконтактирующими (отделенными водонепроницаемыми породами).

*Межмерзлотные и внутримерзлотные воды* часто образуются при промерзании несквозных подрусловых и подозерных таликов. Межмерзлотные воды ограничены сверху и снизу многолетнемерзлыми породами, но имеют связь с другими описанными выше типами вод, что видно на рис. 10.2. Среди них встречаются как пресные, так и соленые воды. Внутримерзлотные воды образуют от-

дельные линзы, ограниченные со всех сторон мерзлыми породами, и гидравлически они не связаны с другими видами вод.

#### 4. КРИОГЕННЫЕ (МЕРЗЛОТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ) ПРОЦЕССЫ

Для областей распространения многолетнемерзлых горных пород характерны специфические геологические процессы, отличающиеся от других экзогенных процессов. Они находят отражение в особенностях строения приповерхностной части горных пород и в характерных чертах рельефа и микрорельефа. Один из самых распространенных процессов в зонах многолетнемерзлых горных пород — *морозобойное трещинообразование*, в результате которого возникает система полигонов. Форма и размеры полигонов различны. В однородных породах возникают правильные тетрагоны (греч. «тетрагон» — четырехугольник), а в неоднородных — полигоны неправильной формы. По данным Б. Н. Достовалова, размеры морозобойных полигонов изменяются от первых десятков сантиметров до 40—80 м. Наиболее часты полигоны с поперечником от 6—8 до 15—20 (30) м.

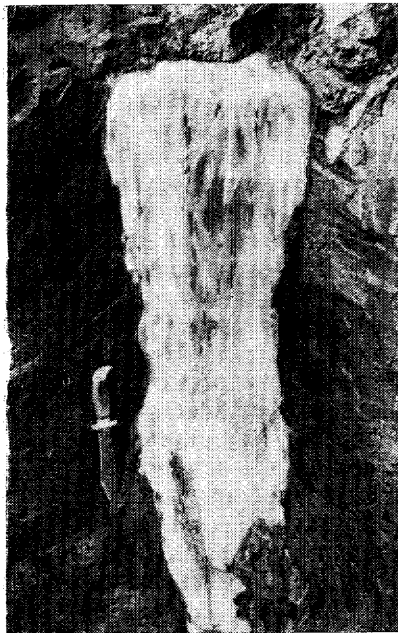
Возникновение морозобойных трещин вызывает заполнение их льдом или минеральной породой. Именно с этим связано формирование первичных полигонально-жильных структур, широко распространенных в зонах многолетней мерзлоты. Они могут быть изначально-грунтовыми или смешанными грунтово-ледяными жилами, или ледяными.

Изначально-грунтовые жилы возникают в пределах сезонного слоя при многократно повторяющемся образовании морозобойных трещин и заполнении их льдом. При вытекании этого льда на его месте возникает полость, которая заполняется влажной вмещающей породой, оплывающей или осыпающейся со стенок трещины.

При наличии песчаных отложений и интенсивной ветровой деятельности в морозобойных трещинах накапливается сухой эоловый песок. Так возникают первично-грунтовые песчаные жилы.

В условиях изменяющихся из года в год увлажнения поверхности и влажности пород в сезонном слое образуются смешанные песчано-ледяные жилы.

Повторно-жильные льды наиболее характерны для северной геокриологической зоны со сплошным распространением многолетнемерзлых горных пород, в которой особенно широко развито морозобойное трещинообразование. Ежегодно повторяющийся процесс образования трещин преимущественно в одних и тех же местах приводит к тому, что ледяные жилы расширяются вследствие внедрения в среднюю их часть все новых и новых вертикальных слойков льда. При этом более ранние слои отодвигаются в стороны (рис. 10.3). Необходимое условие развития повторно-жильных льдов — проникновение морозобойных трещин в толщу многолетнемерзлых горных пород глубже границы сезонного протаивания. Наилучшие условия для их развития возникают там,



где у поверхности залегают сильно увлажненные тонкодисперсные породы (глины, суглинки, супеси) и торф, сочетающиеся с небольшой глубиной сезонноталого слоя.

Среди повторно-жильных льдов выделяют два типа: 1) эпигенетические льды, возникающие в породах, ранее сформированных и позднее разбитых морозобойными трещинами; 2) сингенетические льды (рис. 10.4), образующиеся одновременно с накоплением осадков. Представим себе речную пойму, в пределах которой в морозобой-

Рис. 10.3. Мощные повторно-жильные льды и деформация вмещающих пород

ных трещинах возникли ледяные жилы. Во время половодья накапливаются новые пойменные осадки, что вызывает постепенный подъем поверхности поймы. Вслед за этим постепенно поднимается и верхняя граница мерзлой толщи, что естественно сопровождается наращиванием ледяных жил. Аналогичный процесс роста повторно-жильного льда может происходить одновременно с накоплением делювия, болотных, озерно-болотных и других отложений. Сингенетические повторно-жильные льды достигают местами значительных размеров. Так, в Яно-Индибирской приморской низменности известны ледяные жилы размером по вертикали до 40—50 м (Шумский и др., 1953; Романовский, 1977) при ширине в верхней части до 5—8 м.

Повторно-жильные льды, по данным Н. Н. Романовского, в большинстве случаев имеют двухъярусное строение. Нижний ярус, располагающийся в многолетнемерзлых породах, представляет собой ледяную жилу, верхний — грунтовую часть ее, образующуюся аналогично изначально-грунтовым жилам при оттаивании сезонномерзлого слоя. По мере понижения температуры с юга на север и значительного уменьшения глубины сезонноталого слоя верхняя (грунтовая) часть жил уменьшается, а вертикальный размер ледяных жил увеличивается. В процессе роста повторно-жильных льдов наблюдаются деформация вмещающих пород, выгибание слоев вверх в приконтактной зоне и местами образование на поверхности валиков (см. рис. 10.4).

Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам являются вторичными образованиями. В поперечном разрезе они имеют также жильную клиновидную форму и образуются при вытаивании ледяных жил и опускании, оплывании, обрушении пород, вмещающих жильное тело. При этом наблюдаются значительное перемещение и деформация пород, образующих псевдоморфозы (рис. 10.5). По-

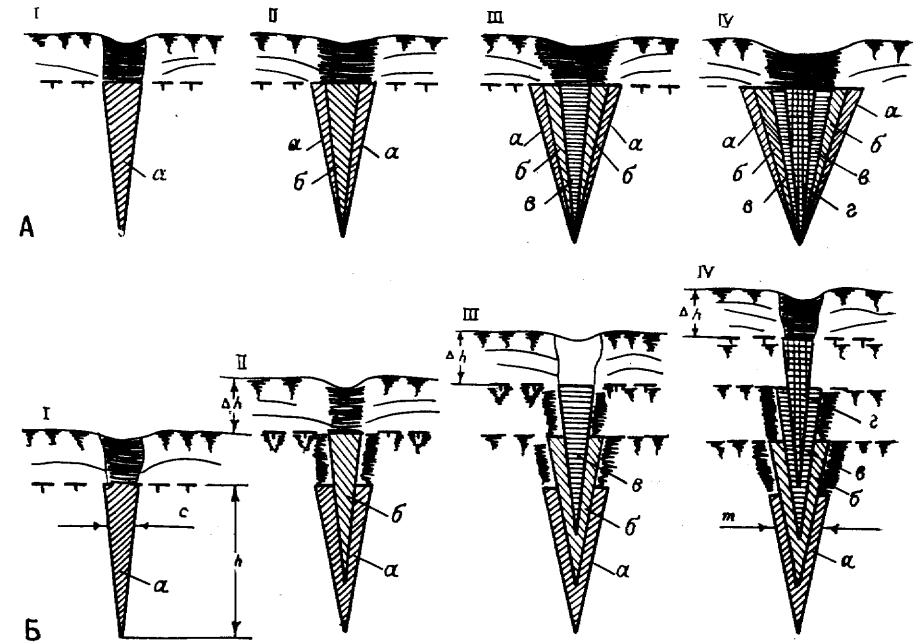


Рис. 10.4. Схема эпигенетического (А) и сингенетического (Б) роста повторно-жильных льдов (по Б. Н. Достовалову): I—IV — последовательные стадии роста жил; а, б, в, г — ежегодно образующиеся элементарные ледяные жилки;  $\Delta h$  — мощность слоя накапливающегося за год осадка при сингенезе

добного типа псевдоморфозы (криотурбации) отмечаются в толще четвертичных отложений перигляциальных областей времени оледенения.

*Термокарст* характерен только для области развития многолетнемерзлых горных пород. Он представляет процесс вытаивания подземных льдов, сопровождающийся проседанием поверхности Земли. В результате возникают различные отрицательные формы рельефа. Необходимые условия развития термокарста: 1) наличие подземных льдов или высокая льдистость рыхлых пород; 2) глубина сезонного или многолетнего протаивания должна превышать глубину залегания подземных льдов. Глубина сезонного протаивания увеличивается или вследствие потепления клима-



та, вызывающего изменения теплового режима пород, или в результате искусственного вмешательства (вырубка леса, распашка земель, снятие верхнего слоя торфа, прокладка автодорог и др.).

Отрицательные термокарстовые формы рельефа разнообразны и зависят от указанных выше генетических типов льда. Согласно В. А. Кудрявцеву (1967), при вытаивании льда-цемента и отдель-

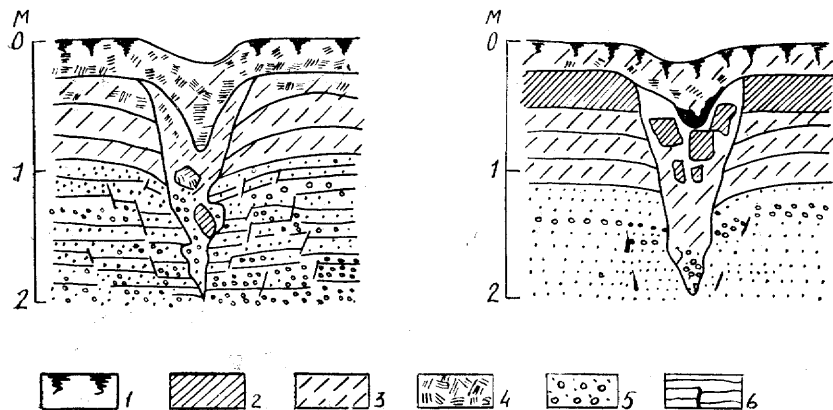


Рис. 10.5. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам:

1 — почвенно-растительный слой и гумусированные породы; 2 — тяжелые суглинки; 3 — супеси; 4 — торф; 5 — песок и гравий; 6 — слоистость пород и мелкие сбросы

ных небольших гнезд и линз льда образуются блюдца протаивания, западины, малые по площади и глубине котловины. Наиболее крупные по размерам термокарстовые понижения связаны с вытаиванием мощных клиновидных повторно-жильных льдов и пород с высокой льдистостью. Дальнейшее развитие термокарстовых процессов в возникших понижениях зависит от наличия или отсутствия поверхностного стока вод, образующихся при вытаивании льда. В случае интенсивного стока воды возникает сухое термокарстовое понижение, вытаивание подземных льдов приостанавливается и процесс может оживляться лишь эпизодически в отдельные благоприятные для этого годы. Просадочные понижения, образующиеся при вытаивании повторно-жильных льдов, бывают разделены крупными коническими холмами, называемыми *байджеерахами* (рис. 10.6). При протаивании горных пород, обладающих большой льдистостью, возникают округлые пологосклонные котловины. — *аласы* — глубиной от 8—12 до 20—30 м (на севере).

При отсутствии стока воды в возникших понижениях образуются термокарстовые озера. Вода такого озера оказывает обогревающее действие на породы дна, что ведет к дальнейшему развитию термокарстового процесса (рис. 10.7), приводящему к дальнейшему проседанию дна озера и, следовательно, его углублению, а

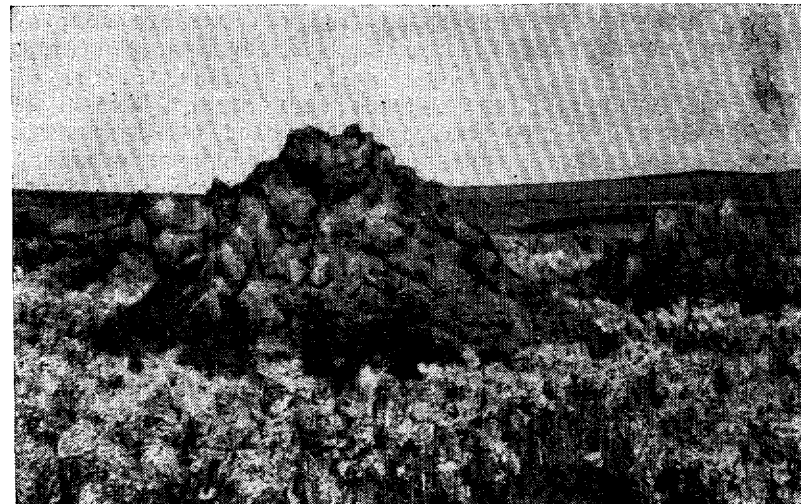


Рис. 10.6. Бугры-байджеерахи, образовавшиеся после вытаивания повторно-жильных льдов (фото Н. Н. Романовского)

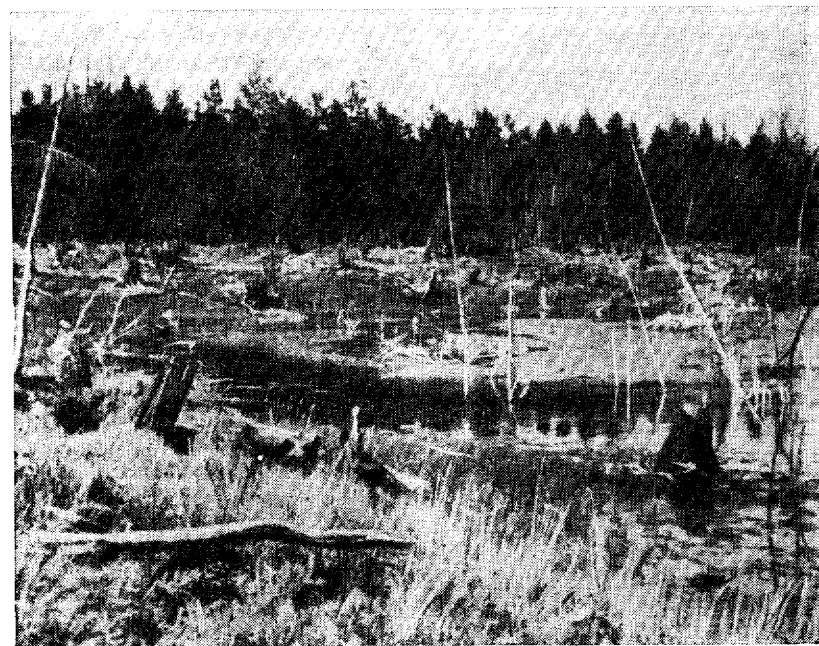


Рис. 10.7. Бессточное термокарстовое озеро в Центральной Якутии, образовавшееся после вырубки леса (фото К. А. Кондратьевой)

это в свою очередь вызывает увеличение глубины протаивания под ним. Такое прогрессивное развитие термокарста под термокарстовыми озерами наблюдается во всех мерзлотно-температурных зонах.

**Процессы пучения.** При сезонном промерзании влажных или насыщенных водой дисперсных пород происходит выпучивание их (поднятие поверхности), связанное с увеличением объема при льдообразовании. При этом возникают *бугры пучения*. Среди них выделяют два типа.

1. *Миграционные бугры пучения* образуются в условиях открытой системы при ведущем значении миграции влаги к фронту промерзания и сегрегационного льдовыделения. Наиболее часто многолетние миграционные бугры пучения возникают на участках развития торфяников. Торф обычно содержит большое количество влаги, в связи с чем теплопроводность мерзлого торфа выше теплопроводности талого и он сильнее охлаждается зимой, чем нагревается летом. В результате этого происходит сдвиг температуры на 2° и более. При похолодании в многолетнемерзлом состоянии в первую очередь переходят торфяники. Находящаяся в суглинисто-супесчаных отложениях влага мигрирует к фронту промерзания и скапливается у выгнутой вверх мерзлой толщи. Процесс миграции под торфяник подтверждается данными А. И. Попова (1957) по Западной Сибири, где влажность суглинка под торфяником достигала 35–80%, тогда как за его пределами не превышала 15–20%. Скопившаяся влага зимой замерзает, образуя шлировые и линзовидные прослойки сегрегационного льда, что вызывает локальное вспучивание поверхности грунта под торфяным слоем. Льдистость таких отложений может достигать 60–80% (рис. 10.8). Возникшие

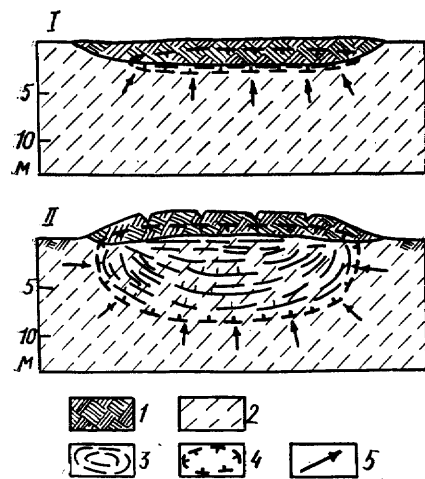


Рис. 10.8. Схема образования многолетнего миграционного бугра пучения под торфяниками: I — начальная стадия; II — зрелая стадия; 1 — торф; 2 — пылеватый суглинок; 3 — шлиры сегрегационного льда; 4 — граница многолетнемерзлой породы; 5 — направление миграционной влаги

Рис. 10.8. Схема образования многолетнего миграционного бугра пучения под торфяниками: I — начальная стадия; II — зрелая стадия; 1 — торф; 2 — пылеватый суглинок; 3 — шлиры сегрегационного льда; 4 — граница многолетнемерзлой породы; 5 — направление миграционной влаги

торфяные бугры пучения бывают одно- и многолетними. Многолетние миграционные бугры пучения достигают обычно высоты 1,5–2,0 м, реже 4 м и более. Они чаще всего развиты на периферии области распространения многолетней мерзлоты на Европейском Севере СССР, в Западной Сибири и менее — в восточных районах Сибири.

Бугры пучения нередко формируются и в минеральных грунтах в окраинных частях озерных котловин, таликов, у подножия склонов, в тыловых частях речных террас, т. е. там, где имеют место неравномерность промерзания и наличие талых массивов водонасыщенных пород, из которых идет миграция влаги к фронту промерзания.

2. *Инъекционные бугры пучения* образуются в условиях промерзания закрытых систем, преимущественно несквозных подозерных таликов. Такие бугры пучения называются в СССР *булгуньями* (якутское название), а за рубежом — *пинго* (эскимосское название). Наиболее часто булгуньями образуются при промерзании таликов под термокарстовыми озерами и другими термокарстовыми котловинами (аласами, хасыреями). Промерзанию подозерных таликов способствует обмеление или полное осушение озер. Постепенное промерзание таких несквозных таликов приводит к тому, что масса талого грунта с грунтовой водой оказывается замкнутой со всех сторон (закрытая система). В результате дальнейшего промерзания создается значительное гидростатическое давление, под влиянием которого вода и водонасыщенный грунт выжимаются в более слабое место такой системы и приподнимают верхний слой мерзлого грунта, образуя бугор пучения. Последующее промерзание в течение ряда лет и все увеличивающееся давление приводят в конце концов к формированию крупного многолетнего бугра пучения с ядром из слоев и линз инъекционного льда (рис. 10.9).

Размеры булгуньяхов различны (по основанию от нескольких десятков до 100–200 м, по высоте от нескольких до 30–60 м) и зависят от величины таликов и количества воды в замкнутой системе. К числу инъекционных бугров относятся бугры пучения с ледяным ядром, образующиеся в местах разгрузки напорных трещинно-жилных подземных вод, описанных при характеристике подземных наледей.

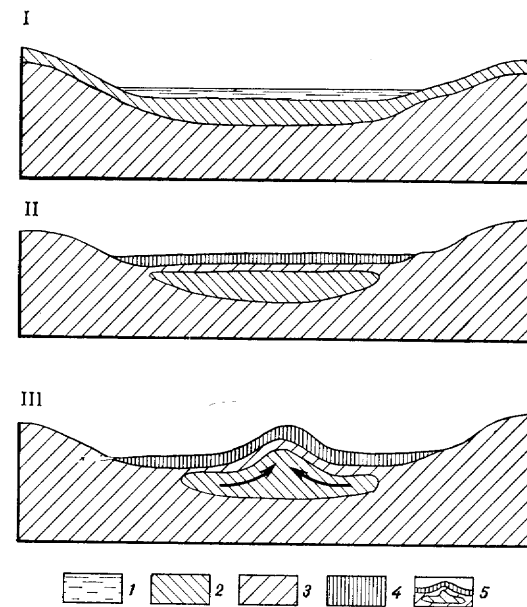


Рис. 10.9. Схема образования булгуньяхов: 1 — вода; 2 — талый грунт; 3 — мерзлая толща; 4 — лед; 5 — выжатый вверх талый и мерзлый грунт, образовавший булгуньях

**Наледи.** Наледями называют ледяные тела, образующиеся зимой в результате неоднократного излияния на поверхность речных, озерных и подземных вод и их послойного промерзания.

*Речные наледи.* Постепенное промерзание реки приводит к сужению живого сечения русла и подруслового потока, в результате чего вода приобретает значительный напор и, находя ослабленные участки, прорывается на поверхность, растекается по ней и образует слой наледи. Такой прорыв на некоторое время снижает напор, но продолжающееся промерзание и дальнейшее сужение русла могут вызвать новое увеличение гидродинамического давления и новый прорыв воды на поверхность. За одну зиму может иметь место несколько таких циклов, на что указывает отчетливая слоистость наледей. В течение зимы наледи могут образовываться в различных местах.

*Наземные наледи подземных вод.* Надмерзлотные подземные воды также образуют наземные наледи. При сезонном промерзании деятельного слоя оставшаяся незамерзшей вода, заключенная между многолетней мерзлотой и уже промерзшей верхней частью слоя, приобретает значительный напор. Под влиянием этого верхний замёрзший слой начинает выпучиваться, а вода, находясь в нем места наименьшего сопротивления, прорывается и изливается на поверхность, образуя наземную наледь. Аналогично формируются наземные наледи при промерзании мелких несквозных таликов, в частности пойменных, воды которых обычно гидравлически связаны с водами русел рек и подрусловых таликов.

Образование наземных наледей происходит и при выходе источников подземных вод. Крупные наземные наледи (называемые в Якутии тарынами) часто приурочены к зонам разрывных тектонических нарушений, по которым на поверхность поступают подмерзлотные и, возможно, межмерзлотные воды. По данным П. Ф. Швецова и В. П. Седова (1941), некоторые наледи по площади распространения достигают огромных размеров (Кыра-Некоранская — 26 км<sup>2</sup> и Момская — 100 км<sup>2</sup>). Мощности наледей различны — от десятков сантиметров до 7—10 м. Наледи небольшой мощности обычно полностью стаивают летом (однолетние). Наледи мощностью 5—7 м являются многолетними. Такие наледи особенно характерны для северных районов и высокогорья с суровыми мерзлотными условиями, где они нередко захороняются под отложениями различного генезиса (русловым аллювием, солифлюкционными, обвально-осыпными). Если мощность этих отложений превышает толщину слоя сезонного оттаивания, то образуется погребенная наледь.

*Подземные наледи.* Местами подземная вода, внедряясь между многолетнемерзлой толщей и промерзшей частью сезонного слоя, не прорывается на поверхность, а приподнимает кровлю, образуя бугор пучения с ледяным ядром. Такие формы называют подземными наледями, или гидролакколитами (по аналогии с лакколитами — одной из форм внедрения магмы в земную кору). Они бывают однолетними, возникающими часто при промерза-

нии грунтовых вод, приуроченных к аллювиальным отложениям долин, и многолетними, образующимися в местах разгрузки трещинно-жилых подземных вод. Высота однолетних сезонных гидролакколитов от 0,5—0,6 до 1—1,5 м, и они быстро разрушаются. Многолетние гидролакколиты, по данным Е. Н. Оспенникова и Н. И. Труш (1980), могут достигать высоты 8—10 м при диаметре 15—20 м. Характерная их особенность — наличие ледяного ядра большой мощности, залегающего обычно на глубине 2—2,5 м. Для некоторых гидролакколитов отмечается высокая минерализация льда, что связывается с подземными водами глубокой циркуляции.

**Полигональные образования.** В областях многолетнемерзлых горных пород широко распространены различные трещинно-полигональные образования — пятна-медальоны, каменные кольца, каменные многоугольники и др.

*Пятна-медальоны* — относительно небольшие полигоны глинистых грунтов, окруженные растительностью (рис. 10.10). Наличие



Рис. 10.10. Пятна-медальоны (фото Н. Н. Романовского)

морозобойных трещин обуславливает более быстрое промерзание по ним сезонного слоя по сравнению с основной площадью полигона. Это приводит к образованию замкнутой системы талого грунта в центральной части полигона. При дальнейшем промерзании в закрытой системе значительно увеличивается давление и в конце концов влажный талый, преимущественно супесчано-глинистый и глинистый слой приобретает пластично-текучее состояние

и прорывает мерзлую кору на поверхности, расплзаясь вокруг прорыва в виде глинистого пятна. Если прорыва разжиженного грунта не происходит, возникают бугры пучения.

**Каменные полигоны** — плоские или слабовыпуклые площадки округлой и многоугольной формы, сложенные супесчано-суглинистыми породами и окаймленные каменными бордюрами (рис. 10.11). Они образуются в результате попеременного промерзания

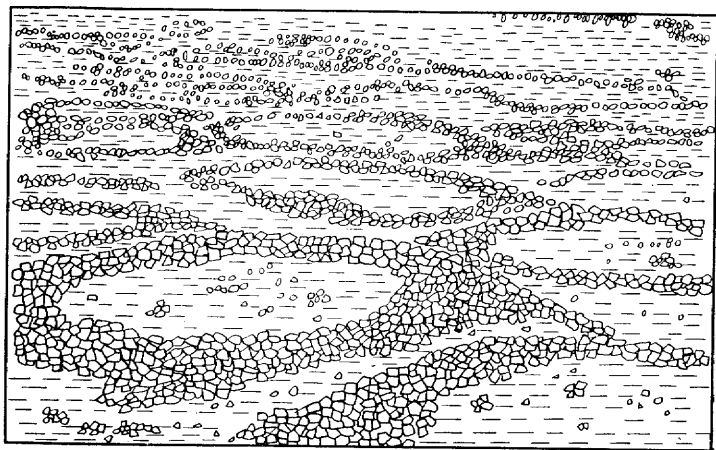


Рис. 10.11. Каменные полигоны (борозды, кольца и др.)

и оттаивания рыхлых влажных пород (в пределах сезонноталого и сезонномерзлого слоев), содержащих включения каменных обломков (глыб, валунов, гальки, щебня). Наличие каменных обломков в различных генетических типах четвертичных отложений вызывает неоднородность промерзания толщи. Под валунами, глыбами и щебнем промерзание наступает раньше, чем на соседних участках, вследствие чего под ними образуются ледяные линзы. Это обуславливает выпучивание каменного материала на величину ледяной линзы. В летний период ледяные линзы оттаивают, но на их место с водой затекают частицы грунта, вследствие чего валуны и глыбы не возвращаются на прежнее место, а остаются приподнятыми на несколько миллиметров по сравнению с положением в предыдущий год. При многократном промерзании и оттаивании в течение ряда лет каменный материал из пород слоя сезонного оттаивания полностью выпучивается (вымораживается) на поверхность. Таким образом, происходит дифференциация материала в сезонномерзлом слое на тонкий супесчано-суглинистый и каменный, скапливающийся на поверхности в виде каменных россыпей. При дальнейшем промерзании по трещинам и увеличивающемся давлении в центральных частях полигонов образуются разрывы, разжиженные суглинистые грунты прорываются на поверхность и сдвигают каменные обломки в сто-

роны. Так возникают «каменные венки» (кольца, многоугольники). Вымораживание и перемещение крупных каменных обломков снизу вверх в процессе периодического промерзания и оттаивания подтверждаются выпучиванием отдельных свай под сооружениями при условии заглубления их только в сезонноталый слой.

**Криогенные склоновые процессы.** Многолетнемерзлые горные породы являются криогенным водоупором, по которому происходит скольжение и перемещение дисперсных грунтов и каменного материала.

**Солифлюкция** (лат. «солум» — почвы, «флюксус» — течение) — медленное пластично-вязкое течение на склонах почв и увлажненных масс дисперсных отложений, имеющих наибольшее распространение в сезонномерзлом слое. По данным Н. Н. Романовского (1978), развитие солифлюкции определяется следующими факторами: 1) наличием супесчано-суглинистых пылеватых отложений, часто с включениями обломочного материала; 2) высокой влажностью отложений, приближающейся к пределу текучести или превышающей его; 3) наличием уклонов, обеспечивающих течение увлажненных пород (обычно от 3 до 10—15°). Солифлюкция — это процесс, развитый на широких площадях, действующий в течение длительного времени и влияющий на формирование рельефа поверхности. В ходе сезонного протаивания льдонасыщенных дисперсных отложений они утрачивают структурные связи, переходят в вязко-пластичное состояние и начинают медленно перемещаться вниз по склону со скоростью несколько сантиметров в год. В процессе медленной солифлюкции образуются натечные формы рельефа — солифлюкционные языки различной протяженности и ширины, солифлюкционные террасы, покровы и другие формы (рис. 10.12).



Рис. 10.12. Солифлюкционные террасы (по С. Г. Бочу)

*Курумы.* Один из криогенных склоновых процессов связан с распространением различных форм скоплений обломочного каменного материала, многие из которых перемещаются вниз по горным склонам (крутизной от 3—5 до 40—45°) (рис. 10.13). Такие формы отличаются большим разнообразием, что нашло отра-

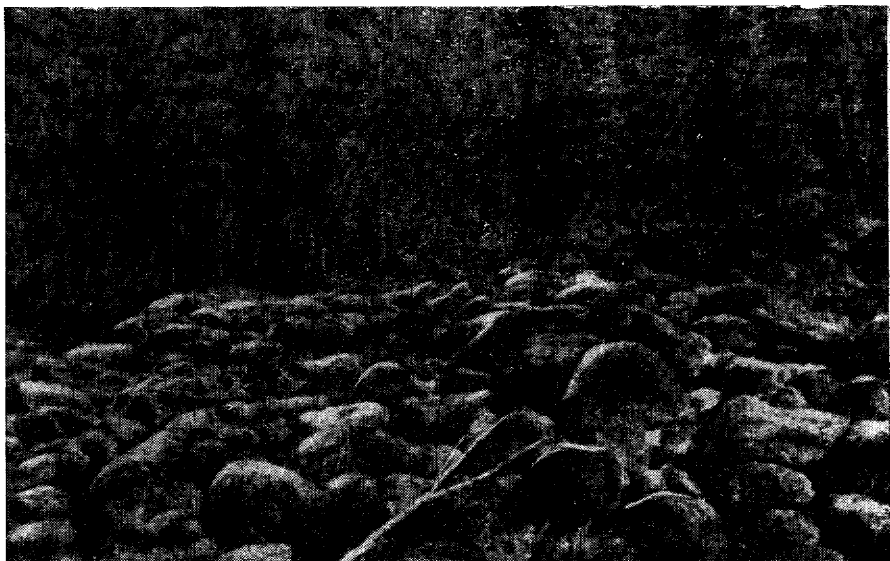


Рис. 10.13. Курумный поток в Восточном Саяне (фото Раковец)

жение в их обозначении в литературе. Их называют «каменные россыпи», «каменные поля», «каменные реки», «каменные потоки» и «курумы». Е. Н. Оспенников и др. (1980) подразделяют курумы по очертаниям в плане на курумные каменные поля (размерами от первых сотен квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров) и курумные каменные потоки. Каменные поля представляют собой развалы глыб изометричной или близкой к ней формы. Каменные потоки — это линейные формы на склонах, как правило приуроченные к днищам небольших логов и ложбин и протягивающиеся на расстояния от десятков метров до 1—1,5 км.

В природных условиях эти два морфологических типа тесно связаны. Нередко каменные поля заканчиваются каменными потоками. В свою очередь каменные потоки, сливаясь, образуют каменные поля. Образование и движение курумов происходят под влиянием различных факторов: 1) морозного выветривания коренных пород; 2) выпучивания на поверхности крупного каменного материала, содержащегося в супесчано-суглинистых отложе-

ниях при их промерзании и оттаивании; 3) вымывания мелкозема из крупнообломочного слоя; 4) замерзания воды в образовавшихся пустотах в виде гольцового льда. Движение курумов на склонах в значительной степени связано с гольцовым льдом. Кроме того, при подтаивании гольцового льда происходит переувлажнение супесчано-суглинистых щебнистых слоев, подстилающих каменные курумы, что может вызвать вязкое течение всей массы глыб и различных каменных обломков. Е. В. Шанцер (1966) считает курумы своеобразным видом подвижных солифлюкционных образований.

#### 5. НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Огромная по размерам и богатейшая по природным ресурсам территория Сибири в подавляющем большинстве входит в многолетнемерзлую зону литосферы. За последние два десятилетия советскими геологами здесь открыты месторождения разнообразных полезных ископаемых: каменного угля, алмазов, цветных и редких металлов, газа, нефти и ряда других металлических и неметаллических полезных ископаемых. Особенно следует отметить открытие и освоение крупнейшей в мире Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, алмазных месторождений в Якутии. На базе открытых месторождений значительно расширяется горнодобывающая промышленность, сооружаются нефте- и газопроводы, протягивающиеся на тысячи километров, возводятся крупные жилые массивы. В Сибири воздвигнуты крупнейшие в мире гидроэлектростанции на реках Ангаре и Енисее. В сложных геологических условиях проложена Байкало-Амурская железнодорожная магистраль и строится ее ответвление на Якутск, которое должно соединить богатейшую по своим ресурсам Центральную Якутию с основными промышленными районами страны.

Проектирование и строительство различных жилых, промышленных, гидротехнических сооружений, устройство шахт, рудников, строительство транспортных артерий, газонефтепроводов возможны только при учете сложных геологических процессов в областях развития многолетнемерзлых горных пород. Помимо тщательного изучения закономерностей развития криогенных процессов в естественных условиях важно дать прогнозную оценку изменения мерзлотных условий, которые должны наступить в процессе хозяйственного освоения территорий. Советские ученые-мерзлотоведы успешно разрабатывают теоретические основы развития многолетней мерзлоты и криогенных процессов, общие принципы и методы строительства и эксплуатации различных сооружений и месторождений полезных ископаемых, тем самым обеспечивая освоение затронутых многолетней мерзлотой обширных территорий Сибири и Северо-Востока.



Мировой океан представляет собой главную часть водной оболочки Земли — гидросферы. Его воды покрывают 361 млн км<sup>2</sup>, или 70,8% поверхности земного шара, что почти в 2,5 раза превышает площадь суши (149 млн км<sup>2</sup>, 29,2%).

Акватория Мирового океана объединяет: 1) собственно океаны (Атлантический, Тихий, Индийский и Северный Ледовитый); 2) моря окраинные, имеющие относительно свободную связь с океаном и отделенные от последнего островами, полуостровами или подводными возвышенностями (Баренцево, Берингово, Охотское, Японское, Карибское и др.); 3) моря внутриконтинентальные (внутренние), или средиземные, далеко вдающиеся в сушу (Средиземное, Черное, Балтийское, Белое и др.) и соединяющиеся с океаном или с соседним морем через проливы. Затрудненная связь этих морей с океаном обуславливает специфику их гидродинамики, газового режима, солености воды. Условно к морям относят крупные водоемы — Каспийское и Аральское, которые можно рассматривать как остаточные морские бассейны, соединяющиеся с океаном в четвертичное время. Некоторые крупные моря именуют заливами (Мексиканский, Персидский, Гудзонов). На долю всех морей приходится около 10% поверхности Мирового океана.

В океанах и морях сосредоточен огромный объем воды, который ориентировочно оценивается немногим менее 1,4 млрд км<sup>3</sup> при общем объеме гидросферы около 1,8 млрд км<sup>3</sup>. Эти огромные массы воды находятся в непрерывном движении.

Геологические процессы, протекающие в морях и океанах, именуемые далее для краткости как деятельность морских вод, представляют собой сложный комплекс взаимосвязанных явлений. К ним относятся: 1) разрушение, или *абразия* (лат. «абрадо» — бреть, соскабливая), горных пород, слагающих берега и прилегающую часть мелководья; 2) *перенос* и сортировка продуктов разрушения и материала, приносимого с суши; 3) накопление, или *аккумуляция*, различных осадков.

Особенно большое значение имеют аккумуляция осадков и закономерности их распределения на дне бассейна. Хорошо известно, что в геологической истории Земли поверхность суши неоднократно покрывалась морскими водами, происходило накопление морских осадков, из которых в последующем образовались осадочные горные породы. Эти породы вместе с включенными в них органическими остатками являются теми основными историческими документами, по которым читается летопись земной коры, восстанавливаются древние физико-географические условия и картина эволюции органического мира.

Последние десятилетия ознаменовались необычайно широким размахом океанологических исследований (геоморфологических, геофизических, геологических и др.), в результате которых

получены новые сведения о рельефе дна Мирового океана, его строении, закономерностях распределения морских осадков, о полезных ископаемых и другие данные. Особенно большое значение приобрело глубоководное бурение в Мировом океане со специализированного бурового судна «Гломар Челленджер», позволяющее непосредственно изучать строение океанской земной коры. К настоящему времени пробурено более 620 скважин.

#### 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИРОВОГО ОКЕАНА

##### РЕЛЬЕФ ДНА ОКЕАНОВ

Современные батиметрические исследования, основанные на эхолотировании, т. е. послышке звуковых сигналов от судна ко дну и приеме их отражения, свидетельствуют о сложности рельефа дна океанов (см. рис. 2.10). В рельефе дна океанов выделяются следующие наиболее крупные геоморфологические элементы: 1) подводные континентальные окраины; 2) ложе Мирового океана и 3) срединно-океанские хребты.

**Подводные континентальные окраины** (переходные зоны от континента к океану) подразделяются на два типа — атлантический (пассивный) и тихоокеанский (активный).

**Пассивные подводные континентальные окраины** атлантического типа характерны для Северного Ледовитого океана, Северной и Южной Атлантики, Индийского океана (за исключением Зондской дуги), антарктической окраины Тихого океана. В морфологии такого типа окраин выделяются: 1) шельф; 2) континентальный склон; 3) континентальное подножие.

*Шельф* примыкает непосредственно к суше и представляет собой мелководную часть моря. Уклоны поверхности дна шельфа в большинстве случаев около 1°. Внешний край шельфа со стороны океана, где происходит четкий перегиб профиля дна к континентальному склону, называется *бровкой шельфа*. Исследованиями последних лет установлено, что бровка шельфа расположена в основном на глубинах около 200 м, часто находится в пределах 100—130 м, местами же погружена до глубин 300—500 м и более, что связано не только с затоплением суши при повышении уровня океана, но и с опусканием земной коры. Ширина шельфа изменяется от первых десятков километров до 800—1000 км в пределах Северного Ледовитого океана.

На поверхности шельфа нередко наблюдаются формы материкового субаэрального рельефа, возникшие в континентальных условиях. К ним относятся подводные продолжения речных долин, затопленные террасы и древние береговые линии, ледниковые формы и др.

*Континентальный склон* представляет собой неширокую зону



морского дна, ограничивающую шельф со стороны океана и опускающуюся до глубины 2000—2500 м, а местами до 3000 м и более. Переход от шельфа к склону достаточно резкий. Уклоны поверхности склона в среднем колеблются от 3 до 6—7°, иногда увеличиваясь до 10—15° и более. В ряде случаев склон имеет ступенчатый профиль, что, по-видимому, связано с разрывными на-

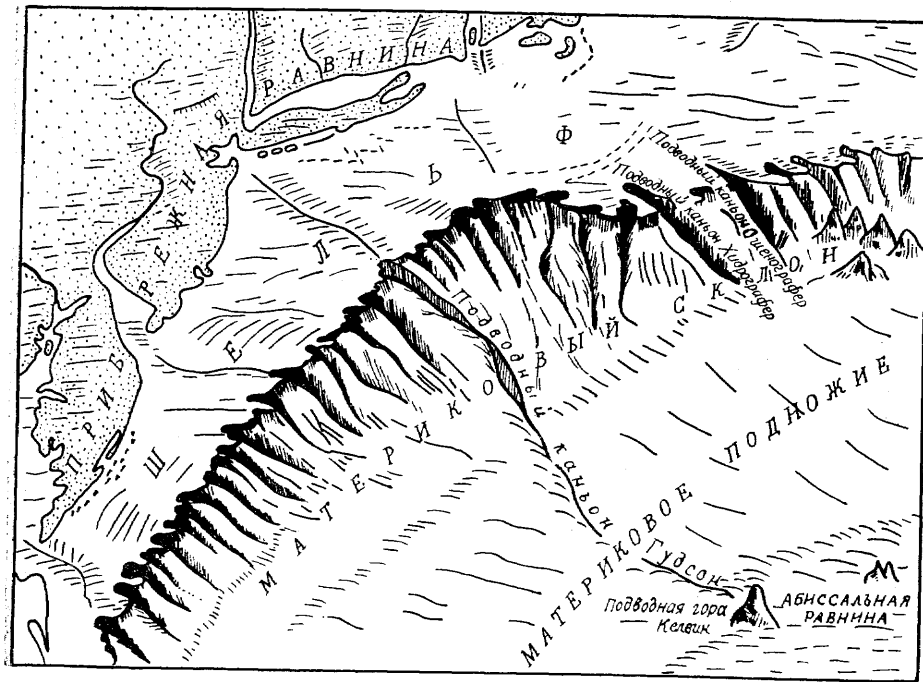


Рис. 11.1. Атлантическая подводная окраина Северной Америки: шельф, материковый склон с каньонами и материковое подножие

рушениями (рис. 11.1). В этом случае уступы между ступенями отличаются наибольшими уклонами (до 25° и более). Местами в пределах континентального склона наблюдаются *краевые плато* — широкие (до десятков и первых сотен километров) пологие ступени, ограниченные уступами, на глубинах 500—2000 м. Наиболее известным примером является краевое плато Блейк у берегов Флориды, протягивающееся на расстояние около 900 км при ширине около 300 км (рис. 11.2) и глубине от 500 до 1500 м, где оно ограничивается крутым уступом, достигающим глубин 4000—5000 м.

Поверхность континентальных склонов изрезана многочисленными *подводными каньонами* — глубоко врезанными (до 1000 м и более) грандиозными ложбинами с крутыми бортами, плоским дном (см. рис. 11.1). Их склоны нередко отвесны и имеют ступен-

чатый профиль. Начинаясь у бровки шельфа, каньоны, спускаясь по склону, выходят в пределы континентального подножия, а некоторые, наиболее крупные из них, и на ложе океана до глубин 3500 м и более. Отдельные каньоны прослеживаются в пределах шельфа и являются продолжением крупных речных долин (Гудзон, Конго и др.). Преобладающая же часть каньонов имеет подводное происхождение. Считается, что они образовались в результате деятельности придонных мутьевых потоков, возникающих на краю шельфа при землетрясениях, ударах цунами или катастрофическом стоке воды с суши. Вследствие большей плотности, чем плотность морской воды, мутьевые потоки движутся по склону с большой скоростью и поэтому обладают значительной эродирующей способностью. Первичное заложение части крупных каньонов связывают с разрывными нарушениями, пересекающими склон вкrest его протяжения.

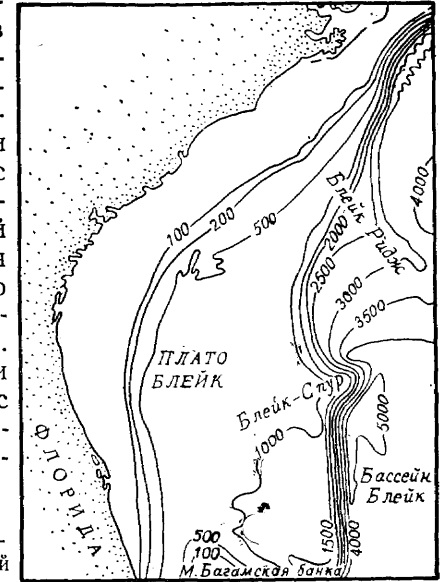
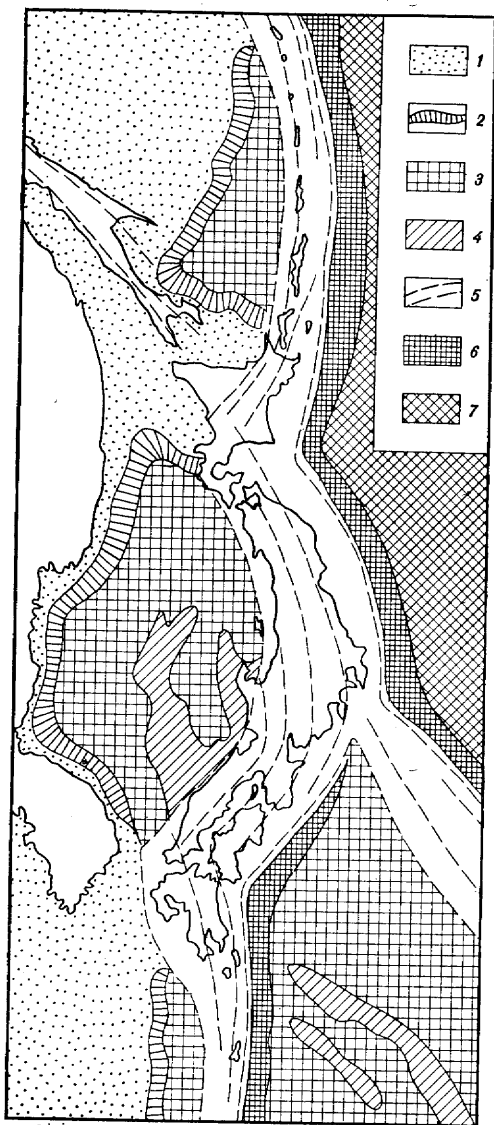


Рис. 11.2. Краевое плато Блейк (атлантическая подводная окраина Северной Америки)

*Континентальное подножие* — пологонаклонная, иногда слабо-волнистая равнина, занимающая промежуточное положение между континентальным склоном и ложем океана. Ширина полосы подножия достигает десятков и сотен километров, а глубина от 2000—2500 (основание склона) до 3000—3500 м, иногда глубже. По данным геофизических исследований в пределах подножий местами наблюдаются значительные мощности (до 5 км и более) осадков, во много раз превышающие средние мощности осадков в океанах. Это связано с выносом большого количества осадочного материала мутьевыми потоками, а также с подводными оползнями со склонов.

Активные континентальные окраины тихоокеанского типа отличаются от окраин атлантического типа резким расчленением рельефа и высокой тектонической активностью, проявляющейся в интенсивных извержениях вулканов, землетрясениях и деформациях. Переход от континента к ложу океана здесь более сложный. Так, в западной части Тихого океана этот переход осуществляется через котловины окраинных морей (типа Охотского, Японского и др.), островные дуги (Курильская, Японская и др.) и глубоководные желоба (рис. 11.3).



**Глубоководные котловины окраинных морей** представляют собой депрессии овальной или изометричной формы. Для них характерны глубины 3–5 км. Местами к таким глубоководным котловинам примыкает мелководная подводная окраина материков (шельф, континентальный склон).

**Островные дуги**—это горные сооружения, выступающие над уровнем моря своими вершинами и гребнями — островами. Наиболее широко они развиты в Тихом океане (Командорско-Алеутская, Курильская, Японская, Марианская и другие дуги). В Индийском океане известна Зондская островная дуга, а в Атлантическом — Антильская и Южно-Антильская. Со стороны океана островные дуги ограничиваются глубоководными желобами, за которыми следует ложе Мирового океана.

Рис. 11.3. Схема переходной зоны тихоокеанского типа (район Охотского и Японского морей); 1 — шельф; 2 — материковый склон и подножие; 3 — дно глубоководных котловин окраинных морей; 4 — внутренние поднятия в глубоководных морских котловинах; 5 — островные дуги; 6 — глубоководные желоба; 7 — ложе океана

**Глубоководные желоба** представляют собой узкие (около 100–150 км) глубокие впадины большой протяженности. Дно желобов относительно плоское, шириной в несколько километров (рис. 11.4). Как правило, они асимметричны: их внутренние склоны, примыкающие к островным дугам или материку, более крутые (до 10–15°), а противоположные океанские — положе (2–3°). Оба склона осложнены уступами. Глубина желобов колеблется от 7–

8 до 11 тыс. м. Максимальная глубина приурочена к Марианскому желобу (11 022 м).

Пример тихоокеанского перехода наблюдается в сечении Сахалин — Охотское море — Курильская островная дуга — Курило-Камчатский глубоководный желоб — ложе океана.

Вдоль юго-восточного побережья Тихого океана окраинные моря отсутствуют и переход от молодых горных сооружений Анд к ложу океана осуществляется непосредственно через Перуанско-Чилийский глубоководный желоб. Этот тип перехода называют **андским**.

**Ложе Мирового океана.** Площадь ложа занимает более 50% поверхности Мирового океана и располагается на глубинах от 3,5–4 до 6 тыс. м. В его

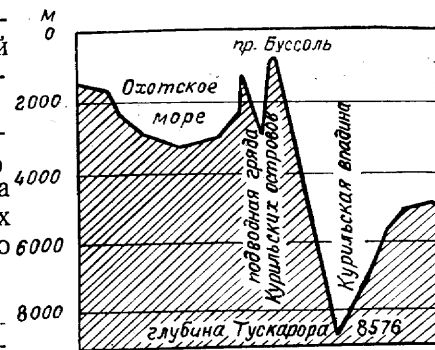


Рис. 11.4. Поперечный профиль Курило-Камчатской впадины (по О. К. Леонтьеву)

пределах выделяются котловины, хребты, возвышенности. **Океанские котловины**, разделенные хребтами и различными возвышенностями, представляют основную часть ложа Мирового океана с глубинами до 5–6 км. По рельефу дна среди них выделяются два типа: 1) плоские абиссальные (греч. «абисос» — бездна) равнины, наиболее развитые в пределах Атлантического океана; 2) холмистые абиссальные равнины, занимающие наибольшие площади в Тихом океане. Холмы в их пределах в большинстве случаев имеют вулканическое происхождение. Наиболее крупные вулканы выступают в виде островов. Здесь же наблюдаются гайоты (гйоты) — плосковершинные подводные горы, представляющие собой древние вулканические аппараты, вершины которых срезаны абразией или увенчаны коралловым рифом. Современное положение их на глубинах до 2500 м объясняется последующим опусканием дна океана.

В восточной части Тихого океана в рельефе котловины отчетливо выражены широтные разломы большой протяженности (до 3000–4000 км), с которыми связано значительное расчленение рельефа — образование крупных уступов и ложбин. Для всей площади ложа Мирового океана характерна типичная океаническая земная кора, в которой отсутствует гранитогнейсовый слой. Вместе с тем в пределах ложа Мирового океана местами наблюдаются различные возвышенности, называемые микроконтинентами, выраженные подводными плато и даже островами. Они характеризуются континентальным типом земной коры (мощностью 25–30 км) с гранитогнейсовым слоем. К ним относятся плато Роколл в Северной Атлантике, Агульянс в Южной Атлантике,

Сейшельский архипелаг в Индийском океане, Новозеландское плато в Тихом.

**Срединно-океанские хребты** пересекают все океаны, образуя единую планетарную систему общей протяженностью свыше 60 тыс. км (рис. 11.5). Их высота над ложем океана достигает на

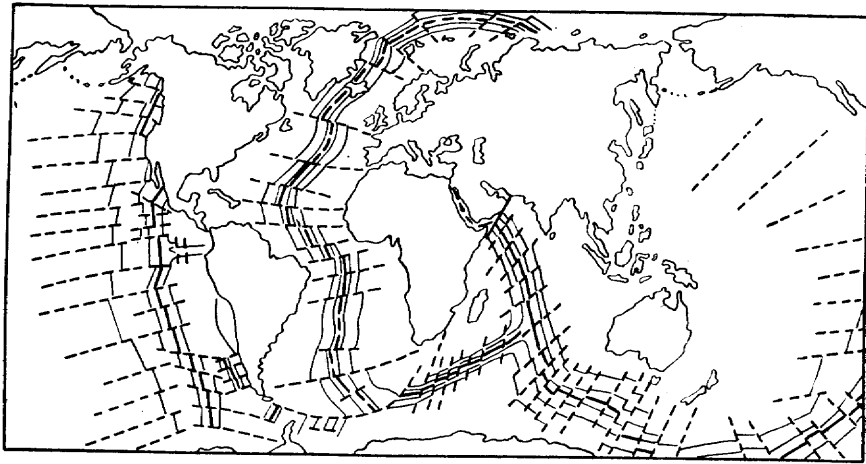


Рис. 11.5. Мировая система срединно-океанских хребтов. Оси хребтов показаны жирными линиями; трансформные разломы — пунктиром

некоторых участках 3—4 км, ширина — до 1000—2000 км. Лучше всего изучены морфология и строение Срединно-Атлантического хребта. Вдоль осевой части хребта протягивается продольная крупная впадина, ограниченная разломами. Такая впадина называется *рифтовой долиной*, или просто *рифтом* (англ. «рифт» — расселина, ущелье). Дно рифтовой долины опущено до глубин 3,5—4,0 км, а окаймляющие ее хребты находятся на глубинах 1,5—2,0 км, местами же поднимаются на поверхность в виде островов (Вознесения, Буве). Ширина рифтовых долин между соседними гребнями 25—50 км. Нередко рифтовая долина распадается на отдельные впадины, разделенные перемычками.

Срединно-океанские хребты разбиты трансформными разломами с вертикальным смещением до 3—5 км. Они смещают в горизонтальном направлении осевые рифты срединных хребтов, иногда на первые сотни километров. Наиболее крупные трансформные разломы пересекают не только срединные хребты, но и ложе океана и даже продолжают в пределы обрамляющих континентов. Вдоль трансформных разломов на некоторых участках проявляются раздвиги и образуются грабеноподобные формы глубиной до 7—8 км; на других — происходят надвиги.

Южно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский хребты часто называют просто поднятиями в связи с более спокойным и пологим рельефом. Восточно-Тихоокеанский хребет смещен к востоку относительно медианной линии океана по сравнению со срединным положением Атлантического и Индоокеанских хребтов. Он имеет относительно небольшую высоту (1000—2500 м), но значительную ширину — от 2000 до 3000 км, местами 4000 км. В центральной части хребта, кроме северного отрезка, нет типичной для других хребтов продольной рифтовой долины.

Срединно-океанские хребты представляют собой наиболее активные зоны земной коры. К ним приурочены интенсивные землетрясения, аномально высокий тепловой поток, сильнейшие извержения вулканов. С рифтовыми зонами связано утонение коры и подъем разуплотненной мантии (см. гл. 2).

### РЕЛЬЕФ ОКРАИННЫХ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

По особенностям рельефа Н. М. Страхов подразделил морские водоемы на два типа: 1) плоские и 2) котловинные.

**Плоские моря.** К ним относятся мелководные Баренцево, Карское, Белое, Балтийское, Северное, Азовское и другие моря. Глубина их не превышает уровень кромки шельфа (150—200 м) Мирового океана и лишь в отдельных местах достигает 300 м и более. Такие моря представляют собой опущенные под воду участки суши и поэтому носят название *эпиконтинентальных* (греч. «эпи» — на, после).

**Котловинные моря** характерны для подвижных областей земной коры. Высокая тектоническая активность проявляется в них и их горном обрамлении в интенсивных тектонических движениях, землетрясениях и во многих случаях в вулканизме. Из окраинных морей к ним относятся Берингово, Охотское, Японское, Южно-Китайское и др., из внутренних — Средиземное, Черное и др. В рельефе котловинных морей можно найти те же основные элементы, что и в океанах, — область шельфа, континентальный склон, глубоководные котловины. Их глубина порядка 3—3,5 км, в отдельных местах до 4—5 км.

**Соленость, химический состав вод океанов и морей.** Суммарное содержание растворенных солей в морской воде называется ее соленостью ( $S$ ) и выражается в промилле (‰). Общая соленость вод океанов в среднем составляет около 35‰, или 3,5%. Это означает, что в 1 л воды содержится около 35 г растворенных солей. Такая довольно постоянная соленость характерна для всей массы океанической воды, за исключением поверхностного слоя мощностью 100—200 м, где соленость колеблется от 32 до 37‰, или 3,2—3,7%. Такие колебания связаны с климатической зональностью. В аридных зонах, где поверхностный сток мал, а испарение велико, соленость увеличивается. В гумидных зонах соленость уменьшается за счет опресняющего влияния стока поверхностных вод с континента. Влияние климатических условий еще

сильнее сказывается в морях внутренних. Так, в Красном море, расположенном в зоне жаркого и сухого климата, соленость достигает 41—43‰. Исследованиями последних лет установлено, что в придонной части Красного моря, представляющего собой рифт, выходят горячие рассолы (соленость которых от 160 до 310‰), обогащенные Fe, Mn, Cu, Ni и некоторыми другими элементами. Особенно высокая соленость (до 200—300‰) наблюдается в отшнурованных от моря лагунах аридных областей (Кара-Богаз-Гол и др.).

В Средиземном море соленость колеблется в пределах 37—39‰. Примерами опресненных морских бассейнов являются Черное, Азовское, Балтийское, Каспийское моря. Так, в Черном море, принимающем крупные реки, в поверхностном слое соленость воды всего 17—18‰, в придонном слое — до 22,6‰. В Балтийском море соленость воды в поверхностном слое колеблется от 3—6‰ близ впадения крупных рек до 20‰ близ пролива. В замкнутом бассейне Каспийского моря с большим притоком пресных вод Волги, Терека, Урала и других рек соленость составляет 12—15‰, уменьшаясь до 3—5‰ близ впадения р. Волги.

**Химический состав морской воды.** В воде морей и океанов присутствуют почти все химические элементы, но лишь немногие из них определяют ее основной солевой состав (табл. 4).

Сопоставление содержания указанных главнейших катионов и анионов показывает, что в солевом составе морской воды резко

Таблица 4

Ионный состав морской воды при  $S = 35,0/_{00}$   
(по справочному руководству «Морская вода», 1979)

Катионы			Анионы		
ионы	количество, г/кг	эквивалент, %	ионы	количество, г/кг	эквивалент, %
Na <sup>+</sup>	10,7596	38,64	Cl <sup>-</sup>	19,3529	45,06
Mg <sup>2+</sup>	1,2965	8,81	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	2,7124	4,66
Ca <sup>2+</sup>	0,4119	1,69	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,1412	0,20
K <sup>+</sup>	0,3991	0,84	Br <sup>-</sup>	0,0674	0,07
Sr <sup>2+</sup>	0,0078	0,01	F <sup>-</sup>	0,0013	
			H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub>	0,0255	
Сумма катионов	12,8749	49,99	Сумма анионов	22,3006	49,99

преобладают хлориды (89,1%): NaCl—77,8%, MgCl<sub>2</sub>—9,3 и KCl—2%; на втором месте сульфаты (10,1%): MgSO<sub>4</sub>—6,6%, CaSO<sub>4</sub>—3,5%; карбонаты составляют около 0,56% и KBr—0,3%. Опреснение или повышение концентрации воды вызывает уменьшение или увеличение содержания отдельных ионов.

**Газовый режим.** Помимо солей в морской воде растворены также газы: кислород, углекислый газ и местами сероводород.

**Кислород** поступает в морские воды двумя путями: 1) из атмосферы, 2) за счет фотосинтеза фитопланктона (зеленых растений). Содержание его подвержено очень большим колебаниям, что связано с изменениями солености, температуры и др. Растворимость кислорода в воде понижается при повышении температуры, вследствие чего максимальное количество его в поверхностном слое воды отмечается в высоких широтах, минимальное — в низких. Имеют место также сезонные колебания. Весной и летом при повышении температуры воды избыток газов выделяется в атмосферу, а осенью и зимой наблюдается обратная картина: поглощение газов из атмосферы. Так осуществляется динамическое взаимодействие атмосферы и гидросферы. Благодаря хорошей вертикальной и горизонтальной циркуляции вод в океанах почти всюду содержится свободный кислород. Его значительные количества в придонных водах океана объясняются поступлением холодных, богатых кислородом вод Антарктики и Арктики, которые и заполняют придонный слой.

**Углекислый газ** содержится в морской воде частично в растворенном свободном состоянии, в большинстве же — в химически связанной форме в составе карбонатов и бикарбонатов. Суммарное содержание CO<sub>2</sub> в морской воде более 45 см<sup>3</sup>/л, из которого только около половины падает на долю свободного CO<sub>2</sub>, остальное связано в химические соединения. Между свободной и химически связанной углекислотой существует подвижное равновесие. Содержание CO<sub>2</sub>, как и кислорода, в морской воде регулируется температурным режимом. В верхних прогретых слоях морских вод растворимость CO<sub>2</sub> падает и избыток ее выделяется в атмосферу. Создается дефицит CO<sub>2</sub>, что приводит к образованию нерастворимого карбоната кальция CaCO<sub>3</sub>, который выпадает в осадок. Напротив, в холодных водах высоких широт и в холодных придонных слоях океанских вод, приуроченных к большим глубинам, отмечается высокое содержание CO<sub>2</sub>. Такие воды становятся агрессивными по отношению к карбонатным осадкам. Следует отметить, что в океанах и во всех открытых морских бассейнах с интенсивными циркуляцией и водообменом существует нормальный газовый режим. Исключение составляют лишь некоторые морские бассейны.

**Сероводород** распространен ограниченно и приурочен к замкнутым котловинным морям, сообщаящимся с Мировым океаном с помощью узких, мелководных проливов. Такая затрудненная связь нарушает свободный водообмен между ними. Одним из таких бассейнов является Черное море. Котловинный характер его дна и интенсивное поступление речных вод обуславливают значительное опреснение поверхностных горизонтов морской воды. Это приводит к расслоению воды по солености: сверху опресненные (17—18‰), ниже соленые (20—22‰), что исключает вертикальную циркуляцию. В результате нарушается газовый ре-

жим. Нормальное содержание кислорода (по Н. М. Страхову) наблюдается лишь до глубин 40—50 м, ниже оно значительно падает (рис. 11.6). Недостаток кислорода в более глубоких слоях Черного моря приводит к восстановительным процессам: восстановлению сульфатов анаэробными бактериями и появлению сероводорода. Сероводородное заражение начинается с глубин около 200 м. Содержание  $H_2S$  постепенно увеличивается с глубиной и в придонной части достигает 5—6  $см^3/л$ .

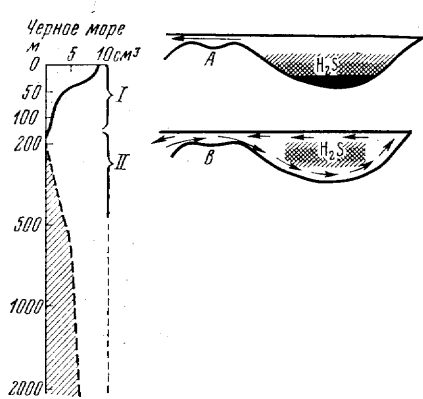


Рис. 11.6. Схема сероводородного заражения в Черном море и в норвежских фиордах (по Н. М. Страхову): I — кислородная зона; II — сероводородная зона; A, B — типы газового режима норвежских фиордов (A — в случае наличия только выносящего течения; B — при двустороннем токе воды)

**Температура морской воды.** Распределение температур воды на поверхности океана тесно связано с климатической зональностью и в первую очередь с солнечной радиацией. Распределение последней весьма неравномерно, с чем связаны и значительные различия в температуре воды на поверхности океана. Она колеблется от  $-1,8$  —  $-2^\circ$  в высоких широтах до  $28^\circ$  и более близ экватора и в тропиках. В умеренных широтах температура воды испытывает значительные сезонные колебания (примерно в пределах  $5$ — $20^\circ$ ).

На больших глубинах температура воды изменяется от  $1$  до  $3^\circ$ , а в полярных областях опускается до  $-1,9^\circ$ . Переход от верхнего слоя воды с высокой температурой к нижнему слою низкой температуры совершается в относительно тонком слое, который называется *термоклинным*. Этот слой приблизительно совпадает с изотермой  $8$ — $10^\circ$  и находится на глубине  $300$ — $400$  м в тропиках и  $500$ — $1000$  м в субтропиках. Указанные закономерности изменения температуры с глубиной местами нарушаются течениями, перемещающими большие массы воды различной температуры.

**Давление и плотность морской воды.** Наибольшей величины давление достигает в глубоких котловинах ложа Мирового океана и особенно в глубоководных желобах. Плотность воды в Мировом океане для обычных, не требующих точности расчетов, принимается за единицу. Фактически она изменяется в зависимости от температуры и солёности. При уменьшении солёности плотность уменьшается, при повышении — увеличивается. Минимальные значения плотности характерны для экваториальных областей, максимальные — для полярных.

**Движение морской воды.** Воды Мирового океана находятся в

постоянном движении. Эти движения разнообразны по природе: 1) морские течения; 2) приливы и отливы; 3) волновые движения; 4) цунами.

**Морские течения** перемещают огромные массы воды на далекие расстояния. Они связаны с различиями плотности морской воды, зависящими от температуры и солёности; с господствующими ветрами (пассатами и муссонами); с центробежной силой и отклоняющей силой вращения Земли (силой Кориолиса), взаимодействии которых объясняет круговые системы постоянных течений, ограниченные контурами берегов (контурные течения — связь с контурами континентальных склонов и их подножий). По глубине выделяют морские течения поверхностные, глубинные и придонные, а по температуре — холодные и теплые. В поверхностной зоне океана влияние ветра четко проявляется в областях устойчивых ветров: пассатов тропических широт, муссонных ветров в Индийском океане и западных ветров умеренных поясов. Направление ветра и морских течений примерно совпадают. Так, по обе стороны от экватора в Атлантическом и Тихом океанах с востока на запад движутся два пассатных течения — южное и северное. Эти течения у западных берегов дают начало разделяющему их экваториальному противотечению, а также течениям, направленным к северу и югу вдоль материков. Пассатные течения, движущиеся с востока на запад, вызывают повышение уровня воды у западных окраин океанов. По данным Д. В. Богданова (1978), величина повышения уровня воды в Атлантическом океане составляет  $20$  см, в Тихом — около  $50$  см. В результате возникает не только экваториальное противотечение с запада на восток, но и стоковые движения поверхностные и подповерхностные — южное и северное — со скоростями от  $15$ — $50$  до  $150$ — $200$  см/с по мере приближения к экватору. Движение этих вод к экватору замыкает круговые системы циркуляции океанских вод. Другая часть океанских вод в Северном полушарии направляется в полярные бассейны. К таким поверхностным стоковым теплым течениям относятся Гольфстрим, Бразильское, Куро-Сиво и Восточно-Австралийское, к холодным компенсационным течениям — Канарское, Бенгальское, Калифорнийское, Перуанское. Основные течения умеренных широт вызываются западными ветрами и являются наиболее мощными в Мировом океане. Их ширина до  $1000$  км, глубина проникновения до  $1000$ — $1300$  м.

Исследованиями, начатыми в период Международного геофизического года, обнаружена целая система донных течений, характеризующихся скоростью  $5$ — $30$  см/с и производящих большую геологическую работу на дне океана. Донные течения взмучивают минеральные и органические частицы морских осадков и перемещают их нередко на большие расстояния.

Придонные воды океана формируются главным образом в высоких широтах. Холодные антарктические и арктические воды опускаются вниз, преимущественно во время льдообразования и в осенне-зимнее время, и распространяются на обширные про-

странства, особенно антарктические воды, которые прослежены до экватора и севернее. Летние, распресненные таянием льда воды распространяются на поверхности океана. Имеет место и конвективное перемещение воды. Поверхностная более плотная вода вследствие охлаждения погружается, а глубинная менее плотная поднимается вверх (явление апвеллинга). В результате в нижние слои воды поступает кислород, а оттуда к поверхности биогенные вещества.

Сложные системы циркуляции воды океана, разнонаправленные течения, определенное расположение центров атмосферного давления приводят к расхождению или к схождению течений. В первом случае на границе течений возникает полоса *дивергенции* (расхождение вод в стороны), что вызывает компенсационный подъем вод с глубины. Во втором случае возникает полоса схождения вод, или *конвергенции*, что сопровождается погружением их на глубину. Наибольшее значение для расцвета жизни (планктона) в поверхностных частях океана имеют дивергенция и подъем глубинных вод, богатых биогенными питательными элементами. Пышное развитие планктона приводит к образованию определенных типов биогенных осадков на дне океана.

**Приливы и отливы.** Приливами и отливами называют периодические колебания уровня моря (океана), вызываемые притяжением Луны и Солнца. При этом основное действие оказывает Луна, а меньшее — Солнце. Амплитуда прилива определяется расстоянием между уровнем малой и полной воды. По периоду колебания приливные волны разделяются на полусуточные и суточные. Наибольшей величины приливы достигают в сизигии (греч. «сизигия» — сопряжение), т. е. в новолуния и полнолуния, когда Земля, Луна и Солнце находятся на одной прямой и притяжения Луны и Солнца суммируются (рис. 11.7,а). Наименьшая величина приливов бывает в квадратуре (в первую и последнюю четверти), когда прямая Земля — Луна перпендикулярна к линии Земля — Солнце (рис. 11.7,б).

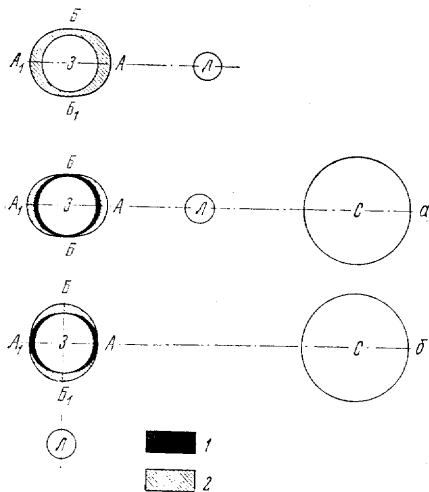


Рис. 11.7. Схема возникновения приливов и отливов: 1 — Солнечный прилив; 2 — Лунный прилив; С — Солнце; Л — Луна, З — Земля; а — взаимное расположение Земли, Луны и Солнца в сизигии; б — в квадратуре

Рис. 11.7. Схема возникновения приливов и отливов: 1 — Солнечный прилив; 2 — Лунный прилив; С — Солнце; Л — Луна, З — Земля; а — взаимное расположение Земли, Луны и Солнца в сизигии; б — в квадратуре

Высота приливов в открытом океане около 1 м, иногда больше, но она значительно возрастает в области шельфа, в верши-

нах подводных хребтов и особенно в узких заливах, проливах и в окраинных морях. Так, в заливе Фанди (северо-восточное побережье Канады) высота сизигийного прилива достигает 18 м, в Пенжинской губе Охотского моря — 12,9, в Кандалакшской губе Белого моря — свыше 11 м. Приливно-отливные движения охватывают всю толщу воды (включая и придонную часть абиссальной области) и вследствие этого являются мощным динамическим фактором в перемещении осадочного материала и в осадкообразовании на дне Мирового океана.

**Волновые движения.** Они возникают на поверхности воды океанов и морей под воздействием ветра. При этом частицы воды перемещаются по замкнутым или почти замкнутым круговым орбитам в вертикальной плоскости параллельно направлению ветра. Эти движения передаются на глубину, но радиусы орбит с глубиной быстро уменьшаются. Волны состоят из чередующихся между собой валов и впадин. В волнах различают следующие элементы (рис. 11.8): 1) гребень волны — наивысшая точка волны; 2) подошва (ложбина) волны — наинизшая точка волны; 3) длина волны, т. е. расстояние от гребня (или подошвы) одной

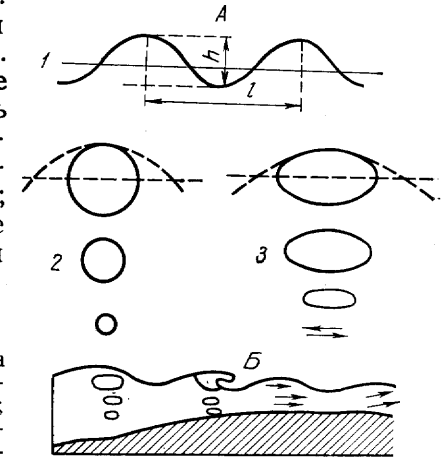


Рис. 11.8. Характеристика волн (А): 1 — профиль волны ( $l$  — длина волны,  $h$  — высота волны); 2 — характер орбиты волны в открытом море; 3 — характер орбиты волны в мелководье. Б — опрокидывание гребня волны в мелководье

волны до гребня (или подошвы) другой; 4) высота волны — расстояние по вертикали от гребня до подошвы; 5) период волны — время, за которое волна проходит путь, равный своей длине; 6) фронт волны — линия, проходящая вдоль гребня, перпендикулярная к направлению перемещения волн.

Высота и длина волны зависят от силы ветра. По данным В. П. Зенковича, при силе ветра в 4 балла средняя высота волн составляет 2,1 м, а при силе в 10 баллов увеличивается до 10,2 м. Соответственно увеличивается и средняя длина волн — с 51,0 до 195,0 м. При сильных штормах высота волн может достигать 15—18 м и более.

Морские волны, подходя к берегу, захватывают всю толщу воды на мелководье и вместо круговой формы, характерной для открытого моря, приобретают эллипсоидальную (см. рис. 11.8). Деформация волны на мелководье происходит вследствие того, что у подошвы вода движется медленнее, чем на гребне. Коле-



бательные движения воды сменяются поступательными. На мелководье скорость и длина волны уменьшаются, но значительно возрастают высота и крутизна, особенно ее переднего склона. В результате волна опрокидывается и образует прибой (прибойную волну). Разрушение (забурунивание, или опрокидывание) волн обычно происходит на глубинах, соответствующих одной или полуторной высоте волны (иногда двойной). Образующиеся поступательные волны, направленные к берегу, перемещают продукты абразии. При малых углах наклона отлогого берега продукты разрушения уже с самого начала собираются у уреза воды, формируя пляж. Дальнейшее развитие этого процесса приводит к образованию широкой полосы наносов — надводной террасы. В этих условиях даже сильные штормовые волны не будут достигать подножия обрыва при данном уровне моря, а вместо абразии будет происходить аккумуляция.

Иная картина наблюдается у приглубых берегов. На крутом уклоне дна предварительного разрушения волн не происходит. При подходе к берегу их высота и крутизна быстро нарастают, и они опрокидываются и разрушаются непосредственно у берега; образуются мощные всплески, равные примерно удвоенной, а иногда и утроенной высоте волны (при сильных штормах). Мощность зоны волнового воздействия при сильных штормах достигает 50—100 м, реже 150—200 м, но с глубиной интенсивность их резко падает.

**Цунами.** Это гигантские волны, возникающие при сильных подводных землетрясениях, а также при крупных взрывных извержениях вулканов и распространяющиеся со скоростью до 500—700 км/ч (см. гл. 18). Хотя они проявляются относительно редко (один раз в несколько лет), но производят огромное динамическое воздействие на дно, особенно в области шельфа и континентального склона. Волны вследствие торможения приобретают здесь огромную высоту (до 25—30 м и более) и могут далеко проникать в сушу. С цунами связаны взмучивание осадков, оползни, возникновение мутьевых потоков, крупные разрушения на берегах.

**Штормовые нагоны.** В пределах низменных побережий при устойчивых сильных ветрах, дующих продолжительное время в сторону суши, возникают штормовые нагоны. Высота нагонных волн в Мексиканском заливе около 5 м, в Бенгальском — 6 м. Со штормовыми нагонами связаны наводнения, наблюдающиеся в Ленинграде.

**Органический мир морей и океанов.** Моря и океаны являются средой обитания разнообразного животного и растительного мира. Развитие и распределение морских организмов зависят от многих факторов: температуры воды, ее солености, глубины бассейна, с которой связаны давление, насыщенность кислородом и др. Большое количество организмов живет в морской воде нормальной солености. Они называются *стеногалинными* (греч. «стенос» — узкий, «галинос» — соленый). К ним относятся кораллы,

донные фораминиферы, брахиоподы (плеченогие) и др. Но многие организмы могут жить в воде различной солености, как в морской с нормальной соленостью, так и в опресненной. Такие организмы называются *эвригалинными* (греч. «эврис» — широкий). К ним относятся многие водоросли, рыбы, двусторчатые и брюхоногие моллюски и др. Влияние различной солености на количество видов органического мира было наглядно показано Л. А. Зенкевичем по трем морям — Средиземному, Черному и Азовскому, — соединенным друг с другом проливами, но отличающимся по солености. В Средиземном море общее количество видов более 7000, в Черном — около 1200, а в сильно опресненном Азовском около 100.

Огромное значение для развития органической жизни имеет также температура. Наибольшее количество видов (около 40 тысяч) наблюдается в морях Малайского архипелага; в северных морях оно уменьшается примерно в 100 раз (в море Лаптевых около 400). Большую роль играют глубина и строение дна, определяющие в ряде случаев закономерную зональность комплексов донных организмов. В каждом конкретном участке водоема создается соответствующее сообщество живых организмов — *биоценоз*. Посмертные скопления животных и растений, в отличие от биоценозов, называют *танатоценозами* (греч. «танатос» — смерть, «кэнос» — общий); в их составе могут присутствовать чуждые формы, образованные в иных условиях и принесенные течениями, прибоем и пр.

Геологическая роль организмов в процессах, протекающих в Мировом океане, чрезвычайно велика. Между водой и организмами происходит активное взаимодействие. Организмы избирательно используют различные минеральные компоненты морской воды ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  и др.) для построения своих скелетов, поглощают одни газы и выделяют другие, тем самым влияя на изменение химического состава морской воды. После отмирания организмов их остатки накапливаются на дне океанов и морей и образуют биогенные осадки или составляют значительную примесь к другим типам морских осадков.

По условиям обитания и образу жизни среди морских организмов выделяют: 1) нектонные (нектон); 2) планктонные (планктон); 3) бентосные (бентос).

**Нектонные организмы** (свободноплавающие) обладают способностью активного передвижения в водной среде. К ним относятся рыбы, многие моллюски, водные пресмыкающиеся и млекопитающие.

**Планктонные организмы** (греч. «плянктон» — блуждающее) не обладают способностью самостоятельно передвигаться и всю жизнь держатся в воде во взвешенном состоянии, пассивно перемещаясь под действием течений, волн и т. д. К планктонным организмам относятся как *зоопланктон* (животные организмы), так и *фитопланктон* (растительные организмы). Среди зоопланктона наибольшее значение в осадконакоплении имеют простейшие од-

ноклеточные организмы — *фораминиферы* с известковой раковиной и *радиолярии* со скелетом, состоящим из кремнезема. К зоопланктону относятся и пассивно плавающие — *птероподы* (морские бабочки) с известковой раковиной. К фитопланктону относятся многие водоросли, из которых большое значение в осадконакоплении имеют *диатомовые водоросли*, заключенные в кремнистую скорлупу, и *кокколитофориды* с известковым панцирем, состоящим из известковых пластинок (кокколитов). Особенно много планктонных организмов в пелагической области (греч. «пелягос» — открытое море) на глубинах до 100 — 200 м.

*Бентосные организмы* (греч. «бентос» — глубина) обитают на дне моря и по способу передвижения подразделяются на подвижный и неподвижный (сидячий) бентос. *Подвижный бентос* — морские ежи, морские звезды, многие моллюски и др. Часть таких организмов ползает по поверхности дна, немалое количество зарывается в рыхлые осадки или всверливается в скалы (сверлильщики). Многие организмы активно плавают в придонной части, но нередко прячутся под камнями или лежат на дне и, следовательно, ведут нектонно-бентосный образ жизни (некоторые рыбы). *Неподвижный (сидячий) бентос* — организмы, прикрепленные ко дну, — кораллы, мшанки, губки, водоросли и др. Больше всего заселена бентосными организмами область шельфа, характеризующаяся в целом исключительным богатством животных организмов и обилием растительной пищи. С увеличением глубины фауна бентоса становится все более и более бедной и ее количество на единицу площади значительно уменьшается. Исключение составляет необычайно богатый придонный мир живых организмов (гигантские двустворчатые моллюски, крабы, актинии, губки и др.), обнаруженный на глубине около 2,5 км в зоне рифтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, где выходят горячие источники и имеются целые гидротермальные поля, вокруг которых и развивались различные организмы.

## 2. РАЗРУШИТЕЛЬНАЯ РАБОТА МОРЯ

Разрушение берегов и прибрежной полосы морского дна происходит под действием нескольких факторов: 1) гидравлического удара волн; 2) ударов многочисленными обломками горных пород, захватываемых сильными волнами; 3) химического воздействия морской воды на горные породы. Разрушительная работа моря называется *абразией*. Наибольшую абразию испытывают приглубые берега. При сильных штормах сила ударов штормовых океанских волн достигала местами 30—40 т/м<sup>2</sup>, что нередко влекло за собой разрушение не только берегов, но и набережных, и близко расположенных сооружений.

Гидравлический удар морской волны в периоды штормов проявляет наибольшую силу в основании крутого скалистого берега. Особенно быстро разрушаются трещиноватые горные породы. Разрушительное действие волн во много раз усиливается при на-

личии в воде обломков горных пород. Совместные удары волн и обломков приводят к образованию в основании берегового склона *волноприбойной ниши*, над которой горные породы нависают в виде карниза (рис. 11.9). Увеличение ниши ведет к обрушению этого карниза. После обрушения берег вновь представляет собой отвесный обрыв, который называется *клифом* (нем. «клиф» — обрыв). В дальнейшем процесс повторяется. В итоге береговой обрыв постепенно отступает в сторону суши, оставляя за собой сла-



Рис. 11.9. Волноприбойная ниша

бо наклонную к морю подводную *абразионную террасу*, или *бенч*. Он или целиком состоит из скальных пород, или местами покрывается тонким слоем продуктов разрушения. Обломки горных пород, находясь в постоянном движении, дробятся и окатываются, постепенно превращаясь в гальку, гравий, песок. Именно непрерывным движением и трением достигается хорошая окатанность морских галек.

Между подводной абразионной террасой и береговым обрывом возникает *пляж* — полоса, покрытая галькой, гравием и более крупными обломками. В ходе развития берега ширина пляжа увеличивается. Часть обломочного материала уносится за пределы абразионной террасы и откладывается в виде подводной осыпи. Это начало образования *подводной аккумулятивной террасы*. Каждому этапу в развитии берега соответствуют сопряженные абрази-

онная и аккумулятивная подводные террасы (рис. 11.10). При большой ширине этих террас энергия волн, подходящих к подножию отступающего берегового обрыва, понижается, что способствует дальнейшему расширению пляжа.

Быстрота разрушения берегов и скорость их отступления зависят от ряда факторов и прежде всего от состава горных пород, сла-

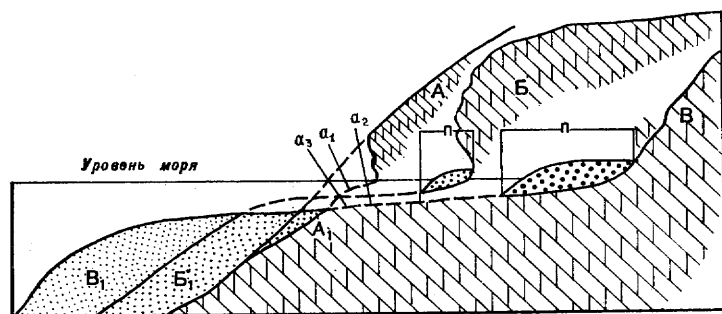


Рис. 11.10. Схема последовательных стадий отступления берега:

$A, B, B_1$  — различные положения отступающего берегового склона, абрадируемого морем (по В. П. Зенковичу);  $a_1, a_2, a_3$  — абразионные террасы, соответствующие различным стадиям развития берега;  $A_1, B_1, B_1$  — различные стадии развития подводных аккумулятивных террас;  $П$  — пляж

гающих берега. Скорость срезания колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров в год. Показательный пример — быстрая абразия о. Гельголанд в Северном море. Еще в 1072 г. он имел поверхность около 900 км<sup>2</sup>, а к настоящему времени от него остались узкие полосы площадью около 1,5 км<sup>2</sup>, окруженные широкой пологонаклонной абразионной террасой. Особенно легко разрушаются и быстро отступают берега, сложенные рыхлыми несцементированными или слабо сцементированными породами (ледниковыми моренами и др.). Берега, сложенные кристаллическими породами, абрадируются медленно. Различают два основных типа берегов: 1) абразионные, подвергающиеся интенсивному разрушению; 2) аккумулятивные, где происходит накопление обломочного материала. Последние наиболее широко распространены при плоской поверхности дна, покрытой рыхлыми образованиями, и близ устьев рек, выносящих большое количество обломочного материала.

В каждом морском бассейне есть и абразионные и аккумулятивные участки берега, соотношение между которыми зависит от степени расчлененности береговой линии, различий в составе горных пород и простирания структурных элементов. Относительно выровненные берега наблюдаются там, где простирание складчатых структур совпадает с направлением береговой линии, и при однородном составе горных пород. Иная картина — когда береговая линия пересекает складчатые структуры вкрест (поперек)

простирания. В этих условиях в береговых обрывах выходят различные горные породы и берег интенсивно разрушается, становится сложно расчлененным, извилистым, возникают мысы, вдающиеся в море, и бухты, врезанные в глубь суши. Примером сложно расчлененного берега является Южный берег Крыма — от Балаклавы до Феодосии, — в пределах которого развиты разнообразные породы — магматические, плотные или слабо сцементированные осадочные с разными условиями залегания. На протяжении 400 км этот берег представляет чередование многочисленных мысов и бухт. Нередко значительная изрезанность берегов связана с затоплением морем субазрального рельефа суши — речных долин, ледниковых форм и др.

**Поперечное и продольное перемещение обломочного материала и образование прибрежных аккумулятивных форм.** Поперечное перемещение обломочного материала происходит, когда волна подходит к берегу по нормали. При этом галька и более крупный материал перемещаются к берегу, а песчаные частицы обратным током уносятся вниз по склону. Частицы средних размеров передвигаются вверх и вниз на одинаковое расстояние, т. е. фактически остаются на месте. Такой участок профиля называется *нейтральной линией* (рис. 11.11). По мере дальнейшего накопле-

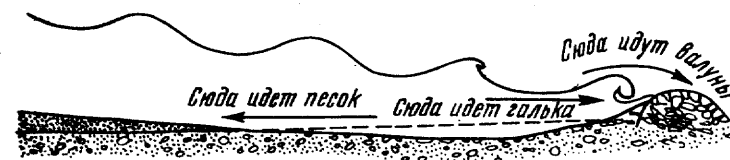


Рис. 11.11. Поперечное перемещение наносов на пологом дне. Песок увлекается на большие глубины, а галька выбрасывается к берегу (пунктиром показан первоначальный уклон дна)

ния материала глубина моря ниже нейтральной линии изменится и деформация волн будет происходить дальше от берега, чем это было раньше. В результате нейтральная линия переместится в сторону моря. Таким способом поверхность дна постепенно преобразуется, пока не достигнет профиля равновесия. Изменение условий, например опускание земной коры или колебание уровня моря, нарушит равновесие и приведет к возобновлению перемещения обломочного материала до выработки нового профиля равновесия. В результате такого поперечного (по отношению к береговой линии) перемещения наносов при более слабом обратном (в море) потоке в зоне прибоя в пределах пляжа формируется *береговой вал*.

Кроме береговых валов в мелководной части моря при небольших уклонах образуются *подводные песчаные валы*. Их формирование связано с забуруниванием и частичным разрушением волн на глубинах 4—6 м, в результате которого часть переме-

щаемого песчаного материала здесь откладывается. Дальнейшее поступление обломочного материала постепенно наращивает эту зародышевую форму, и она превращается в подводный вал. Такой вал может перемещаться к берегу вследствие воздействия волн на его поверхность и перебрасывания песка на склон, обращенный к берегу. Таким образом, подводный вал со временем может примкнуть к пляжу.

Наиболее крупными аккумулятивными формами являются *бары* — длинные полосы морских песчано-гравийно-галечных (местами ракушечных или песчано-ракушечных) наносов, поднятые над уровнем моря и протягивающиеся на некотором расстоянии от берега параллельно его основному направлению. Их длина иногда достигает нескольких сотен километров, ширина — 20—30 км и высота — нескольких десятков метров. Бары часто отделяют обширные участки моря от основного водоема. Эта отчлененная мелководная часть моря называется *лагуной*; осадконакопление здесь отличается от такового в открытых водоемах. Наличие баров и лагун придает морским берегам специфические черты, вследствие чего

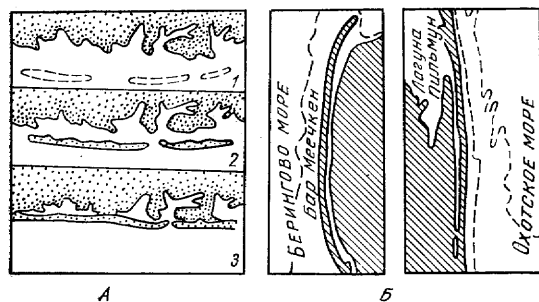


Рис. 11.12. Стадии развития баров (А) и природные примеры баров (Б). По О. К. Леонтьеву

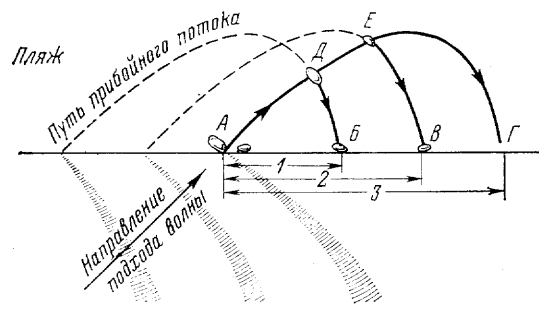


Рис. 11.13. Схема продольного берегового перемещения наносов:  
1, 2, 3 — расстояния, на которые соответственно перемещаются валун, галька и зерно песка

среди них выделяют особый лагунный тип, к которому относится свыше 10% общей протяженности морских берегов. Примером баров является Арабатская Стрелка длиной около 200 км, отделяющая залив Сиваш от Азовского моря. Крупные, протяженностью во многие сотни километров, бары известны в Мексиканском заливе, Беринговом и Охотском морях (рис. 11.12).

Вопрос о происхождении баров недостаточно ясен. По О. К. Леонтьеву, бар возникает над перегибом склона, который, по-видимому, уменьшает силу волн, в результате чего здесь откладывается часть переносимого материала (эмбрион бара). Последующий принос все новых и новых порций материала постепенно наращивает первичное подвод-

ное основание в высоту и ширину. В результате вершина бара выходит на поверхность, образуя крупную надводную форму. В западной части Черного моря, по данным В. П. Зенковича, на глубине от 10—15 до 40—50 м под слоем современных морских осадков обнаружены пологие древние бары, формирование которых было связано, по-видимому, с более низкими уровнями моря. Последующее опускание моря привело к погружению древних баров и лагунных образований на большие глубины и их захоронению под современными осадками.

Значительно чаще, чем по нормали, волны подходят к берегу под некоторым углом. В этом случае волна прибойного потока и увлекаемый ею обломочный материал очерчивают изгибающиеся кривые. Если волной подхватываются различные по размерам частицы, то их перемещение будет неодинаково. На рис. 11.13 видно, что по мере уменьшения силы волны, движущейся по пляжу, в первую очередь останавливается наиболее крупный валун (в точке Д), затем на некотором расстоянии галька (в точке Е) и только песчинка проходит с волной весь путь (до точки Г). При обратном отходе волны валун и галька перемещаются вниз по самому крутому склону пляжа в точки Б и В, пока не подхватятся следующей волной, повторяющей то же движение. В результате такого процесса происходит вдольбереговое перемещение наносов. Так, по наблюдениям В. П. Зенковича за окрашенной галькой на Черном море, установлено, что при силе волнения в 3 балла отдельные окрашенные гальки перемещались вдоль берега со скоростью до 43 м/ч, а вся масса окрашенных галек (около 1 м³) за это время смещалась на 17—20 м. Наиболь-

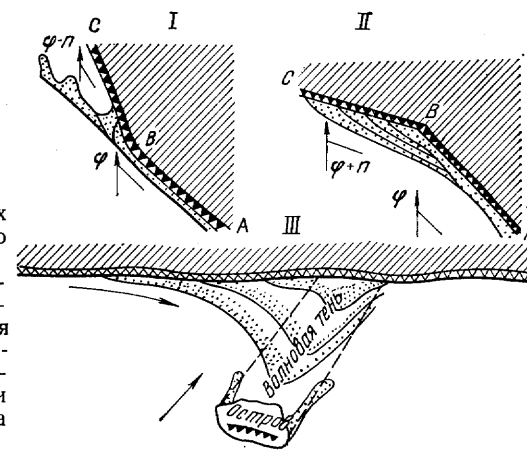


Рис. 11.14. Схема некоторых аккумулятивных форм (по В. П. Зенковичу):  
I — коса — при повороте береговой линии от моря; II — прикмувшая аккумулятивная терраса — при повороте береговой линии к морю; III — томболо, или перейма, — при блокировании участка берега островом

шая скорость продольного вдольберегового перемещения наносов наблюдается при подходе волн к берегу под углом  $\varphi = 45^\circ$ . В зависимости от контуров берега и угла подхода волн образуются различные аккумулятивные формы. Как видно из рис. 11.14, I,

при изломе берега в направлении от моря образуются *косы*. На участке *AB* (до изгиба берега) равнодействующая волнового режима составляет с прямолинейным отрезком берега угол  $\varphi$ , где наблюдается наибольшая скорость вдольберегового перемещения насыщенного потока. На участке *BC* (после изгиба берега) угол становится более острым ( $\varphi - n$ ), скорость перемещения и емкость потока падают. В результате переносимый материал начинает откладываться у изгиба и, постепенно наращиваясь, выдвигается в море в направлении, в котором тянулся берег на участке *AB*. Таким образом, косы могут выдвигаться на многие километры далеко в море и на глубины десятков, а иногда и более сотни метров. Примерами являются Аграханская коса на Каспии длиной около 45 км, Тендровская коса на Черном море — больше 90 км. Иногда косы примыкают к противоположному берегу и тогда образуется замкнутая аккумулятивная форма — *пересыпь*, — отчленяющая от моря лагуну.

Иная картина наблюдается при изгибе берега в сторону моря (рис. 11.14, II). На участке *BC* угол между равнодействующей и берегом увеличивается ( $\varphi + n$ ), что резко снижает скорость вдольберегового перемещения наносов и они отлагаются во входящем углу, образуя *примкнувшую аккумулятивную террасу*. При наличии острова вблизи берега происходит своеобразная аккумуляция наносов между ними. Сильные удары волн бывают у острова (со стороны моря). Между островом и берегом образуется как бы «волновая тень», в которой сила волн уменьшается. Если вдоль коренного берега следует поток наносов, то в «волновой тени» его емкость сильно уменьшается. В результате переносимый материал начинает задерживаться у берега. Эта зародышевая аккумулятивная форма постепенно наращивается в сторону острова и может полностью соединить его с берегом. Такие замыкающие аккумулятивные формы называют *томболо*, или *перейма* (рис. 11.14, III). Иногда от острова к берегу формируются с той и другой стороны косы. При смыкании их с берегом между ними и островом образуется лагуна.

### 3. НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Осадкообразование в морях и океанах тесно связано с поступлением осадочного материала с континента. Важнейшим исходным веществом при этом являются продукты разрушения горных пород на суше в результате процессов выветривания, эрозии и действия других экзогенных факторов. Этот материал в огромном количестве привносится в океан и осаждается в различных его частях. По данным А. П. Лисицына (1974, 1978), с континента ежегодно поступает в Мировой океан 25,33 млрд т осадочного материала. В это число входят (в млрд т/год):

обломочный материал, принесенный реками, — 18,53  
ветром, — 1,6

» » » ледниками, — 1,5  
» » полученный за счет абразии, — 0,5  
сток растворенных веществ — 3,2

Большое значение имеет также поступление в Мировой океан вулканогенного материала, объем которого ориентировочно оценивается около 2 млрд т/год. Таким образом, суммарная величина поступления осадочного вещества в океан составляет около 27 — 28 млрд т/год (из них 80% и более падает на обломочный материал). Различные виды движения морской воды разносят, сортируют этот материал и откладывают его на той или иной глубине.

В морях и океанах имеются также свои — биогенные — источники осадочного вещества (около 1,82 млрд т/год). Особенно большую роль в биогенном осадконакоплении играют планктонные и некоторые бентосные организмы.

Процесс осадконакопления называют *седиментацией*, или *седиментогенезом* (лат. «седимент» — осадок).

По происхождению и вещественному составу выделяют несколько типов морских осадков:

1. Терригенные, образовавшиеся за счет разрушения горных пород суши и сноса их в морские водоемы.
2. Хемогенные, осаждающиеся из морской воды химическим путем.
3. Биогенные, или органогенные, образующиеся на дне моря в результате скопления остатков организмов.
4. Вулканогенные — из продуктов извержения надводных и подводных вулканов.
5. Полигенные, образовавшиеся в результате действия многих факторов.

Соотношение основных генетических типов донных осадков, их состав в различных зонах моря неодинаковы. Современное осадконакопление определяют следующие основные факторы: 1) *климатическая зональность*; 2) *вертикальная зональность*, связанная с рельефом и глубиной дна Мирового океана; 3) *циркумконтинентальная зональность* (степень удаленности от континента).

Каждой климатической зоне с характерным для нее соотношением температуры и водообмена океана с атмосферой соответствуют определенные комплексы осадков. Так, в ледовой приантарктической зоне преобладают грубые ледниковые и айсберговые осадки, а в тропической гумидной зоне, где протекают интенсивные процессы химического выветривания, крупными реками выносятся преимущественно глинистый материал. Распределение биогенных осадков на дне океанов и морей также в большинстве случаев свидетельствует об их приуроченности к определенным климатическим зонам, хотя в ряде случаев эта связь значительно более сложная, что определяется вертикальным перемещением вод и постоянными течениями.

Вертикальная зональность проявляется в уменьшении крупности обломочного материала по мере увеличения глубины моря и ослабления подвижности придонных вод. Еще большее значение

вертикальная зональность имеет в образовании биогенных и особенно карбонатных осадков, которые могут сохраняться только до критических глубин.

Циркумконтинентальная зональность определяет интенсивность поступления осадочного материала в различные части водоема и закономерность изменения его состава по мере удаления от континентов. Поступление осадочного материала тесным образом связано с климатом и рельефом окружающей суши. В условиях горного рельефа и гумидного климата в океаны и моря многими реками поставляется большое количество осадочного вещества, во много раз большее, чем с континентов в аридных зонах.

Закономерность распределения осадков в Мировом океане показана на рис. 11.15. Обломочные, терригенные осадки наиболее широко распространены вдоль побережий материков и в пределах их подводных окраин, но присутствуют в том или ином количестве и во всех остальных типах осадков даже в центральных частях океана. Среди них выделяются: грубообломочные осадки, или псефиты (греч. «псефос» — камешек), — глыбы, валуны, гальчаники, гравий; песчаные осадки, или псаммиты (греч. «псаммос» — песок); алевроитовые осадки (греч. «алевра» — пшеничная мука); глинистые осадки, или пелиты (греч. «пелос» — глина).

В зависимости от физико-географической обстановки, определяющей поступление осадочного материала и развитие органической жизни, морские осадки принято подразделять на несколько групп (см. рис. 11.15):

1. Осадки прибрежные, или литоральные (лат. «литоралис» — берег).

2. Осадки области шельфа, или сублиторальные. Эту область называют также неритовой (по названию часто встречающегося здесь моллюска *Nerita*).

3. Осадки материкового склона и его подножия, или батинальные (греч. «батис» — глубина).

4. Осадки ложа Мирового океана, или абиссальные (греч. «абиссос» — бездна).

**Осадки прибрежные, или литоральные.** Эти осадки формируются в береговой полосе, которая во время прилива покрывается водой, а во время отлива осушается. Особенности гидродинамического режима в литоральной области, периодическая смена условий суши и моря, сильные волнения и прибой обуславливают большое разнообразие накапливающихся осадков и их изменчивость на относительно коротком расстоянии и во времени. У высоких скалистых берегов при крутом уклоне поверхности накапливаются грубые осадки — крупные глыбы, оглаженные морской водой, хорошо окатанные галька и гравий, разнозернистые пески; иногда в прибрежной подводной части выступают абразионные поверхности скальных пород (бенч). Здесь распространены организмы, прикрепленные к скалам или высверливающие в них

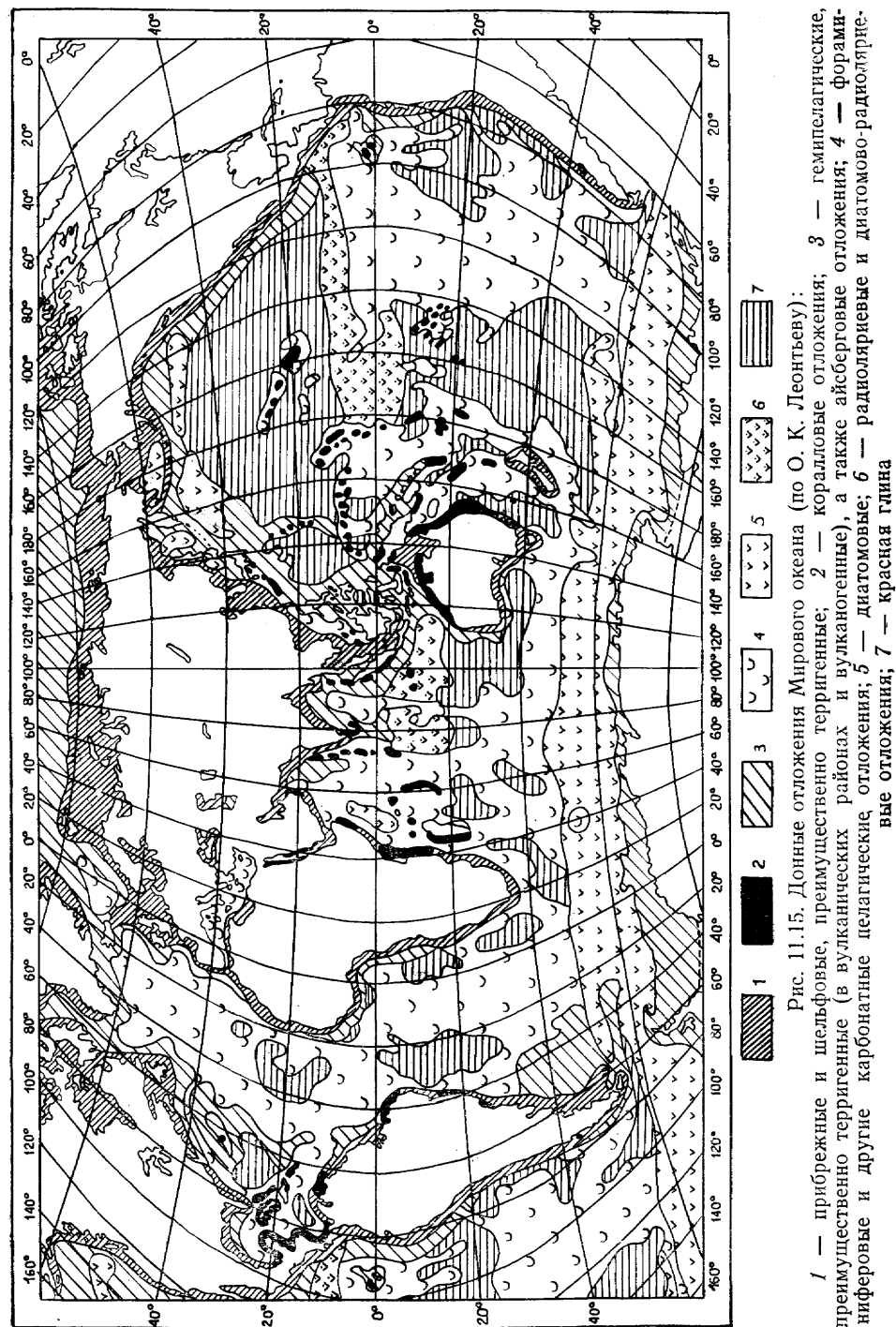


Рис. 11.15. Донные отложения Мирового океана (по О. К. Леонтьеву):

1 — прибрежные и шельфовые, преимущественно терригенные; 2 — коралловые отложения; 3 — гемипелагические, преимущественно терригенные (в вулканических районах и вулканогенные), а также айсберговые отложения; 4 — фораминиферные и другие карбонатные пелагические отложения; 5 — диатомовые; 6 — радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые отложения; 7 — красная глина



отверстия, в которых они скрываются от ударов волн. В полосе прибой на пляже формируются береговые валы, сложенные песчано-гравийно-галечниковым материалом. При бурном ветровом режиме в зоне побережья могут формироваться несколько береговых валов, верхний из которых соответствует волнам максимальной высоты, отвечающим периодам самых сильных штормов. В составе отложений береговых валов местами наблюдаются скопления битых раковин морских животных, выброшенных волнами, из которых затем образуются ракушечники. За береговыми валами, в прибрежных низинах, местами создаются условия для заболачивания и развития торфяников; последние могут чередоваться со слоями морских осадков, соответствующих временным вторжениям моря.

При небольших уклонах поверхности пляж и прилегающая подводная полоса слагаются песками различной зернистости — от крупно- и среднезернистых до мелко- и тонкозернистых. За песчаным пляжем и штормовым валом на берегах современных морей нередко наблюдаются песчаные дюны. В морях, прилегающих к равнинной суше, при незначительных уклонах поверхности (менее 0,005) и рыхлых породах, слагающих берег, в результате приливов и отливов на пляже образуются илстые пески, алевроитовые и глинистые (пелитовые) илы. Такие прибрежные илстые отложения, обнажающиеся при отливе, называются *ваттами*. Участки отмелого аккумулятивного берега, затопляемые только при сизигийных приливах или больших нагонных волнах, носят название *марши*. Эти пространства заняты особой ассоциацией травянистой растительности, и тонкие иловые осадки здесь ритмично чередуются с прослоями торфа и других органических остатков.

Плоские глинистые побережья тропических морей представляют собой обширные заболоченные пространства со своеобразным комплексом растений — мангровый лес. Густые мангровые заросли сдерживают волны и способствуют осадению тонких взвешенных частиц и накоплению большого количества органического вещества. Последующее захоронение осадков таких заболоченных приморских низин может привести к образованию угля, как это неоднократно имело место в различные периоды геологической истории.

**Осадки области шельфа, или сублиторальные (неритовые).** Морской водоем в области шельфа характеризуется рядом особенностей осадконакопления: 1) сильными волнениями, вызывающими дифференциацию и разнос поступающего в водоем осадочного материала; 2) богатством и разнообразием органического мира, особенно до глубин 100 м, где имеется достаточное количество света и происходит прогревание воды. В области шельфа развиты различные типы осадков — терригенные, органогенные и хемогенные.

Терригенные осадки имеют наибольшее распространение, что обусловлено близостью суши (область сноса обломочно-

го материала). В зависимости от динамики бассейна, уклонов поверхности дна и степени удаленности от берега накапливаются различные осадки. У приглубых высоких берегов с большим уклоном поверхности дна происходит механическая дифференциация (разделение) осадочного материала по крупности. На пляже и в прилегающей подводной части дна осаждаются грубый материал — валуны, галька, ниже — песок, а еще дальше от берега крупноалевроитовые илы, которые постепенно сменяются мелкоалевроитовыми и алевроитовыми илами континентального склона. Ширина полосы песчаного материала и предельная глубина его залегания зависят от ширины шельфа и количества песка, приносимого реками. Во внутренних морях — в Черном, Южном Каспии — граница песков и алевроитовых илов проходит примерно на глубинах 20—50 м, в океанах опускается местами до глубин 80—100 м и более.

Уменьшение крупности осадочного вещества с возрастанием глубины и удаленности от континента существенно осложняется многими факторами. К ним относятся: 1) значительные неровности рельефа в области шельфа — наличие впадин и возвышенностей (остатки субаэрального рельефа); 2) принос реками в различных климатических зонах неодинакового по составу осадочного материала; 3) действие течений и других факторов.

В экваториальной гумидной зоне, где крупные реки размывают мощные коры выветривания и выносят в океан преимущественно глинистые частицы (около 90% всего твердого стока), на дне образуются широкие полосы глинистых осадков.

К особой категории относятся ледовые и айсберговые осадки, представленные материалом, захваченным ледниками при их движении к морю в пределах суши, и широко распространенные в высоких широтах. Это неоднородные, слабо сортированные осадки — валуны различной размерности, галька, песчано-алевроитовый и алевроитовый материал. Особенно широким поясом такие осадки окружают Антарктиду, где развиты не только на шельфе, но и в области континентального склона и его подножия.

**Органогенные (биогенные) осадки.** В сублиторальной области биогенные осадки распространены достаточно широко. Разнообразные животные и растительные организмы извлекают из воды различные химические соединения (в основном  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , в меньшей степени  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) для построения своих скелетов и панцирей. Для области шельфа особенно большое значение имеют организмы, строящие свои скелеты и панцири из карбонатов, — моллюски, иглокожие, бентосные фораминиферы, водоросли, кораллы и др.

*Органогенные карбонатные осадки* представлены ракушечниками (ракушняками), песками, коралловыми рифами и продуктами их разрушения. Ракушечные и песчаные органогенные осадки распространены на шельфах морей и океанов в виде отдельных пятен или полос. В ряде мест встречаются пески из раковинистого

детрита (лат. «детритус» — истертый), фораминиферовые, водорослевые пески.

**Коралловые рифы** распространены в тропических зонах Мирового океана. В развитии коралловых рифов происходит последовательная смена одного поколения полипов другими. В строении рифов участвуют не только кораллы, но и известковые водоросли, а также мшанки, моллюски, иглокожие, фораминиферы и другие извлекающие известь организмы. Однако остов рифа составляют кораллы и водоросли. Для нормального развития коралловых рифов необходимы следующие условия: 1) температура воды не ниже 18—19 и не выше 35°С (наилучшие условия при 23—25°С); 2) небольшая глубина — не более 50—60 м, реже 70—80 м (оптимальные условия на глубинах 10—15 м); 3) близкая к нормальной солёность морской воды (около 30—35‰) и достаточная прозрачность ее; 4) насыщенность воды карбонатом кальция; 5) количество кислорода, необходимое для развития кораллов. Последнее является основной причиной разрастания кораллов с океанской стороны, где обеспечивается непрерывный приток свежих вод с новыми запасами кислорода и пищи. Таким образом, в распределении коралловых рифов особенно четко проявляется климатическая и вертикальная зональность.

Выделяют три основных типа коралловых рифов. 1. **Береговые**, или *окаймляющие рифы*, причлененные к берегу или находящиеся в непосредственной близости от него. Они протягиваются вдоль берега и достигают местами ширины в сотни метров. 2. **Барьерные рифы**, протягивающиеся вдоль берега, но отделенные от него широкими лагунами. Самым грандиозным коралловым сооружением подобного типа является Большой Барьерный риф в Коралловом море у северо-восточного побережья Австралии. Он протягивается на расстояние свыше 2000 км при средней ширине около 150 км и мощности (по данным бурения) до 150 м. Огромная лагуна, отделяющая барьерный риф от берега, имеет ширину от 10—40 км на севере до 150—180 км на юге и глубину от 20 до 50 м, местами 70 м. В пределах лагуны также наблюдаются внутренние барьерные рифы (рис. 11.16). Большинство барьерных рифов расположено вокруг островов. 3. **Атоллы** (малайск. «атол» — замкнутый) — коралловые острова в виде кольцевой гряды, внутри которой располагается лагуна, замкнутая или сообщаемая с открытым морем проливом. Ширина — от сотен метров до первых километров. Местами барьерные рифы и атоллы обладают большой мощностью (более 1000 м), что можно объяснить только медленным опусканием дна бассейна, на котором успевали нарастать колонии кораллов. Впервые это было объяснено Ч. Дарвином, наметившим различные стадии в развитии рифов и переход их из одного типа в другой (рис. 11.17).

В начальной стадии образуется береговой риф, например вокруг острова, часто вулканического. Медленное опускание острова и одновременный рост рифа превращают его из берегового в барьерный. Между островом и рифом формируется лагуна. При

дальнейшем опускании остров скрывается под водой и образуется атолл. Большой Барьерный риф у берегов Австралии возник в краевой части опустившегося блока земной коры.

К группе коралловых осадков относятся и продукты разрушения рифов. Они образуют по океанской периферии широкие шлейфы, достигающие глубины 1500—2000 м и более.

Рифы известны и в ископаемом состоянии в виде мощных массивов, возвышающихся среди различных по возрасту горных пород. Вследствие большой пористости рифовые известняки яв-

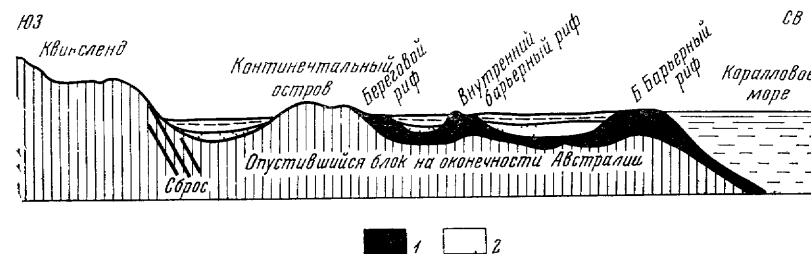


Рис. 11.16. Разрез, показывающий отношение Большого Барьерного рифа к квинслендскому берегу (по Д. А. Стирсу):  
1 — рифы; 2 — осадки лагун и протоков

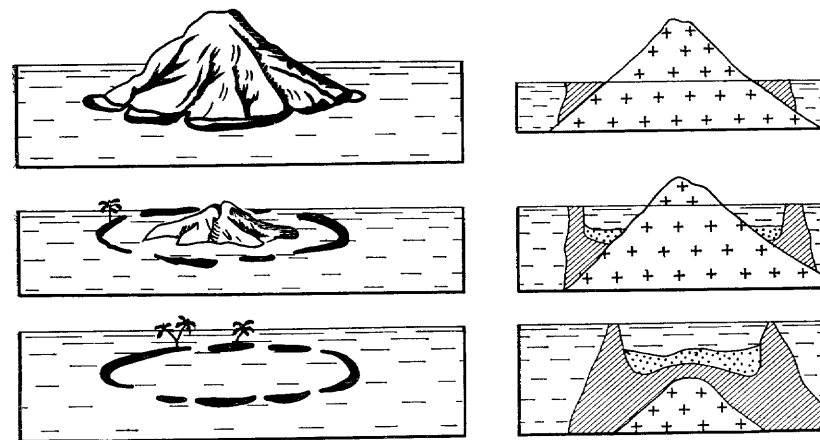


Рис. 11.17. Образование атолла (по Ч. Дарвину)

ляются вмещителями скоплений нефти и газа. Пример — месторождения Приуралья и Волго-Уральской области.

**Хемогенные, или химические, осадки.** Среди химических осадков наибольшее значение имеют карбонатные осадки. Особенно благоприятные условия для осаждения  $\text{CaCO}_3$  создаются при достаточно высокой температуре и главным образом в мелководных зонах внутренних и окраинных морей, примыкаю-

щих к низменным берегам. Они образуются также на банках (отдельных мелях), в лагунах барьерных рифов и атоллов. При небольшой глубине моря вода прогревается до дна, а обильные здесь растения интенсивно поглощают  $\text{CO}_2$ , сводя его содержание к минимуму, что нарушает карбонатное равновесие и вызывает перенасыщенность раствора  $\text{CaCO}_3$  и его осаждение. Карбонат кальция выпадает или в виде мелких шариков, называемых оолитами, из которых образуются оолитовые известняки (Красное и Каспийское моря), или в виде известкового мелкозернистого песка и ила. В области шельфа в различных терригенных и карбонатных осадках встречаются руды Fe и Mn. Их образование на дне водоемов связано с приносом реками и подземными водами в коллоидном состоянии гидроокисей железа и марганца.

Местами в пределах шельфа и прилегающей части континентального склона встречаются фосфориты. Области их распространения совпадают с местами подъема к поверхности глубинных вод, а также смешения вод холодных и теплых течений. По-видимому, восходящие глубинные воды гораздо более обогащены  $\text{P}_2\text{O}_5$ , но выпадение его не происходит вследствие значительного количества  $\text{CO}_2$ . Когда же глубинные воды поднимаются в более мелководные зоны моря, в область шельфа, содержание  $\text{CO}_2$  уменьшается и создаются условия для образования фосфоритов.

В области шельфа осадки очень разнообразны. Здесь накапливается наибольшее количество терригенных осадков, происходит их механическое разделение (дифференциация на грубые и тонкие), образуются достаточно мощные органогенные известковые осадки и наблюдается химическое осаждение карбонатов, железа и других веществ.

**Осадки материкового склона и его подножия, или батинальные.** Материковые склоны и их подножия покрыты преимущественно терригенными осадками, формирующимися за счет поступления обломочного материала с континентов. Они представлены алевритовыми, алеврито-глинистыми и глинистыми илами, в меньшей степени песками. По данным Ф. Шепарда (1969), около 60% поверхности материкового склона покрыто алеврито-глинистыми и глинистыми илами, 25 — песками, 5 — биогенными осадками и около 10% лишено современных осадков и сложено коренными породами.

Терригенные осадки батинальной области, представленные илами различной окраски и состава, условно (по окраске) подразделяются на «синий», «красный», «желтый» и «зеленый».

«Синий», или «темный», ил широко распространен в умеренных и холодных зонах и встречается на глубинах 200—3000 м. Обычно это синевато-черный или серый со стальным оттенком алеврито-глинистый и глинистый осадок, местами с примесью более грубого песчаного материала. Характерная особенность «синего» ила — присутствие рассеянного органического вещества, а также мелких зерен пирита, что указывает на восстановительные условия среды. В составе «синего» ила присутствуют остатки

планктонных организмов с карбонатным скелетом (около 12,5%) и в меньшей степени — с кремнистым (около 3%). Ярким примером восстановительных условий среды с сероводородным заражением являются глубоководные части Черного моря, где развиты терригенные осадки темно-серого и черного цветов с включениями пирита.

«Красный» ил занимает значительно меньшие площади. Это преимущественно глинистые осадки, в которых преобладают каолинит и монтмориллонит. Они развиты в экваториальной гумидной зоне близ устьев крупных тропических рек (Амазонка, Ориноко, Конго, Меконг, Иравади, Инд, Ганг и Брахмапутра и др.). Привнос в Мировой океан «красного» или «бурого» пелитового материала связан с размывом красноземных кор выветривания. Одновременно накапливается и биогенный материал, главным образом за счет планктонных карбонатных и кремнистых простейших организмов. В пределах Желтого и Восточно-Китайского морей развиты «желтые» илы, что связано с размывом и выносом реками Хуанхэ и Янцзы не только материала кор выветривания, но и большого количества лёссовых образований.

«Зеленый» ил и песок встречаются на некоторых участках шельфа (около и ниже изобаты 200 м) и на материковом склоне до глубин 1500—2000 м, где имеет место высокая подвижность придонных вод. «Зеленый» ил отличается от других разновидностей большей грубозернистостью и нередко представлен песками (иногда гравийными) наряду с алевритами и более тонкими алеврито-пелитовыми осадками. Зеленый или серовато-зеленый цвет ила обусловлен значительным (>50%) содержанием минерала глауконита, который образуется путем выпадения из коллоидальных растворов, приносимых с суши, или в результате разложения на дне моря алюмосиликатных песчинок. «Зеленый» ил иногда содержит больше 30%  $\text{CaCO}_3$  и становится известковистым. Глауконитовые пески известны вдоль побережья Южной Америки в Тихом океане, у Японских островов и Австралии и в других местах. В «зеленых» глауконитовых песках, как и в древних осадочных породах такого состава, нередко конкреции фосфорита.

Ледовые и айсберговые осадки, состоящие из плохо сортированного терригенного материала, развиты не только на шельфе, но и на континентальном склоне в высоких широтах и даже в южных частях ложа Атлантического и Индийского океанов. В Северном полушарии рассеянный материал ледового и айсбергового разноса встречается близ Гренландии и в ряде мест Северного Ледовитого океана.

Биогенные, или органогенные, илы в пределах континентального склона состоят из скоплений отмерших планктонных животных и растительных организмов с карбонатными и кремнистыми скелетом и панцирем.

Птероподовые и птероподово-фораминиферовые илы состоят из тонких арагонитовых ( $\text{CaCO}_3$ ) раковин планктонных моллюс-

жов — птеропод, вместе с которыми в большинстве случаев встречаются простейшие планктонные организмы фораминиферы. Такие илы имеют небольшое распространение в виде отдельных пятен в тропических и экваториальных зонах Атлантического, Тихого и Индийского океанов на глубинах от 400 до 2500 м, иногда до 3000 м и на отдельных подводных поднятиях. По данным А. П. Лисицына (1974), птероподово-фораминиферовые осадки часто встречаются в Средиземном и Красном морях, а также в Аденском заливе.

Вулканогенные осадки встречаются близ надводных и подводных вулканов, вокруг которых местами образуют широкие ореолы. В большинстве случаев в удалении от вулканов в морских осадках разного генезиса наблюдается рассеянный вулканогенный пирокластический материал (пепел и др.). Наибольшим распространением вулканогенные осадки и осадки, обогащенные пирокластическим материалом, пользуются в периферических частях Тихого океана вдоль Тихоокеанского кольца вулканов и вблизи надводных и подводных вулканов в центральных частях океанов.

*Осадки континентальных подножий* тесным образом связаны с континентальными склонами, характеризующимися большой активностью геологических процессов. Крутизна склонов, землетрясения, цунами, придонные течения обуславливают здесь неустойчивое состояние морских осадков. Среди процессов, играющих существенную роль в формировании осадков в пределах континентальных подножий и нижних частей склонов, выделяются оползни и мутьевые потоки.

*Подводные оползни.* На крутых частях континентального склона донные осадки или совсем отсутствуют, или имеют небольшую мощность. К основанию склона мощность осадков увеличивается и достигает максимальных величин у его подножия. Это связано в значительной степени с оползнями и стоком рыхлого осадочного материала со склона. Поверхность оползших осадков характеризуется неровным западинно-холмистым рельефом, а сами осадки перемешаны и перемяты, иногда образуют складки. Крупные оползни и оплывание осадков отмечаются также в многочисленных каньонах, прорезающих материковый склон.

*Мутьевые, или турбидные, потоки.* Мощным динамическим фактором перемещения осадочного материала на континентальном склоне являются также мутьевые, или турбидные, потоки. Они представляют собой разжиженные иловые осадки, устремляющиеся вниз по склону в виде придонных потоков. Вследствие большей плотности они не смешиваются с окружающей морской водой и, двигаясь по дну, распространяются иногда на расстояния, измеряемые сотнями километров, и нередко выходят далеко за пределы континентального склона и его подножия на ложе океана. Мутьевые потоки приурочены главным образом к подводным каньонам, которые используются как пути стока огромных масс

осадочного материала. По мере движения в каньонах мутьевые потоки производят эрозию их дна и бортов, а ближе к низовой части (на глубине >1500—2000 м) начинаются процессы аккумуляции. Наибольшее количество осадочного материала выпадает в устье каньона, в подножии континентального склона, где образуются мощный конус выноса. Конусы выноса смежных каньонов нередко складываются друг с другом и образуют единую волнистую аккумулятивную форму, наклоненную и утоняющуюся в сторону абиссальной равнины. Поверхность конусов выноса в ряде случаев эродирована с образованием долиноподобных каналов, нередко ограниченных прирусловыми валами и местами протягивающихся в пределы прилежащих абиссальных равнин. Как в области континентального склона, так и в пределах подножия преобладают терригенные осадки, но местами развиты смешанные терригенно-био-

В отложениях мутьевых потоков наблюдается закономерное распределение обломочного материала по крупности: более крупные частицы осаждаются раньше и залегают в основании слоя, сменяясь вверх все более мелкими. Так возникает *градационная слоистость* (рис. 11.18); обладающие ею отложения мутьевых потоков называются *турбидитами*, а слагаемые турбидитами толщи осадков именуется *флишем* (швейцарский народный термин от нем. «флиссен» — течь).

*Осадки ложа Мирового океана, или абиссальные.* В областях океана, наиболее удаленных от берега и характеризующихся незначительным привносом тонкого терригенного материала, перво-степенное значение приобретают органические и полигенные осадки.

*Органические осадки.* Среди органических главное значение имеют планктоногенные осадки, образующиеся за счет скопления раковин, панцирей или обломков простейших планктонных организмов: карбонатных — фораминифер и кокколитофорид; кремнистых — радиолярий и диатомовых водорослей.

*Фораминиферовые осадки.* В пределах абиссальных равнин фораминиферовые осадки состоят преимущественно из мелких (0,05—0,26 мм) карбонатных раковинок планктонных фораминифер, принадлежащих к семействам Globigerinidae (в средних широтах) и Globorotulidae (в тропических широтах). Иногда эти осадки и называют по семействам фораминифер, например глобигериновый ил. В составе фораминиферовых осадков встречается

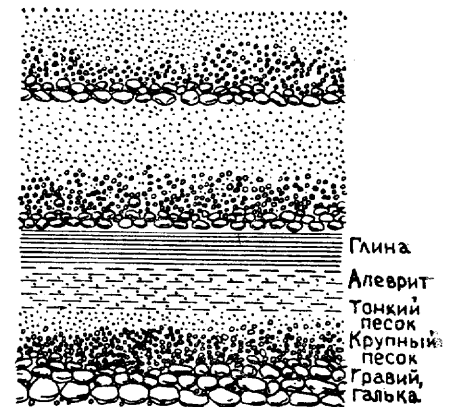


Рис 11.18. Градационная слоистость отложений мутьевых потоков

примесь других организмов — кокколитофориды, редкие обломки пелеципод и гастропод, материал от разрушения коралловых построек, а также терригенные, главным образом глинистые, частицы. Большая часть фораминиферовых илов содержит свыше 50%  $\text{CaCO}_3$ , а в ряде случаев до 90—95%. Фораминиферовые илы распространены преимущественно на глубинах от 2000—3000 до 4500—4700 м, подчиняясь четко выраженной вертикальной зональности. На большей глубине холодные воды океана резко недонасыщены  $\text{CaCO}_3$ , поэтому известковые раковины планктонных фораминифер растворяются, не достигая дна. По данным А. П. Лисицына, растворение карбонатов в океанах начинается с глубин 4000 м, но особенно увеличивается с 4500 (4700) м. Поэтому глубина 4500 м названа критической глубиной карбонатного осадконакопления, ниже которой развиты кремнистые или полигенные осадки. Следует отметить, что эта глубина может несколько изменяться и по площади и во времени.

Там, где создаются условия для полной сохранности целых раковин, образуются песчаные или крупноалевритовые осадки (часто на вершинах подводных поднятий). На больших глубинах, особенно близких к критической, раковины фораминифер в поверхностном слое осадков распадаются на мельчайшие частицы и образуются карбонатные пелитовые и алеврито-пелитовые илы, белые, иногда розоватые. Наиболее чистые их разности напоминают белый песчаный мел.

*Кокколито-фораминиферовые осадки.* Наряду с фораминиферами в гумидных зонах, особенно в тропических областях, большое осадкообразующее значение имеют микроскопические одноклеточные золотисто-бурые водоросли с карбонатными наружными щитками (кокколитами) — кокколитофориды. Соотношение остатков этих двух планктонных организмов изменчиво. В одних случаях преобладают фораминиферы, в других — кокколитофориды.

*Диатомовые кремнистые осадки.* Среди кремнистых биогенных осадков наиболее распространены (около 70—75%) диатомовые илы. Они состоят из скоплений опаловых панцирей диатомовых водорослей (диатомей) и их разрушенных частей. Диатомей наиболее обильны в холодных водах. Вследствие этого диатомовые илы образуют два четко выраженных пояса — южный и северный (см. рис. 11.15). Первый из них шириной 900—1200 км расположен вокруг Антарктиды. В приантарктических океанских диатомовых илах отмечается наиболее высокое содержание аморфного кремнезема (до 70—72%). По мере продвижения к северу кремнистая составляющая убывает и возрастает содержание карбонатного материала. По зернистости диатомовые илы обычно алеврито-глинистые и глинистые, что связано главным образом с разрушением панцирей диатомей. Помимо диатомей в этом осадке встречается обломочный материал преимущественно айсбергового разноса и в отдельных местах отмечается примесь вулканического материала.

Во втором, северном, поясе диатомовые илы не образуют сплошного кольца. Они распространены в северной части Тихого океана, в Охотском и Беринговом морях. В этих осадках содержание аморфного кремнезема ниже, чем в южном поясе (от 10 до 30%). Это слабокремнистые илы, только в южной части Берингова моря и в Охотском море развиты кремнистые илы с содержанием аморфного кремнезема свыше 30%.

Вследствие слабой растворимости панцири диатомовых водорослей достигают любых глубин. Они встречаются в областях шельфа в пределах дальневосточных морей и близ Антарктиды, на континентальных склонах и в глубоких котловинах морей и океанов, а также обнаружены в глубоководных желобах (Курило-Камчатском, Марианском). Преобладающая глубина распространения диатомовых илов от 1000 до 5000—5500 м.

В экваториальной зоне выделяется особый подтип диатомовых осадков. Это этмодискусовые илы, образующиеся в результате накопления панцирей или обломков теплолюбивых водорослей этмодискусов. Они встречаются в виде отдельных пятен в западной части Тихого океана и приурочены к понижениям подводного рельефа. Содержание аморфного кремнезема в них 30—50% и более. Глубина их распространения ниже критической для карбонатного осадкообразования — от 4500—4700 м до максимальных в глубоководных желобах.

*Радиоляриевые кремнистые осадки* состоят из кремнистых скелетных остатков раковин одноклеточных планктонных животных организмов — радиолярий. Наряду с радиоляриями в них иногда присутствуют панцири диатомовых водорослей экваториального комплекса, а также красная океанская глина. Это наиболее глубоководный органогенный осадок. Он встречается на глубинах больше критических — от 4500 до 6000 м, главным образом на дне абиссальных котловин. На меньших глубинах радиоляриевый ил образует лишь незначительную примесь к карбонатным (фораминиферовым) осадкам, темп поступления которых здесь намного больше кремнистых. Радиоляриевые илы в виде отдельных пятен приурочены к экваториальной зоне Тихого и Индийского океанов, где в теплых водах создаются благоприятные условия для широкого развития фито- и зоопланктона, а большие глубины океана препятствуют накоплению планктонных организмов с известковым скелетом. В западной части Тихого океана в составе радиоляриевых илов отмечается значительное содержание экваториальных диатомей, в результате образуются диатомово-радиоляриевые илы.

Таким образом, в распределении радиоляриевых илов четко проявляется климатическая и вертикальная зональность.

Полигенные осадки («красная» глубоководная глина). Они занимают значительные площади абиссальных котловин Мирового океана и сменяют карбонатные планктонные илы на глубинах ниже критической (4000—6500 м). «Красная» глубоководная глина была обнаружена около 100 лет назад во время первой экспедиции на «Гломаре Челенджере». Обычно это коричневые,

коричнево-бурые, шоколадно-коричневые и других оттенков глинистые илы, слабжелезистые, слабомарганцовистые. Они представляют собой наиболее тонкие осадки океана, в которых содержание глинистой фракции ( $< 0,005$  мм) превышает 70—75% (местами 90%). Широкие исследования, проведенные Институтом океанологии АН СССР и многими зарубежными экспедициями, показали, что «красная» глубоководная глина представляет собой сложный полигенный осадок. В его составе участвуют различные компоненты: 1) нерастворимые остатки фораминифер; 2) некоторая часть тонких терригенных глинистых и других коллоидных частиц, поставляемых реками и относимых течениями во взвеси в пелагические области океана; 3) эоловая пыль; 4) метеорные частицы — шарики никелистого железа; 5) вулканогенный пирокластический материал дальнего разноса; 6) обломочные частицы, принесенные айсбергами; 7) кремнистые остатки радиолярий и диатомей; 8) нерастворимые органические остатки позвоночных — зубы акул (преобладают), слуховые косточки китов и др. Заметные включения в «красных» океанских глинах метеорных частиц и пирокластического материала свидетельствуют о незначительных скоростях осадконакопления (около 1 мм/1000 лет) в абиссальных котловинах Мирового океана.

В глубоководных частях океана с красными глинами и глинисто-радиоляриевыми илами связано широкое распространение железомарганцевых рудных образований. Это обычно черные и буровато-черные конкреции, округлые, желвако- и лепешкообразные размером от нескольких миллиметров до более 10 см, чаще 2—5 см. Данные подводного фотографирования и отбора проб показали, что железомарганцевые конкреции залегают на поверхности полигенных глин и кремнисто-глинистых радиоляриевых илов или в самом их верхнем слое до глубин около 10—20 см (местами больше) (Безруков, 1979). Концентрация конкреций различна — то в виде отдельных пятен, то в виде сплошных покрытий, напоминающих булыжные мостовые. Помимо конкреций развиты также рудные корки, покрывающие твердые вулканогенные и вулканогенно-осадочные горные породы. Особенно большое распространение и концентрация тяжеломарганцевых конкреций отмечаются в холмистых котловинах ложа Тихого океана, несколько меньше в Индийском и значительно меньше в Атлантическом океане.

В железомарганцевых конкрециях содержится более 30 химических элементов, из них наибольшее значение имеют Mn, Fe, Co, Ni, Cu. Ориентировочные оценки общего количества железомарганцевых конкреций в Тихом океане неоднозначны. В зонах наибольшей рудной концентрации запасы конкреций оценены в 340 млрд т и более. Железомарганцевые конкреции встречаются и в морях — Черном, Баренцевом и др.

Образование конкреций возможно в результате: 1) выпадения на дно из взвешенного в воде (взвеси) железомарганцевого материала и последующего преобразования его в верхней части осад-

ка (седиментационный тип); 2) перемещения элементов из более нижнего, восстановленного, слоя осадков в верхний, окисленный, и связывания их в конкреции на границе вода — осадок (диагенетический тип, см. ниже о диагенезе).

Помимо железомарганцевых конкреций в пределах рифтов срединно-океанских хребтов установлены специфические металлоносные осадки, обогащенные Fe, Mn, Cu, Zn и рядом рассеянных элементов. Их формирование связано с выходом горячих гидротермальных растворов, выносящих различные элементы. Подобным примером являются гидротермальные растворы, выходящие на глубине 2000 м в рифтовой зоне Красного моря и выносящие Fe, Cu, Zn и другие элементы.

По данным А. П. Лисицына (1978), наибольшие площади в Тихом океане занимают полигенные осадки (39,43% от площади океана) и несколько меньше распространены карбонатные органогенные осадки (33,63%). Иное соотношение в Атлантическом и Индийском океанах, где в каждом из них свыше 53% площади покрыто органогенными карбонатными осадками и на меньших площадях распространены полигенные и другие типы осадков. В Индийском океане возрастает роль кремнистых осадков (12,50%), главным образом за счет диатомовых илов.

Мощность рыхлого осадочного слоя на дне Мирового океана изменяется от 0—50 м до 2—3 км и более. В среднем она составляет 300—400 м (при максимальном значении 2500—3000 м) в периферических частях океанов гумидных зон близ устья крупных рек, выносящих огромное количество осадочного материала. В зонах континентального подножия наблюдаются максимальные мощности осадков — местами до 15—20 км. Это зоны лавинной седиментации, по А. П. Лисицыну; здесь происходит основная разгрузка сносимого с континентов материала. В пределах срединно-океанских хребтов распределение рыхлых осадков неравномерно, а мощность минимальна. Они накапливаются главным образом в понижениях между возвышенными гребнями и пиками. Мощность осадков в глубоководных желобах в ряде случаев от 1000 до 2000 м, местами до 3000 м, но иногда (Чилийско-Перуанский желоб) лишь первые сотни метров. Максимальная мощность — около 4000 м — отмечена в желобе Пуэрто-Рико.

#### 4. НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ В ЛАГУНАХ И СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНАХ

Процесс осадконакопления в лагунах, отделенных от моря барами, или пересыпями, своеобразен. Основная особенность лагун — изменение солености воды по сравнению с соленостью морских вод. Нормальную соленость морских вод нарушают: 1) интенсивное испарение, вызывающее повышение содержания солей в воде, вплоть до полного насыщения; 2) принос пресной воды реками, что понижает соленость вод в лагунах.

Наиболее яркий пример засоленной лагуны — Кара-Богаз-Гол,



сообщающийся с Каспийским морем узким проливом. Воды Каспия, поступающие в Кара-Богаз-Гол, сильно нагреваются и в условиях жаркого и сухого климата интенсивно испаряются. Вследствие этого концентрация солей в Кара-Богаз-Голе превосходит соленость вод Каспийского бассейна более чем в 20 раз. В зимние периоды в Кара-Богаз-Голе выпадает мирабилит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$ ), большая часть которого растворяется в летнее время. Изменение условий питания лагуны и концентрации раствора вызывает садку других солей. Так, в 1930 г. здесь одновременно с мирабилитом начал выделяться галит ( $\text{NaCl}$ ), что явилось результатом понижения уровня Каспийского моря, уменьшения притока вод в лагуну и связанного с этим повышения концентрации солей. По данным А. А. Иванова, повышенная концентрация солей в истории Кара-Богаз-Гола повторялась три раза. Буровые скважины под современной залежью солей вскрыли слой карбонатно-гипсового ила. Ниже залегает средний соляной горизонт, представленный каменной солью и глауберитом —  $\text{CaNa}_2(\text{SO}_4)_2$ , под которым вновь встречены илы, покрывающие нижний соляной горизонт, сложенный каменной солью, мирабилитом, глауберитом и астраханитом —  $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2$ . Вместе с водой Каспия в Кара-Богаз-Гол через пролив приносится много планктона, который, отмирая, концентрируется в черном иле, где происходит значительное выделение сероводорода.

Своеобразное осадконакопление отмечается в лагунах атоллов. Там накапливается преимущественно карбонатный материал — обломки и тонкий детрит различных организмов (кораллов, известковых водорослей, фораминифер). Иногда в лагунах развиваются мангровые заросли, особенно обычные в районе Большого Барьерного рифа.

**Отложения солеродных морских бассейнов.** В осадочных отложениях многих районов СССР и за рубежом широко развиты мощные толщи солей (*эвапориты*), находящиеся сейчас на больших глубинах от поверхности. Накопление солей (галогеenez) происходило в различные эпохи геологической истории Земли в крупных морских солеродных бассейнах в условиях аридного климата. Эти бассейны представляли собой или обширные депрессии краевых зон эпиконтинентальных морей, или внутриконтинентальные полузамкнутые солеродные моря. Морские воды могли поступать в них через проливы, зоны мелководий и отмелей, разделенных возвышенностями, рифогенными поднятиями и другими естественными преградами между солеродными бассейнами и питающими их морскими водоемами. В пределах платформ галогеenez наиболее мощно развивался в крупных краевых прогибах, во впадинах и других отрицательных структурах, испытывающих прогибание одновременно с соленакоплением. Ярким примером галогеenez краевых частей эпиконтинентальных морей является кембрийский Ангаро-Ленский солеродный бассейн, приуроченный к одноименному краевому прогибу. По данным А. А. Иванова (1972), возможная площадь распространения галогеенных отло-

жений в нем составляет 2,5—3 млн км<sup>2</sup>, а мощность достигает 1000 — 2000 м и более.

Разрез соленосных отложений имеет сложное строение и представлен многократно чередующимися пачками соли и несоляных пород. Это свидетельствует о том, что накопление осадков происходило в условиях смены солености воды бассейна. При усилении связи солеродных бассейнов с открытыми морскими водоемами происходило опреснение вод и отложение других осадков и, наоборот, при ослаблении связи увеличивалась соленость воды до достижения солеродной стадии.

Примером внутриконтинентального водоема морского типа является крупный солеродный бассейн Предуралья Краевого прогиба и северной части Прикаспийской впадины, в котором галогеenez происходил в кунгурскую эпоху пермского периода. Он представлял собой сочетание ряда частных солеродных бассейнов, соединяющихся в единую систему. Морская вода поступала в него с севера. Обстановка накопления солей в пределах этого обширного бассейна была различной в разных его частях: в северной, включающей частные солеродные бассейны Печорско-Камского Предуралья, и в южной, охватывающей бассейны Башкирского и Актюбинского Предуралья и северного Прикаспия. Мощности соленосных отложений изменяются от 500—1000 м в северной части до 1500—2000 м в Прикаспийской впадине и Южно-Предуральском прогибе (Иванов, 1972). Для мощной соленосной толщи Волго-Уральско-Прикаспийского солеродного бассейна характерно наличие помимо сульфатов (ангидритов) и галита калийных солей, местами завершающих разрез.

Широко известны и другие крупные солеродные бассейны, например Припятский и Днепровско-Донецкий, приуроченные к крупным прогибам повышенной подвижности, кристаллический фундамент которых опущен на глубину свыше 4—5 км по глубинным разломам. В них также наряду с галитом встречаются калийные соли.

##### 5. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОСАДКОВ В ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ. ПРОЦЕССЫ ДИАГЕНЕЗА И КАТАГЕНЕЗА

**Диагеenez осадков.** Современные процессы накопления осадков в морских водоемах представляют интерес не только сами по себе, но и как средство познания тех же процессов, протекавших в прошлом. Осадочные горные породы, слагающие наружную часть земной коры, — это преимущественно осадки древних морей, претерпевшие значительные изменения во времени. Превращение рыхлых иловых осадков в плотные горные породы (окаменение, литификация) происходит в результате сложного и длительного процесса, называемого *диагеenezом* (греч. «диагеenezис» — перерождение). Первичный морской осадок является многокомпонентной системой, обогащенной микроорганизмами. В состав этой системы входят: 1) иловые частицы; 2) химически

осажденные вещества; 3) остаточные воды (иловые растворы), заполняющие поры; 4) органические вещества. В целом это разнородная смесь реакционноспособных соединений, неуравновешенная и неустойчивая в физико-химическом отношении система, в которой сразу начинается взаимодействие отдельных частей друг с другом и со средой их накопления в направлении установления нового физико-химического равновесия. В результате такого взаимодействия происходит ряд явлений: 1) растворение и удаление из осадка малоустойчивых минералов; 2) образование новых минералов в соответствии с новой физико-химической обстановкой; 3) перераспределение отдельных веществ и образование конкреций; 4) уплотнение и уменьшение влажности; 5) цементация и перекристаллизация.

Важнейшие условия преобразования осадка в горные породы (по Н. М. Страхову): 1) высокая влажность, которая меняется в соответствии с составом осадка, 2) обилие бактерий в самой верхней части осадка, 3) иловые растворы воды, пропитывающие осадок и в большинстве случаев характеризующиеся повышенной минерализацией по сравнению с водами морей, 4) окислительно-восстановительный потенциал, 5) влияние придонных вод.

Начальная стадия диагенеза объединяет процессы, протекающие в самой верхней части илового осадка, характеризующейся повышенной влажностью, обилием разнообразных бактерий и окислительными или нейтральными условиями среды. Повышенная влажность имеет огромное значение в перераспределении отдельных элементов в осадке. Она обуславливает диффузное перемещение вещества в вертикальном и горизонтальном направлениях и, следовательно, способствует образованию новых минералов. Бактерии разлагают органическое вещество, создают новые реактивы и тем самым изменяют химизм среды. В одних случаях они окисляют закисные соединения, в других, наоборот, переводят окисные соединения в закисные. Большое скопление органического вещества в осадке вызывает дефицит кислорода, появление углекислоты и сероводорода, т. е. создает восстановительные условия среды. Увеличение или уменьшение кислорода особенно сказывается на железистых соединениях. В окислительных условиях образуются гидроокислы железа, в нейтральных или слабо восстановительных — сидериты ( $\text{FeCO}_3$ ), а в восстановительных (при большом количестве органического вещества) — сульфиды железа. В однородных песчаных и песчано-гравийных хорошо водопроницаемых осадках с ничтожным содержанием органического вещества окислительные условия среды наблюдаются не только в поверхностной зоне, но и в глубине осадка. Среди них местами встречаются гидроокислы железа и марганца, образующие или самостоятельные выделения, или бурые пленки вокруг зерен. Процесс диагенеза в однородных песках сводится практически к уплотнению или цементации.

В процессе диагенеза осадка формируются разнообразные

конкреции — сростки, или стяжения, различной формы. По составу они бывают опаловые, халцедоновые, кварцевые, железистые, фосфатные, пиритовые. Имеет место и явление метасоматоза — замещение одних минералов другими в результате действия раствора. Так,  $\text{CaCO}_3$  известковых раковин может быть замещен  $\text{P}_2\text{O}_5$ , и образуются конкреции фосфорита. Если новый минерал, химически замещая другой минерал, сохраняет его форму, такое образование называется *псевдоморфозой* (греч. «псевдос» — ложь, «морфес» — форма). Известны псевдоморфозы бурого железняка по кристаллам пирита, фосфорита по раковинам аммонита и др.

Длительные процессы взаимодействия разнообразных частиц осадка друг с другом и со средой, а также все увеличивающееся со временем давление приводят в конце концов к общему уплотнению и окаменению (литификации) осадка. В уплотнении осадка большое значение имеют цементация и перекристаллизация. Цементирующие вещества могут образовываться различным способом: сингенетически — одновременно с образованием осадка и эпигенетически — при последующем изменении осадка. В качестве цементирующих веществ обычно выступают кремнезем в различных модификациях (кварц, опал, халцедон), окислы железа, карбонаты, фосфаты и др. Они заполняют поры между отдельными частицами осадка. Характер цементирующего вещества часто отражается в названии породы: железистый песчаник, известковистый песчаник и т. п., но при отсутствии соответствующих условий цементация может и не происходить. Пример — достаточно мощные слои несцементированных песков в различных по возрасту отложениях.

Перекристаллизации особенно подвержены иловые отложения органогенного и химического происхождения, главным образом карбонатные и кремнистые. Быстрее всего перекристаллизация происходит в однородных мелкозернистых осадках и при большой растворимости слагающих их минералов. Пример — коралловые рифы, где органическая основа преобразуется в кристаллический известняк.

Таким образом, диагенез — весьма сложный и длительный процесс, имеющий чрезвычайно важное значение в формировании осадочных горных пород и ряда полезных ископаемых. Все процессы диагенеза протекают одновременно, но относительное значение каждого из них меняется во времени. В верхних частях осадка происходят процессы растворения, образования новых диагенетических минералов, ниже — перераспределение вещества в осадках с образованием цемента и конкреций, а еще ниже — уплотнение и перекристаллизация. По мере накопления новых осадков физико-химические условия меняются и, следовательно, меняется и характер процессов диагенеза в данной порции осадка. Всю совокупность процессов образования осадков (седиментогенез) и осадочных горных пород (диагенез) Н. М. Страхов предложил называть *литогенезом* (греч. «литос» — камень). Его изучает наука литология.

**Последиагенетические изменения осадочных пород.** Осадочные горные породы, сформированные в процессе диагенеза из рыхлых осадков, в последующем подвергаются дальнейшим изменениям. Важнейшими причинами, определяющими направленность, характер и степень этих изменений, являются движения земной коры, вызывающие погружение горных пород на глубину или поднятие их к поверхности. Когда горные породы оказываются на большой глубине, они изменяются в результате повышения температуры и давления. Чем больше погружение, тем больше возрастают давление и температура, а следовательно, и степень изменения осадочных пород. В этих условиях происходит значительное уплотнение пород. Наибольшей способностью уплотняться отличаются глины, имеющие наибольшее распространение среди осадочных пород. В зависимости от глубины в глинах намечаются 4 стадии уплотнения (по Н. Б. Вассоевичу), приводящие к значительному уменьшению пористости

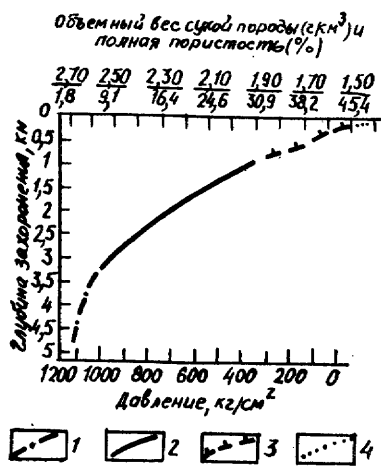


Рис. 11.19. Диаграмма изменения пористости и объемного веса глин в зависимости от глубины их погружения (по Н. Б. Вассоевичу):

1 — стадия весьма сильно затрудненного уплотнения; 2 — стадия сильно затрудненного уплотнения; 3 — стадия затрудненного уплотнения; 4 — стадия относительно свободного уплотнения

(рис. 11.19): 1) относительно свободного уплотнения, сопровождающегося выделением свободной (подвижной) воды; 2) затрудненного уплотнения, во время которого отжимается рыхлосвязанная вода; 3) сильно затрудненного уплотнения, когда частично удаляется прочносвязанная вода; 4) весьма сильно затрудненного уплотнения (консолидация—глины переходят в аргиллиты). Пористость глин изменяется от начальной (40—50%) до 5% и меньше в стадию весьма сильно затрудненного уплотнения. Такой процесс изменения осадочных горных пород, проходящий уже вне зоны диагенеза, но еще не достигший зоны метаморфизма, при относительно повышенных температурах и давлениях и наличии минерализованных подземных вод называют (по Н. М. Страхову и Н. Б. Вассоевичу) *катагенезом* (греч. «ката» — вниз).

Особенно чутким индикатором катагенеза является органическое вещество, из которого возникают каустобиолиты (органогенные горючие породы). На ранних стадиях катагенеза торф превращается в бурый уголь, на следующих стадиях — в каменный уголь и антрацит. Со средними и поздними стадиями катаге-

неза большинство исследователей связывают образование нефти и газа из погребенного в осадках органического вещества. Представляется, что некоторые углеводороды в рассеянном виде начинают образовываться еще в осадках на дне водоемов при их захоронении и диагенезе. При этом главную роль играют планктонные животные и растительные организмы. Большое значение имеют также микроорганизмы, питающиеся захороненным органическим веществом. Горные породы, обогащенные подобным органическим веществом, называются *нефтематеринскими*. Это преимущественно глинистые и алевроито-глинистые породы. Когда нефтематеринские породы оказываются на глубинах 2—4 км, в условиях повышенных давлений и температур (80—150°), наступает основная фаза нефтеобразования. Начинается выжимание, миграция нефти из нефтематеринских пород в хорошо проницаемые горные породы, называемые *коллекторами* (лат. «коллектор» — собирающий). Эта миграция происходит до встречи с водонепроницаемыми породами, под которыми в повышенных частях пластов формируются залежи.

Углеводородные газы также происходят из органического вещества, захороненного в осадках. Их формирование предшествует, сопутствует и завершает образование нефти. Места скопления нефти и газа называются *ловушками*. Они могут возникнуть при различных условиях залегания и соотношениях проницаемых и непроницаемых пород. Некоторые типы ловушек показаны на рис. 11.20. Попадающая в пределы ловушек, нефть всплывает над

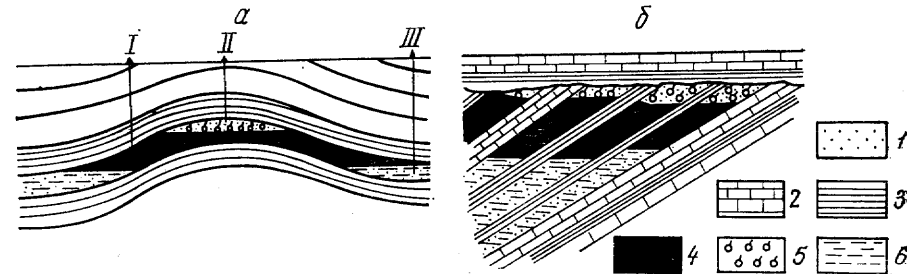


Рис. 11.20. Примеры структур, благоприятных для скопления нефти и газа: а — антиклинальная складка; б — моноклиральная; 1 — песок; 2 — известняк; 3 — глина; 4 — нефть; 5 — газ; 6 — вода; I, II, III — скважины

водой, образуя залежь. Газ как наиболее легкая компонента занимает наивысшее положение.

Катагенезом не заканчивается процесс преобразования горных пород. При дальнейшем повышении температуры и давления, когда осадочные горные породы оказываются на большой глубине, они подвергаются более глубоким изменениям, близким к начальным стадиям метаморфизма. Эту стадию изменения осадочных горных пород Н. Б. Вассоевич и другие называют *метагенезом*

(греч. «мета» — после). Для нее характерны процессы растворения, перекристаллизации, взаимодействие циркулирующих минерализованных растворов и минералов, при котором возможен принос и вынос вещества (*метасоматоз*).

По данным Н. В. Логвиненко, метабенез в геосинклинальных областях происходит при мощности осадочной толщи свыше 7000—8000 м, давлении 2000 атм и более, температуре 200—300° и наличии минерализованных растворов.

В том случае, когда осадочные горные породы в результате тектонических поднятий и денудации приближены к поверхности Земли, они попадают в совершенно иные условия, которые определяют и иную последовательность всех явлений. В этих условиях под влиянием различных поверхностных факторов (вода, кислород, углекислота и др.) происходят окисление, растворение, гидратация и другие процессы. Растворение сопровождается выносом веществ, в результате этого увеличивается пористость, кавернозность осадочных пород, уменьшается их плотность. При гидратации происходит увеличение объема (пример — переход ангидрита в гипс, образование гидроокислов железа из различных безводных минералов железа и др.). Следовательно, происходит как бы регрессивный процесс по сравнению с катагенезом и тем более метабенезом. Это изменение осадочных горных пород в поверхностной зоне земной коры под влиянием различных факторов выветривания называется *гипергенезом*.

Следовательно, история образования осадочных горных пород и их последующего изменения в условиях прогибания земной коры может быть выражена следующей схемой: седиментация (накопление осадков), или седиментогенез, → диагенез (преобразование осадков в горные породы) → катагенез (изменение осадочных горных пород на глубине вне зоны диагенеза и метаморфизма) → метабенез (более глубокое изменение вещества осадочных пород, близкое самой начальной стадии метаморфизма). Конечным моментом в этом ряду будут метаморфизм и превращение осадочных пород в метаморфические. Такой направленный процесс может быть прерван на любой стадии тектоническими движениями, в результате которых осадочные горные породы могут быть подняты к поверхности, где будут происходить уже гипергенные процессы.

В заключение следует отметить, что нередко последиагенетические изменения горных пород, протекающие на глубине, называют *эпигенезом*. Однако это термин более свободного пользования. В прямом значении он указывает на все вторичные процессы, обуславливающие любые последующие изменения и новообразования в горной породе в период ее существования в земной коре, включая метаморфизм и гипергенез. Л. Б. Рухин (1969) с целью подчеркнуть различную направленность последиагенетических (эпигенетических) изменений ввел понятие прогрессивного эпигенеза, вызываемого погружением горных пород в более глубокие горизонты земной коры (соответствующего катагенезу и

метабенезу приведенной схемы), и регрессивного эпигенеза, связанного с поднятием земной коры и перемещением горных пород к поверхности в условия небольших давлений и температур.

## 6. ПОНЯТИЕ О ФАЦИЯХ

По условиям осадконакопления на поверхности Земли могут быть выделены две главные области: 1) океаны и моря, являющиеся основными областями осадконакопления, и 2) континенты, где преобладают процессы денудации, наряду с которыми в ряде мест происходит формирование континентальных отложений. Каждой зоне моря (океана) присущи свои особенности, определяющие общий облик образующихся осадков. В одно и то же время в различных зонах могут накапливаться отличные друг от друга осадки. Так, при большом поступлении в морские водоемы осадочного материала, приносимого с континента, в области шельфа будут откладываться преимущественно терригенные осадки; в то же время в абиссальной зоне, удаленной от берега, могут накапливаться органогенные и полигенные осадки. В других случаях в мелководной области шельфа при незначительном поступлении обломочного материала в водоем, высокой температуре воды и ее нормальной солености могут развиваться коралловые рифы. Аналогичная картина наблюдается при континентальном осадконакоплении. В зависимости от климата, рельефа и других факторов формируются различные типы осадков. Для субтропиков, отличающихся большим количеством тепла и пышной растительностью, характерны своеобразные продукты выветривания — латериты, в которых преобладают водные окислы железа, алюминия и кремния, в то время как в областях пустынь элювий представлен преимущественно обломочным материалом. Озерные отложения умеренных областей существенно отличаются от осадков озер засушливой зоны.

Следовательно, в природе существует тесная и многосторонняя связь осадкообразования со средой. Изменяется среда, изменяется и характер осадка и последующего его преобразования. Таким образом, изучая осадок, его состав, закономерности площадного распространения и включенную в него ископаемую фауну и флору, можно восстановить условия его образования. Это имеет большое значение для анализа отложений древних геологических периодов и восстановления истории развития земной коры. Более 150 лет назад швейцарский геолог А. Гресли заметил, что отложения одного и того же возраста, но образовавшиеся в различных точках земной поверхности, существенно отличаются друг от друга в связи с отличиями условий их накопления. Для этих изменений он ввел понятие «фация». Таким образом, фация — это осадочная горная порода, возникшая в определенной физико-географической обстановке, на которую указывают ее генетические признаки (литологический состав, текстура, остатки фауны или флоры и др.). Так, среди отложений одного и того же возрас-

та встречаются рифовые известняки, брекчии склонов рифов, состоящие из обломков этих известняков, лагунные отложения, образовавшиеся в лагунах, отделенных от моря барьерными рифами, а с другой стороны рифа — глубоководные глины.

Среди современных и ископаемых фаций различают три крупные группы: 1) морские фации; 2) континентальные фации; 3) переходные фации. Каждая из этих групп может быть разделена на ряд макро- и микрофаций. Так, группа морских фаций, по Л. Б. Рухину, подразделяется на следующие фации: 1) литоральную, или прибрежную; 2) мелководную (соответствующую верхней части шельфа); 3) умеренно глубоководную (отвечающую краевой части шельфа и началу континентального склона) ниже глубины 100 м; 4) батимальную, или глубоководную, и 5) абиссальную, или весьма глубоководную.

К группе континентальных фаций относятся: 1) элювиальная; 2) склоновая, 3) пролювиальная; 4) аллювиальная; 5) золовая; 6) озерная — пресных озер и озерная — соленых озер; 7) болотная и озерно-болотная; 8) ледниковая; 9) водно-ледниковая, или флювиогляциальная. В каждой из этих макрофаций (генетический тип отложений, по А. П. Павлову) могут быть выделены отдельные фации или микрофации, по Л. Б. Рухину. Так, в аллювии равнинных рек выделяют три основные фации: русловую, пойменную и старичную.

К группе переходных фаций относятся: 1) фация опресненных лагун; 2) фация засоленных лагун; 3) фация эстуариев и лиманов; 4) фация дельт.

Фациальный анализ — один из основных методов изучения не только физико-географических условий прошлых геологических эпох (палеогеография), но и движений земной коры, поскольку он дает представление о распределении областей поднятия и погружения.

Фациальный анализ древних отложений для каждого отрезка геологического времени включает: 1) детальное изучение состава горных пород, их структурных и текстурных особенностей; 2) изучение остатков фауны и флоры, находящихся в горных породах; 3) изучение закономерностей изменения состава горных пород по площади и по вертикали — фациальных переходов как показателей изменения обстановки осадконакопления.

При фациальном анализе горных пород различного возраста широко используется *метод актуализма* (лат. «актуалис» — современное, настоящее). Изучая современные процессы, в частности накопление осадков в морских водоемах, речных долинах и физико-географические условия, в которых они возникают, мы получаем основание для суждения об аналогичных процессах, происходивших в прошлые геологические периоды. Английский ученый Ч. Ляйель сформулировал принцип актуализма в 30-х годах XIX столетия: «Настоящее — ключ к познанию прошлого». Н. М. Стрехов развил и углубил метод актуализма применительно к осадочным горным породам, разработав сравнительно-литологический

метод. Пользуясь этим методом, исследователь не должен, однако, ограничиться механическим сравнением условий современного осадконакопления с прошлым. Сравнение должно проводиться с учетом как сходства, так и возможных отличий в характере геологических процессов, связанных с изменением физико-географических условий в различные этапы геологической истории. Эти отклонения должны быть тем существеннее, чем древнее изучаемые горные породы. Так, в докембрийских и нижнепалеозойских осадочных горных породах не встречаются угли, что свидетельствует об отсутствии достаточно развитой наземной флоры. Лишь

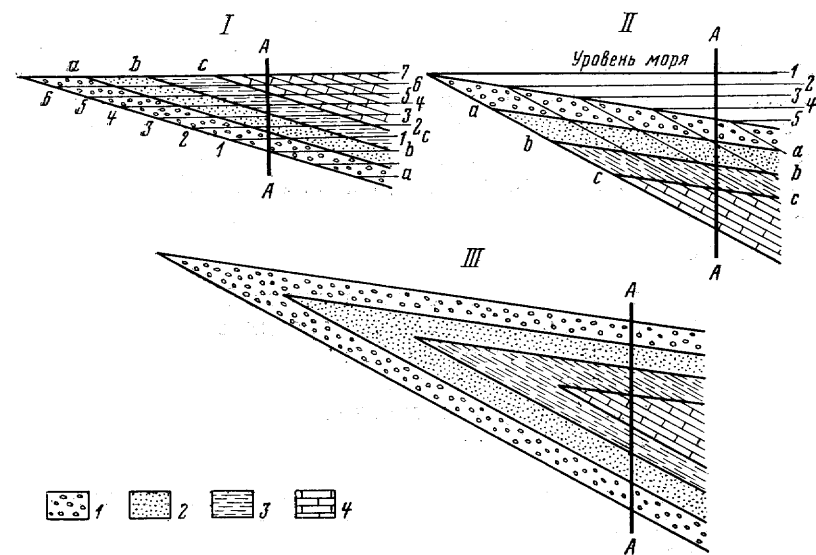


Рис. 11.21. Смещение фациальных зон вслед за движением береговой линии при трансгрессии (I), при регрессии (II), при трансгрессии и последующей регрессии (III):  
a, b, c — границы фаций; 1—7 — границы моря; А—А — линия вертикального разреза; 1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки

с ее развитием в девоне появляются угли, обилие которых отмечается в отложениях каменноугольного и ряда последующих периодов. С другой стороны, для докембрия характерны кварц-магнетитовые или кварц-гематитовые породы, называемые джеспилитами. Такие железисто-кварцевые породы не встречаются в более молодых, последокембрийских отложениях. Это указывает на своеобразную физико-географическую обстановку осадконакопления, свойственную лишь данному времени и отличную от современной.

**Влияние колебаний уровня моря и движений земной коры на распределение фаций.** В геологической истории наблюдалось час-

тое перераспределение суши и моря и перемещение береговой линии, связанное либо с колебаниями уровня моря (океана), либо с вертикальными движениями земной коры. Происходили трансгрессии — наступание моря на сушу или регрессии — отступление. Вслед за перемещением береговой линии соответственно смещались фации, изменялась и глубина накопления осадков. Так, при трансгрессии береговая линия перемещается в глубь континента, прежние прибрежные и мелководные участки моря оказываются удаленными от берега и здесь поверх ранее отложившихся грубых осадков мелководной фации будут накапливаться более тонкие осадки другой более глубоководной фации, соответствующей новой физико-географической обстановке. На рис. 11.21, I цифрами 1—7 показаны различные положения уровня моря при трансгрессии и смещение фаций. Образуется *трансгрессивная серия осадков*. В этом случае в геологическом разрезе (линия А—А) снизу вверх будет наблюдаться постепенная смена крупных осадков все более и более тонкими. Иное соотношение фаций наблюдается при регрессии моря (рис. 11.21, II). Это *регрессивная серия осадков*.

## 7. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы покрывают около 75% суши, и преобладающая часть их образовалась в морских водоемах. Большинство осадочных горных пород свойственна слоистая текстура, отражающая условия осадконакопления. Различают слоистость горизонтальную или близкую к горизонтальной, характерную для морских и озерных отложений, косую — в отложениях водных потоков и др.

Среди осадочных горных пород обычно выделяют три генетические группы: 1) обломочные породы, состоящие из разнообразных обломков — продуктов механического разрушения горных пород; 2) глинистые породы, состоящие из продуктов механического и химического разрушения горных пород; 3) химические и органические (хемобиогенные) породы, образующиеся путем выпадения солей из растворов и в результате жизнедеятельности организмов, их последующего отмирания и накопления скелетных остатков. Внутри крупных генетических групп пород выделяются подгруппы по вещественному составу и другим признакам.

В некоторых классификациях глинистые породы не выделяют в отдельную группу, а присоединяются к группе обломочных, хотя и отмечается при этом двоякое происхождение глин — обломочное и хемогенное.

**Обломочные породы.** В обломочных породах в зависимости от величины и формы обломков выделяют: 1) грубообломочные породы — *псефиты*, состоящие из обломков диаметром от 2 до 200 мм и более; 2) среднеобломочные, или *песчаные*, породы — *псаммиты* с диаметром частиц от 2 до 0,1 мм; 3) мелкообломочные, или пылеватые, породы — *алевриты*, состоящие в основном из частиц диаметром от 0,1 до 0,01 мм.

Среди рыхлых грубообломочных пород выделяют угловатые *неокатанные глыбы* и *валунники* — окатанные обломки (валуны) размером 100—200 мм и более; *щебень* — угловатые обломки и *галечник* — окатанные обломки размером от 10 до 100 мм; *дресву* и *гравий* размером от 2 до 10 мм. Горная порода, представляющая собой сцементированные неокатанные обломки, называется *брекчией* (с соответствующим добавлением — дресвяная, щебеничная, глыбовая). Если сцементированы окатанные обломки, порода называется *конгломератом* (гравийный, галечный, валунный).

В среднеобломочных рыхлых породах выделяют *пески грубозернистые* (с размером частиц 1—2 мм), *крупнозернистые* (1—0,5 мм), *среднезернистые* (0,5—0,25 мм) и *мелкозернистые* (0,25—0,1 мм). Сцементированные пески называют *песчаниками* (соответствующей зернистости). Выделяют кварцевый песчаник, а также аркозовый песчаник, состоящий из кварца, полевых шпатов, слюды и цементирующего вещества. Несортированный песчаник, содержащий значительное количество глинистого вещества, называют *граувакками*.

В мелкообломочных породах выделяют *алеврит крупнозернистый* (с диаметром частиц 0,1—0,05 мм, иногда называемый тонкозернистым песком), *мелкозернистый* (0,05—0,01 мм) и *тонкий* (0,01—0,005 мм). Сцементированные алевриты называют *алевролитами*. Типичный представитель несцементированных алевритовых пород — лёсс — пылеватая, пористая порода, широко распространенная на юге европейской части Союза и в Средней Азии.

**Глинистые породы — пелиты** — наиболее широко распространенные осадочные породы. В их составе преобладают частицы менее 0,01 мм и обычно содержится около 30% еще более тонких частиц размером 0,005—0,001 мм. Глины возникают в результате механического и химического переноса и осаждения глинистых минералов, продуктов выветривания различных пород. Глины отличаются пластичностью, незначительной водопроницаемостью и способностью при смачивании поглощать воду и разбухать (увеличиваться в объеме до 40—45%). Типичные минералы глин — каолинит и монтмориллонит. Кроме того, в них имеются минералы типа гидрослюд, мелкие зерна кварца, полевого шпата и нередко органическое вещество. Чистые разновидности глин встречаются среди континентальных пород. К ним относятся каолиновые (огнеупорные) и монтмориллонитовые (отбеливающие) глины. Уплотняясь, глины превращаются в *аргиллиты* — прочные горные породы, не размокающие в воде.

**Породы химические и органические (хемобиогенные).** Значительная часть этих пород возникает в различных водоемах и местах на суше в результате химических процессов, жизнедеятельности и отмирания животных и растений. Химические и органические породы связаны друг с другом взаимными переходами и часто имеют смешанное органогенно-хемогенное происхождение. Они классифицируются главным образом по химическому составу.



*Карбонатные породы* представлены известняками и доломитами. Известняки состоят из минерала кальцита ( $\text{CaCO}_3$ ). Они образуются как органическим, так и химическим путем. Известняки органического происхождения при хорошей сохранности органических остатков называются в зависимости от состава последних, например: фузулиновый известняк, швагериновый известняк (фузулина и швагерина — простейшие одноклеточные планктонные организмы прошлых периодов из отряда фораминифер), брахиоподовый известняк и др. Если известняк состоит из скоплений различных раковин хорошей сохранности, он называется известняком-ракушечником, или ракушняком, а если из обломков раковин — то органогенно-обломочным, или детритусовым, известняком. Разновидностью известняка является мел, состоящий из мельчайших раковин планктонных организмов (60—70%) и из тонких зерен кальцита. Среди известняков хемогенного происхождения выделяют плотные известняки, в которых кристаллическое строение определяется только с помощью микроскопа; оолитовые известняки, состоящие из сцементированных оолитов — мелких шариков концентрического строения; известковый туф, образующийся путем выпадения  $\text{CaCO}_3$  при выходе подземных вод на поверхность.

Доломит — это карбонатная порода, состоящая из одноименного минерала  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ; образуется как непосредственно путем химического осаждения, так и в результате воздействия магниесодержащих растворов на известковые осадки и породы. Мергель — смешанная порода, состоящая из кальцита (50—70%) и глинистых частиц.

*Кремнистые породы* состоят из водного кремнезема (опала). Среди них выделяют: диатомит органогенного происхождения, представляющий собой скопление опаловых скорлупок диатомовых водорослей; трепел — преимущественно коллоидно-химического происхождения, состоящий из мельчайших зернышек опала с примесью скорлупок диатомовых водорослей; опоку — твердую кремнистую породу с раковистым изломом, образованную, по-видимому, в результате перекристаллизации и цементации диатомита или трепела; радиолярит, состоящий из опала и халцедона, в котором находятся многочисленные скелетные остатки радиолярий.

*Галоидные и сульфатные породы* образуются преимущественно химическим путем в результате выпадения соответствующих солей из пересыщенного раствора. Благоприятные условия для их накопления создаются в соленых лагунах, озерах и полузамкнутых морских водоемах. Среди галоидных пород наиболее распространена каменная соль, состоящая из минерала галита ( $\text{NaCl}$ ), а из сульфатных (по степени распространения) — гипс ( $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ ), ангидрит (безводный  $\text{CaSO}_4$ ) и мирабилит, или глауберова соль ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ).

*Железистые породы* образуются в морях, озерах, болотах, а также в процессе выветривания. Это в основном окислы и гидрокислы железа, местами карбонаты железа (сидериты —  $\text{FeCO}_3$ ).

Они могут выпадать химическим путем, а в некоторых случаях — при участии бактерий.

*Фосфоритные породы* — это различные осадочные породы (пески глауконитовые и другие), обогащенные фосфатом кальция. К фосфоритовым породам относятся конкреционные пластовые залежи фосфоритов среди других горных пород. При содержании  $\text{P}_2\text{O}_5$  выше 15% фосфориты используются как агрономические руды.

*Каустобиолиты* (греч. «каустос» — горячий, «биос» — жизнь, «литос» — камень) — биогенные горные породы и важнейшие горючие полезные ископаемые. Среди них выделяются породы угольного ряда (торф, бурый и каменный уголь, антрацит, сапропелиты), отличающиеся друг от друга степенью разложения органического вещества и содержания углерода (см. гл. 12); породы битумного ряда, к которым относятся битуминозные породы, нефть и твердые битумы. Битуминозные горючие сланцы (обломочного и органогенного происхождения) представляют собой глинистые или мергелистые сланцеватые породы, пропитанные битумом. Нефть — природная горючая маслянистая жидкость, состоящая из различных жидких углеводородов, происхождение которой описано выше (см. рис. 11.22). Твердые битумы — озокерит (греч. «озо» — издаю запах, «керит» — воск) и асфальт (греч. «асфальтос» — смола) — представляют главным образом продукты окисления нефти.

#### 8. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ И ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В современных морских осадках местами широко развиты россыпи рудных и нерудных минералов промышленных концентраций. Они встречаются в пределах пляжей, на подводных береговых склонах, в приподнятых и погруженных морских террасах. Особенно большое значение имеют россыпи магнетита ( $\text{FeFe}_2\text{O}_4$ ), ильменита ( $\text{FeTiO}_3$ ), рутила ( $\text{TiO}_2$ ), касситерита ( $\text{SnO}_2$ ), минералов, содержащих редкие и рассеянные элементы, а также золота, алмазов и др. Так, вдоль восточного побережья Австралии на протяжении более 1000 км распространены ильменит-циркон-рутиловые россыпи; титано-цирконовые россыпи обнаружены в Бенгальском заливе; ильменит, магнетит и некоторые драгоценные минералы (рутил, сапфир) содержатся в прибрежных россыпях Шри-Ланки и Индии; россыпи магнетита, ильменита, рутила в отложениях пляжа известны в Калифорнии, вдоль восточного берега Флориды, в Коста-Рике, Бразилии, Чили, Аргентине; касситерита — у берегов Индонезии; ильменита, магнетита, минералов радиоактивных элементов — у берегов Новой Зеландии, Юго-Восточной Азии; зона россыпных месторождений с разнообразными полезными ископаемыми опоясывает почти все побережье Африки, в частности известны богатые месторождения алмазов у берегов Юго-Западной Африки, где они приурочены

к прибрежным террасам, пескам пляжей и песчано-гравийным отложениям шельфа. Наиболее богатые месторождения у берегов Намибии в устье р. Оранжевой, причем все добываемые алмазы ювелирного качества. Золотоносные россыпи известны у западного побережья США и Канады. Россыпное месторождение платины пока известно только на Аляске в районе зал. Гудньюс.

С осадками внешнего шельфа и прилегающей части континентального склона помимо россыпей связаны фосфориты, представленные зернами песчаной размерности, конкрециями, стяжениями различной формы. В пределах ложа Мирового океана важнейшими рудными богатствами являются железомарганцевые конкреции, описанные выше.

К морским осадочным горным породам, покрывающим более 3/4 поверхности материков, приурочены залежи различных важнейших полезных ископаемых, имеющих промышленное значение. 1. Месторождения железа, представленные гидроокислами железа, реже сидеритом. К ним относятся Керченское месторождение неогенового возраста, Аятское (Кустанайская обл.) мелового возраста, Колпашевское (Западно-Сибирская низменность) позднемелового возраста, Нижнеангарское протерозойского возраста и многие другие. 2. Месторождения марганца в большинстве случаев приурочены к кремнистым осадкам. По данным Н. М. Татаринова и др. (1975), на морские осадочные месторождения приходится более 80% всех мировых запасов марганцевых руд. Наиболее крупные месторождения — Никопольское и Большетокмакское в Украинской ССР, Чиатурское в Грузинской ССР и Мангышлакское. 3. Осадочные месторождения сульфидных руд меди, примерами которых являются крупное Удоканское рудное поле Читинской области, а также месторождения меденосных песчаников бассейна р. Лены, Донбасса и др. 4. Месторождения фосфоритов, чаще представленных в виде пластов и пачек, образованных фосфоритами желвакового, ракушечного и зернистого типов, среди других вмещающих осадочных пород. Наиболее крупные и эксплуатируемые месторождения фосфоритов на Русской равнине (среди отложений верхней юры, нижнего и верхнего мела) — месторождения Егорьевского района под Москвой и Вятско-Камского водораздела; известны также месторождения фосфоритов массивного типа среднекембрийского времени в горных районах — в хр. Каратау (Казахстан) и в Хубсугульском бассейне (МНР). 5. Осадочные месторождения бокситов (основного вида минерального сырья для получения алюминия) известны в пределах восточного склона Северного Урала, западного склона Южного Урала, Салаирского кряжа. 6. Месторождения горючих полезных ископаемых: угольные месторождения — наиболее крупные из них Донбасский, Канско-Ачинский бассейны и др.; нефтяные и газовые месторождения, крупнейшими из которых является Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция и др. 7. Месторождения различных минеральных солей — гипса, ангидрита, сильвина, карналита и др. Наиболее крупные месторождения солей известны в

Приморье, Прикаспийской низменности, Восточной Сибири, Предкарпаты. Помимо указанных месторождений различных полезных ископаемых многие осадочные породы — пески, песчаники, глины, известняки, доломиты, мергели и другие — сами используются в строительстве и промышленности.

## ГЛАВА 12

### ОЗЕРА И БОЛОТА; ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ

*Озерами* называются впадины рельефа, заполненные застойной или слабопроточной водой, не имеющие прямой связи с морями и океанами.

Озера развиты в основном в областях с влажным климатом на обширных низменностях и в бессточных котловинах. Они занимают свыше 2% площади суши. Крупнейшими озерами, не считая Каспийского реликтового озера-моря, является оз. Верхнее в Северной Америке (площадь 82,4 тыс. км<sup>2</sup>), оз. Виктория в Африке (68 тыс. км<sup>2</sup>), Аральское в Азии (51 тыс. км<sup>2</sup>).

На поверхности Земли озера распространены неравномерно — более всего в области бывшего четвертичного оледенения. Так, в Финляндии, небольшой по площади стране (337 тыс. км<sup>2</sup>), насчитывается свыше 60 тыс. озер. В северо-восточной части Северной Америки Великие озера занимают площадь 245 тыс. км<sup>2</sup>. Озера могут находиться во всех природных зонах, как на низменностях, так и в горах. Самое высокогорное озеро (из крупных) — Титикака в Андах — располагается на высоте 3812 м над уровнем моря (площадь его 8 тыс. км<sup>2</sup>), а самое низкое — Мертвое море на Аравийском полуострове, его поверхность лежит на 395 м ниже уровня моря.

Глубина озер измеряется десятками и сотнями метров. Самое глубокое в мире — оз. Байкал (1741 м). Оно же является самым крупным в мире резервуаром пресной воды — 23 тыс. км<sup>3</sup>, что составляет пятую часть мировых запасов и четыре пятых запасов пресной воды в СССР.

Форма озер (в плане) различна: овальная, удлиненная (длиннообразная), серповидная, часто с очень сложными очертаниями береговой линии.

#### 1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОЗЕРНЫХ ВПАДИН

Озерные впадины (котловины) создаются различными геологическими процессами, как эндогенными, связанными с проявлениями внутренних сил Земли, так и экзогенными, обусловленными внешними силами. Из числа последних в самостоятельную категорию выделяются котловины, созданные природно-хозяйственной деятельностью человека. Ниже приводится генетическая классификация озерных котловин (табл. 5).

Наименование групп и типов котловин указывает на их происхождение, на тот геологический фактор, который обусловил их появление. Образование озерных котловин иногда связано не с одним, а с несколькими геологическими процессами. Например, озерные котловины, расположенные в долинах рек, имеют два

Таблица 5

Генетическая классификация озерных котловин

Категория	Группа	Тип
I. Эндогенная	вулканогенная	кратерный, кальдерный, фумарольно-гейзерный, лавово-плотинный, лахаро-плотинный
	сейсмогенная	провальный, обвально-плотинный
	тектоногенная	грабенный (рифтовый), синклинальный
II. Экзогенная	гравитационная	провально-гравитационный, провально-карстовый, провально-суффозионный, обвально-плотинный
	эрозионная (речная)	руслевой, пойменный (старичный), дельтовый
	эоловогенная	дефляционный
	гляциогенная	экзарационный, каровый, гермокарстовый, гляциально-плотинный
	талассогенная (морская)	приморский, реликтивно-морской
	биогенная	атолловый, биогеотно-плотинный
	метеоритная (астроблемная)	ударный, взрывной

склона и дно, образованные текучей водой, а третий склон плотинный, связанный с обвалом.

Среди эндогенных котловин выделяются котловины, связанные с извержениями вулканов, землетрясениями и тектоническими процессами. Вершины вулканических гор бывают увенчаны воронкообразной впадиной — *кратером*. Кратерные озера чаще всего округлой формы, имеют ширину в сотни метров, глубину в несколько десятков метров. Озера у действующих вулканов непостоянные, при очередном извержении вода из них может выплескиваться.

В кратере потухших вулканов образуются длительно существующие озера — *маары*. На склонах вулканов часто возникают небольшие впадины, связанные с выбросами газов, паров воды и горячей воды, — это *фумарольные* и *гейзерные котловины*. Кроме этих котловин на склонах вулканов, в долинах рек и ручьев встречаются котловины, связанные с лавовыми, туфолавовыми или даже вулканическими грязевыми потоками (лахарами), перегораживающими русла рек и ручьев. К числу лавово-плотинных озер относится крупнейшее на Кавказе оз. Севан (Армения).

Среди тектоногенных озерных котловин наиболее интересны котловины, образованные в крупных грабеновых, рифтовых структурах, в зонах разломов земной коры. Озера в этих котловинах линейно вытянуты в определенном направлении, длина их значительно превышает ширину. К озерам такого типа относятся наиболее глубокие — оз. Байкал, Мертвое море и др. Иногда такие котловины образуют цепочку из нескольких озер, следующих друг за другом; например, Восточно-Африканские озера.

Образование котловин экзогенной категории связано с провалом горных пород, расположенных над подземными полостями, созданными процессами вымывания и выщелачивания легкорастворимых пород (карстовые котловины). Озера в этих котловинах обычно небольшие, вода в них может исчезать. Наиболее широко распространены в долинах рек и ручьев плотинные котловины. Их разделяют по происхождению плотин на обвальные, ледниково-моренные и даже биогенные, если образование плотин связано с деятельностью животных или растений. Все эти озера имеют резко удлиненную овальную форму. На поймах рек озера имеют в плане серповидную форму.

## 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР

**Особенности озерной воды.** Вода в озерах имеет различное происхождение. Озерные впадины могут быть заполнены речной водой, водой тающих льдов и снегов, атмосферной или водой подземных источников. Некоторые реликтовые озера сохранили морскую воду (Каспийское море).

Соленость озерной воды зависит от типа заполняющей озеро воды и от климатических условий, в которых находится озеро. Озера с атмосферным, речным, ледниковым питанием в условиях влажного климата обычно пресные, с содержанием солей менее 5 г/л. Озера в условиях жаркого, засушливого (аридного) климата засоляются, и вода в них может быть солоноватой (5—25 г/л) или соленой (25—45 г/л) и даже рассолом. Так, в оз. Эльтон (Прикаспийская впадина) соленость достигает 280 г/л, в Мертвом море она колеблется от 260 до 310 г/л, а в оз. Гузгундав в Турции — до 380 г/л.

Минерализованные озера разделяются на хлоридные, сульфатные и карбонатные. Химизм озерной воды в значительной мере определяет характер осадконакопления. В озерной воде имеются также и механические взвеси, — как правило, тонкие глинистые и пылеватые частицы, приносимые в озеро текучей водой, подземными водами (окислы железа) или ветром. Очень много, особенно в воде пресных озер, органических (гуминовых) веществ, связанных с широким развитием водорослей, мелких планктонных организмов и т. п. Для органических и неорганических взвесей в озерной воде характерна климатическая сезонность. Весной, летом и осенью резко увеличивается количество органических веществ; количество минеральных взвесей увеличивается весной

и осенью (в озерах с ледниковым питанием — летом). Зимой количество органики и минеральных частиц в воде резко сокращается, вода становится прозрачной и приобретает естественный голубой цвет.

**Движение воды в озерах.** По характеру движения воды озера делятся на проточные и застойные. Проточные озера чаще всего располагаются в долинах рек, и течение в них обусловлено течением речной воды. Кроме постоянных течений в озерах возникают временные перемещения воды, связанные с ветровыми волнами. Высота этих волн на озерах обычно невелика, но на больших озерах может достигать 5 м. При изменении атмосферного давления или при сильном ветре определенного направления образуются *сейши* — волны, возникающие при сгоне воды от одного берега к другому, при этом один берег частично осушается, а другой заливаается. В больших озерах течения могут быть вызваны неравномерным нагреванием поверхности воды.

Перемещения воды в застойных озерах часто приурочены только к поверхностным слоям воды. Вода глубоких частей остается неподвижной, при этом вертикальная циркуляция отсутствует и в придонной части за счет разложения органического вещества образуются газы: сероводород, углекислый газ и др.

**Геологическая деятельность озер** состоит из абразии берегов и дна, разноса и перераспределения материала внутри озера и накопления осадков на дне и склонах озерных котловин. Характер и интенсивность геологического процесса в озерах зависят от типа и размеров озерных котловин, от динамики и состава вод, от развития органического мира в озерах.

Озерная абразия, или лимноабразия, связана с движениями воды и в первую очередь с ветровыми волнами. Чем крупнее водоем, тем выше волны и интенсивнее разрушение берегов. У относительно небольших озер с постоянным, давно установившимся уровнем лимноабразия минимальна, так как береговой абразионный профиль у них уже выработан, абразионные уступы отодвинуты на недостижимые для волн расстояния и работа озера в этом случае состоит из перетиранья и размельчения пород пляжа или шtrandа. В озерах плотинного типа в начальный период жизни, особенно в период накопления воды, абразионная работа значительна: размываются и раздвигаются берега, размывается плотина, вплоть до ее полного разрушения и, следовательно, самоуничтожения озера. Интенсивность разрушения берега озерной водой можно хорошо наблюдать в водохранилищах. Так, в Цимлянском водохранилище на Дону берега были срезаны волнами за 5 лет в среднем на 50 м, а на отдельных участках — до 100—120 м. У проточных озер возможен размыв дна. В целом лимноабразия намного уступает и эрозии, и разрушительной работе морей и океанов. Разрушение берегов значительно ослабляет прибрежная растительность.

Обломочный материал, поступивший в озеро от разрушения берегов или принесенный реками и ручьями, дождевыми пото-

ками, подвергается в озере сортировке по крупности и разносится волнами и течениями по водоему, а затем выпадает на дно, смешиваясь с органогенным и хемогенным веществом, образующимся в самом озере.

**Осадконакопление.** Основной вид озерной геологической деятельности заключается в накоплении осадков на всей площади озера. В озерах образуются все генетические типы осадков: обломочные (терригенные), органогенные и хемогенные.

Для озерных осадков характерен мелкофракционный материал с преобладанием илов, обилием органогенных (главным образом фитогенных) и хемогенных отложений.

Озерные отложения часто имеют хорошо выраженную тонкую (1—10 мм) прямую слоистость, иногда микрослоистость, что обусловлено спокойными условиями осадконакопления. В ряде случаев слои отражают сезонные изменения состава осадков: весной и летом в период таяния льдов и снега, а в тропических озерах в период ливней, в озера приносит и осаждаются более обильный и грубый материал, а зимой или в сухой период — только мелкозернистое вещество, образующее более тонкий, миллиметровый слой. Фитогенные слои также формируются осенью, когда отмирает растительная масса. В связи со спокойным осадконакоплением в озерах отложения их прекрасно сохраняют отпечатки растений — листьев, стеблей, следы водных животных, а при сейшах — и следы наземных животных, приходящих на водопой, и даже ямки от дождевых капель.

**Обломочные отложения.** В озерах проточного типа, в дельтовых озерах, а также в больших озерах, где абразионная работа велика, обломочные отложения играют существенную роль. Обломочный материал в озерах хорошо сортируется. Грубообломочные осадки (галька, песок) отлагаются вблизи устья реки или ручья, образуя подводную дельту, а также у крутых размываемых берегов в виде узких прибрежных полос (рис. 12.1). Алевритовая и глинистая мусть разносится по всей территории озера и образует на дне тонкоотмученные хорошо слоистые терригенные илы. В озерах с большим количеством впадающих рек и ручьев, особенно горных, терригенных осадков накапливается очень много. Так, в оз. Балхаш, в устье р. Или, стекающей с хр. Заилийский Алатау, формируется песчаная дельта. За период наблюдений с 1903 по 1929 г. эта дельта продвинулась в озеро на 20 км. В связи с накоплением большого количества терригенных отложений озера сильно мелеют.

**Органогенные отложения.** Относительно спокойные гидродинамические условия в озерах и небольшие глубины являются хорошей предпосылкой для развития органического мира. Отмелые берега озер обычно зарастают водорослями. Часто наблюдается зональность в распределении растений в зависимости от глубины. Непосредственно у берегов растет осока, затем рогазы, тростники, камыши, лилии (рис. 12.2). Все они, отмирая осенью, формируют на дне войлокообразную массу. Хорошо развивается в озере

разнообразный растительный планктон, часто состоящий из синезеленых, диатомовых и других водорослей. В конце лета происходит размножение (цветение) планктонных водорослей, и тогда они по-

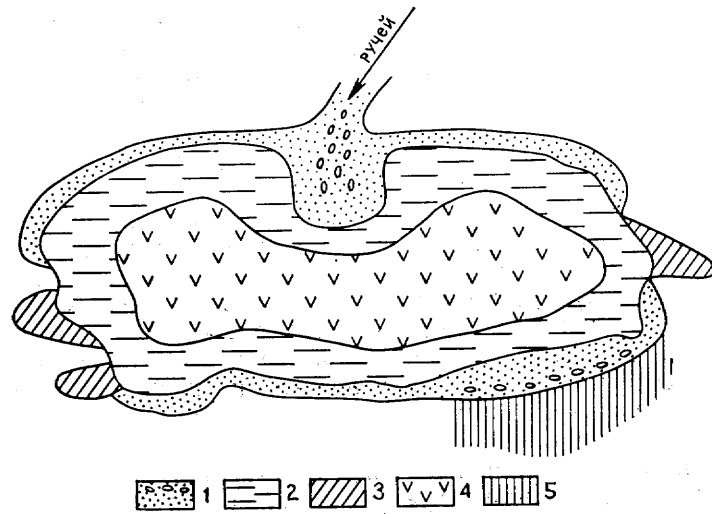


Рис. 12.1. Схема распределения осадков в озере.

Обломочные осадки:  
1 — галька, пески; 2 — глинистые, известковистые и другие илы; 3 — органично-детритовые (растительные) илы. Хемогенные осадки: 4 — тонкие органические (диатомовые) илы; 5 — крутой берег

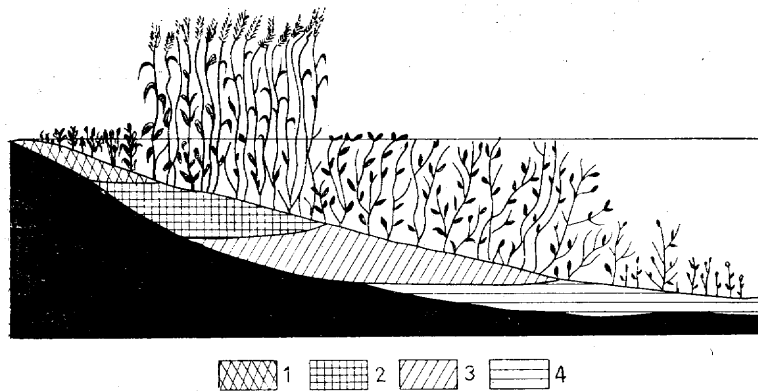


Рис. 12.2. Схема зарастания озера и образования торфов:  
1 — осоковый торф; 2 — тростниковый и камышовый торф;  
3 — сапропелевый торф; 4 — сапропелит

крывают тонким слоем значительные площади, а в небольших застойных озерах и всю их поверхность. Вместе с фитопланктоном на поверхности озера плавают мелкие живые организмы. Вся мас-

са планктона, отмирая, опускается на дно и, смешиваясь с тонкими глинистыми частицами, образует на дне слой органического ила. При помощи анаэробных бактерий происходит битуминизация ила, и он превращается в сапропель (греч. «сапрос» — гнилой, «пелес» — ил). Это оливково-бурая студенистая, жирная на ощупь масса. Элементарный состав органической ее части: С — 52—60%, Н — 6—7, N — 4,8%. Сапропель является полезным ископаемым: он применяется как лечебная грязь, добавляется в корм скоту. При сухой перегонке из него получают светильный газ, бензин, вазелин, парафин и т. п. Пласты сапропеля обычно небольшой мощности (1—10 м), но в Переяславском озере его накопилось 40 м. В процессе диагенеза сапропель превращается в сапрокол — породу черно-коричневого цвета, плотную, легкую, с раковистым изломом. Он относится к классу бурых углей сапропелевого типа.

Среди органических озерных отложений встречаются прослои известняков-ракушечников, состоящих из раковин гастропод, двустворок и др. Обычно эти известняки маломощны и залегают линзами, так как озерный бентос малочислен. Скорлупки диатомовых водорослей иногда слагают кремнистый диатомовый ил, позднее преобразующийся в горную породу диатомит — рыхлую, пористую, легкую, белого или серого цвета.

**Хемогенные отложения.** Хемогенные отложения характерны для озерного осадконакопления и достаточно разнообразны. В озерах, в пресноводных условиях, в районах влажного климата происходит накопление илов, из которых впоследствии образуются линзы и маломощные пласты известняков и мергелей. Часто встречаются известняковые конкреции. Эти карбонатные осадки особенно типичны для высокогорных озер Памира и Гиндукуша. Из коллоидных растворов, приносимых впадающими речками или подземными водами, на дне озер образуются железистые или марганцевые илы. Очень часто окиси железа и марганца в процессе осаждения стягиваются в сферические комочки (от долей миллиметра до 10 мм в диаметре — горошины и бобовины), которые могут образовать на дне сплошной слой. Иногда эти горошины имеют концентрическое строение — озерные оолиты. Считают, что при осаждении железа в озерах существенную роль играют бактерии. В озерах тропических стран происходит осаждение окиси алюминия с образованием бобовых бокситов — лучшей руды для получения алюминия. В озерах с аридным климатом, где испарение воды велико, встречаются: сода ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), мирабилит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), поваренная соль ( $\text{NaCl}$ ), калийная соль ( $\text{KCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$ ) и др. По преобладанию тех или иных хемогенных осадков озера подразделяются на карбонатные, сульфатные, хлоридные, боратные и др. Подобные озера широко развиты в Прикаспии (Эльтон, Баскунчак, Индер и др.). Для некоторых вулканических озер характерно выпадение серы (также в виде оолитов), соединений бора и др. Иногда отложение солей происходит в озере не круглосуточно, а сезонно (чаще летом). В этом случае оса-

док на дне имеет четкую тонкую слоистость, по которой можно определить (так же, как и по терригенным отложениям) продолжительность образования данного слоя и всей толщи солей.

### 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТИПЫ БОЛОТ

*Болотами* называются избыточно увлажненные участки (чаще всего пониженные) суши, заросшие специфической растительностью, в которых происходит процесс торфообразования. Болота на Земле занимают большие пространства—около 2 млн км<sup>2</sup>. Они встречаются в областях с влажным гумидным климатом, где наблюдается высокое стояние грунтовых вод, создающее благоприятные условия для жизни растений.

Болота часто образуются на месте озер, в поймах рек и ручьев, в приморских низменностях, в лесных и луговых сильно увлажненных впадинах.

Озерные болота образуются путем зарастания озера болотной водной растительностью с одновременным накоплением на дне растительных остатков (торфа). Зарастание озера идет от берегов. До глубины 1 м произрастает осока, глубже (1—2 м) — рогозы, тростник, на глубинах до 4—5 м — водяные лилии. С осенним отмиранием растений на дне образуется растительный ил, торф, по составу соответствующий вышеназванным растениям. Торф способствует отмелению озера и соответственно расширению участков произрастания тех или иных растений, т. е. продвижению зон зарастания к центру озера. Когда эти зоны смыкаются, озеро превращается в болото.

Формированию болот способствует не только донная растительность, но и плавающие на поверхности воды белокрыльник, сабельник, пушица и др. Они вместе с пыльцой, спорами, мхом и зоопланктоном образуют на поверхности ковер, именуемый сплавниной, или зыбуном. Начинаясь у берегов, сплавина распространяется к центру озера.

Таким образом, болота на месте мелководных озер оказываются полностью заросшими донными растениями, а болота, происшедшие из глубоководных озер, могут иметь два растительных слоя: донный — торфяной и поверхностный — сплавинный, разделенные слоем воды. В процессе развития слои могут соединяться.

Лесные и луговые болота. На пониженных участках среди леса или луга происходит постоянное переувлажнение почвы. Эта избыточная вода вымывает (выщелачивает) питательные вещества из почвы, в связи с чем для нормального развития древесной растительности в лесу и травяной на лугах не хватает кислорода и они постепенно отмирают. На смену им приходят менее требовательные к минеральным солям мхи: вначале зеленые (кукушкин лен и др.), а затем сфагновый мох. Моховая дернина, постоянно пропитываемая водой, преграждает доступ кислороду к гниющим растениям, в результате чего происходит торфообразование и заболоченный участок превращается в болото.

**Типы болот.** По местоположению и условиям образования болота разделяются на верховые, промежуточного типа, низинные и приморские.

Верховые болота располагаются на низких слабовогнутых водоразделах, на поверхностях речных террас, на пологих склонах возвышенностей и т. п. Питаются они за счет атмосферной воды, бедной минеральными солями. Комплекс растительности в них обедненный (олиготрофный, приспособленный к мало-минерализованной воде). Преобладают белые сфагновые мхи. Эти мхи быстрее развиваются в средней части болота, поэтому форма поверхности таких болот выпуклая. Они быстро зарастают древесной растительностью (сосной, лиственницей), а также вереском, багульником, клюквой.

Болота промежуточного типа имеют двойное питание: атмосферными и подземными водами.

Низинные болота располагаются в котловинах, часто на месте озер, при заболачивании которых и образуются. Питание их происходит главным образом за счет подземных и текучих вод. Комплекс растительности в них значительно богаче, чем в верховых, здесь развиты зеленые мхи, осоки, тростники, гипновые мхи, кустарники, деревья — ольха и береза.

Приморские болота распространены на морских побережьях с влажным климатом. Они часто занимают большие пространства. Питание их главным образом атмосферное. Во время приливов они могут покрываться водой. Растительность своеобразная, в основном древесная, но с корнями, приспособленными к долгому пребыванию под водой. Приморские болота в области тропиков зарастают манграми — деревьями с корнями, выходящими на поверхность.

### 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ БОЛОТ И ИХ ОТЛОЖЕНИЯ

Геологическая деятельность болот сводится преимущественно к образованию торфа. *Торф* — органогенная (фитогенная) торфяная порода, состоящая из скопления растительных остатков, подвергшихся неполному разложению в болотах при затрудненном доступе кислорода воздуха. Цвет торфа бурый, серый, черный. В нормально-влажном состоянии в болоте торф содержит 85—95% воды. Содержание минеральных частиц колеблется от 2 до 20% к сухой массе торфа. Они определяют зольность торфа и его тип: верховой (из верховых болот) имеет зольность 2—4%, переходный — 4—6, низинный — 6—20%. В зависимости от преобладающего состава растений различают древесный, травяной и моховый виды торфа. Залегают торф в виде линзо- и пластообразных тел толщиной до 20 м и более. Торфяники занимают в мире более 1,75 млн км<sup>2</sup>; из них около трех четвертей приходится на территорию СССР. Основная масса торфяников сосредоточена в нашей стране в Белоруссии, Карелии и на Западно-Сибирской низменности.



В болотах в небольшом количестве образуются хемогенные осадки. В низинных болотах, питающихся подземными водами, в основании торфяников встречаются линзы болотной извести (известняка), а также болотные железные руды, по составу отвечающие сидериту ( $\text{FeCO}_3$ ) и имеющие горохообразную текстуру. При выветривании эти отложения могут превратиться в залежи лимонита. Здесь же, в закисной среде, вместе с сидеритом в торфяной массе и нижележащих глинах образуется минерал вивианит  $(\text{Fe}_3\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  в виде небольших линз синего цвета.

##### 5. ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОЗЕРНЫХ И БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Среди озерных отложений большой практический интерес представляют соли: галит (поваренная соль), калийные соли, сода и др.; железистые и марганцевые руды, бокситы и т. д. Из органических озерных отложений разрабатываются сапропель, сапрокол, битуминозные сланцы, диатомит и др.

Среди болотных отложений ценнейшими полезными ископаемыми являются торф и уголь. Торф используется как местное топливо, на нем работает ряд ТЭС, в том числе крупнейшая в мире Шатурская (Московская обл.). При переработке торфа получают аммиак, уксусную кислоту, деготь, а при переработке дегтя — воск, парафин и др. Широко используется торф и в сельском хозяйстве — для удобрения почв, в строительстве — для изготовления теплоизоляционных плит, в медицине — грязелечение и изготовление некоторых лекарств. *Ископаемый уголь* встречается в отложениях древних болот. Он образуется из торфа (гумидовый уголь) и сапропеля (сапропелитовый уголь). Наибольшее значение имеет первый.

Углеобразование происходит на определенной глубине без доступа кислорода воздуха, в условиях повышенного давления, создаваемого массой вышележащих пород, и более высокой температуры. При этом происходит углефикация растительной клетчатки (крахмала  $\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}_5$ ) с постепенным увеличением содержания углерода и уменьшением водорода и кислорода. В процессе углефикации последовательно образуются три типа углей: бурые, каменные и антрацитовые. Бурые угли содержат 67—78% углерода, 5% водорода и 17% кислорода и имеют теплотворную способность 3500—7400 кал. Каменные угли содержат 75—97% углерода, 2—5% водорода и менее 15% кислорода; антрацитовые угли — 92—97% углерода, 2—2,7% водорода и 2—3% кислорода, теплотворность их 8000—8200 кал.

Месторождения каменных углей могут находиться в том же месте, где шло первичное накопление растительного материала, — в болотах, озерах, — это *автохтонные лимнические месторождения*. Но иногда растительная масса (стволы деревьев, ветки, листья и т. п.) переносится реками в дельты и мелководные участки моря, там они захороняются и углефицируются, и тогда

создаются *аллохтонные*, чаще всего *паралические (приморские) месторождения*. Угли залегают среди осадочных пород в виде линз, пластов мощностью от сантиметров до нескольких десятков метров.

Углеобразование происходило во все периоды жизни Земли, начиная с девонского, но наибольшее количество месторождений связывается с каменноугольным, пермским, юрским и палеогеновым периодами. Более древние по возрасту угли чаще всего бывают углефицированы (метаморфизованы) сильнее, чем более молодые.

## ГЛАВА 13

### ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

#### 1. ТИПЫ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Гравитационные геологические процессы выражаются в перемещении горных пород по поверхности Земли под непосредственным действием силы тяжести из возвышенных участков рельефа в пониженные. Эти процессы наблюдаются на склонах гор, береговых морей, на наклонном морском дне, речных склонах, в связи с чем их часто называют *склоновыми процессами*. Горные породы обычно находятся на поверхности Земли в устойчивом равновесии. Но в тех случаях, когда они соприкасаются сбоку или снизу с воздушной или водной средой, они легко могут быть выведены из состояния равновесия. Причиной нарушения равновесия могут послужить: землетрясения, дополнительная нагрузка на горную породу (например, обвалившиеся массы горных пород), удаление пород в основании склона в результате подмыва рекой (эрозия), морем (абразия) или разнообразные виды геологической деятельности человека. Все эти факторы приводят к тому, что горные массы начинают двигаться. Их движению способствует все, что выравнивает поверхность склона (ветер и т. д.), разрушает связи между минералами в породе (физическое и органическое выветривание), уменьшает трение между поверхностью склона и движущимся телом (подземные воды и т. п.).

Итак, гравитационные процессы заключаются в разрушении горных пород, происходящем главным образом в верхних частях склона, перемещении разрушенного материала вниз по склону (основная часть процесса) и накоплении массы горных пород в пониженных частях склона и у его подножия. Горные породы, участвующие в гравитационных процессах, образуют отложения, именуемые *коллювием* (лат. «коллювио» — скопление). Коллювиальные отложения состоят из разнообразных по составу и размерам обломков пород: глыб, щебня, песков, алевритовых и пелитовых частиц. Характерна слабая сортировка материала, отсутствие или слабая, чаще линзовидная, слоистость, очень изменчивая

мощность. Современный коллювий может быть рыхлой или слабо-цементированной породой.

Гравитационные перемещения совершаются быстро, мгновенно, например обвал, камнепад, или весьма медленно — *крип* (англ. «крип» — ползти, скользить). Большую роль в гравитационных процессах играют подземные воды. Они выщелачивают и вымывают отдельные минералы под землей, образую пустоты, и ослабляют связи между выше- и нижележащими слоями пород, смачивают поверхность глинистых пород, делают ее скользкой, что также способствует движению поверхностных масс. Поверхностные воды, напитывая рыхлые и полурыхлые массы, также нарушают их внутренние связи и способствуют их перемещению в виде вязких или жидких потоков вниз по склону (оплывины, сели), и, наконец, воды океанов, морей, озер и водохранилищ обуславливают перемещения по дну.

Таким образом, в гравитационных процессах и формировании коллювиальных отложений участвуют различные факторы, однако главными являются сила тяжести (гравитационный фактор) и вода (аквальный фактор). По роли воды гравитационные процессы можно разделить на четыре категории: 1) собственно гравитационные, 2) водно-гравитационные, 3) гравитационно-водные и 4) подводно-гравитационные. Внутри каждой категории выделяются различные типы, которые можно объединить в определенные группы (табл. 6).

Таблица 6

Классификация гравитационных процессов

Категория	Группа	Тип
Собственно гравитационные	провальная	мгновенные провалы
	обвальная	обвалы простые и сложные, оползнеобвалы, камнепады, вывалы, осыпи
	криповая	просадка, крип склоновый
Водно-гравитационные	оползневая	оползни: глыбовые, блоковые, террасовидные, цирковидные
Гравитационно-водные	оползне-потоковая	оползневые потоки, оплывины, грязекаменные потоки, или сели, лахары
Подводно-гравитационные	—	подводные обвалы, подводные оползни, мутьевые потоки

Собственно гравитационные процессы разделяются на три группы: провальные и обвальные, быстро, мгновенно совершающиеся и медленные, именуемые крипом. Предварительным условием провальных процессов является наличие подземных пустот и полостей. Породы, нависающие над этими полостями, проваливаются под действием силы тяжести. Непосредственной причиной провала может служить землетрясение, взрыв, увеличение на-

грузки над «крышей» провала. Часто случаются провалы в заброшенные горные выработки: шахты, штольни и т. п. Величина смещения, размеры и форма провалов целиком зависят от объемов подземных пустот. Вследствие провалов на поверхности Земли образуются ямы, колодцы, котловины и другие отрицательные формы рельефа. В горных выработках на больших глубинах обвалы кровли не отражаются на поверхности Земли. Вывалы характерны для подземных карстовых полостей — пещер и т. д. Описанный тип вертикальных гравитационных перемещений совершается быстро, часто мгновенно, катастрофически.

Вторая группа собственно гравитационных явлений (обвальные) развивается на отвесных обрывистых склонах. Параллельно обрыву здесь часто закладывается система трещин отседания. Трещины под воздействием физического выветривания (при замерзании воды и др.) расширяются. Отделенный от коренного массива блок слегка наклоняется в сторону склона и под действием силы тяжести продолжает отрываться, а затем блок или его части опрокидываются на поверхность склона. Породы дробятся и на склоне возникает обвальный коллювий. Очень часто отделившийся по трещине блок обваливается последовательными порциями. Происходит сложный многофазовый обвал.

Обвалы могут быть грандиозными, особенно когда они вызваны землетрясениями. Так, на Памире в 1911 г. обвалилась масса пород объемом 8 млрд т. Спустившись по склону, она перегородила р. Мургаб, образовав плотину высотой 600 м. В Крыму в 1894 г. обвалилась часть горы Демерджи длиной 460 м и шириной 300—400 м. Обвальное тело образовало плоский конус шириной до 900 м (рис. 13.1). Обвалом было разрушено несколько домов в сел. Демерджи, расположенном у подножия горы.

Причиной наиболее крупных обвалов являются землетрясения. Иногда обвальное тело (коллювий), спустившись по склону в долину, начинает подниматься вверх по противоположному склону на значительные расстояния. Высказывается предположение, что крупная обваливающаяся масса захватывает воздух, спрессовывает его и затем скользит как на воздушной подушке.

К гравитационным явлениям относятся также *камнепады* (отрыв и перемещение отдельных камней) и *осыпи* — перемещение по склону щебня и мелких обломков горных пород.

Третий тип собственно гравитационного процесса — *крип* — это медленное перемещение поверхностных дезинтегрированных отложений как в глубь Земли (*глубинный крип*) в виде просадок и прогибов, так и вниз по склонам возвышенностей (*склоновый крип*). Крип обусловлен уплотнением рыхлых пластичных пород на глубине (лесса, глины), образованием там разуплотненного вещества вследствие таяния и замерзания воды (*криогенный крип*), выщелачиванием отдельных минералов, оттоком подземной воды в связи с откачками, извлечением нефти, газа и т. п. (*антропогенный крип*). В результате крипа на поверхности формируются плоские блюдцеобразные котловины, оголенные склоны



Рис. 13.1. Обвал горы Демерджи в Крыму

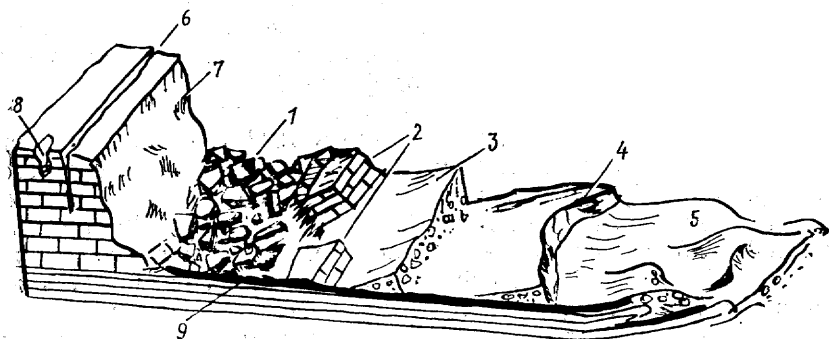


Рис. 13.2. Типы коллювиальных тел:

1 — обвальное; 2 — блоково-оползневое; 3 — террасовидное; 4 — циркообразное; 5 — бугры выпирания; 6 — трещины отрыва; 7 — стенка отрыва; 8 — провал; 9 — ложе оползня

с холмистыми нагромождениями коллювия у их подножий и т. п.

**Водно-гравитационные процессы.** К этой категории относят наиболее широко распространенные перемещения земляных масс на склонах, называемые *оползнями*. В оползневых перемещениях могут участвовать крупные блоки твердых горных пород (*блоковые оползни*) и отдельные глыбы (*глыбовые оползни*), сохранившие первичную текстуру; менее прочные слоистые трещиноватые горные породы; рыхлые — раздробленные склоновые накопления коллювиального, делювиального, почвенного происхождения. Оползневой процессом может быть охвачен весь склон или его часть, долины оврагов, образующие оползневой район.

В верхней части оползневого района различают: крутые вогнутые стенки — стенки отрыва оползневых тел, выровненный

участок склона — ложе оползней, или поверхность скольжения (рис. 13.2) и оползневые тела.

*Ложе оползня* — это часть склона, по которой движется оползень. Чем круче наклон ложа, тем интенсивнее движение оползневого тела. Оползание происходит начиная с наклона  $5^\circ$ , а на дне водоемов —  $1^\circ$ .

*Оползневое тело* может иметь различные размеры и форму. Чаще всего оно ограничено сверху ровной или бугристой площадкой, наклоненной внутрь склона, и обрывистым бугристым склоном во фронтальной части, обращенной в направлении движения оползня. В тех случаях, когда площадка имеет ровную поверхность, вытянута параллельно склону, оползневое тело сходно с речной террасой (*террасовидный оползень*). Часто поверхность оползневого тела в плане напоминает полуцирк (*циркообразный оползень*). Когда оползень спускается вдоль оврага, оползневое тело имеет вытянутую языкообразную форму. Оползень обычно движется по глинистым породам, служащим водупором для водоносного горизонта и поэтому обильно смоченным водой. Вода нарушает связи между ложем и вышележащими породами и тем самым способствует развитию оползневых процессов. Поэтому оползни следует рассматривать как водно-гравитационные явления.

Оползневые тела движутся по сравнению с обвальными значительно медленнее. Так, установлено, что крымские оползни перемещались в год на расстояние от 100 до 0,1 м, причем это движение было неравномерным: фазы быстрого движения сменялись фазами медленного движения или даже длительного покоя. Отдельные части оползневого тела движутся с различной скоростью, что вызывает образование трещин, внутренних стенок отрыва; в блоковых и глыбовых оползнях с этим связываются многочисленные более мелкие обвалы, а иногда и полный развал твердых пород ползущего блока; подобные оползни, обваливающиеся в процессе движения, относят к обвально-оползневому типу. Возникновение оползней или активизация оползневого процесса могут вызываться разными причинами и ведут к проявлению оползней различных типов. Усиление давления на верхнюю часть оползневого тела вызывает оползни *детрузивного* (сталкивающего) типа. При разгрузке нижней части склона — создании там полостей, в которые оползневое тело смещается последовательно расположенными сегментами, — образуются *деляпсивные* (свободно скользящие) оползни. В случае, если подмыв склона связан с морскими волнами, оползни относят к *абразионному* типу. При разрушении подножия склонов долин рекой образуются *эрозийные* оползни, при землетрясениях возникают *сейсмогенные* оползни, при геологической работе человека в оползневом районе появляются *искусственные*, или *антропогенные*, оползни.

Дополнительные поступления воды на ложе оползня в период таяния снегов, ледников, после сильных и продолжительных дождей почти всегда активизируют оползневой процесс.

Размеры и объемы оползневых тел бывают различны, иногда грандиозны. Так, совсем недавно на северном склоне Кавказских гор, в Дагестане, сполз на 2 км горный массив объемом более 200 млн м<sup>3</sup>. Крупные оползневые блоки и глыбы имеются в Горном Крыму, где, например, глыбовое оползневое тело долинного типа слагает на Южном берегу хр. Кошка трехкилометровой длины.

Оползни наносят большой вред народному хозяйству. Они уничтожают пахотные земли, садовые и парковые участки, создают криволесье, уничтожают постройки, мосты и дороги. Так, в Саратове в 1884 г. в результате оползня на берегу Волги было разрушено более 300 домов. Большой ущерб приносят оползни городскому хозяйству приморских городов, населенным пунктам, расположенным в долинах рек, на горных склонах.

**Гравитационно-водные процессы.** К этой категории относятся гравитационные явления, в формировании которых вода как подземная, так и поверхностная (атмосферная) играет существенную роль. Твердый материал при этом процессе оказывается разрушенным (дезинтегрированным) и перемещается уже не способом обрушения или сползания (скольжения), как в предыдущих процессах, а способом сплывания, течения «твердого» потока. В этой категории гравитационных явлений различают следующие типы: оползневые потоки, оплывины, селевые грязекаменные потоки, потоки вулканогенных пород (лахары) и др. Обычно оползневой процесс этой категории наиболее интенсивен в периоды таяния снегов или сильных дождей. Вода пропитывает горные породы, нарушает связи между отдельными частями или даже отдельными зернами породы. Породы разжижаются и начинают стекать вниз по склону. Так образуются *оползневые потоки*, движущиеся обычно вдоль долины реки или ручья.

В оползневом потоке основная масса вещества теряет первоначальную текстуру, и поэтому после отложения и высыхания коллювий представляет собой скопление отдельных комков земли, среди которых лишь местами сохраняются мелкие оползневые тела, не утратившие первоначальную текстуру. Поверхность оползневых потоков всегда бугристая, форма оползневых тел эллипсоидная, сильно вытянутая. За сходство по форме с долинным горным ледником такое тело иногда называют *глетчерным оползнем*. В нижней части при выходе из долины глетчерный оползень веерообразно расширяется.

Мелкие грязевые потоки, не уходящие далеко от истоков, называют *оплывинами*.

*Селевые потоки* являются крайней формой в ряду гравитационно-водных явлений (араб. «сель» — бурный поток). В Европе их называют *мурами*. В развитии селей основную роль играет поверхностная вода: дождевая, ливневая, а также речная, в меньшей мере — подземная. В зависимости от размерности переносимого материала селевые потоки разделяются на грязекаменные, которые в равной степени насыщены и мелкими и крупными об-



Рис. 13.3. Отложения селевого потока в р. Исталиф в Афганистане

ломками; водно-каменные с преобладанием крупных обломков пород — валунов, глыб (рис. 13.3) и грязевые потоки с резким преобладанием тонких глинистых частиц. Селевые потоки движутся с большой скоростью и появляются внезапно. Во фронтальной части потока сгруживается твердый материал, и край потока образует крутую стену.

*Селевой коллювий* — это несортированная разнообломочная порода с преобладанием в одних случаях валунов, глыб, щебня, в другом — глины, песка, почвы. Иногда в грубом коллювии, расположенном в устьевой части ручья, происходит вторичная сортировка материала, связанная с вымыванием из него водами ручья мелких частиц и отложением их ниже по течению. Нередко наблюдается глинистый сель, обусловленный тем, что размываемый склон сложен мелкообломочными породами.

Селевые потоки образуются чаще всего во время или после сильных ливней в условиях континентального климата. Выносы селевых потоков могут заполнять предгорные и межгорные впадины, образуя многометровые толщи рыхлых грубообломочных отложений. Некоторые сели были вызваны землетрясениями. Так, в связи с Хаитским землетрясением в Средней Азии в 1949 г. возник огромный селевой поток. Этот поток уничтожил сел. Хаит в Таджикистане. Мощность его отложений достигла 60 м.

Сели широко развиты на Кавказе, в Крыму и особенно в горах Средней и Центральной Азии, где они приносят большой вред и нередко вызывают серьезные бедствия. Так, в 1921 г. се-

левой поток затопил и разрушил часть г. Алма-Аты, вызвав гибель нескольких сотен людей. В 1940 г. большой селя прошел по долине р. Баксана на Северном Кавказе. Он вынес около 3 млн м<sup>3</sup> твердого материала, в том числе большое количество крупных глыб диаметром свыше 1 м. Не так давно на Памире из бокового притока р. Гунта вырвался селя — огромная масса в сотни кубометров грязи, валунов, обломков горных пород, деревьев и т. п. В течение нескольких минут он перекрыл русло мощной горной реки и создал плотину, выше которой в течение трех суток образовалось озеро длиной свыше 2,5 км.

На склонах действующих вулканов возникают грязекаменные потоки, сходные с селевыми. Они обусловлены ливневыми дождями или тальми водами льда и снега, часто следующими за извержением. Эти потоки воды захватывают рыхлые вулканические породы, лежащие на склоне. Такие вулканические грязекаменные потоки называют *лахарами* (рис. 13.4).

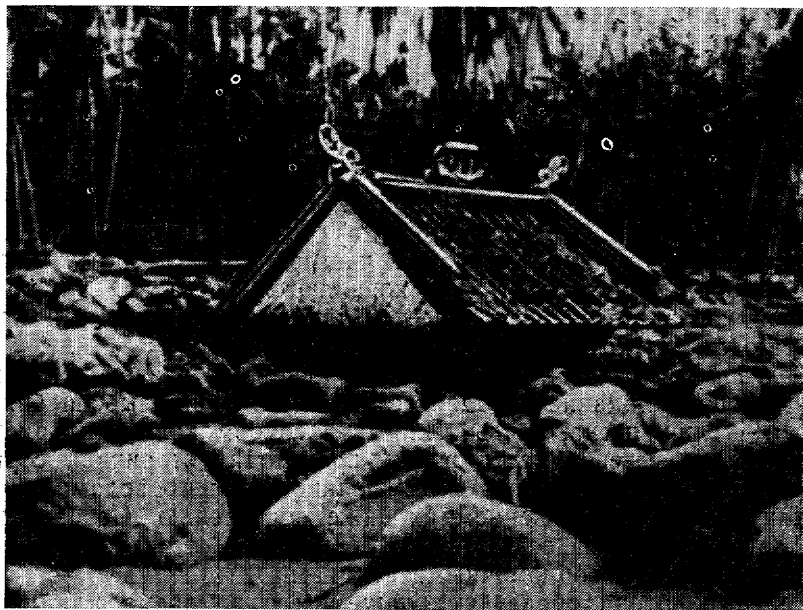


Рис. 13.4. Отложения лахара на склонах горы Агунг в Индонезии

**Подводно-гравитационные процессы.** Под этими явлениями понимают процессы перемещения материала на морском дне. На подводных обрывистых склонах могут образовываться обвалы. На относительно крутом склоне осадки начинают оползать под влиянием собственного веса, создавая оползневые формы, близкие к поверхностным. Обвалы берегов и оползневые тела, спус-

кающиеся с берега в море, создают дополнительную нагрузку на морские осадки, вызывая или ускоряя их оползание. *Подводные оползни* могут охватывать весь склон или перемещаться по подводным каньонам, ложбинам стока. Очень широко развито на дне морей и океанов селеподобное перемещение обломочного материала как терригенного, поступающего с суши, так и аутигенного, образовавшегося в море. Весь этот материал, насыщенный водой, движется вблизи дна в виде *мутявых потоков* (см. гл. 11).

## 2. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ЯВЛЕНИЙ И МЕРЫ БОРЬБЫ С НИМИ

Как уже говорилось, гравитационные явления причиняют человеку большой вред. Неожиданность, а часто и молниеносность проявления (например, обвалы) приводят к катастрофам, предупредить которые практически невозможно. Только тщательное изучение и длительность наблюдения за режимом всех факторов, вызывающих гравитационные процессы, могут способствовать борьбе с этими явлениями. Трещины в склоне, их быстрый рост служат предвестниками обвально-оползневых процессов. Важное значение для предсказания гравитационных процессов имеет наблюдение за режимом поверхностных и особенно подземных вод. В Советском Союзе в оползневых районах созданы специальные противооползневые станции, на которых ведется постоянное наблюдение за всеми факторами, могущими вызвать обвалы, оползни, сели и сопутствующие им явления.

Конкретные меры борьбы с оползнями сводятся к следующему: оползневые склоны укрепляются, на них высаживаются кусты с мощной корневой системой, в них вбивают колья. В нижних частях оползающего склона создаются упорные стенки. Поверхностные воды в оползневом районе отводятся по желобам, а подземные — перехватываются в верхней части склона канавами и спускаются по трубам. По берегам морей и рек создаются защитные дамбы и волноломы, препятствующие разрушению и подмыву берегов. При земляных работах избегают делать выемки во фронтальных частях оползневых тел, избегают создания дополнительных нагрузок (построек, навалов и т. п.) на поверхности оползня.

Труднее бороться с селевыми потоками. Селя вбирает в себя твердый рыхлый материал часто с очень больших площадей. Чтобы предотвратить захват этого материала, необходимо засаживать обнаженные склоны растительностью, строить мелкие заграждения против сползания элювия, почвы, делювия, коллювия. Поперек русла, по которому движется селя, строят дамбы, замедляющие скорость движения селя и задерживающие твердый материал, переносимый потоком. Примером таких работ является сооружение гигантской плотины на р. Малой Алмаатинке, защитившей столицу Казахстана. Сели на Алмаатинке — явление частое: сели средней силы происходят там раз в 5 лет, а гигантские,

аналогичные образовавшемуся в 1921 г., — раз в 100 лет. В 1966 г. путем крупного взрыва в долину Малой Алмаатинки было отвалено более 2 млн м<sup>3</sup> горных пород и образована плотина высотой 65 м и шириной (в основании) около 400 м. Но и эта плотина могла не выдержать мощного натиска селя, в связи с чем в 1967 г. плотину нарастили до высоты 93 м. Ширина плотины на вершине теперь достигает 60 м при ширине у подножия 450 м. Эта плотина сдержала селя в 1973 г., но он заполнил долину на три четверти высоты плотины, поэтому плотину еще нарастили до 145 м.

## ЧАСТЬ III

### ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ (ЭНДОГЕННЫЕ)

---

#### ГЛАВА 14

##### ДВИЖЕНИЯ, ДЕФОРМАЦИИ И ДИСЛОКАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

###### 1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Еще в античное время было подмечено, что земная кора не неподвижна, а испытывает определенные движения и перемещения. Так, более 2,5 тыс. лет назад Пифагор писал о том, что «твердая земля превращалась в море. Море изменялось в сушу. Морские раковины лежат на далеких расстояниях от океана, а якорь встречался на вершине горы... Суша вследствие землетрясений подтоплялась... Равнины приподнимались в горы...» Подобным выводам способствовало то обстоятельство, что культурные народы древности — греки, римляне — жили в Средиземноморской области, где особенно активно проявлялись процессы вулканической деятельности и землетрясения. Древние греки были свидетелями, в частности, катастрофического извержения вулкана Санторин в 1626 г. до н. э., приведшего к гибели почти всего о. Тера и его населения с высокоразвитой минойской культурой. Многие ученые полагают, что именно эта катастрофа дала повод для создания мифа об Атлантиде. Другим свидетельством высокой подвижности Средиземноморья является судьба римского храма в г. Поццуоли, в окрестностях Неаполя. На мраморных колоннах этого храма, основание которого находится ниже уровня моря, моллюски-камнеточцы запечатлели прежние положения этого уровня, испытывавшего здесь неоднократные колебания. На самом деле такие колебания претерпевал не уровень моря, а поверхность Земли, на которой был возведен храм. Эти колебания связаны скорее всего с вулканической деятельностью; здесь нередко проявляются вулканические землетрясения. Последнее из них произошло совсем недавно, и в наши дни население города боится возвращаться в свои дома, поврежденные этим землетрясением.

Но наряду с такими быстрыми, скачкообразными смещениями поверхности Земли, связанными с землетрясениями и (или) предшествующими вулканическими извержениями, наблюдаются и гораздо более медленные, но проявляющиеся постоянно движения земной коры, часто называемые *вековыми движениями*. Эти движения, о которых догадывался еще Аристотель, раньше всего



привлекли к себе внимание на севере Европы, где они находят свое выражение в понижении или повышении уровня моря относительно суши. Понижение уровня моря наблюдается на севере Швеции и Финляндии, на берегах Ботнического залива Балтийского моря, где приводит к постепенному обмелению гаваней, а также на Новой Земле, где причалы, сооруженные несколько веков назад поморами, тоже оказались на значительном удалении и намного выше современного уровня моря. Повышение уровня моря заставило голландцев уже начиная с XI в. н. э. сооружать дамбы на побережье Северного моря, а в Черном море привело к тому, что большая часть древнегреческих колоний на его побережье, от Созополя в Болгарии до Диоскурии в районе современного Сухуми в Абхазии, оказалась затопленной водами этого моря.

Разумеется, повышение или понижение уровня моря не обязательно должно быть связано с движениями его побережий, а может объясняться либо изменением объема воды, заключенного в Мировом океане, либо изменением глубины и объема самого океана. Это *эвстатические колебания* уровня океана; наиболее крупные и резкие из них происходят вследствие возникновения или исчезновения материковых оледенений (гляциоэвстатические колебания). Так, во время максимума последнего, четвертичного, оледенения уровень океана понижался более чем на 100 м. Особенно резкие эвстатические колебания испытывает уровень замкнутых водоемов, например Каспийского моря, где он зависит от количества воды, приносимой реками, и прежде всего Волгой, и от испарения воды в заливе Кара-Богаз-Гол. Уровень воды в Каспии в последние десятилетия понизился более чем на 2 м, но в самые последние годы снова начал медленно повышаться.

Систематические наблюдения за положением уровня океанов и морей, связанных с океанами, стали проводиться начиная с 1731 г. на побережье Финляндии, но во многих портах мира лишь с 80-х годов прошлого столетия, сначала с помощью засечек на гранитных скалах, затем металлических реек и, наконец, самопишущих приборов — мареографов. Алгебраическое суммирование результатов этих наблюдений показало, что за последнее столетие уровень Мирового океана постепенно повышался в среднем на 1,3 мм в год. В отдельных портах величина изменений уровня моря достигала значительно больших значений, местами более 1 см/год. И только собственными, эвстатическими, колебаниями уровня океана нельзя объяснить тот факт, что, например, в Балтийском море одновременно отмечается кажущееся понижение уровня на севере, к северу от линии Стокгольм — Ленинград, и относительно стабильное положение или повышение его на юге. Совершенно очевидно, что причиной может явиться лишь поднятие берегов северной части моря и их погружение, компенсируемое повышением уровня в южной его части.

Поднятия и опускания наблюдаются и на удалении от морских

берегов. Со второй половины прошлого столетия они фиксируются высокоточными нивелировками вдоль линий железных дорог, проводимыми для безопасности движения поездов. Но гораздо раньше они были обнаружены в Ферганской долине в Средней Азии и Месопотамской низменности, где населению приходилось систематически углублять оросительные каналы («арыки» в Фергане) на участках, прорезающих растущие возвышенности; скорость поднятия этих возвышенностей превышает 1 см/год.

Проявление медленных поднятий или опусканий в течение миллионов лет геологической истории приводит к огромным изменениям земной поверхности. Так, высочайшая вершина Земли — гора Эверест — сложена морскими известняками раннепалеозойского возраста (около 450 млн лет), причем до времени около 40 млн лет назад Гималайского хребта, который она венчает, еще не существовало, и подъем от уровня моря до высоты почти 9 км произошел позднее, наиболее быстро в последние несколько миллионов лет; для этого было достаточно скорости порядка нескольких миллиметров в год.

В послевоенное время в нашей стране в разных ее районах, от Кольского полуострова до Средней Азии, организован ряд специальных полигонов для изучения с помощью высокоточной аппаратуры не только вертикальных, но и горизонтальных движений. Последние отмечались и ранее, прежде всего в связи с крупными землетрясениями, когда горизонтальные смещения почвы достигали нескольких метров (Сан-Францисское землетрясение 1906 г., Гоби-Алтайское 1953 г. и др.), а также при повторных триангуляциях.

Изучение современных вертикальных и горизонтальных движений земной коры показывает, что их скорость в среднем не превышает 1—2 см/год. На первый взгляд эта величина может показаться ничтожной. Но ведь эти движения идут непрерывно на протяжении сотен тысяч и миллионов лет. Скорость в 1 см/год может создать за 1 млн лет горный хребет высотой в 10 км — выше Гималаев! Между тем продолжительность одного геологического периода, кроме незавершенного четвертичного, составляет несколько десятков миллионов лет. И если бы движения земной коры сохраняли свой знак на протяжении столь продолжительных отрезков геологического времени и если бы росту гор не препятствовали процессы денудации, а опускания не компенсировались бы накоплением осадков в образующихся впадинах, рельеф Земли был бы еще более расчлененным, чем наблюдается в действительности.

Движения земной коры служат поверхностным выражением деформаций слагающих ее толщ горных пород. Эти движения и деформации порождаются возникающими по разным причинам напряжениями. *Напряжением* называется внешняя сила, действующая на единицу площади тела, а *деформацией* — изменение формы и размера тела под действием напряжения. Способность материала противостоять деформирующим силам называется *прочностью*, и величина деформации зависит не только от величины напряже-

ния, но и от прочности горных пород на сжатие или растяжение. Прочность на сжатие, как правило, намного (не менее чем на порядок) превосходит прочность горных пород на растяжение.

Деформация горных пород, как и любого другого материала, может быть упругой, хрупкой или пластической. Упругость (модуль упругости) — это мера сопротивления вещества непрерывной деформации. Если предел упругости не превзойден, деформация является *упругой* и форма тела восстанавливается после снятия напряжения. При резком и сильном повышении напряжения горная порода быстро достигает предела упругости и после этого испытывает *хрупкое разрушение*. Если напряжение возрастает медленно, но достигает достаточно большой величины, порода переходит в текучее, пластичное состояние, испытывая *пластическую деформацию*.

В верхней части земной коры большая часть горных пород претерпевает хрупкое разрушение, и только некоторые из них — глины, соли — способны к пластической деформации. Но на глубине с повышением температуры и всестороннего давления, и особенно в условиях насыщенности водой или другими флюидами, способность пород к пластической деформации значительно повышается и, в частности, такие породы, весьма хрупкие в приповерхностных условиях, как мраморы, оказываются способными к течению при приложении внешних сил. Медленная и непрерывная пластическая деформация под влиянием постоянной нагрузки или напряжения называется *ползучестью*, или *крипом*.

Деформации приводят к нарушениям первичного залегания пород, которое для осадочных толщ водного происхождения и для вулканических покровов является горизонтальным или близким к горизонтальному. Породы сминаются в складки (рис. 14.1), раскалываются трещинами и разрывами со смещением разделенных ими блоков. Складки, трещины, разрывы именовются *дислокациями* горных пород (лат. «дислокатио» — нарушаю). Такие дислокации лучше всего можно наблюдать вдоль морских побережий, например на побережье Черного моря между Анапой и Сочи, в речных берегах, в железнодорожных и шоссейных выемках. Они обуславливают наряду с внедрениями магматических пород крайне неравномерное распределение и изменчивое залегание различных пород в недрах горных сооружений и под равнинами (обычно на некоторой глубине). Эта особенность размещения и залегания горных пород образует *структуру*, т. е. строение того или иного участка земной коры или коры в целом. Структура в решающей мере контролирует и размещение залежей различных полезных ископаемых, которые, как правило, связаны с определенными типами горных пород (многие горные породы сами являются полезными ископаемыми, например мраморы, глины, соли и др.) и определенными формами их залегания (например, залежи нефти и газа с выпуклыми вверх складками — антиклиналями).

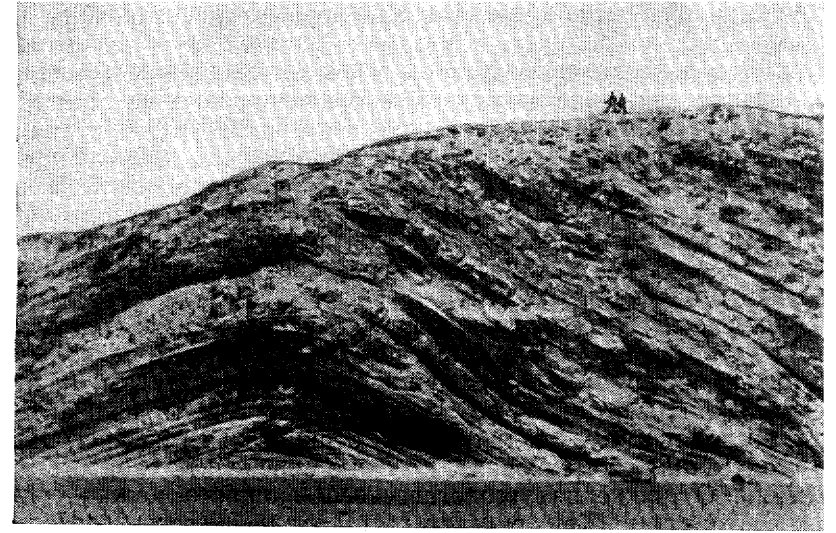


Рис. 14.1. Складка слоев горных пород в рифейских отложениях Таласского хребта (фото И. В. Фроловой)

Движения, деформации и дислокации земной коры изучаются разделом геологии, который называется *тектоникой* (греч. «тектоникс» — строение). Тектоника является, таким образом, в известной мере синонимом термина «структура», и выражение «тектоника земной коры» в общем равнозначно выражению «структура земной коры». Но нередко говорят «тектоническая структура», ибо понятие структуры применяется более широко, например, к внутреннему строению горных пород или к формам залегания осадочных пород (например, рифовые массивы), или к погребенным останкам эрозионного рельефа. Движения земной коры, вызванные глубинными процессами, именовются *тектоническими движениями*, деформации коры — *тектоническими деформациями*, дислокации коры — *тектоническими дислокациями* или *тектоническими нарушениями* (имеются в виду нарушения в залегании горных пород). Деформации — это процесс, дислокации — результат этого процесса, движения — причина и одновременно следствие деформаций, а их общей причиной являются *тектонические напряжения*. Последние выражаются в трех основных формах — *растяжение, сжатие* и *скалывание*, — которые могут быть по-разному ориентированы в пространстве. Причины возникновения самих напряжений будут рассмотрены в следующей главе.

**Тектонические движения**, как мы видели выше, отличаются прежде всего своей ориентировкой относительно поверхности

Земли и разделяются на *вертикальные* и *горизонтальные* или *радиальные* и *тангенциальные*, так как первые ориентированы перпендикулярно, по радиусу, а вторые — касательно к поверхности Земли. Это разделение во многом условно, так как, во-первых, направление движений может быть ориентировано не строго радиально или тангенциально, а под некоторым углом, отличным от прямого, к поверхности Земли и, во-вторых, в природе происходит неоднократный переход горизонтальных движений в вертикальные и наоборот. Например, растяжение в горизонтальном плане порождает опускание, горизонтальное сжатие — смятие слоев в складку и их поднятие. Изгиб слоев сопровождается растяжением и опусканием и т. д.

*Современные*, т. е. происходящие на наших глазах, *тектонические движения* мы можем непосредственно изучить и измерить с помощью инструментальных наблюдений, установить их направленность (так, вертикальные движения могут быть положительными — опускания, погружения), а также определить скорость этих движений. О движениях геологического прошлого можно судить по их результатам. Движения не очень отдаленного геологического прошлого, происходившие в последние 30—40 млн лет, — *новейшие движения* — нашли свое отражение в современном рельефе Земли — поднятиями созданы горы, опусканиями — низменности, впадины морей и океанов. Необходимо, однако, учитывать, что тектонические движения проявляются на земной поверхности во взаимодействии с работающими в противоположном направлении экзогенными процессами. Так, росту гор под влиянием восходящих вертикальных движений противодействует денудация и прежде всего речная эрозия. А возрастанию глубины морских бассейнов в результате тектонического опускания препятствует накопление осадков, снесенных с суши и отложенных на дне моря. Поэтому, для того чтобы восходящие движения получили выражение в рельефе, их скорость должна заметно превышать скорость денудации. Для образования глубоких морских бассейнов необходимым условием является незначительное накопление осадков, которое и наблюдается в глубоководных морях и особенно океанах. Если скорость тектонических движений близка к скорости денудации или накопления (аккумуляции) осадков, образуются равнины соответственно денудационные (например, Русская) или аккумулятивные (Западно-Сибирская).

Таким образом, чтобы правильно оценить абсолютную величину поднятия и скорость восходящих движений, надо к высоте рельефа прибавить вероятную величину денудационного среза за соответствующее (с начала поднятия) время, а для того, чтобы определить абсолютный размер и скорость опускания, к глубине бассейна следует прибавить толщину (мощность) осадков, накопившихся на его дне. В первом случае подсчет несколько упрощается, благодаря тому, что денудация сначала затрагивает склоны горных сооружений и лишь затем их привершинную часть; по-

этому величиной денудационного среза часто можно пренебречь, но необходимо помнить, что высота рельефа дает лишь минимальную оценку амплитуды поднятия.

Для более отдаленного, чем олигоцен-четвертичное время (последние 40 млн лет), геологического прошлого оценка величины поднятия по рельефу становится обычно невозможной вследствие того, что более древний рельеф, как правило, не сохранился, а современные горы начали воздыматься не ранее олигоценовой эпохи. Поэтому о величине поднятия можно судить лишь косвенно — по объему снесенных с него обломочных отложений; чем больше этот объем и чем грубее осадки, тем интенсивнее было поднятие. Сами же отложения сохранились в зонах устойчивого и длительного опускания, где их мощность может служить мерой этого опускания, особенно надежной в тех случаях, когда осадки были мелководно-морскими. Накопление таких осадков большой мощности возможно лишь при условии непрерывного тектонического опускания дна бассейна, иначе осадки очень быстро заполнят мелководный водоем (или мелководную часть водоема) и дальнейшее их накопление станет невозможным. Поэтому анализ распределения мощностей мелководных осадков служит важнейшим методом восстановления амплитуды и скорости древних нисходящих вертикальных движений.

Величину тектонического опускания иногда можно также определить, зная первоначальную глубину образования тех или иных осадочных пород, например рифовых известняков, образующихся на глубине не более 35—40 м, и современную глубину их залегания. Таким образом было выявлено, в частности, опускание на 1000 м и более основания многих атоллов в Тихом океане.

Выявление в геологическом прошлом горизонтальных движений требует применения еще более специализированных методов. Одним из них является *палеомагнитный метод*. Он основан на том, что горные породы, содержащие ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит и некоторые другие), в ориентировке этих минералов как бы хранят память о магнитном поле времени их образования. Дело в том, что при осаждении из расплава (в случае магматических пород) или водной взвеси (в случае осадочных пород) кристаллики этих минералов своей длинной осью ориентируются вдоль силовых линий магнитного поля этого времени. Определяя направление магнитных склонения и наклона в ориентированных образцах пород, можно установить направление на полюс и широту места образования данной породы. Сравнивая эти данные с современным местонахождением породы или сопоставляя данные для образцов одновозрастных пород из разных районов с их современным положением, можно оценить величину их относительных горизонтальных перемещений. Точность этих оценок, однако, невелика.

Амплитуду горизонтальных смещений по тектоническим разрывам можно установить, определяя расстояние вдоль разрыва выходов на поверхность разобренных тел горных пород, напри-

мер гранитных массивов или толщ осадочных пород определенного состава и возраста, по смещению однотипных элементов рельефа — речных русел, тальвегов оврагов — и по геофизическим данным — смещению осей магнитных или гравитационных аномалий.

Изучение тектонических движений геологического прошлого убедило исследователей в том, что движения проявлялись на протяжении всей истории Земли. Скорость их изменялась от места к месту и от эпохи к эпохе, но в среднем не превышала наблюдаемую в настоящее время, а скорее была более низкой. При этом вертикальные движения в тектонически относительно спокойных районах обнаруживали знакопеременный, колебательный характер наряду с сохранением определенной преобладающей направленности. Горизонтальные движения отличались большей, хотя и не абсолютной, устойчивостью знака перемещений. Вследствие этого их суммарная амплитуда оказалась гораздо более значительной, достигая многих сотен и даже (в океанах) первых тысяч километров по сравнению с вертикальными движениями (первые десятки километров). Амплитуда последних зафиксирована смещениями подошвы коры — поверхности Мохоровичича или выведением на дневную поверхность нижних горизонтов континентальной коры, метаморфизованных на глубине 30—40 км в условиях высоких температур и давлений (гранулитовая фация метаморфизма — см. гл. 17).

## 2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Тектонические дислокации, или нарушения, принято подразделять на два главных типа — *складчатые*, или *пликативные*, и *разрывные*, или *дизъюнктивные*; Ю. А. Косыгин предложил выделять еще третий тип — *инъективные дислокации*.

Существуют четыре основных вида складчатых дислокаций: выпуклые вверх изгибы слоев — *антиклинали*; вогнутые вниз — *синклинали*, обычно сопряженные друг с другом; *флексуры* — крутые изгибы, соединяющие разновысотные участки пологого залегания слоев; *моноклинали* — широкие участки наклонного залегания слоев (рис. 14.2). В антиклиналях и синклиналях различают *крылья* и *замки* (рис. 14.3); линия перегиба в замке складки носит название *шарнира*, а ее проекция на горизонтальную поверхность — *оси* (осевой линии) *складки*. Плоскость, проведенная через шарнир и равно отстоящая от обоих крыльев, называется *осевой поверхностью*. У *прямых* складок она занимает вертикальное положение, у *наклонных* — падает в сторону более пологого крыла, у *опрокинутых*, когда оба крыла наклонены в одну сторону, — падает в ту же сторону, у *лежащих* — занимает почти горизонтальное положение (рис. 14.4). Складки различают также по форме замка и крыльев (рис. 14.5): *острые* и *сундучно-коробчатые*), *изоклинные* с почти параллельными наклонными крыльями. Различают складки и по соотношению длины и шири-

ны складки в плане. Складки, у которых длина намного превосходит ширину, называются *линейными*; они обычно простираются на большое расстояние параллельно друг другу. Складки, у которых отношение ширины к длине 1:3 и больше, называются *брахи-*

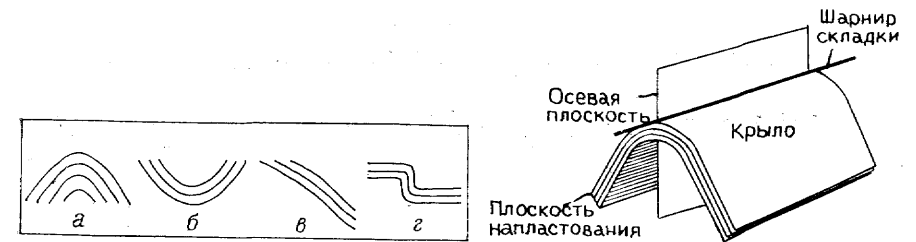


Рис. 14.2. Типы складчатых нарушений:  
а — антиклиналь; б — синклиналь;  
в — моноклиналь; г — флексура

Рис. 14.3. Элементы складки

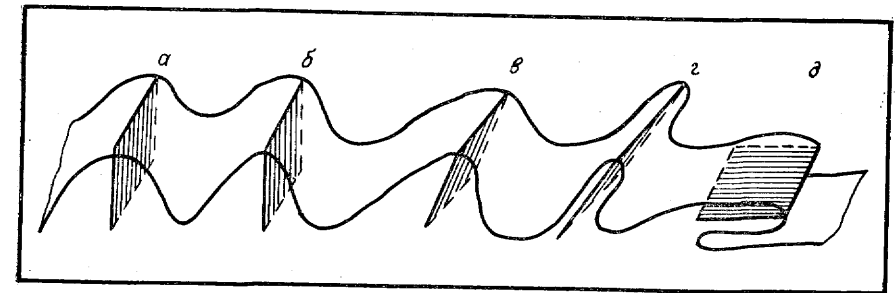


Рис. 14.4. Разновидности складок (по положению осевой поверхности):  
а — прямая симметричная; б — прямая асимметричная; в — наклонная;  
г — опрокинутая; д — лежащая

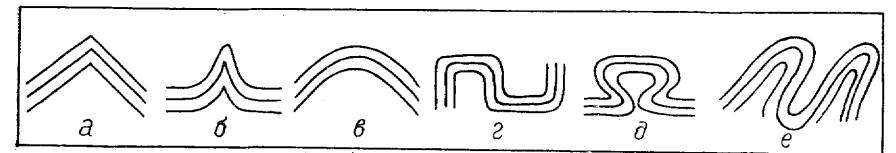


Рис. 14.5. Разновидности складок (по форме замка и крыльев):  
а — острые; б — гребневидные; в — арковидные; г — сундучно-коробчатые;  
д — веерообразные; е — изоклинные

*складками*, т. е. короткими складками, соответственно *брахиантиклиналями* и *брахисинклиналями* (мульдами). Антиклинали с примерно равновеликими осями называют *куполами*, а синклинали — *чашами*. В ядрах куполов часто залегают либо магматиче-

ские, либо высокопластичные породы — соли, глины. Такие ядра относятся уже к разряду инъективных дислокаций. Они нередко как бы протыкают слои, залегающие в крыльях антиклиналей, образуя ядра протыкания. Складки с такими ядрами называют *диапирами* (рис. 14.6).

Линейные складки характерны для центральных частей складчатых систем, часто выраженных горными сооружениями (Кав-

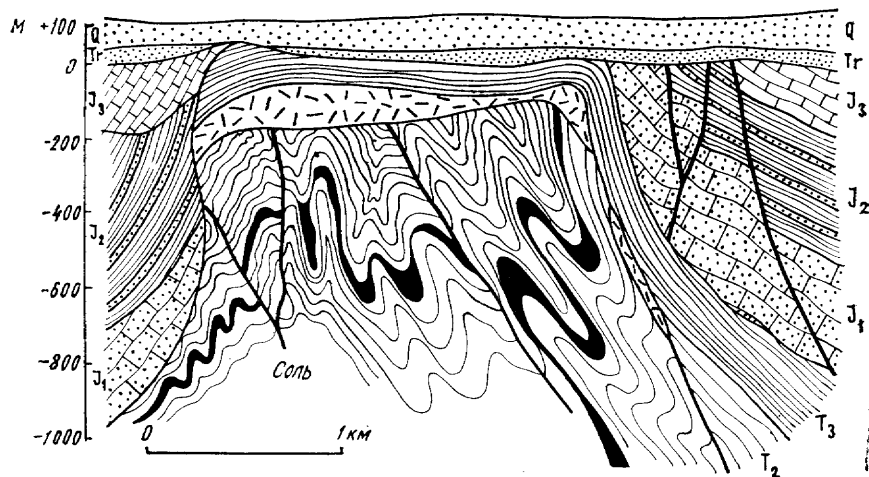


Рис. 14.6. Диапировая складка (соляной купол Клодава в Польше). По М. Ксёнжевичу и Я. Самсоновичу

каз, Тянь-Шань, Алтай и др.). Брахискладки встречаются на их периферии, нередко располагаясь кулисообразно по отношению друг к другу. Линейные складки сочетаются в выпуклые или вогнутые (в целом) пучки, именуемые *антиклинориями* и *синклинориями*. Купола развиты в крупных впадинах, а также в областях общего субгоризонтального залегания слоев — на плитах (см. ниже).

Среди *разрывных дислокаций* различают два подтипа: *трещины* (диаклазы) — разрывы без смещения разделенных ими блоков и *разрывы со смещением* (параклазы), или просто тектонические разрывы. Трещиноватость горных пород развита повсеместно. Следует, однако, отличать тектоническую трещиноватость от трещиноватости, связанной с остыванием магматических пород и диагенетическим уплотнением осадочных пород. Но, поскольку последние процессы могут происходить в поле тектонических напряжений, ориентировка тектонической и нетектонической трещиноватости в большинстве случаев совпадает. Она оказывается однообразно выдержанной в глобальном масштабе и подчиненной фигуре вращения Земли. Обычно преобладают четыре на-

правления этой *планетарной трещиноватости*: широтное, меридиональное и два диагональных к ним (СЗ—ЮВ и СВ—ЮЗ); иногда различают шесть направлений: по две пары диагональных (ЗСЗ — ВЮВ, ВСВ—ЗЮЗ, ССЗ — ЮЮВ, ССВ — ЮЮЗ).

В составе разрывов со смещением в особую категорию выделяют *глубинные разломы*, впервые всесторонне охарактеризованные А. В. Пейве. Под этим термином понимают разломы, разделяющие крупные блоки земной коры, пересекающие ее целиком и достигающие верхней мантии со смещением поверхности Мохоровичича, простирающиеся на большое расстояние и отличающиеся длительностью развития (многие миллионы лет, нередко много больше).

*Коровые разрывы* разделяют на отдельные виды в зависимости от направления относительного смещения блоков, именуемых *крыльями* разрыва. Если плоскость смещения (сместитель) не вертикальна, крыло, под которое наклонена эта плоскость, называют *висячим*, а противоположное — *лежащим*. Если плоскость разрыва вертикальна или если она наклонена и относительно опущенным оказывается висячее крыло, разрыв называется *сбросом* (рис. 14.7). При этом неважно, действительно ли висячее крыло

испытало относительное опускание или, напротив, лежащее крыло было приподнято; важно конечное соотношение. В случае, если висячее крыло оказалось поднятым относительно лежащего, разрыв именуется *взбросом*. Аналогичный разрыв, но с плоскостью смещения, наклоненной под углом менее  $45^\circ$ , называется *надвигом*. Сбросы образуются при растяжении, например в сводах антиклиналей, взбросы и надвиги — при сжатии. При взбросах и особенно надвигах висячее крыло не только приподнято относительно лежащего, но и перекрывает его на тем большем горизонтальном протяжении, чем положителен наклон сместителя. Иначе говоря, висячее крыло испытывает определенное горизонтальное перемещение, происходит удвоение слоев по вертикали, а площадь, первоначально ими занимавшаяся, сокращается, в противоположность тому, что имеет место при сбросе, когда образуются зияния, а площадь, занимаемая слоями, возрастает.

Особенно велик размер горизонтальных перемещений при образовании надвигов с почти горизонтальной, иногда волнистой поверхностью, которые именуются *тектоническими покровами*, или

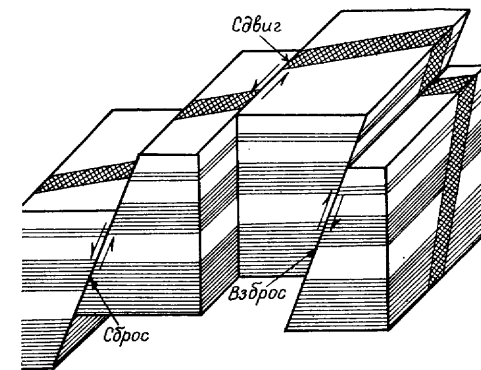


Рис. 14.7. Основные типы разрывных нарушений

шарьяжами (рис. 14.8). Горизонтальное перекрытие одних пластов (слоев) другими в результате образования шарьяжа может достигать десятков, иногда первых сотен километров. Тело шарьяжа, называемое *аллохтоном*, представляет пластину толщиной в несколько сотен метров или первые километры, перекрывающую постель шарьяжа, или *автохтон*. Слои аллохтона могут залегать по-

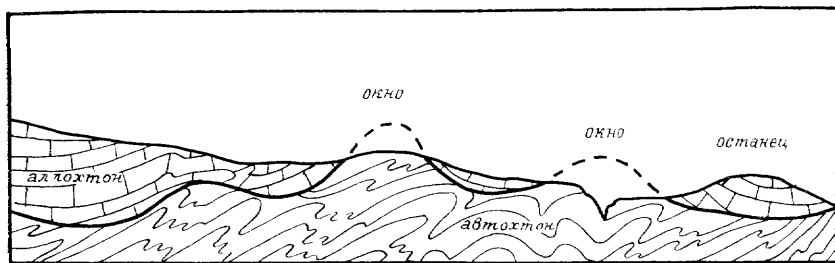


Рис 14.8 Тектонический покров (шарьяж)

лого, почти горизонтально или быть смятыми в складки, иногда вместе с поверхностью шарьяжа. Автохтон может обнажаться из-под аллохтона в глубоких долинах или в размытых ядрах антиклинальных складок аллохтона; такие участки называют *тектоническими окнами*. Нередко фронтальная часть аллохтона оказывается размытой, а от нее остаются лишь отдельные останцы, обычно сохраняющиеся на вершинах возвышенностей; это *клиппы* (свидетели покрова). Величину горизонтального перемещения по шарьяжу определяют по расстоянию от крайних в его тылу тектонических окон до самых первых клиппов либо по данным бурения скважин, достигших автохтона.

Надвиги и шарьяжи весьма характерны для складчатых систем, например Карпат, Кавказа, Урала, Тянь-Шаня и многих других, и образуются примерно одновременно со складками, в условиях горизонтального сжатия. На более поздней стадии развития этих систем, совпадающей с максимумом горообразования, их строение осложняется сбросами и сдвигами. Сдвиги отличаются от сбросов тем, что разделенные ими блоки испытывают по вертикальной плоскости сместителя не поднятия или опускания, а перемещение в горизонтальном направлении. Подобный разрыв именуется правым сдвигом, если крыло, противоположное от наблюдателя, испытало смещение вправо, и левым, если произошло смещение влево. Многочисленные сдвиги нарушают, например, структуру Западного Копетдага. Сдвиги так же, как и надвиги, образуются в условиях сжатия и нередко сочетаются с надвигами, играя роль их боковых ограничений (рис. 14.9). Сбросы широко распространены в природе, встречаясь как в пределах складчатых систем, так и в областях субгоризонтального залегания слоев, на платформах. Но довольно обычно сочетание вертикальных и го-

ризонтовых смещений по одному и тому же разрыву, который в подобном случае носит название сбросо-сдвига или взбросо-сдвига.

Плоскости смещения разрывов выражены по-разному в зависимости от состава и физического состояния пород их крыльев, от интенсивности движений, от водонасыщенности и пр. Иногда они как бы отполированы, тогда их называют *зеркалами скольжения*; на этих «зеркалах» нередко видны горизонтальные или косые штрихи, борозды с зазубринами. Они позволяют определить направление смещения. В других случаях породы, прилегающие к плоскости разрыва, на определенную ширину подверглись дроблению и превратились в *тектоническую брекчию*. При этом твердые породы иногда оказываются перетертыми до состояния муки; такое месиво называется *милонитом*, а если оно образовано глинистыми породами — тектонической глиной. Нередко мягкие породы перетерты до состояния глины или алеврита и в эту массу включены угловатые глыбы разного, иногда очень крупного размера; это *тектонический меланж* (франц. «меланж» — смесь), часто залегающий в подошве шарьяжей.

**Горсты и грабены. Рифты.** Тектонические разрывы, в частности сбросы, встречаются обычно группами. Сочетание сбросов, наклоненных или падающих навстречу друг другу или вертикальных с опусканием промежуточного блока, приводит к образованию структуры, именуемой *грабеном*. Противоположная форма — поднятый блок, с одной или двух сторон ограниченный падающими от него сбросами, называется *горстом*. Классические примеры крупных грабенов — грабен оз. Байкал, дно которого лежит на глубине 1731 м ниже его уровня, и Верхнерейнский грабен. Последний ограничен горстами — возвышенностями: на западе Вогезами, на востоке Шварцвальдом (рис. 14.10). Целая система крупных грабенов, частично занятых озерами, известна в Восточной Африке; из этих озер оз. Танганьика очень похоже на Байкал, но несколько менее глубокое. Красное море входит в ту же Восточно-Африканскую систему грабенов.

Крупные грабены и их системы протяженностью в сотни и да-

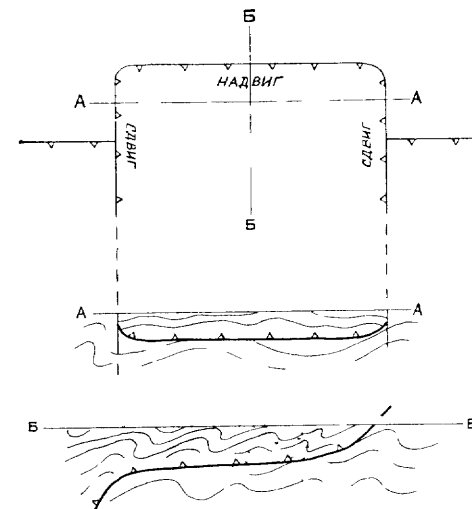


Рис 14.9 Сочетание сдвига и надвига (в плане)



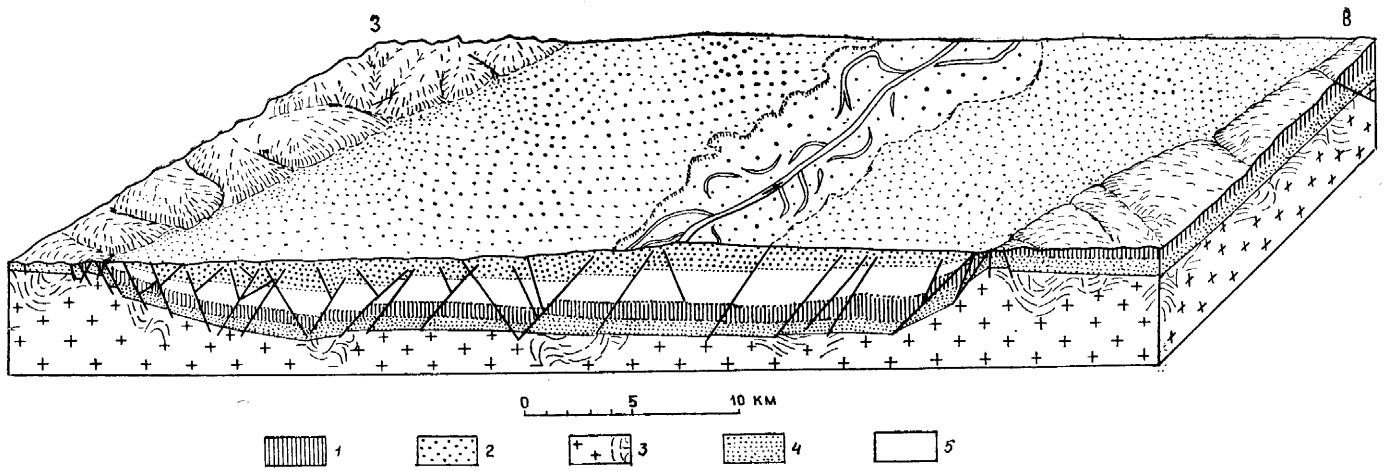


Рис. 14.10. Блок-диаграмма Верхнерейнского сложного грабена к северу от Карлсруэ (по Иллиесу). Слева, на западе, горст Вогезов, справа, на востоке, горст Шварцвальда:  
 1 — средний и верхний триас, нижняя и средняя юра; 2 — неоген и четвертичные отложения; 3 — палеозойский фундамент; 4 — верхняя пермь и нижний триас; 5 — палеоген

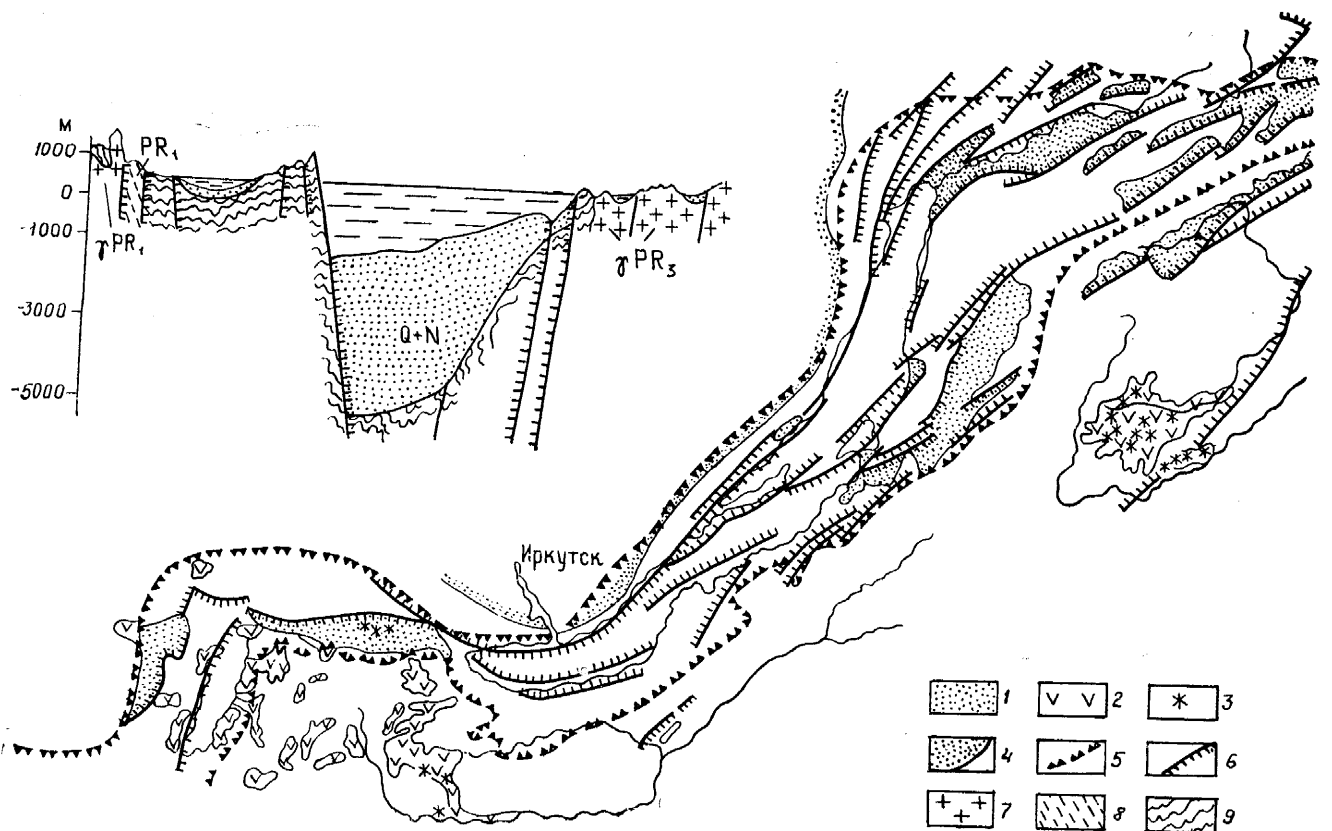


Рис. 14.11. Строение Байкальской рифтовой системы и профиль через впадину оз. Байкал (по В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсову):  
 1 — неоген-четвертичное осадочное выполнение рифтов; 2 — неоген-четвертичные базальты; 3 — потухшие четвертичные вулканы; 4 — край Сибирской платформы; 5 — контуры сейсмического пояса с интенсивностью землетрясений до магнитуды 6; 6 — сбросы; 7 — граниты (протерозой); 8 — метаморфические породы нижнего протерозоя; 9 — архей (мраморы, сланцы, гнейсы)

же тысячи километров, шириной в десятки и глубиной в несколько километров, подобные названным выше, именуются *рифтами* (англ. «рифт» — щель) и рифтовыми системами. Они встречаются не только на континентах, но и в океанах, осложняя осевые зоны срединно-океанских хребтов. Для всех рифтов, континентальных и океанических, характерны утонение коры и литосферы, подъем верхней мантии, обычно разуплотненной, высокая сейсмичность, высокий тепловой поток, вулканическая активность с излиянием лав щелочно-базальтового, реже базальтового состава. Всеми этими признаками обладают Байкал и Байкальская рифтовая система (рис. 14.11)

### 3. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ

Переходя к рассмотрению строения земной коры и литосферы (см. гл. 2) в целом, мы прежде всего должны обратить внимание на их разделение на континентальные массивы и океанские впадины. Это разделение не только геоморфологическое, поскольку в соответствии с законом изостазии (см. гл. 2) высокие стояние континентов обеспечивается их более мощной и менее плотной, более легкой корой и более мощной в целом литосферой, а погруженное положение ложа океанов — более тонкой, более плотной, более тяжелой корой и более тонкой литосферой. Существование резкого контраста между мощностью и строением литосферы и коры континентов и океанов (рис. 14.12) показывает,

что они являются одновременно их важнейшими структурными элементами. При этом области континентального шельфа должны быть отнесены к континентам, поскольку они подстилаются корой и литосферой континентального типа, а зоны континентального склона и подножия являются уже переходными к океанам, подстилаясь корой и литосферой, промежуточной по мощности между континентальной и океанской (по составу и строению она ближе к первой). Контраст между континентами и океанами подчеркивается на значительном (но не на всем!) протяжении их границ

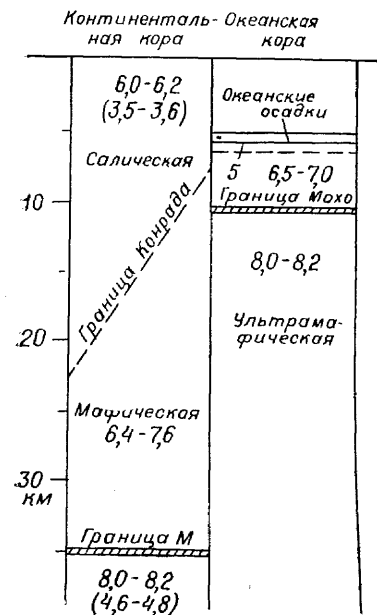


Рис. 14.12. Сопоставление строения и мощности континентальной и океанской коры. Цифры — скорости продольных сейсмических волн

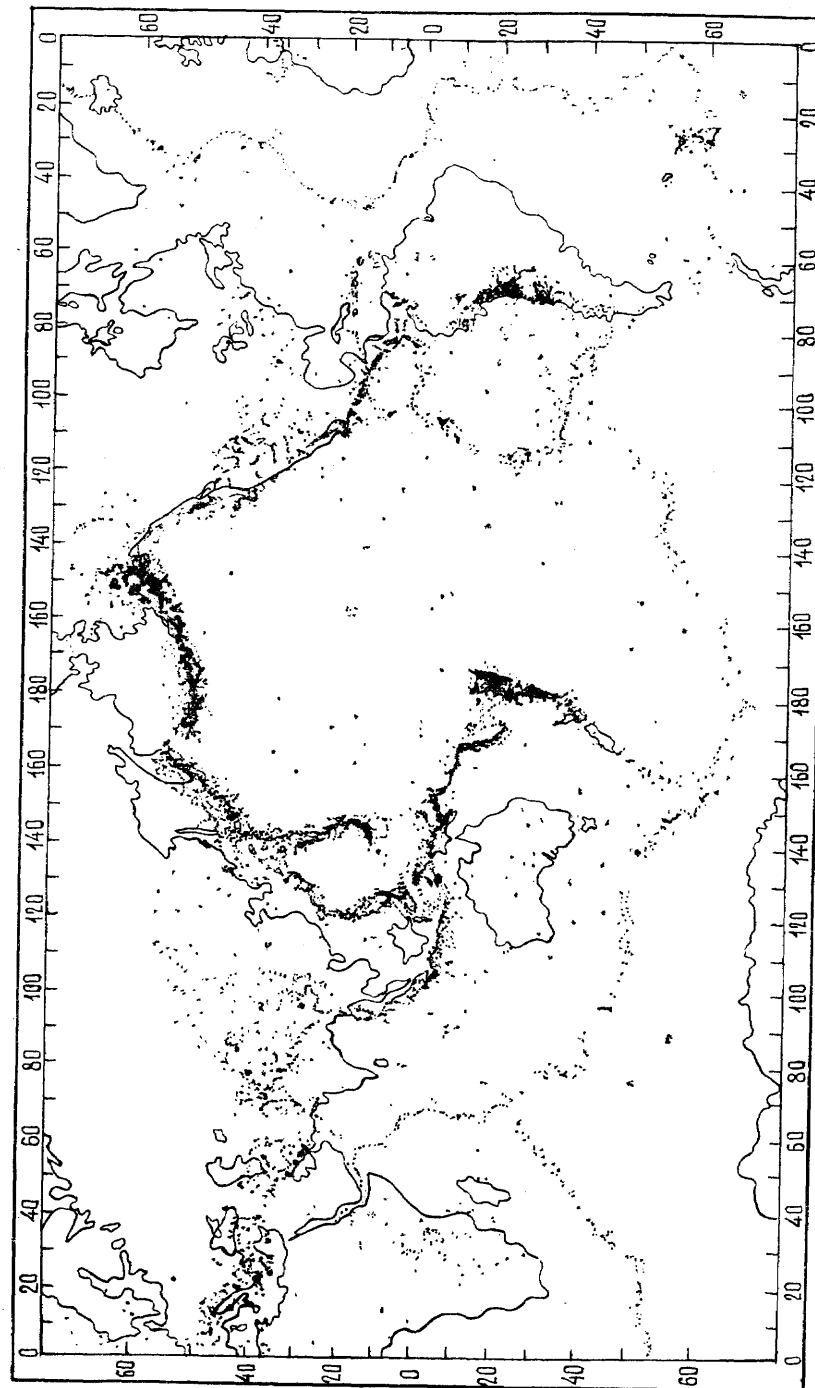


Рис. 14.13. Сейсмичность Земли за период 1960—1980 гг. (по А. Ф. Энциноса, Р. Райнхаргу и М. Тарл, сильно упрощено)

крупными глубинными разломами, местами достигающими подошвы верхней мантии.

**Литосфера**, помимо деления на континентальную и океанскую, может быть разделена и по другому принципу — геофизическому. Наиболее важный признак, указывающий на современную тектоническую активность литосферы, — сейсмичность. При рассмотрении карты современной сейсмической активности бросается в глаза резкая неравномерность ее проявления на земной поверхности — обширные площади в пределах внутренних районов континента и ложа океанов (например, почти вся центральная часть Тихого океана) практически асейсмичны, а сейсмическая активность сосредоточивается в относительно узких зонах (рис. 14.13). Такими зонами являются осевые зоны срединно-океанских хребтов, зоны сочленения островных дуг или окраинных горных хребтов и глубоководных желобов на периферии океанов (в основном Тихого океана) и горный пояс, протягивающийся через Северную Африку, Южную Европу и Центральную Азию от Гибралтара до Индонезии. В этих зонах концентрируется также и основная вулканическая активность. Поэтому они могут рассматриваться как швы между относительно устойчивыми и внутренне монолитными обширными участками литосферы, выделенными в качестве *литосферных плит*. Анализ напряжений в очагах землетрясений (см. гл. 15) показывает, что литосферные плиты испытывают относительно друг друга смещения трех типов: *раздвиг* в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, в Красном море, Аденском и Калифорнийском заливах, *сближение* (конвергенцию) на периферии океанов, вдоль наклонных сверхглубинных разломов — зон Бенъофа (см. гл. 15) и *сдвиг* вдоль трансформных разломов, типа Азоро-Гибралтарского разлома в Атлантическом океане, служащего границей между Евразийской и Африканской плитами.

Литосферные плиты объединяют континенты и прилегающие участки океанов; например, Африканская плита помимо Африканского континента и его подводной окраины включает юго-восточную часть Атлантического океана, западную часть Индийского океана, вплоть до осей срединных хребтов этих океанов и юго-восточную часть Средиземного моря. Лишь некоторые плиты, и прежде всего крупная Тихоокеанская, являются чисто океанскими. Причина объединения участков континентальной и океанской литосферы в одну плиту заключается в их динамической связи — они движутся как одно целое. В современной структуре литосферы различают семь больших и по крайней мере шесть малых плит (рис. 14.14). В геологическом прошлом число, конфигурация и расположение плит были иными. Древние границы плит — швы, или сутуры, намечаются вдоль отмерших срединно-океанских хребтов и рифтов (например, между Гренландией и Северной Америкой), а в пределах континентов — вдоль офиолитовых швов, или поясов, — выходов на дневную поверхность пород древней океанской коры — перидотитов, габбро, базальтов, кремнистых пород, указывающих на бывшее существование бассейнов с

океанской корой, срединными хребтами и рифтами между разделяемыми этими швами континентальными глыбами.

Рассматривая, далее, внутреннее строение континентов и океанов, мы можем различить в нем несколько главнейших типов структурных элементов. В океанах это, с одной стороны, *срединно-океанские хребты* — подвижные пояса с их осевыми рифтами

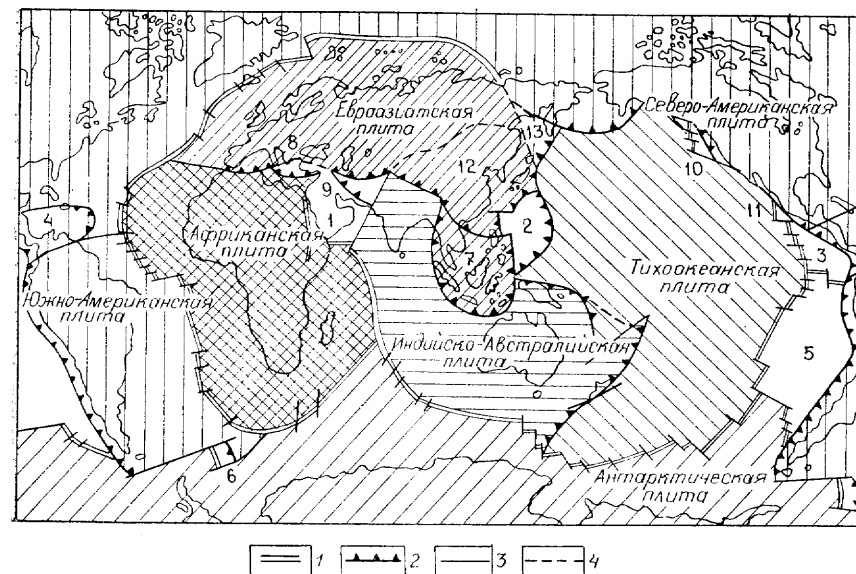


Рис. 14.14. Литосферные плиты Земли:

1—3 — границы плит: 1 — оси спрединга (наращивания коры); 2 — зоны субдукции (поглощения коры); 3 — скольжения (трансформные разломы); 4 — условные границы. Малые плиты: 1 — Аравийская; 2 — Филиппинская; 3 — Кокосовая; 4 — Карибская; 5 — Наска; 6 — Южно-Сандвичева; 7 — Индокитайская; 8 — Эгейская; 9 — Анатолийская; 10 — Хуанде-Фука; 11 — Ривера; 12 — Китайская, 13 — Охотская

(на некоторых участках последние замещаются горстовыми поднятиями) и, с другой стороны, *океанские плиты*, которым отвечают абиссальные котловины и осложняющие их подводные возвышенности. На континентах это *горные сооружения*, или *орогены* (греч. «орос» — гора), подобно срединно-океанским хребтам обнаруживающие повышенную подвижность и вообще эндогенную активность, проявляющуюся в высокой скорости вертикальных и горизонтальных движений, землетрясениях и вулканизме, и *платформы* — относительно спокойные, в основном асейсмичные и авулканические области, на обширных площадях покрытые чехлом субгоризонтально залегающих осадочных слоев и иногда базальтовых лав.

Внутреннее строение горных сооружений обычно весьма слож-

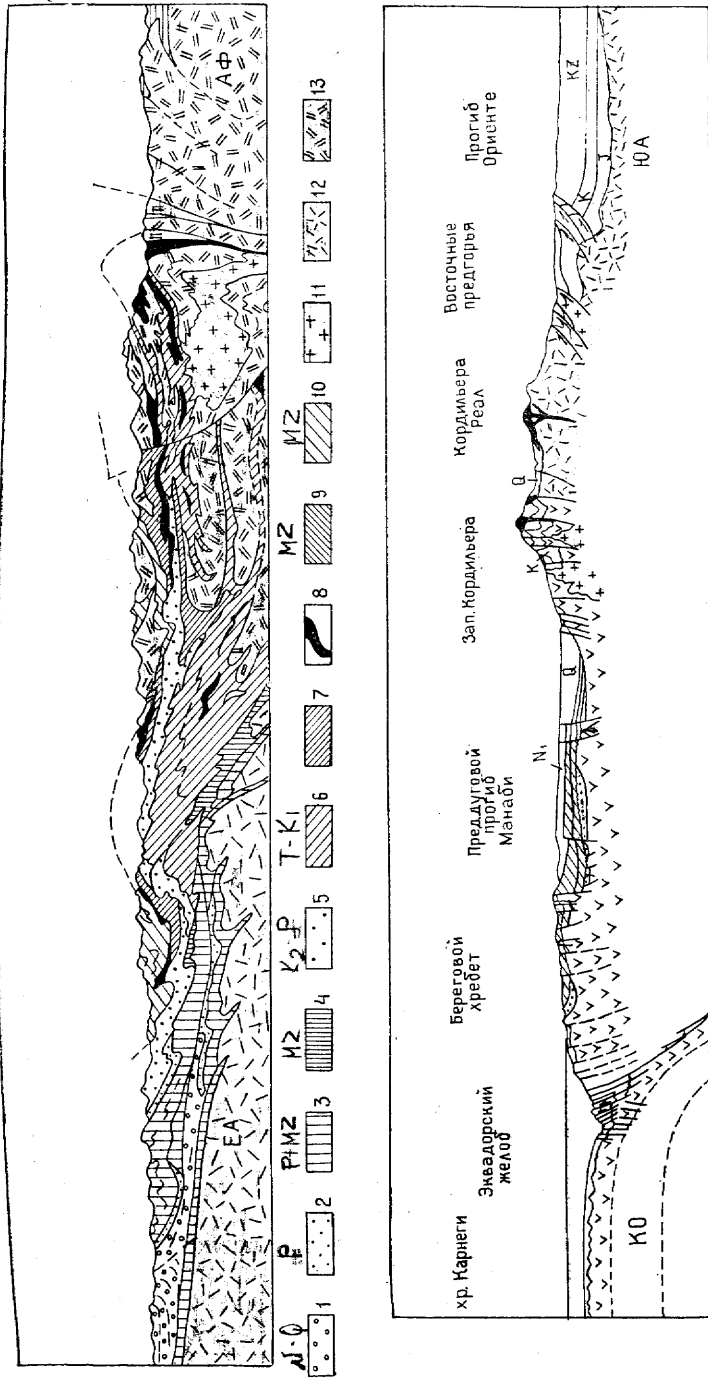


Рис. 14.15. Геологические профили через межконтинентальный (Альпы) и окраинно-континентальный (Анды) орогены (Альпы — по Р. Трюмми, Анды (Эквадор) — по П. Лонсдейлу, сильно упрощено).  
 Альпы: 1 — молассы (N+Q); 2 — палеоген (триас и др.); 3 — пермь и мезозой; 4 — «ультрагельветский» мезозой; 5 — флиш (K<sub>2</sub>+P) Пеннинской зоны; 6 — триас — нижний мел Пеннинской зоны; 7 — покровы Шаме и Фалькенис — Зувльцфлю; 8 — офиолиты; 9 — нижневосточноальпийский мезозой; 10 — верхневосточноальпийский мезозой; 11 — третичные гранитоиды; 12 — доальпийское основание Евразийской плиты (EA); 13 — то же Африканской плиты (AF).  
 Анды: 1 — молодые андзитовые вулканы; 2 — континентальное основание; 3 — плутоны гранитоидов; 4 — мелководно-морские осадки; 5 — океанская кора (базальты и пр.); 6 — палеоген.

но (рис. 14.15). Как лучше всего показывают естественные разрезы бортов речных долин, эти сооружения состоят из нагромождения складок, а нередко и тектонических покровов (шарьяжей), пронизанных интрузиями гранитов и дайками магматитов основного состава и часто разделенных на блоки сдвигами и сбросами. Геологические данные показывают, что все современные горные сооружения образовались в новейшее геологическое время, начиная с олигоцена или миоцена, иногда даже позднего миоцена (например, Большой Кавказ). Вместе с тем предыстория этих сооружений относительно молодыми морскими отложениями, до палеогеновых включительно; очевидно потому, что горообразование здесь наступило впервые в новейшее время непосредственно после окончания накопления мощных морских осадков. Это молодые горные сооружения; к ним в нашей стране относятся Карпаты, Кавказ, Копетдаг, отчасти Памир. Второй тип горных сооружений образован гораздо более древними породами — раннемезозойскими, палеозойскими, докембрийскими, которые испытали складчато-надвиговые деформации и были впервые подняты в виде гор задолго до неоген-четвертичного времени, о чем свидетельствует распространение грубообломочных продуктов размыва горных хребтов — *моласс* (франц. «моль» — мягкий, рыхлый). Затем эти первичные хребты были денудированы, нередко до основания, а в новейшее время испытали вторичное поднятие. О предшествующем ему выравниванию и срезе свидетельствует сохранившийся местами тонкий чехол мелководно-морских осадков платформенного типа.

Таким образом, среди горных сооружений наряду с *молодыми* существуют возрожденные, или омоложенные; их называют также *первичными*, или *эпигеосинклинальными* (греч. «эпи» — после) и *вторичными*, или *эпиplattformными*. К последним у нас относятся Тянь-Шань, Алтай, Саяны, горные хребты Прибайкалья и Забайкалья. Первичные орогены характеризуются преимущественно общей сводовой структурой, вторичные — сводово-глыбовой или даже просто глыбовой, в том и другом случае наложенной на сложную складчато-надвиговую внутреннюю структуру. Чем древнее первичный возраст сооружения, тем сильнее метаморфизованы и гранитизированы его породы и тем легче они колются на глыбы, а не сминаются в крупные складки. Наблюдается также более полное соответствие внутренней структуры общей конфигурации рельефа в молодых горных сооружениях по сравнению с возрожденными.

ми. От Малого Кавказа он отделяется Рионской и Куринской межгорными впадинами, между которыми выступает Дзирульское поперечное поднятие. В Тянь-Шане, относящемся, как отмечалось выше, к горным сооружениям возрожденного типа, выделяются Таджикская, Ферганская, Нарынская, Иссык-Кульская и другие более мелкие межгорные впадины, разделяющие эту горную страну на отдельные горные хребты.

Далеко не вся площадь древних складчатых горных сооружений оказалась вовлеченной в новейшее горообразование; более значительная их часть после денудационного выравнивания стала испытывать преимущественно медленное опускание и была покрыта мелким морем, оставившим после себя чехол обычно относительно маломощных осадков, включающий также мелкообломочные и глинистые континентальные отложения. Так образовались *платформы*, имеющие на большей части своей площади, в пределах *плит*<sup>1</sup>, характерное двухъярусное строение (рис. 14.16). Ниж-

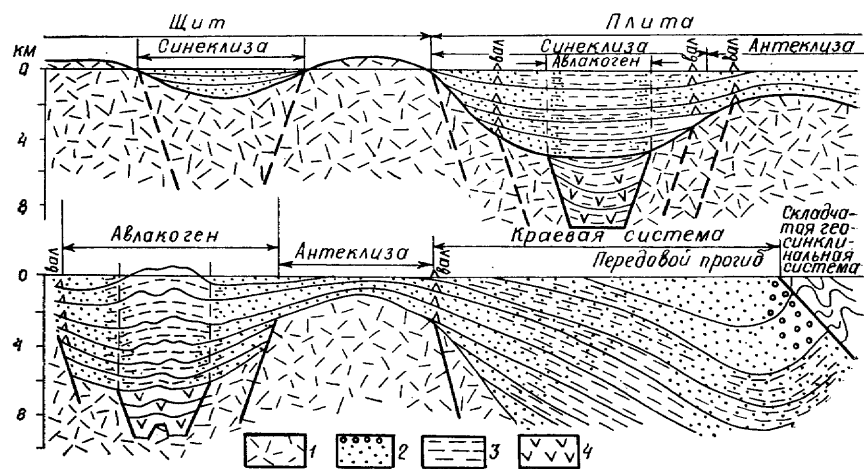


Рис. 14.16. Основные элементы внутреннего строения платформы:  
1 — фундамент; 2—4 — чехол (2 — обломочные отложения; 3 — соли; 4 — основные вулканиты)

ний ярус, складчатый *фундамент* образован сильно дислоцированными, в той или иной степени метаморфизованными и прорванными гранитами породами. Последние некогда слагали складчатые сооружения, позднее денудированные почти до уровня моря. Верхний ярус — это *осадочный чехол*, состоящий из практически недислоцированных, неметаморфизованных и, как правило, не пронизанных гранитными интрузиями мелководно-морских, лагунных или континентальных отложений максимальной

мощностью за весь фанерозой 3—5 км и лишь в отдельных зонах больше (до 8—10 км).

Фундамент платформ выходит на поверхность на обширных площадях, именуемых *щитами* (кристаллическими щитами в случае древних платформ). Таковы Балтийский и Украинский щиты в пределах Восточно-Европейской платформы, Алданский щит в пределах Сибирской платформы. Это структуры одного ранга с плитами. Менее крупные выступы фундамента называют *массивами* (Воронежский массив Восточно-Европейской платформы, Анабарский массив Сибирской платформы). Массивы представляют как бы вершины более обширных и пологих погребенных поднятий фундамента в пределах плит, которые носят название *антеклиз*; они отличаются сокращенной, во многом за счет перерывов в осадконакоплении, мощностью осадочного чехла. Антеклизы разделены крупными впадинами — *синеклизами* с повышенными мощностью и полнотой разреза чехла. Примером антеклиз на Восточно-Европейской платформе могут служить Белорусская и Воронежская антеклизы; синеклиз — Московская, Украинская, Прикаспийская синеклизы. В основании синеклиз бурением нередко обнаруживают погребенные рифты, получившие название *авлакогенов*; таковы Среднерусский авлакоген в основании Московской синеклизы и Днепровско-Донецкий в основании Украинской синеклизы. В авлакогенах мощность платформенного чехла максимальна (до 8—10 км) и он нередко оказывается несколько дислоцированным; здесь наблюдаются проявления базальтового и щелочно-базальтового вулканизма. Покровы, дайки и силлы пород базальтовой магмы развиты и в некоторых синеклизах; они широко распространены, например, в Тунгусской синеклизе Сибирской платформы.

Среди платформ различают *древние*, с докембрийским, в основном раннедокембрийским, фундаментом и *молодые* — с фундаментом, сложенным палеозойскими, реже раннемезозойскими породами. Фундамент древних платформ состоит в основном из гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев и поэтому нередко называется кристаллическим фундаментом. Скорости распространения сейсмических волн в нем выше, чем в фундаменте молодых платформ, состоящем из относительно слабо метаморфизованных, хотя и интенсивно складчатых пород. Древние платформы занимают преимущественно внутренние части континентов, являясь как бы их ядрами, а молодые платформы их обрамляют и занимают пространства между ними; еще дальше на периферии располагаются орогены, вторичные и затем первичные. Так, на территории СССР расположены две древние платформы: Восточно-Европейская (на западе она выходит за пределы СССР) и Сибирская. По южной и юго-восточной перифериям первой платформы простираются молодые Скифская и Туранская платформы, а в промежутке находится Западно-Сибирская платформа. Скифская и Туранская платформы, а на востоке Сибирская платформа окаймляются с юга полосой молодых орогенов Горного Крыма, Кавка-

<sup>1</sup> Эти плиты не следует путать с литосферными или океанскими.

за, Копетдага, Памира, а затем возрожденных орогенов Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Прибайкалья, а к северо-востоку от Сибирской платформы расположен возрожденный ороген Верхоянья — Чукотки и на крайнем востоке, в обрамлении Тихого океана — молодые орогены Сахалина, Камчатки, Корьякии.

**Представление о геосинклиналях.** Уже в середине прошлого столетия было подмечено, что слагающие складчатые сооружения осадочные толщи обладают мощностью, в несколько раз превышающей мощность одновозрастных им отложений платформенного чехла. Было обнаружено также, что в составе осадочных толщ складчатых систем континентальные осадки практически отсутствуют и наряду с мелководно-морскими осадками, развитыми в основном на их периферии, присутствуют и более глубоководные отложения. Так возникло представление о том, что складчатые горные сооружения — орогены — рождаются на месте равновеликих им или более широких *геосинклиналей*<sup>2</sup>, обширных и протяженных прогибов глобального масштаба, выполненных мощными толщами осадков, а также вулканитов (в более внутренних зонах). Долгое время оставался спорным вопрос: где находятся современные аналоги геосинклиналей. Более или менее ясно было лишь одно — что они занимают периферическое положение по отношению к континентам. Только в 50—60-е годы нашего века после начала интенсивных геолого-геофизических исследований дна океанов и особенно после открытия того факта, что залегающие в основании разрезов внутренних зон геосинклиналей породы *офиолитовой ассоциации* (в нее входят, в последовательности снизу вверх, перидотиты, габбро, базальты, кремнистые породы и тонкозернистые пелагические известняки), являющейся аналогом современной океанской коры (и верхов мантии — перидотиты), этот вопрос получил достаточно определенное решение. Выяснилось, что современными геосинклиналями надо считать, во-первых, переходные зоны между континентами и океанами западно-тихоокеанского типа с многочисленными окраинными морями, островными дугами и глубоководными желобами и, во-вторых, морские пространства между континентами типа современных Средиземного и Карибского морей и морей и островов Индонезийского архипелага. Соответственно выделяются два типа геосинклиналей: *окраинно-континентальные* и *межконтинентальные*.

Внутренние зоны тех и других геосинклиналей начинают развиваться на коре океанского типа, представленной офиолитами. В окраинно-континентальных геосинклиналях эта кора может являться первичной, представляя продукт осложнения коры древнего океана новообразованной островной дугой; примером может служить Алеутская дуга, отделившая от Тихого океана в конце мела Берингово море, точнее, его Алеутскую впадину. В межконтинентальных геосинклиналях океанская кора всегда является вторичной; она образуется в процессе раздвига континентов в про-

цессе континентального, затем межконтинентального рифтообразования с проявлением базальтового вулканизма в возникшей щели. Хороший пример начальной стадии этого процесса — современное Красное море, в осевой зоне которого континентальная кора замещена корой океанского типа, начавшей формироваться в миоцене. В более внешних (по отношению к океану) зонах окраинно-континентальных геосинклиналей кора океанского типа частично образуется также в процессе рифтогенеза; такова, например, кора глубоководных впадин Японского моря, а в Восточно-Китайском море, в желобе Окинава, наблюдается самое начало этого процесса.

Дальнейшее развитие геосинклиналей по пути превращения в складчатые горные сооружения связано с преобладанием процессов сжатия над растяжениями и с активностью сверхглубинных высокосейсмичных наклонных разломов — зон Вадати — Заварицкого — Беньюфа (ВЗБ), без которых не существует настоящих геосинклиналей. Вдоль этих зон (рис. 14.17) происходит сближение — конвергенция литосферных плит, одна или обе из которых океанские. При этом более плотная плита с океанской или переходного типа литосферой погружается под плиту с меньшей плотностью (она может быть также океанской, или островодужной, или континентальной) и подвергается частичному плавлению, а остатки от плавления превращаются в сверхплотную породу — эклогит, погружающийся глубоко в мантию. Над сейсмофокальной зоной ВЗБ в верхах мантии всяческого крыла за счет притока тепла и флюидов возникают магматические очаги, обуславливающие появление на поверхности вулканов, вытягивающихся в цепочки — островные дуги. Вулканы располагаются над участком сейсмофокальной зоны, находящимся на глубине 100—150 км. Продукты извержений островодужных вулканов первоначально имеют базальтовый состав, а затем дают гамму пород от андезитов до риолитов. В основании дуги магма, оставшаяся в периферических очагах, застывает в виде плутонов гранитоидов. Денудация вулканов создает шлейфы вулканогенно-обломочных пород, слагающие склоны дуги, обращенные к окраинному морю и глубоководному желобу. На противоположной, континентальной, окраине моря накапливаются уже чисто осадочные образования — продукты размыва континента.

На заключительной стадии собственно геосинклинального развития происходит заполнение окраинного моря осадками и вулканитами, сближение островной дуги с континентом, а все возрастающее сжатие приводит к смятию осадков и вулканитов в складки, образованию надвигов и шарьяжей, региональному метаморфизму нижней части осадочно-вулканогенного комплекса и гранитообразованию за счет его переплавления. Все эти процессы ведут к формированию новой континентальной коры на месте океанской (или субокеанской) и к преобразованию более древней континентальной коры, вовлеченной в геосинклинальный процесс. Новообразованная и регенерированная континентальная кора об-

<sup>2</sup> Геосинклиналь — синклиналь глобального масштаба.



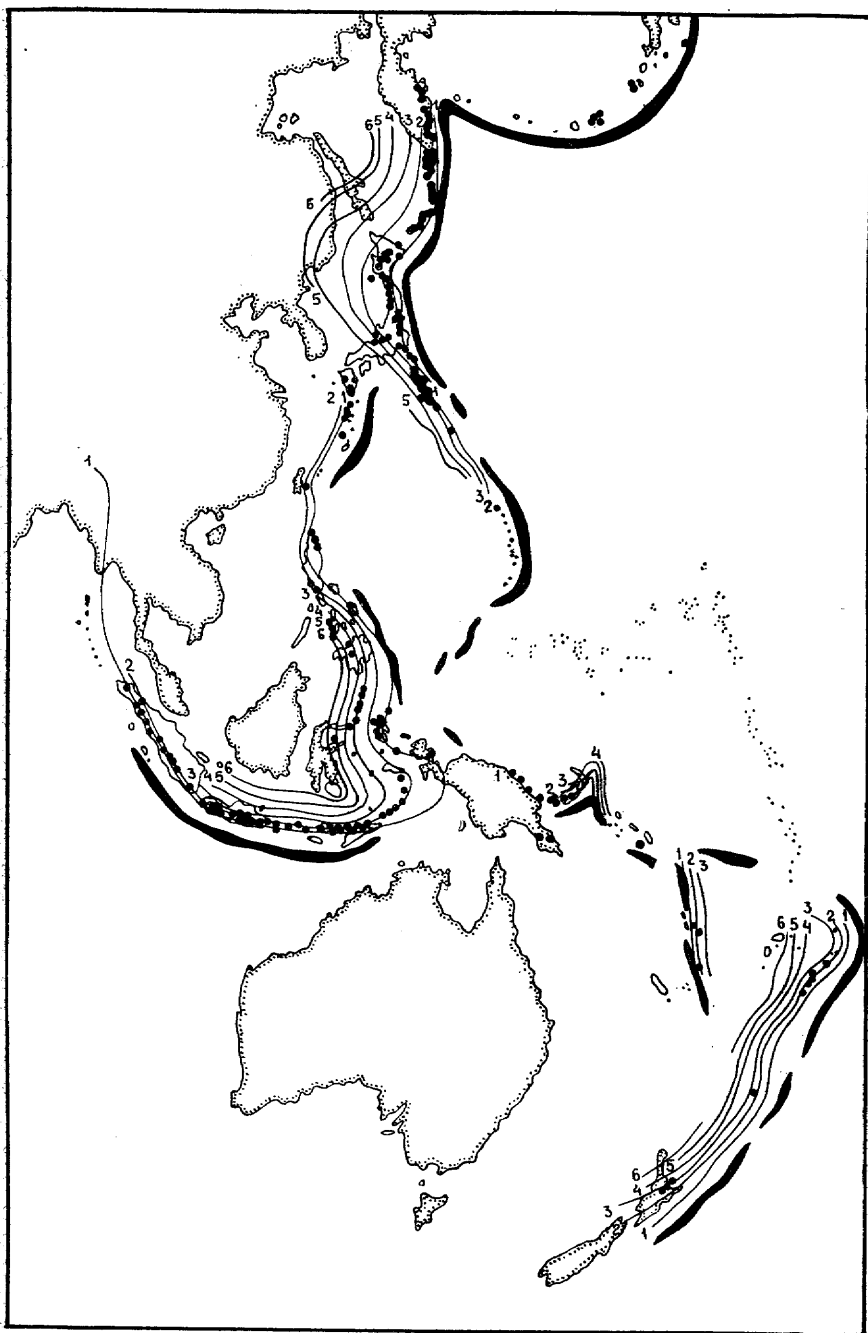


Рис. 14.17. Глубоководные желоба (черная заливка), зоны Бенъофа и вулканы (черные точки) западной части Тихого океана (по Э. Р. Оксбургу и Д. М. Тёркотту). Изолинии отвечают глубинам залегания сейсмофокальной зоны ВЗБ (в сотнях километров)

ладает повышенной мощностью и меньшей плотностью; она всплывает для обеспечения изостатического равновесия, что и способствует становлению на месте складчатых систем высоких горных сооружений с корнями, вдающимися в мантию (рис. 14.18). Не случайно самые высокие горные хребты — Памир, Гималаи, Анды — обладают и самой мощной корой (60—70 км). Но первоначальное возникновение горного рельефа на начальной стадии орогенного этапа связано со складчато-надвиговыми деформациями, с нагромождением, скучиванием смятых осадков и вулканитов.

Таким образом, геосинклиналь является как бы котлом, в котором из продуктов выноса магмы из мантии, переплавления более древней континентальной коры и сноса с континента варится новая мощная континентальная кора. Эта кора наращивает континенты по периферии океанов и в межконтинентальных геосинклиналях снова спаивает континенты, разъединенные рифтогенезом. А горелка под котлом локализуется в сейсмофокальной зоне ВЗБ и непосредственно над ней.

Рост горных сооружений сопровождается образованием по их периферии или между ними предгорных и межгорных прогибов, заполняемых продуктами размыва этих сооружений — обломочными, обычно особенно в верхней части, грубообломочными, сначала морскими, затем лагунными и, наконец, континентальными осадками — молассами. Сводовая часть орогенных поднятий испытывает растяжение и нередко венчается вулканами, магма которых представляет смесь продуктов плавления мантии и коры.

С образованием на периферии континента или между континентами складчатого горного сооружения зона ВЗБ или перемещается в сторону океана (в первом случае), или постепенно отмирает (во втором случае). Первое наблюдается в настоящее время по периферии Тихого океана, второе — в районе Средиземного моря, где реликтовые зоны ВЗБ протягиваются к югу от Сицилии и Калабрии, к югу от Критской дуги и намечаются на поровете Карпат в районе румынского города Вранча, а также к югу от Крыма и Большого Кавказа; в последних трех районах их глубина уже не превышает 50—100 км, т. е. они едва углубляются в мантию.

С течением времени рост горных сооружений замедляется и денудация, ведущим элементом которой является речная эрозия, постепенно берет верх над поднятием. Горы начинают снижаться, разрушаться, превращаясь в мелкосопочник, а затем и в денудационную равнину. Мощность коры уменьшается за счет ее срезания сверху; по мере этого срезания поверхность Мохоровичича поднимается и выравнивается, корни гор исчезают вместе с самими горами. На месте орогена возникает платформа; охлаждение коры ведет к ее погружению, и поверх денудированного складчатого фундамента начинает накапливаться платформенный чехол. Этому нередко предшествует дробление складчатого комплекса с образованием грабенов-рифтов и базальтовым, часто щелочно-базальтовым вулканизмом мантийного происхождения.

Казалось бы, на этой стадии тектонического успокоения и дряхлости рельефа должна заканчиваться эволюция земной коры. Однако изучение геологической истории опровергает этот взгляд. Многие участки древних и молодых платформ испытывали, как принято выражаться, *тектоническую* (вернее, тектоно-магматическую) *активизацию* (В. В. Белоусов), повторно превращаясь в

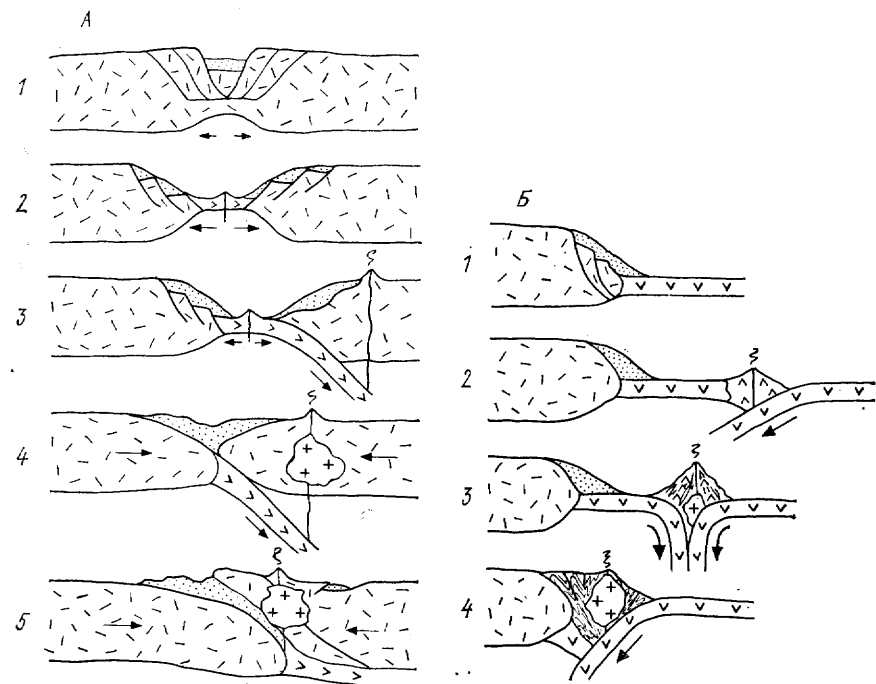


Рис. 14.18. Развитие геосинклиналей.

А — межконтинентальная геосинклиналь; Б — окраинно-континентальная геосинклиналь.

Стадии: 1 — континентальное рифтообразование; 2 — начало спрединга, новообразование океанской коры (офиолитов); 3 — начало сжатия и закрытия океанского бассейна; 4 — начало столкновения (коллизии) континентальных глыб, закрытие океанского бассейна; 5 — окончание коллизии континентов, становление складчато-покровного горного сооружения

горные сооружения, во вторичные орогены, как это произошло в новейшее время с Тянь-Шанем, Алтаем, Саянами и многими другими регионами. Активизация большей частью затрагивала области, примыкающие к молодым, рождавшимся из геосинклиналей орогенам (например, Тянь-Шань к Памиру, Тибет к Гималаям), но местами проявлялась вдоль древних швов (например, Урал) или над центрами подъема из мантии (астеносферы) восходящих магматических струй (пример — плато Путорана в Средней Сибири).

Как платформы (в стадию их некоторой активизации), так и орогены нередко осложняются системами рифтов — зон раздвигов планетарного масштаба. Эти континентальные рифты в процессе своей эволюции могут вести к расколу континентов, к образованию сначала межконтинентальных, а затем и океанских рифтов, дальнейшее расширение которых приводит к образованию океанских впадин. Эта линия эволюции коры лучше всего может быть проиллюстрирована на современном примере Восточно-Африканской континентальной рифтовой системы, северное звено которой — Эфиопский рифт — через раструб так называемого треугольника Афар с корой, промежуточной между континентальной и океанской, переходит в межконтинентальные рифты Красного моря и Аденского залива, на периферии которых кора относится еще к переходному типу, а в осевой зоне является уже океанской. Рифт Аденского залива, раскрываясь к востоку, смыкается с северо-западным сегментом Индийского океана; появляющийся в нем срединный хребт Шеба через разлом Оуэн сочленяется с Аравийско-Индийским срединным хребтом океана (рис. 14.19). Масштаб раздвига при этом возрастает от 24–30 км для Эфиопского рифта через 60–80 км для Красноморского рифта, 250–450 км для Аденского рифта и до 850 км для



Рис. 14.19. Сопряжение Восточно-Африканской континентальной рифтовой системы с межконтинентальными рифтами Красного моря и Аденского залива и через них — с океанским рифтом Индийского океана:

1 — граница континентального склона и океанского ложа; 2 — оси спрединга и трансформные разломы, их пересекающие; 3 — ограничения континентальных и межконтинентальных рифтов

северо-западного сегмента Индийского океана.

Процесс континентального и океанского рифтогенеза по своему смыслу противоположен геосинклиальному процессу (за исключением начальной его стадии), ибо он ведет к разрушению, *деструкции* континентальной коры, в противоположность ее наращиванию, *аккреции* в ходе развития геосинклиналей. Не деструкция континентальной коры влечет за собой новообразование коры океанского типа за счет выделения из мантии базальтовой магмы, а океанская кора в геосинклиналях, в зонах и над зонами ВЗБ перерабатывается опять в континентальную (в этом диалектика этого процесса). В конечном счете объем континентальной коры, хотя часть ее подвергается переплавке в тех же геосинклиналях, растет за счет мантии, как и объем ядра Земли. Таким образом, продолжающееся разделение, дифференциация мантийного веще-

ства, с уходом и концентрацией одних элементов (Si, K, Na, Ca, U, Th и др.) в коре, а других (Fe, Ni) — в ядре, является важнейшим геохимическим петрологическим процессом в развитии Земли. Этот процесс сопровождается выделением большого количества тепла, обеспечивающего магматическую деятельность, тектонические движения, деформации и метаморфизм наряду с теплом, выделяемым при распаде естественно-радиоактивных элементов.

## ГЛАВА 15

### ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясения — одно из самых грозных явлений природы и вместе с тем одно из самых ярких свидетельств существования в недрах Земли мощных сил, огромных запасов внутренней энергии. Изучая землетрясения, ученые получили важнейшее средство раскрытия внутреннего строения Земли. Научившись искусственно возбуждать сейсмические колебания, геофизики разработали способ детальной расшифровки структуры отдельных участков земной коры.

Но прежде всего землетрясения должны интересовать нас как причина природных катастроф. Хотя на Земле ежегодно происходят тысячи землетрясений, регистрируемых точными приборами, крупные землетрясения случаются не чаще, чем раз в 2—3 года. Среди них многие носят разрушительный характер, уничтожая целые города и унося многие тысячи человеческих жизней. История сохранила в своей памяти такие катастрофы, как Лисабонское землетрясение 1755 г. (60 тыс. жертв), Мессинское 1908 г. (100—160 тыс. жертв), Токийское 1923 г. (150 тыс. жертв), в Манагуа (Никарагуа) 1973 г. (6 тыс. жертв). В 1985 г. весь мир был потрясен катастрофическим землетрясением в Мексике, причинившим большие разрушения столице страны и вызвавшим крупные человеческие жертвы (3500 убитых и 6000 раненых). Но наибольшее число человеческих жертв повлекли за собой землетрясения в густонаселенных районах Китая: в 1976 г. во время Таншаньского землетрясения погибло около 650 тыс. человек, 700 тыс. было ранено, а произошедшее за 400 лет до этого, в 1556 г., землетрясение в провинции Шэньси вызвало гибель примерно 830 тыс. человек. По оценке американского сейсмолога Дж. Милна, за последние 4 тыс. лет от землетрясений погибло не менее 13 млн человек. Отсюда ясно, насколько важную задачу представляет собой изучение и основанное на нем предсказание землетрясений.

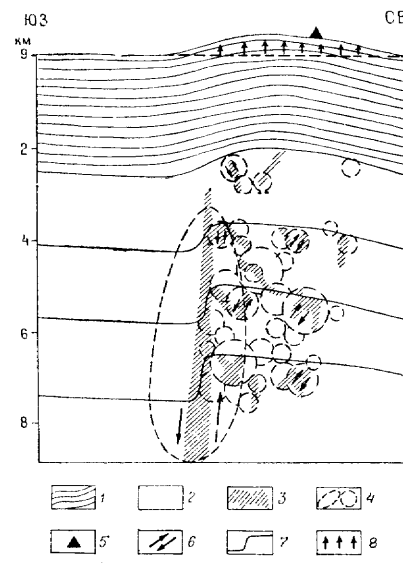
На территории нашей страны землетрясениями в 1911 г. был разрушен г. Верный (ныне Алма-Ата), в 1948 г. — Ашхабад, в 1966 г. — центр Ташкента, в 1927 г. землетрясение охватило Южный берег Крыма, в 1986 г. пострадал Кишинев. Во время катастрофических землетрясений происходят значительные изменения

рельефа местности: некоторые участки погружаются ниже уровня океана (Чилийское землетрясение 1960 г.), моря или озера (дельта р. Селенги на Байкале во время землетрясения 1862 г.); иногда наблюдаются поднятия суши или морского дна, например до 16 м во время Аляскинского землетрясения 1964 г. В горах происходят оползни и обвалы, нередко громадных размеров; они подпруживают реки и вызывают образование новых озер (например, Сарезское озеро на Памире, возникшее в 1911 г.). Наблюдается сход грязекаменных лавин и образование грязевых потоков; ими было погребено в 1949 г. сел. Хаит в Таджикистане. Землетрясения, происходящие в прибрежной полосе океана (практически только Тихого), порождают гигантские волны — цунами (японск.), распространяющиеся по всей поверхности океана и достигающие противоположного берега. Они нередко служат причиной больших разрушений и человеческих жертв.

Что же такое землетрясение? На поверхности оно проявляется в виде подземных толчков, то направленных вертикально вверх, то обнаруживающих большую или меньшую горизонтальную составляющую (от чего это зависит, мы увидим ниже). Эти толчки не что иное, как приход к поверхности Земли упругих колебаний, возбужденных мгновенными смещениями масс горных пород в очаге землетрясения. Основная причина таких смещений — подвижки в зонах развивающихся тектонических разрывов; такие разрывы называются сейсмогенными или сейсмоактивными. Обычно они наследуют более древние разломы земной коры. Таков, например, разлом Сан-Андреас в Калифорнии, возникший не менее 40 млн лет назад. Вдоль него произошли крупные землетрясения в Сан-Франциско в 1906 г., в районе Лос-Анджелеса в 1957 и 1971 гг. и ряд более мелких. Подвижке по разрыву предшествуют нарастание напряжений и накопление деформаций в очаге, которое происходит до тех пор, по-

Рис. 15.1. Механизм деформации горных пород во время Ташкентского землетрясения 25 апреля 1966 г. и его повторных толчков (по В. И. Уломову):

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — палеозойский фундамент; 3 — зоны тектонических разрывов; 4 — гипоцентральная область основного толчка и его афтершоков; 5 — центральная сейсмическая станция «Ташкент»; 6 — характер подвижек горных пород в очагах землетрясений; 7 — условные границы горных пород и характер их сдвигового перемещения; 8 — подъем поверхности Земли по геодезическим данным



ка не превзойден предел упругости; затем наступают смещение и снятие напряжений (рис. 15.1). В действительности процесс более сложен. Во-первых, само землетрясение нередко выражено не одним толчком, а несколькими на протяжении дней, недель и даже месяцев. Так, после основного Ташкентского землетрясения 25 апреля 1966 г. толчки повторялись в мае, июне и июле. Такие повторные толчки, как правило, более слабые, чем главное землетрясение, называют *афтершоками* (англ. «афтер» — после, «шок» — удар). Во-вторых, как показали детальные исследования вдоль разлома Сан-Андреас, и в промежутках между землетрясениями наблюдается медленное смещение почвы.

Представление об очаге землетрясения как точке на разрыве или линии вдоль разрыва является заведомо упрощенным. На самом деле, как подчеркивал Г. П. Горшков, очаг — это определенный *объем* горных пород, подвергшихся разрушению. Но он как бы нанизан на тектонический разрыв. Однако помимо *тектонических землетрясений*, так или иначе связанных с подвижками по разрывам и сопровождающих подавляющее число землетрясений, в том числе все крупные и катастрофические, проявляются и землетрясения других типов — *вулканические*, а также экзогенные, *связанные с карстовыми явлениями* — провалами, обрушением потолка пещер, *техногенные*, вызванные или спровоцированные инженерной деятельностью человека, в основном созданием водохранилищ и закачкой воды в скважины. Все эти типы землетрясений характеризуются, как правило, небольшой силой и небольшой площадью воздействия, в то время как площади, на которых ощущаются тектонические землетрясения, достигают сотен тысяч, иногда даже миллионов квадратных километров: 2 млн км<sup>2</sup> — Ассам (Индия), 1897 г.; 5 млн км<sup>2</sup> — бассейн р. Миссисипи 1811—1812 гг.

Из трех типов нетектонических землетрясений наибольшее значение имеют вулканические землетрясения. Они обычно предшествуют извержениям вулканов и связаны с подъемом магмы к кратеру вулкана, с ее напором и давлением растворенных в магме газов. Их проявление дает возможность предсказать эти извержения. Так были предсказаны извержения Плоского Толбачика 1975 г. и Ключевской Сопки 1984 г. на Камчатке.

#### 1. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Уже к середине XIX в. стало очевидным, что землетрясения повторяются в одних и тех же районах, в то время как в других их практически не наблюдается. Это побудило ученых к составлению каталогов землетрясений отдельных стран и всего мира. Первые такие каталоги для территории России были составлены И. В. Мушкетовым и А. П. Орловым. В конце XIX в. началась разработка специальной аппаратуры для регистрации землетрясений (Б. Б. Голицын, П. М. Никифоров в России, А. В. Вихерт в Германии) и в геофизике выделилось особое направление — *сейсмология*.

Основными понятиями, используемыми в сейсмологии, являются понятие очага землетрясения, или *гипоцентра* (его еще называют фокусом), его проекции на земную поверхность — *эпицентра*, линий равных сотрясений — *изосейст*, области максимальных сотрясений — *плейстосейстовой области* (рис. 15.2).

Для определения интенсивности колебаний почвы в эпицентре служит сейсмическая шкала, основанная на степени разрушения

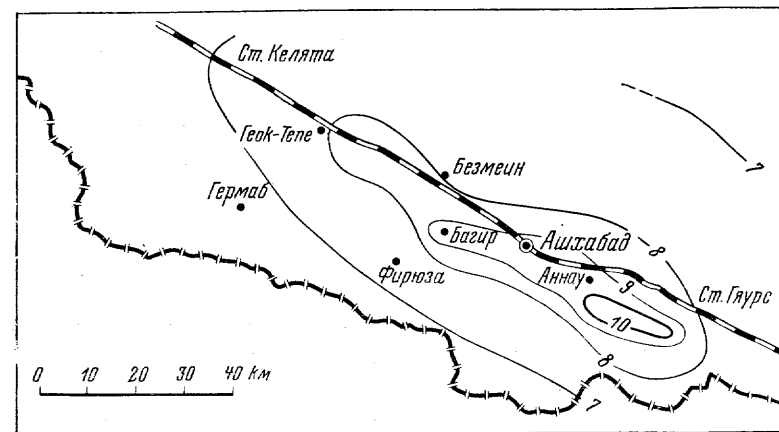


Рис. 15.2. Карта изосейст Анзхабадского землетрясения 1948 г. (по Г. П. Горшкову).  
Изосейста 10 баллов очерчивает плейстосейстовую область

построек и других проявлениях землетрясений. В СССР принята 12-балльная шкала:

- 1 балл (незаметное) — колебания почвы отмечаются приборами.
- 2 балла (очень слабое) — землетрясение ощущается в отдельных случаях людьми, находящимися в спокойном состоянии.
- 3 балла (слабое) — колебания отмечаются немногими людьми.
- 4 балла (умеренное) — землетрясение отмечается многими людьми. Возможно колебание окон и дверей.
- 5 баллов (довольно сильное) — качание висячих предметов, скрип полов, дребезжание стекол, осыпание побелки.
- 6 баллов (сильное) — легкое повреждение некоторых зданий: тонкие трещины в штукатурке, трещины в печах и т. п.
- 7 баллов (очень сильное) — значительные повреждения некоторых зданий; трещины в штукатурке и отслаивание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах, повреждение дымовых труб. Возникают трещины в сырых грунтах.
- 8 баллов (разрушительное) — разрушения в зданиях: большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб. Ополз-

ни и трещины шириной до нескольких сантиметров на склонах гор.

9 баллов (опустошительное) — обвалы в некоторых зданиях, обрушение стен, перегородок, кровли. В грунтах образуются трещины шириной 10 см и более. Обвалы, осыпи и оползни в горах.

10 баллов (уничтожающее) — обвалы во многих зданиях, в других — серьезные повреждения. Трещины в грунте до 1 м шириной, обвалы, оползни. За счет завалов речных долин возникают озера.

11 баллов (катастрофа) — многочисленные трещины на поверхности Земли и вертикальные перемещения по ним, большие обвалы в горах. Общее разрушение зданий.

12 баллов (сильная катастрофа) — изменение рельефа в больших размерах. Многочисленные трещины, вертикальные и горизонтальные перемещения по ним. Огромные обвалы и оползни. Изменяются русла рек, образуются водопады и озера. Общее разрушение всех зданий и сооружений.

Степень сотрясений на поверхности зависит от глубины очага (чем больше глубина, тем слабее сотрясения) и силы толчка в очаге; площадь, охваченная сотрясениями, тем больше, чем больше глубина очага и сила толчка в очаге. Колебания почвы в эпицентре направлены преимущественно по вертикали, по мере удаления от эпицентра возрастает их горизонтальная компонента. Эти колебания называются *сейсмическими волнами*; среди них выделяют продольные, поперечные и поверхностные. *Продольные волны* распространяются вдоль направления колебаний сейсмического луча и выражаются в попеременном сжатии и растяжении среды. *Поперечные волны* — синусоидальные колебания, происходящие перпендикулярно направлению распространения волн. *Поверхностные волны* — результат преобразования основных волн у земной поверхности в поперечные к ней синусоидальные колебания, распространяющиеся вдоль этой поверхности.

Для регистрации землетрясений служат приборы — *сейсмографы* (рис. 15.3). В своей основе они представляют собой маятники, т. е. грузы, стремящиеся сохранить свое положение независимо от отклонений штатива аппарата, к которому они прикреплены пружинами. Штатив в свою очередь прочно скреплен с устойчивым грунтом и обычно устанавливается в подземных помещениях, защищенных от посторонних сотрясений. Одни грузы могут испытывать колебания в вертикальной плоскости, другие — в горизонтальной. Эти колебания преобразуются в световые или электрические сигналы, записываемые на ленте, движущейся с определенной скоростью на вращающемся барабане. В последнее время применяется запись в цифровом коде на магнитной ленте для ввода в ЭВМ.

Запись сейсмических колебаний на магнитной ленте называется *сейсмограммой* (рис. 15.4). Первыми на станцию, оборудованную сейсмографами (сейсмостанцию), приходят продольные волны, поскольку они распространяются с наибольшей скоростью;

отсюда их обозначение латинской буквой *P* (англ. «праймери» — первые). Затем на записи появляются более резкие зубцы поперечных волн *S* (англ. «секондари» — вторые) и далее еще более резкие — поверхностных волн *L* (англ. «лонг» — длинные). Ин-

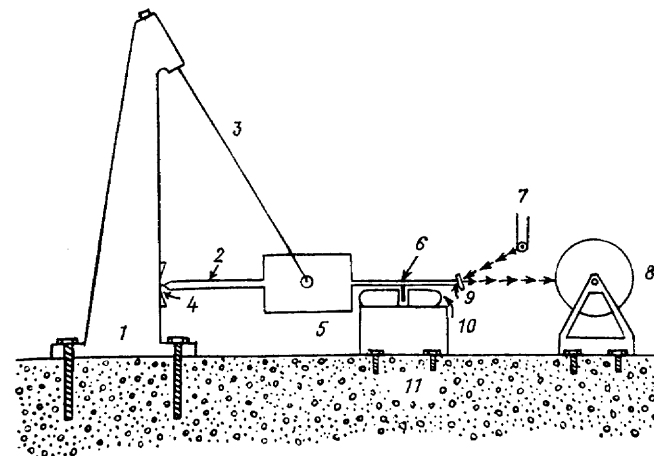


Рис. 15.3. Схема устройства сейсмографа с горизонтальным маятником. Движения маятника демпфируются магнитом. Колебания зеркальца, прикрепленного на конце рычага, записываются фотографически на вращающемся барабане.

1 — стойка; 2 — горизонтальный рычаг; 3 — нить подвеса; 4 — точка опоры; 5 — инертная масса; 6 — медная демпфирующая пластина; 7 — источник света; 8 — записывающий барабан; 9 — зеркальце; 10 — магниты; 11 — бетонная плита, прочно закрепленная на коренной породе

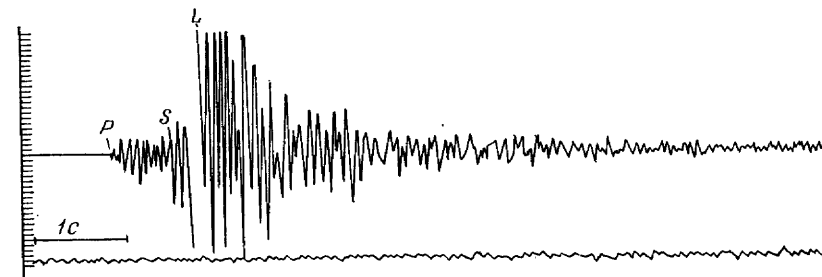
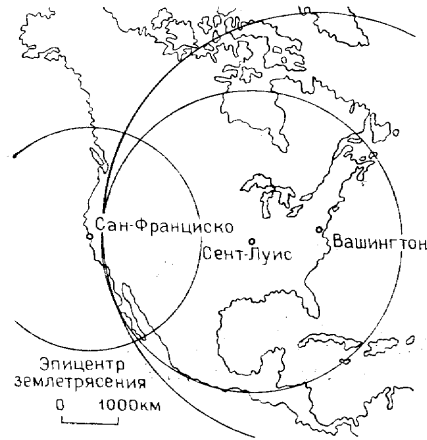


Рис. 15.4. Сейсмограмма землетрясения 3 октября 1953 г., записанного горизонтальным сейсмографом на одной из сейсмических станций в Таджикистане.

Момент вступления: *P* — продольных волн, *S* — поперечных, *L* — поверхностных

тервал между временем *P* и *S* волн тем больше, чем больше расстояние до очага и эпицентра землетрясения; отсюда по этому интервалу мы можем судить о том, на каком расстоянии от станции находился очаг землетрясения. Имея данные по трем стан-

циям и проведя окружности с радиусом, отвечающим этим расстояниям, из каждой точки на карте (лучше глобусе), соответствующей местонахождению станций, мы находим положение эпицентра по пересечению этих окружностей (рис. 15.5; есть и другие методы определения эпицентров). Определение *глубины очага*, т. е. расстояния между эпицентром и гипоцентром, представ-



ляют собой более трудную задачу в связи с тем, что путь сейсмических волн в недрах Земли сильно усложняется вследствие их преломления, отражения, дифракции, дисперсии. Существует

Рис. 15.5. Карта, иллюстрирующая метод определения эпицентра землетрясения по трем окружностям.

Радиусы окружностей вычислены по сейсмограммам, полученным на трех станциях. Расстояния между источником сейсмических волн и принимающими станциями в Сан-Франциско, Сент-Луисе и Вашингтоне установлены по промежутку времени между приходом продольных (P) и поперечных (S) волн

несколько способов определения глубины очагов, но все они не отличаются большой точностью. Г. П. Горшков рекомендовал для этой цели формулу  $h = \sqrt{(tv_p)^2 - \Delta^2}$ , где  $h$  — глубина очага;  $v_p$  — средняя скорость продольных волн;  $t$  — время прибытия волн на станцию (расстояние гипоцентр — станция);  $\Delta$  — эпицентральный расстояние (расстояние эпицентр — станция).

Определение глубины очагов показывает, что 80% всех землетрясений возникает в коре, большинство на глубине менее 8—10 км. По глубине землетрясения принято разделять на *неглубокие (мелкофокусные)* с глубиной очагов менее 60 км, *промежуточные* — от 60 до 150 км и *глубокофокусные* — более 150 км. Максимальная известная глубина очагов составляет 720 км (по другим данным 620 км), т. е. близ границы верхней и нижней мантии. Приведенное деление условно и не вполне согласуется с положением очагов в коре, надастеносферной и подастеносферной частях мантии. В отношении землетрясений с глубокими очагами возникает законное сомнение в действительности обычной модели смещения масс горных пород вдоль разрыва, поскольку такому смещению здесь должно препятствовать сильное возрастание с глубиной трения. Отсюда поиски различных других механизмов, в частности фазовых превращений. Но не менее, если не более, вероятно другое предположение о том, что смещения по разрывам на глубине могут облегчаться присутствием поровой жидкости, находящейся под большим давлением. Такой жидкостью может быть вода, освобождающаяся в реакциях дегидратации, а на

еще больших глубинах — жидкая фаза, образующаяся при частичном плавлении мантийного вещества.

Изучение сейсмограмм дает возможность определить положение и наклон на поверхности смещения в очаге и характер этого смещения — *механизм* (динамические параметры) *очага*, т. е. установить, было ли связано это смещение с растяжением, со сжатием или сколом (сдвигом). Для этого на возможно большем числе станций надо выяснить, чему соответствуют первые вступления продольной волны на сейсмограммах — сжатию или растяжению. Данные этих наблюдений наносятся на стереограммы, и характер распределения пунктов с разным характером первых вступлений отвечает трем названным выше возможным механизмам (рис. 15.6). Линии, разделяющие поля сжатия и растяжения, отвечают проекции нодальных поверхностей, которые взаимно перпендикулярны. Одна из этих поверхностей отвечает по-

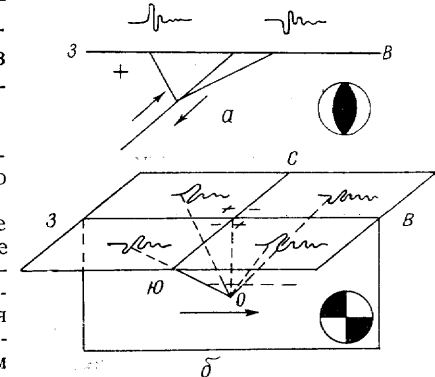


Рис. 15.6. Определение динамических параметров очага землетрясения (по Г. П. Горшкову):

$a$  — в случае надвига,  $b$  — в случае сдвига; сместитель вертикален, смещение в горизонтальном направлении. Плюс — сжатие, минус — растяжение. В кружках — принятые условные изображения механизма землетрясения: вверху — связанного со сжатием, внизу — со сдвигом

верхности разлома, но, чтобы решить, какая именно, надо прибегнуть к материалу геологических наблюдений. Это, очевидно, та поверхность, вдоль которой ориентированы трещины, возникающие при землетрясении, или протягивается разлом, зафиксированный на геологической карте.

При землетрясениях высвобождается значительный объем внутренней энергии Земли. При отдельных крупных землетрясениях количество высвобожденной энергии достигает  $10^{15}$ — $10^{18}$ , по некоторым данным до  $10^{25}$  джоулей (Дж), а за год эта величина составляет в среднем  $0,5 \cdot 10^{19}$  Дж. Относительное количество энергии, выделившееся в очаге землетрясения, оценивается по шкале *магнитуд*, предложенной в 1935 г. Ч. Рихтером. Магнитуда определяется по максимальной амплитуде колебаний, записанных на сейсмограмме, снятой на расстоянии 100 км от эпицентра (если расстояние другое, вносится соответствующая поправка). Шкала магнитуд — экспоненциальная; она пропорциональна логарифму максимальной амплитуды смещения частиц почвы. Наиболее крупные землетрясения характеризуются магнитудой от 6 до 9. Магнитуда 6 соответствует 6—9 баллам, 7 — 8—10 баллам, 8 — 10—12 баллам 12-балльной шкалы интенсивности землетрясений. Совершенно очевидно, что оценка силы землетрясений в



магнитудах более объективна, чем в баллах сейсмической шкалы, поскольку степень разрушения построек — основной критерий этой шкалы — зависит не только от количества выделенной энергии, но и от ряда других факторов — глубины очага (чем глубже очаг, тем меньше разрушение), устойчивости грунта, его водонасыщенности, качества построек. В общей форме интенсивность в эпицентре  $I_0$  связана с магнитудой  $M$  соотношением  $I_0 = 1,7M - 2,2$ , но при использовании этой формулы следует учитывать глубину очага.

В сейсмологии используется также понятие об энергетическом классе землетрясения, который определяется как логарифм  $E$  — энергии землетрясения, в свою очередь определяемой из магнитуды по формуле  $\lg E_{\text{эрт}} = 11 + 1,6M$  (Г. П. Горшков). Различают 18 энергетических классов землетрясений.

## 2. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Уже давно известно, что землетрясения проявляются на поверхности Земли неравномерно, на материках преимущественно в зонах новейшего горообразования. К концу 60-х годов нашего века методы определения положения эпицентров землетрясений существенно усовершенствовались, и это позволило получить более точную картину сейсмичности Земли (см. рис. 14.13). С полной очевидностью обнаружилось практическое отсутствие проявления сильных землетрясений на обширных пространствах и их концентрация в довольно узких поясах. Анализ карты показывает, что основными сейсмическими поясами являются *Тихоокеанский (Круго-Тихоокеанский)* и *Альпийско-Гималайский*. Первый кольцом обрамляет Тихий океан, с выступами к востоку в районе Карибского моря и Антильской дуги, а также на юге в районе моря Скотия и Южно-Сандвичевой дуги. Альпийско-Гималайский пояс простирается от западного Средиземноморья до Восточной Азии, расширяясь в этом направлении и сливаясь с Тихоокеанским поясом на пространстве от Приохотья до Индонезии. Именно в этих поясах проявились все разрушительные землетрясения, большая часть которых связана с напряжениями сжатия, а некоторая их часть — с подвижками по сдвигам.

В Тихоокеанском поясе привлекают особое внимание зоны сверхглубинных разломов, начинающиеся от осей глубоководных желобов периферии океана и наклоненные под островные дуги на западе и под континентальные глыбы Центральной и Южной Америки на востоке. Эти разломы трансформируются по связанным с ними очагам землетрясений, особенно часто промежуточных и глубоководных (см. рис. 14.17). Они обладают, как правило, относительно пологим ( $15-45^\circ$ ) наклоном в верхней части зоны, до глубины около 100 км, и более крутым ( $60^\circ$  и больше) в нижней. По крутизне наклона и характеру сопутствующих явлений среди

этих *сейсмофокальных зон* (зон концентрации очагов землетрясений) японский геофизик С. Уеда выделяет два основных типа: марианский с преимущественно крутым наклоном и развитием не только промежуточных, но и глубоководных землетрясений и чилийский с более пологим наклоном и практическим отсутствием глубоководных землетрясений.

Существование сверхглубинных и наклонных сейсмоактивных разломов по периферии Тихого океана было впервые подмечено голландским сейсмологом С. В. Виссером в 1936 г. и японским сейсмологом К. Вадати в 1938 г. Советский петролог и вулканолог А. Н. Заварицкий в 1946 г. указал на их большое значение и на связь с ними вулканов «огненного кольца» Тихого океана, отметив, что вулканы располагаются над участками этих сейсмофокальных зон, лежащими на глубине около 100 км. Но наибольшую известность в мире эти сейсмофокальные зоны получили после работ американского сейсмолога Х. Беньофа (1949 г. и позже); поэтому и в зарубежной и в нашей литературе их обычно именуют зонами Беньофа, хотя по справедливости это, скорее, зоны Вадати (или Виссера) и Заварицкого. Учитывая и заслуги Беньофа, мы их сокращенно обозначим как зоны ВЗБ.

Помимо собственно периферии Тихого океана сверхглубинные сейсмофокальные зоны хорошо выражены в Индийском океане, где такая зона окаймляет Малайский архипелаг, выходя на поверхность дна в Зондском желобе; ее глубина превышает 600 км. Расположенные в Атлантическом океане Антильская и Южно-Сандвичева сейсмофокальные зоны, как только что отмечалось, могут рассматриваться как выступы Тихоокеанского пояса; впрочем, Зондская зона также тяготеет к последнему, и, таким образом, Тихоокеанский пояс является главным сейсмоактивным поясом Земли.

В Афро-Евразийском поясе преобладают мелкофокусные землетрясения, а глубоководные ( $>300$  км) вообще почти неизвестны. Тем больший интерес представляют отдельные участки этого пояса, где происходят землетрясения с очагами промежуточной глубины и где вырисовываются наклонные сейсмофокальные зоны. Наиболее отчетливо они выражены в районе Калабрии (южная оконечность Апеннинского полуострова) и о. Крит; здесь эти зоны приурочены к выпуклым к югу островным дугам, в тылу которых наблюдается активный вулканизм. Значительно восточнее сейсмофокальные зоны, также наклоненные к северу, простираются вдоль северного, Макранского, побережья Аравийского моря, хр. Западный Гиндукуш и Гималаев. В промежутке между Гиндукушем и Гималаями, на Памире, действует сейсмофокальная зона, обладающая обратным, южным наклоном. Гималайская зона смыкается в ущелье р. Брахмапутры с северным продолжением упоминавшейся выше Зондской (Малайской) зоны.

Помимо этих достаточно типично выраженных зон Беньофа в рассматриваемом поясе намечается еще несколько менее протяженных и глубоких зон подобного типа: в районе Гибралтарской дуги

с очагами до 650 км, в Тирренском море—450 км, в районе Вранча на крутом изгибе Карпат в Румынии — до 150 км (с этой зоной были связаны разрушительные землетрясения 1977 г. в Румынии и 1986 г. в Молдавии, с силой 3 балла ощущавшиеся в Москве), в восточной части Большого Кавказа с очагами до 150 км и с очагами в пределах коры до 40 км — к югу от Крымского полуострова (напомним о землетрясении 1927 г.). Имеются серьезные основания полагать, что все перечисленные сейсмофокальные зоны являются реликтами и фрагментами некогда более протяженных и более глубоких сейсмофокальных зон, вполне сходных с тихоокеанскими. Это было более 40 млн лет назад, когда на всем протяжении пояса существовал открытый морской бассейн, связывавший Атлантический океан с Индийским и Тихим.

Еще одна особенность отличает Афро-Евразийский пояс от Тихоокеанского. Как видно из карты (см. рис. 14.13), сейсмичность здесь рассредоточена на значительной площади, ширина которой местами достигает 4000 км. При более детальном анализе распределения эпицентров можно заметить, что они размещены неравномерно: в отдельных полосах наблюдается их сгущение, на других участках (например, в Центральном и Южном Афганистане) они практически отсутствуют. Эта картина может быть объяснена тем, что данный пояс представляет собой мозаику глыб, или, как говорят, микроплит, испытывающих как бы торошение, наподобие глыб речного или морского льда, при столкновении крупных литосферных плит — Евразийской на севере, Африканской, Аравийской, Индо-Австралийской на юге, Тихоокеанской на востоке (см. рис. 14.14). Соответственно сейсмическая активность сосредоточена на границах этих плит, в зонах их относительных смещений по надвигам (поддвигам) и сдвигам.

Помимо двух главных сейсмогенных поясов мира, расположенных по периферии континентов или их пересекающих, в океанах выделяются чрезвычайно протяженные сейсмогенные пояса — по существу, один пояс с ответвлениями, приуроченный к осевым зонам срединно-океанских хребтов. Землетрясения здесь происходят часто, но отличаются слабой интенсивностью, и очаги их лежат на небольшой глубине, обычно не более 10 км, в основном в коре. По механизму это главным образом сейсмические растяжения, но на отдельных трансформных разломах, соединяющих рифтовые зоны, обнаруживаются сдвиговые смещения.

С растягивающими напряжениями связана и сейсмичность континентальных рифтовых систем — Байкальской (она тяготеет к Центральноевразийскому поясу), Восточно-Африканской, Западно-Европейской, Северо-Американской, Восточно-Китайской. Но здесь отмечаются и сильные, порой разрушительные, землетрясения.

Определенное число землетрясений, в том числе крупных, происходит и вне главных поясов сейсмичности, в частности в пределах пассивных окраин континентов вдоль продольных и поперечных к ним разломов; таковы Лиссабонское землетрясение 1755 г.,

Агадирское (Марокко) 1960 г., Йеменское 1982 г., Гвинейское 1983 г.

**Палеосейсмодислокации.** Совершенно очевидно, что землетрясения происходили на всем протяжении истории нашей планеты, но сведения о них не сохранились. Тем не менее советскими учеными Н. А. Флоренсовым и В. П. Солоненко был разработан способ обнаружения следов землетрясений, происходивших в позднечетвертичное время, т. е. в течение последних 10—12 тыс. лет истории Земли. При благоприятных условиях могут быть обнаружены следы и более ранних землетрясений. Следы эти выражены разрывами и трещинами, пересекающими самые различные элементы рельефа — речные долины, овраги, водоразделы, ледниковые формы — и притом в различных направлениях. Самый характерный признак — пороги или «дамбы», возникшие поперек водотоков на поднятых крыльях разрывов. Характерны также обвалы, оползни, провалы, негипергенные дайки<sup>1</sup>. Сейсмодислокации обычно отчетливо видны на космо- и аэрофотоснимках, но подлежат проверке наблюдениями на местности.

Изучение палеосейсмодислокаций имеет и практическое значение при выяснении степени сейсмической опасности в том или ином регионе, ибо существенно наращивает летопись наблюдавшихся в его пределах землетрясений и нередко указывает на проявление землетрясений, значительно более интенсивных, чем зарегистрированные в последний период времени.

**Моретрясения — цунами.** Одним из очень опасных последствий землетрясений являются мощные длинные волны, которые возникают над очагом землетрясения в массе воды и движутся через океан, достигая его берегов, где их высота вследствие торможения о дно нередко резко увеличивается. Подобные волны способны распространяться через весь Тихий океан и, отразившись от противоположного берега, двинуться в обратном направлении. Так, волны, возникшие при землетрясении на восточном побережье о. Хонсю (Япония) в 1896 г., затронули Гавайские острова в центре Тихого океана, достигли американского побережья и, отразившись от него, направились к Новой Зеландии и Австралии. Высота волн достигает нескольких метров, но в отдельных случаях оказывается значительно больше, превышая 20 м (18 м на Камчатке и Курилах в 1952 г.). Наступлению волны обычно предшествует осушение дна у побережья. Некоторые цунами вызвали значительное число жертв: во время упомянутого цунами 1896 г. на побережье Японии погибло около 26 тыс. человек. Иногда цунами вызываются не тектоническими, а вулканическими землетрясениями. Так, крупные цунами наблюдались при извержении вулкана Кракатау в 1883 г. (36 тыс. жертв!) и при извержении вулкана Килауэа на Гавайях в 1975 г.

В нашей стране цунамиопасными являются побережья Камчат-

<sup>1</sup> Нептуническими дайками называются песчаные тела, образованные введением водонасыщенных песков в трещины, возникшие при землетрясениях.

ки, Курил и Сахалина. К счастью, цунами распространяются относительно медленно, и поэтому создана эффективная служба предупреждения об опасности их прихода, заблаговременно оповещающая население этих побережий. А новые поселки строятся здесь на высоте, недосягаемой для цунами.

**Сейсмичность территории СССР.** В пределах нашей страны землетрясения подвержены все ее горные окраины на юге — Карпаты, Крым, Кавказ, Средняя Азия, Алтае-Саянская область, Прибайкалье и Забайкалье и на востоке — Камчатка, Курилы, Сахалин. Южная полоса относится к Афро-Евразийскому сейсмическому поясу, дальневосточная — к Тихоокеанскому. В зоне реальной сейсмической опасности находятся такие крупные города, как Кишинев, Ялта, Тбилиси, Ереван, Ашхабад, Душанбе, Ташкент, Фрунзе, Алма-Ата, Иркутск, Южно-Сахалинск, Петропавловск-Камчатский, где возможны землетрясения силой 7 баллов и выше. Отсюда понятно, какое большое значение придается в нашей стране проблеме прогноза землетрясений и сейсмостойкого строительства. За рубежом к числу стран, где ведутся подобные исследования, относятся: Япония, территория которой целиком находится в зоне высокой сейсмичности; США, где такая зона включает густонаселенный штат Калифорния, а также Аляску; Китайская Народная Республика, многие районы которой также подвержены катастрофическим землетрясениям, в том числе на густонаселенном востоке страны.

### 3. ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМОСТОЙКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО

Цель прогноза землетрясений — определение *места, силы и времени* их вероятного проявления. Первые две задачи более просты, третья — весьма сложная и пока не получившая удовлетворительного решения, хотя отдельные обнадеживающие проблески и отмечаются.

Местами возможных землетрясений являются прежде всего районы, где землетрясения происходили в историческом прошлом. При этом чем чаще и чем сильнее были эти землетрясения, тем больше, по крайней мере на первый взгляд, сейсмическая опасность в будущем. Поскольку землетрясения обычно оказываются связанными с разломами, активно жившими в новейшее время и сохранившими активность в наши дни, опасность эта распространяется и на всю зону такого разлома. Особенно опасны разломы на границе зон, испытывающих противоположно направленные и интенсивные современные движения земной коры, или зоны повышенного градиента этих движений, участки пересечения разломов, концы разломов, могущих испытывать разрастание, и т. д. Таким образом, при прогнозе места будущих землетрясений необходимо учитывать и собственно сейсмологические и геологические, особенно тектонические, признаки.

В действительности, однако, истолкование этих признаков

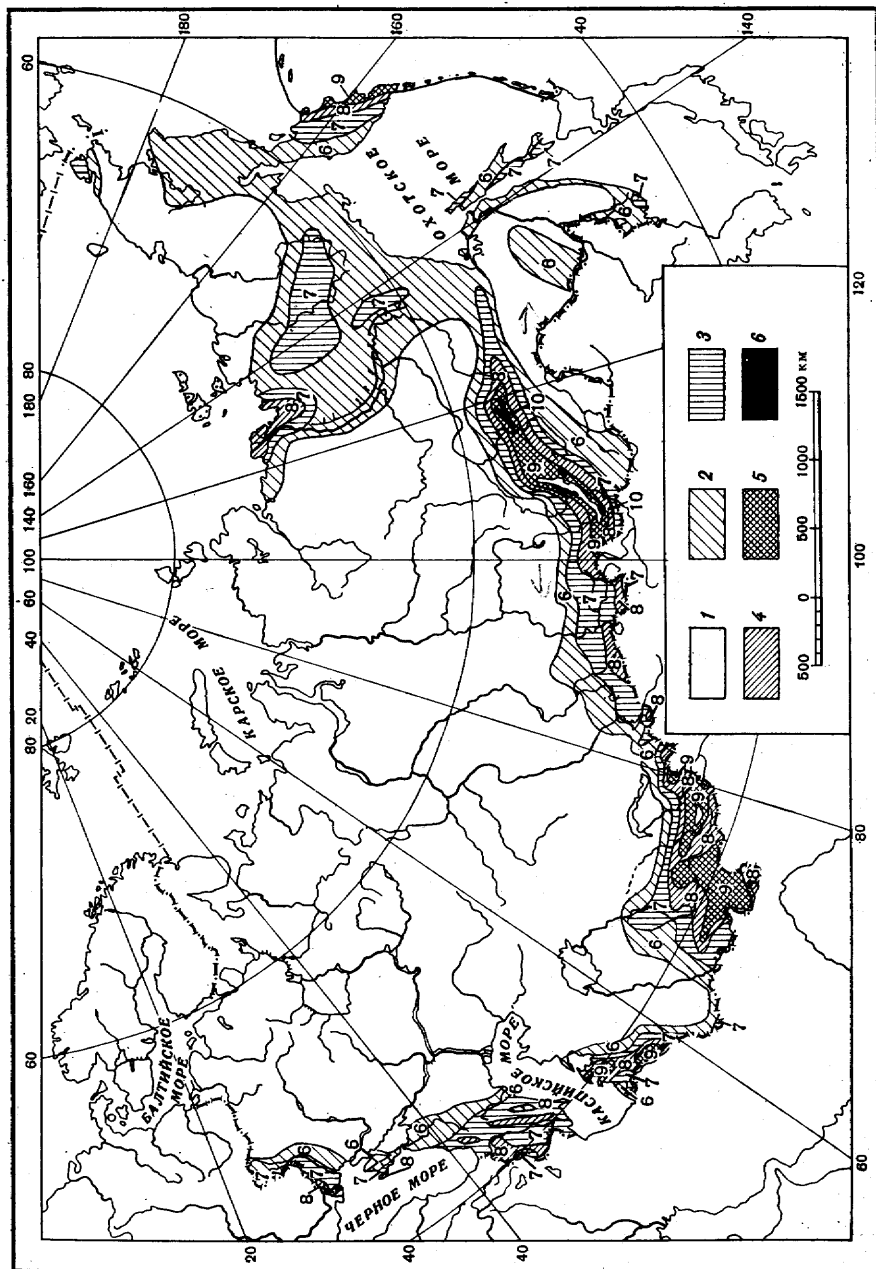
представляет не простое дело. В частности, кроме отмеченных параметров следует учитывать то обстоятельство, что накопление напряжений, получающих разрядку при сильных землетрясениях, требует некоторого времени. Поэтому такие землетрясения повторяются лишь через значительные интервалы времени, которые могут быть определены для каждого района по статистическим данным; на их основе составляются карты сейсмической активности (количество сейсмических толчков данного класса в год) или сотрясаемости (частота землетрясений той или иной интенсивности). По этой же причине наиболее сейсмоопасными в будущем считаются те отрезки сейсмогенных разрывов, на которых в прошлом не происходило сильных землетрясений. В некоторых случаях удается подметить миграцию эпицентров вдоль разрыва в направлении таких «сейсмических зияний». Используя этот метод, удалось предсказать землетрясение 1978 г. в Алайской долине (Средняя Азия). Метод взят на вооружение и американскими исследователями.

В отношении повторяемости землетрясений опыт призывает к некоторой осторожности. В районе Газли, в Кызылкумах, где в историческое время не было отмечено каких-либо значительных сейсмических явлений, в 1976 г. произошло разрушительное землетрясение, которое, казалось бы, надолго сняло тектонические напряжения. Но в 1984 г. пос. Газли был снова разрушен землетрясением. Возможно, что здесь вмешался нетектонический, техногенный фактор — разработка крупного газового месторождения; о роли этого фактора речь пойдет ниже.

На основе совокупности сейсмологических и геологических (тектонических) материалов в 1936 г. под редакцией Г. П. Горшкова была составлена *карта сейсмического районирования* территории нашей страны, первая в мире. С тех пор эта карта несколько раз переиздавалась в уточненном виде; в схематизированном виде она дана на рис. 15.7. Эта карта рассматривается у нас как государственный документ; она используется при проектировании строительства в сейсмоопасных регионах. В зависимости от того, попадает ли данный объект в зону той или иной балльности, предъявляются определенные требования к стойкости этого объекта против сейсмических толчков.

Для городов, поселков, крупных гидротехнических и других сооружений общая карта сейсмического районирования дополняется *картами микросейсмического районирования*, в которых учитываются не только общие тектонические условия, но и особенности геологического строения отдельных участков, от которых во многом зависит устойчивость сооружений при сейсмических толчках. Наибольшее значение имеют состав грунтов (наименее благоприятны лёссов и лёссовидные суглинки), глубина залегания подземных вод, расчлененность рельефа.

Ввиду невозможности при современном уровне наших знаний и техники предотвратить землетрясения, большое значение приобретает задача обеспечить при проектировании и строительстве



зданий и других сооружений в сейсмоопасных областях их устойчивость против сейсмических толчков. Известно, что во время таких разрушительных землетрясений, как Верненское 1911 г., Ашхабадское 1948 г., Ташкентское 1966 г., некоторые сооружения устояли благодаря высокому качеству постройки. Иначе говоря, это задача *сейсмостойкого строительства*, которому в нашей стране уделяется большое внимание. В комплекс антисейсмических мер входят создание железобетонных поясов, облегчение кровли и межэтажных перекрытий, отказ от выступающих тяжеловесных деталей — карнизов, балконов, лепных украшений и т. д. В настоящее время в сейсмостойком строительстве достигнуты настолько большие успехи, что в зонах очень высокой сейсмической опасности теперь не боятся воздвигать высотные здания; примером могут служить 26-этажная гостиница в Алма-Ате, 60-этажное здание банка в Токио.

Вместе с тем, несмотря на эти меры предосторожности, полную актуальность сохраняет задача предсказания *времени* землетрясений. Это задача очень высокой степени сложности, и пути ее решения активно исследуются учеными многих стран. Речь идет об использовании различных *предвестников землетрясений*. Перечислим некоторые из них.

Одно время большие надежды возлагались на проявления увеличения интенсивности современных движений, в частности поднятия, опускания и наклона земной поверхности. Отдельные факты подтверждали эти предположения. Так, землетрясению 16.6 1964 г. в Ниигата (Япония) предшествовала смена длительного опускания поверхности относительно кратковременным подъемом; после землетрясения опускания возобновились. В последние годы вызывает тревогу наблюдаемое с 1960 г. быстрое поднятие в районе г. Палмдейл, находящегося к северу от Лос-Анджелеса в Калифорнии. Ряд американских сейсмологов рассматривают это как симптом готовящегося землетрясения, но теперь возникли сомнения в точности определения скорости поднятия. Что касается изменений наклонов земной поверхности, то для этой цели в СССР был сконструирован специальный прибор — наклономер. Предполагалось, что землетрясениям должно предшествовать резкое изменение наклонов («бура наклонов»). Регистрация таких изменений требовала большой точности прибора. Но по мере увеличения точности наклонометры во все большей степени реагируют на различные внешние воздействия — изменение атмосферного давления, выпадение осадков, морской прибой во время шторма и т. п. Поэтому данный метод пока не получил практического применения.

К числу собственно сейсмологических предвестников землетрясений относится прежде всего увеличение числа слабых земле-

Рис. 15.7. Карта сейсмического районирования СССР:  
1—6 — зоны соответствующей балльности

трясений, которые можно рассматривать как форшоки (англ. «фор» — пред и «шок» — удар, толчок) крупного землетрясения. Подобное увеличение сейсмической активности наблюдалось в феврале 1975 г. в провинции Ляонин (КНР) и в сентябре 1976 г. в области Фриули (Италия). В обоих случаях это дало возможность предупредить население и избежать значительных человеческих жертв.

Другим сейсмологическим предвестником является изменение скорости продольных волн (и ее отношения к скорости поперечных волн) — сначала ее понижение (до 10%), а затем, как полагают, перед землетрясением, — возврат к нормальному значению (И. Л. Нерсесов). Изменение скорости продольных волн объясняется изменением свойств горных пород при накоплении напряжений.

К третьей группе предвестников могут быть отнесены другие геофизические признаки: уменьшение электрического сопротивления пород, наблюдавшееся перед хрупким разрушением в лабораторных опытах, колебания модуля полного вектора магнитного поля и различные электромагнитные явления в атмосфере.

Четвертая категория предвестников может быть обозначена как гидрогеологическо-гидрохимическая. К ней относятся, в частности, изменение уровня грунтовых вод в скважинах и колодцах — сначала понижение, потом резкое повышение, изменение температуры воды, а также значительное повышение содержания в воде радона (Г. А. Мавлянов), углекислого газа, паров ртути (В. Л. Барсуков и др.).

Наконец, следует отметить аномальное поведение животных. На это было обращено специальное внимание в Китае, где организовали сбор соответствующих сведений. В СССР подобные наблюдения начали проводиться на специальном полигоне в Казахстане, в окрестностях Алма-Аты.

Среди предвестников землетрясений (некоторая их систематизация дана на рис. 15.8) следует различать те из них, которые могут быть использованы для среднесрочного (в пределах года, месяцев) и краткосрочного (дни) прогноза. Особенно ответствен краткосрочный прогноз, на основе которого населению может быть предписано покинуть помещения, остановлена работа промышленных предприятий и т. д. Такой прогноз должен быть максимально взвешенным. Надо констатировать, что в настоящее время для него еще не разработаны достаточно надежные критерии, но можно надеяться, что эта задача будет успешно решена еще до конца настоящего столетия. Совершенно очевидно, что при прогнозе землетрясений не следует полагаться на один какой-то признак, а необходимо использовать возможно более широкий их комплекс. Так, на Ашхабадском полигоне уже учитывается 19 различных признаков.

**Техногенные («возбужденные») землетрясения.** В последние годы был обнаружен новый вид землетрясений — землетрясения, возбужденные инженерной деятельностью человека. Первый случай, обративший на себя внимание ученых, — 7-балльное земле-

трясение 1975 г. в районе г. Оровилл в Калифорнии, где за семь лет до этого была возведена самая высокая в США плотина (235 м) и возникло водохранилище. Хотя Оровиллское землетрясение привлекло к себе наибольшее внимание, то был далеко не первый случай оживления сейсмической активности в связи с заполнением водохранилищ гидроэлектростанций. Такое повышение

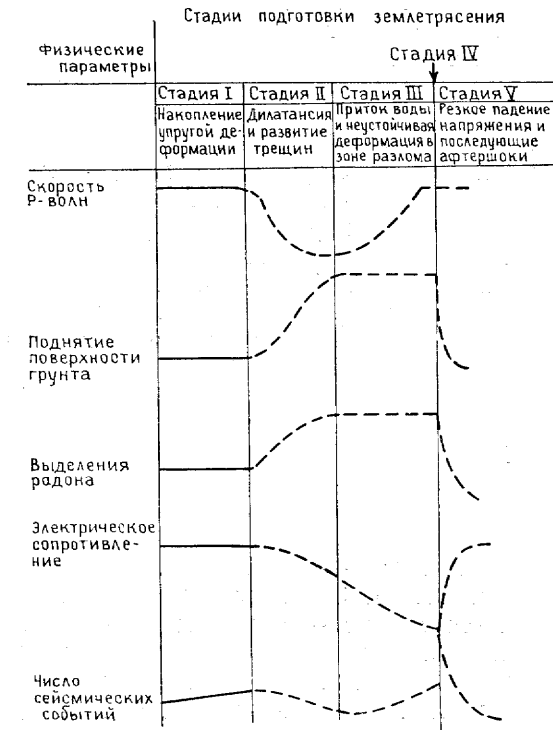


Рис. 15.8. Физические признаки, используемые при прогнозе землетрясений (по Б. Болту)

сейсмической активности в известных сейсмических регионах или даже появление в регионах, ранее выглядевших как сейсмически спокойные, отмечалось и в ряде других районов. Трагичным по своим последствиям было землетрясение 1967 г. на западе Индостана, в районе Койна (180 человек было убито, две тысячи ранено). В нашей стране проявления возбужденной сейсмичности установлены в районе Нурекского гидроузла в Таджикистане: по мере заполнения водохранилища глубиной 317 м отмечалось явное возрастание количества сейсмических толчков. То же отмечено в районе Токтогульской ГЭС в Киргизии, Чиркейской — в Дагестане, Чарвакской — в Узбекистане. Напротив, в тектонически спокойных

районах Русской и Среднесибирской плит никаких сейсмических явлений при создании искусственных водохранилищ не наблюдалось.

Водоохранилища не единственный источник «возбужденных» землетрясений. Определенное «провоцирующее» воздействие на сейсмичность недр может оказывать разработка нефтяных и газовых месторождений (откачка нефти и газа, закачка воды). 7-балльное землетрясение 1976 г. к югу от Грозного и еще более мощные толчки 1976 и 1984 гг. в районе Газли могут иметь именно такую природу. И даже Ташкентское землетрясение 1966 г. может относиться к разряду «возбужденных» откачкой воды в районе Ташкентского оазиса.

Каков же механизм «возбужденных» землетрясений? Скорее всего они являются следствием увеличения водонасыщенности недр, ослабляющей связи между частицами грунта и тем самым снижающей их сопротивление хрупкому разрушению при сейсмических толчках. Использование этого механизма рассматривается как перспективный путь ослабления последствий сильных землетрясений с помощью снятия напряжений мелкими сейсмическими толчками, благодаря закачке воды в специально пробуренные скважины.

## ГЛАВА 16

### МАГМАТИЗМ

Процесс магматизма — наиболее значительное проявление внутренней энергии Земли. Он выражается в поднятии из недр к поверхности Земли *магмы* — силикатного расплава, насыщенного газами, перегретой водой и ее парами. В зависимости от того, изливается ли магма на поверхность или застывает на глубине, магматизм разделяется на поверхностный, или *эффузивный*, именуемый также *вулканизмом*, и глубинный — *интрузивный*.

#### А. Эффузивный магматизм (вулканизм)

Вулканический процесс — это комплекс явлений, связанных с излиянием и выбросом магматического вещества на поверхность Земли и в атмосферу. Уже в процессе движения внутри Земли магматическое вещество дифференцируется и на поверхность извергаются жидкая расплавленная *лава*, твердые продукты, выбрасываемые в виде глыб, обломков, округлых ядер — вулканических бомб и лапиллей (мелкие камешки), песка и пепла (пыли), и газообразные, состоящие из различных газов и паров воды. С вулканическим процессом связано создание вулканических форм рельефа, образование определенных минералов и горных пород, в том числе полезных ископаемых.

#### 1. СТАДИИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Проявление вулканического процесса разделяется на три стадии: раннюю, или субвулканическую; главную, именуемую вулканическим извержением, и поствулканическую, или фумарольную.

**Субвулканическая стадия.** В верхней мантии, в зоне астеносферы, создаются наиболее благоприятные условия для образования магмы. Существующие там температуры способны расплавить вещество астеносферы. Экспериментально доказано, что ультраосновные породы мантии плавятся при температуре 1200°С. Расплав перемещается вверх и заполняет *магматический очаг* (камеру), вмещающий обширный объем примерно изометрической формы. Состав расплава базальтовый, он содержит в растворенном состоянии газы и пары воды. Медленно поднимаясь вверх по ослабленным зонам или трещинам, магма расплавляет и поглощает (ассимилирует) вмещающие породы, создавая трубообразные каналы и расширяя трещины. При достижении определенной глубины, где температура магмы становится ниже 1200°С, в ней происходит выделение в отдельную фазу газа и перегретых паров воды ( $H + OH = H_2O$ ). Преобразованная магма оказывается значительно более подвижной. Она устремляется вверх. Особенно большое количество паров и газов образуется в магме на глубинах 2–3 км от поверхности Земли, вследствие чего давление там резко увеличивается. Известно, что при парообразовании происходит увеличение объема в 100 раз, при этом высвобождается огромное количество энергии, приводящее к взрыву. Газы и пары устремляются вверх, разрушая, дробя породы, преграждающие им путь, и с силой выталкивая их вверх. Вслед за ними к поверхности Земли поднимается частично или полностью дегазированный расплав. При выходе на поверхность он превращается в лаву. Движение магмы, паров и газов сопровождается неглубокими и относительно слабыми землетрясениями, очаги которых все ближе и ближе перемещаются к поверхности Земли.

Очень часто при движении магмы в мантии выше астеносферы или в земной коре образуются вулканические очаги (рис. 16.1). Положение и размеры очага определяются сейсмическими методами, основанными на том, что магма как жидкость не пропускает поперечные упругие волны и замедляет скорость прохождения продольных. Этим методом определили объем вулканической камеры некоторых вулканов: у Ключевской Сопки он оказался равен 10–20 тыс. км<sup>3</sup>, Везувия — 50 тыс. км<sup>3</sup>. Кровля камеры у Везувия определена на глубине 5 км.

С течением времени состав магмы в очаге может изменяться: основная (базальтовая) магма замещается средней (андезитовой) или кислой (дацитово-риолитовой), что предопределяет характер главной стадии вулканического процесса.

**Главная стадия вулканического процесса** — извержение вулканов. Момент разрядки вулканической энергии и выброса магмати-



ческих продуктов на поверхность через жерло вулкана знаменует начало извержения. Процесс извержения разных вулканов неодинаков. Твердые и жидкие продукты извержения обычно концентрируются вокруг жерла, и здесь постепенно вырастает вулканическая гора конусообразной формы. Вершина горы плоская, и часто на ней наблюдается воронкообразное углубление — *кратер*, на дне которого располагается отверстие — *жерло* (одно или несколько), связанное с вулканическим каналом. Кратер у активных, многократно извергающихся вулканов часто бывает преобразован в большую котловину, именуемую *кальдерой*. Формирование ее связано с выбросом при взрыве огромного количества материала, слагающего вершину конуса, или с его провалом (опусканием) в канал или вулканический очаг, уже истощенный предыдущими

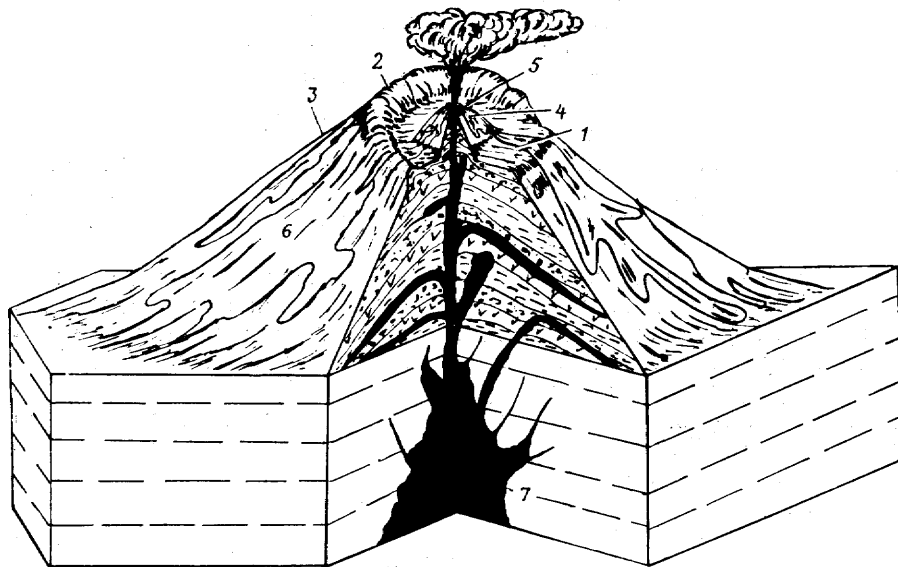


Рис. 16.1. Схема строения вулкана:  
1 — кальдера; 2 — сомма; 3 — конус; 4 — кратер; 5 — жерло; 6 — лавовый поток; 7 — вулканический очаг

извержениями. Диаметр кальдер измеряется километрами. При последующих извержениях в центре кальдеры может возникнуть новый конус со своим кратером и жерлом (двухконусный вулкан Крашенинникова на Камчатке). Дугообразный вал кальдеры на Везувии получил название *соммы*, а кольцевая долина между соммой и молодым конусом — *атрио* (лат. «атрио» — внутренний двор).

Общие очертания и размеры вулканов очень разнообразны (рис. 16.2). Различен процесс извержения и по продолжительности: в одних случаях он кратковременный и ограничивается одним «выстрелом», в других — растянут на многие сутки и месяцы. От-

дельные извержения объединяются в циклы извержений. Один цикл от другого может отделяться стадией поствулканического режима, длящегося десятки и даже сотни лет.

**Классификация вулканических извержений.** Произвести генетическую классификацию вулканических извержений весьма слож-

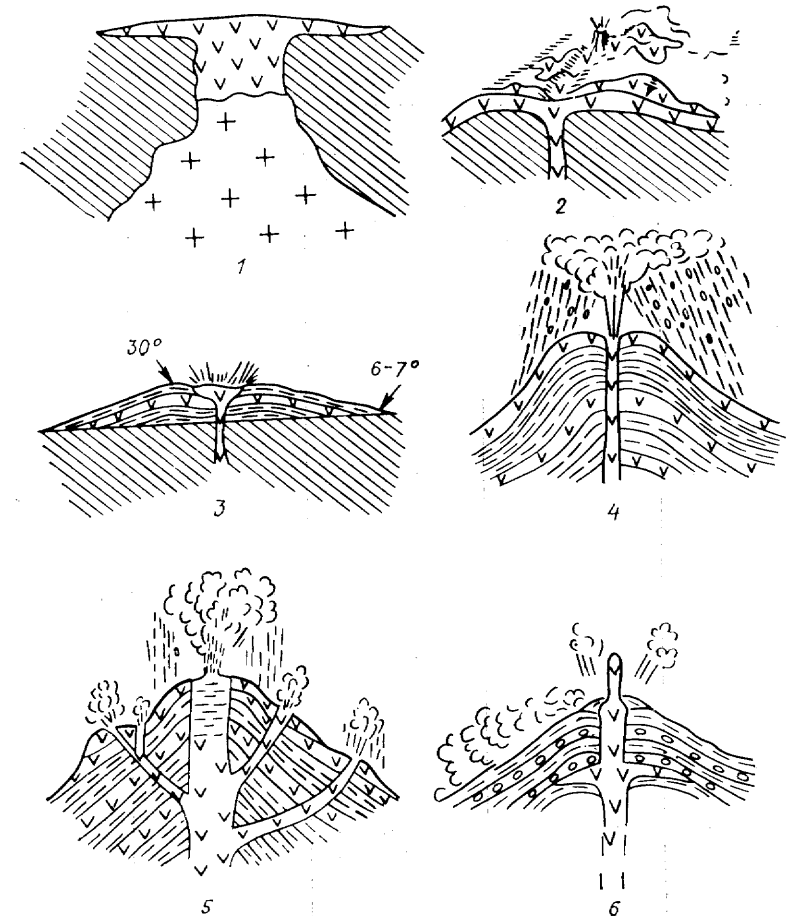


Рис. 16.2. Формы вулканических построек и типы вулканов:  
1 — океанских плит; 2 — исландский; 3 — гавайский (щитовой по форме); 4 — стромболианский; 5 — этнинский; 6 — пелейский

но в связи с многообразием этого процесса и разнообразием причин, его вызывающих. Главное значение имеет состав магмы и лав.

По характеру извержений и их продуктам деятельность вулка-

нов разделяется на четыре категории (табл. 7): *эффузивную* (наземную и подводную) с преобладанием жидкой лавы; *пирокластовую* с преобладанием твердых продуктов извержения, хотя лава и газы здесь также выделяются, и *эксплозивную* (газово-взрывную). В последней при извержении выделяется огромная масса газов и часты сильные взрывы. В каждой категории извержений вулканов выделяется несколько типов. Типы чаще всего называ-

Таблица 7

Классификация вулканов по характеру извержений

Категория	Тип извержения	Вулкан, определяющий тип	Местоположение	Другие вулканы
Эффузивная (наземная)	исландский (трещинный)	Лаки (трещина)	Исландия	Плоский Толбачик (Камчатка)
	гавайский	Килауэа	Гавайские острова	Нирагонго (Восточная Африка)
Эффузивная (подводная)	подводных хребтов			
	океанических плит			
	шельфовый			
Пирокластовая (смешанная)	стромболианский	Стромболи	Италия, Липарские острова	Ицалько (Сальвадор) Сангай (Эквадор) Семеру (Ява)
	везувийский	Везувий (поздние извержения)	Италия, Неаполь	Ключевская Сопка (Камчатка)
	этнинский	Этна	о. Сицилия	Карымский (Камчатка) Парикутин (Мексика) Мечникова (Курилы)
Эксплозивная (газово-взрывная)	плинианский	Везувий (ранние извержения)	Италия, Неаполь	
	пелейский	Мон-Пеле	о. Мартиника	Шивелуч (Камчатка) Суфриер (Малые Антильские острова)
	кракатауский	Кракатау	Индонезия (Зондский пролив)	
	маарский	Пульфер и др.	ФРГ, плато Эйфель	
	бандайсанский	Бандайсан	Япония	

ются по вулкану, извержение которого является образцом для данного типа.

Классификации вулканов по типу извержений условны, так как многие вулканы занимают промежуточное положение между выделенными категориями. Некоторые вулканы со временем меняют тип извержения, главным образом в связи с изменением состава магмы, переходя из одной категории в другую (например, Везувий). Среди современных извержений на суше преобладают газово-взрывные и пирокластовые; в океане и на океанических островах — эффузивные.

**Эффузивные наземные извержения.** Эти извержения проявляются на океанических островах и на побережьях континентов (вдоль зон глубинных корово-мантийных разломов) и связаны с основной, базальтовой, магмой.

**Исландский тип.** Исландия — страна вулканов, расположенных в области Срединно-Атлантического хребта. Современные вулканы размещаются преимущественно в юго-восточной части острова. Они следуют цепочкой вдоль трещин северо-восточного направления. К востоку от известной вулканической горы Гекла во время землетрясения в 1783 г. образовалась зияющая трещина Лаки, прослеживающаяся на 24 км. После сильного взрыва из трещины вырвалась масса пепла и шлака, а затем стала извергаться лава. Излияние лавы происходило из трещины длиной 7 км, а также из изолированных жерл. Вдоль трещины возникли 34 больших и 60 маленьких конусов и кратеров. Кратеры наполнились лавой, начавшей растекаться многочисленными потоками. Потоки устремились в ущелье р. Скафтау, глубина которого достигала 180 м. Долина полностью заполнилась лавой на протяжении 80 км; местами лава переливала через край ущелья. Она покрыла территорию площадью 565 км<sup>2</sup>. Средняя мощность покрова превышала 30 м, а объем лавы оценивался в 12 км<sup>3</sup>. Излияние лавы длилось 20 дней, а затем, после некоторого перерыва, произошло новое излияние. Лава была очень жидкой и растекалась со значительной скоростью даже на пологих склонах. Это типичное трещинное извержение основной лавы.

Подобные трещинные извержения наблюдались также на Гавайских островах, в Японии и СССР, на Камчатке. На Камчатке имеется 30 действующих вулканов, расположенных вдоль разломов земной коры параллельно берегу океана. Извержения камчатских вулканов очень разнообразны и относятся преимущественно к пирокластовой категории. Но в июле 1975 г. произошло извержение вулкана Плоский Толбачик по исландскому типу. На склоне вулкана образовалась протяженная трещина. Сначала активной оказалась северная часть трещины, из которой вырвалась туча пепла, шлака и газов, поднявшихся на высоту 10 км. Над трещиной возникло 7 шлаковых конусов высотой до 330 м. Из трещины выливалось 15 лавовых потоков длиной до 6 км. Из южной части трещины лавы вылилось еще больше: она образовала лавовое поле площадью 36 км<sup>2</sup>. Толщина лавы у основания равнялась

40—70 м. Извержение Толбачика продолжалось 5 месяцев. За это время вулкан выбросил на поверхность Земли  $2,17 \text{ км}^3$  пирокластического материала (пепел, шлак, бомбы). В атмосферу вылетело  $72,28 \text{ км}^3$  (1 млн т) паров воды и газов, изверглось  $0,7 \text{ км}^3$  (2,52 млрд т) лавы.

Гавайский тип. Извержения этого типа по характеру и продуктам близки к трещинным, но изливания происходят через широкий трубообразный канал. Гавайские острова целиком сложены из лавы древних подводных, а впоследствии наземных извержений. На южном острове Гавайев расположены три действующих вулкана. Самый крупный из них — Мауна-Лоа — имеет высоту 4166 м над уровнем океана. По форме вулканы гавайского типа напоминают щит, в связи с чем они получили название *щитовых*. Наиболее хорошо изучен кратер вулкана-сателлита Килауэа (высота 1230 м), расположенного на юго-восточном склоне Мауна-Лоа. Этот кратер имеет диаметр 5 км. В юго-западной его части находится жерло Гале-Мау-Мау ( $1000 \times 900$  м). До 1924 г. кратер был всегда заполнен раскаленной лавой и имел вид озера. Температура лавы на поверхности озера колебалась от 1000 до  $1300^\circ \text{C}$ . В 1924 г. уровень лавы понизился на 350 м и обнажились отвесные стенки вулканического канала. Период извержения знаменовался тем, что уровень лавового озера повышался и лава переливалась через борт кратера, а кратерное озеро в тот момент кипело, в нем возникали фонтаны лавы высотой 10—100 м. Лава текла по склону горы со скоростью до 25 км/ч.

В настоящее время вулканы гавайского типа известны на о-вах Самоа, в Новой Зеландии, Исландии, а также в Восточной Африке (Нирагонго). Нирагонго — единственный в мире вулкан, в кратере которого (глубиной 300 м) до настоящего времени сохранилось жидкое лавовое озеро.

**Подводные эффузивные извержения.** Это самая большая по численности категория вулканов, но еще мало изученная, так как далеко не все их извержения были зафиксированы.

Вулканы океанов принадлежат в основном к эффузивной категории, извержения их связаны с трещинами. Лава из трещин на значительной глубине вытекает спокойно, без сильных взрывов, при малом (1—3%) количестве пирокластов. На глубине свыше 2—3 км столб воды может создать давление большее, чем внутреннее давление пара, поэтому взрыва не происходит. Лава и вмещающие породы не дробятся и пирокластов не образуется. Газы в виде отдельных пузырьков и струй растворяются в воде, не достигая поверхности. Такое извержение на поверхности океана обычно не фиксируется. Иногда, также в связи с большим давлением столба воды, лава выжимается, не растекаясь, и образует куполовидные тела. Состав лавы обычно базальтовый. Лава образует на дне обширные, изометричной формы покровы или узкие, но весьма длинные потоки с подушкообразной или шаровой текстурой (пиллоу-лавы). Отличительная особенность подводных лав — образование стекловатой оболочки на их поверхности в результате бы-

строго остывания при соприкосновении с холодной водой. На дне океана обнаружены и вулканические постройки конусо- или куполовидной формы. Сложены они также базальтовой, но более вязкой, чем у трещинных вулканов, лавой. Иногда лава чередуется с отложениями горячих источников — гидротерм.

Количество подводных вулканов велико. Так, английские исследователи в юго-восточной части Тихого океана, примыкающей к южноамериканскому шельфу, обнаружили несколько сотен вулканов, в том числе 200 с диаметром основания более 1 км. Один из них, находящийся против побережья Перу, имеет высоту 1,5 км при диаметре основания 9 км. По-видимому, этот вулкан потухший, как и большинство наиболее высоких конусов на дне океана.

Наиболее характерной особенностью глубоководных подводных вулканов является выделение большого количества гидротермальных растворов. Они выделяются как из жерла вулкана в главную стадию извержения, так и из трещин на склонах вулкана в фумарольную стадию. В кальдере одного из вулканов на подводном хребте Хуан-де-Фука на глубине 1600 м канадские ученые обнаружили гидротермальный жерла, вокруг которых выросли холмы причудливых очертаний высотой до 10 м, сложенные сульфидными минералами. Отложения гидротерм содержат в большом количестве сульфиды — сернистые соединения меди, серебра, цинка, свинца и других элементов, являющиеся ценными полезными ископаемыми. Гидротермы обнаружены в Тихом и Атлантическом океанах, в Красном море.

Подводные вулканы в области шельфа по характеру извержения приближаются к наземным — исландского или гавайского типа. Наряду с эффузивными здесь наблюдаются пирокластовые и эксплозивные извержения. У этих вулканов сначала вырастает подводный плоский широкий пьедестал конуса, а затем на нем — нормальный конус, который может, достигнув поверхности воды, образовать вулканический остров. Особенно многочисленны подводные вулканы в Тихом океане, а также вдоль срединных хребтов других океанов. Только в районе Исландии имеется 26 действующих вулканов. 13 ноября 1963 г. на глубине 130 м произошло извержение вулкана Сертсей, за несколько дней создавшее остров. В Средиземном море подводное извержение привело к образованию о. Санторин.

**Пирокластовые (смешанные) извержения.** Вулканы этой категории характеризуются выбросами как лавы, так и твердых и газообразных продуктов. Они центрально-кратерного типа, обладают конусами правильной формы. Обычно эти конусы состоят из переслаивания лавы и твердых продуктов (бомбы, пепел, вулканический песок, шлаки и т. п.), в связи с чем их называют *слоистыми*, или *стратовулканами*. В этой категории выделяют несколько типов: стромболианский, везувианский, этнинский и др. В целом извержения этой категории носят промежуточный характер между эффузивными и взрывными (эксплозивными), в связи с чем они иногда называются смешанными, или переходными.

Стромболианский тип. Извержения вулканов этого типа происходят часто; взрывы и выбросы могут следовать через короткие промежутки времени (от нескольких минут до часа), иногда с удивительной ритмичностью. Так, извержения вулкана Ицалько происходили через несколько минут. Бомбы, разбрызгиваемые лава и шлаки у этих вулканов поднимаются на относительно небольшую высоту (50—300 м). Лава вулканов стромболианского типа более кислая и вязкая, чем вулканов гавайского типа, и горячая с температурой 1100—1200°С. Вулканический очаг располагается неглубоко.

Везувианский тип. Вулканы этого типа распространены очень широко, а их извержения в последние столетия наиболее типичны для рассматриваемой категории.

Везувий расположен на Средиземноморском побережье, вблизи г. Неаполя. Описания его деятельности имеются с начала прошлого тысячелетия. До извержения 63 г. н. э. он считался потухшим. Извержение огромной силы произошло в 79 г. н. э. Города Геркуланум, Помпеи и Стабия оказались погребенными под вулканическим пеплом, толщина слоя которого достигала 7 м. Люди, по-видимому, были удушены ядовитыми газами. В конце извержения хлынул дождь. Потоки воды, смешанные с вулканическими продуктами и грязью (лахар), завершили погребение городов и людей. Взрывы в начале извержения разрушили вершину горы, образовав на ее месте огромную котловину — взрывную кальдеру, окруженную соммой. Более 100 лет Везувий бездействовал, а затем были редкие слабые извержения. Все ранние извержения Везувия происходили без лавовых излияний (или при малом количестве лавы) и должны относиться к промежуточному типу извержений между пирокластовой и взрывной категориями. Итальянский геолог Стопанни назвал этот тип *плинианским*, в память Плиния Старшего — крупнейшего ученого античного периода, погибшего при извержении Везувия.

Очень сильное извержение Везувия произошло в 1631 г. Позже Везувий начал действовать как вулкан пирокластовой категории. Наряду с небольшими выбросами газов, пепла, вулканических бомб вылилось большое количество лавы, которая двумя потоками стала двигаться в сторону моря. Раскаленный поток почти полностью уничтожил г. Торре-дель-Греко. В дальнейшем извержения происходили с интервалом 10—30 лет. Последнее сильное извержение наблюдалось 20 марта 1944 г. Длилось оно 7 дней. В результате кратер и канал очистились от лавы и в настоящее время представляют собой открытую воронку.

В СССР к этому типу относятся некоторые фазы извержения Ключевского вулкана на Камчатке.

Этнинский тип извержений по характеру близок к везувианскому и в ряде классификационных схем они объединяются. Вулканы этого типа очень активны. Извержения следуют одно за другим через несколько лет, но и в периоды между извержениями из центрального кратера непрерывно выделяются струи газа и па-

ров воды, нередко выбрасывается пепел. Вулкан Этна расположен на о. Сицилия. Это высочайшая в Европе вулканическая гора (3290 м над уровнем моря). Фаза крупного извержения обычно начиналась с сильного землетрясения и ряда взрывов, во время которых из центрального вершинного кратера выбрасываются газы и пепел. Вслед за начальным извержением на склоне появляются трещины, из которых изливается лава, выбрасывается рыхлый материал и образуются конусы побочных — *паразитических* — вулканов. В процессе извержения высота прорывов лавы постепенно снижается. Количество пирокластического и эффузивного (выброшенного Этной) материала необычайно велико. Лавовые потоки и туфы только за последние 100 лет заняли на склонах горы площадь около 1300 км<sup>2</sup>. Паразитических конусов на склоне Этны насчитывается свыше 200.

В СССР извержения такого типа происходят на Камчатке, на самом высоком вулкане Евразии Ключевском (4850 м). Ключевской вулкан (рис. 16.3) очень активен в последние 250 лет. Про-

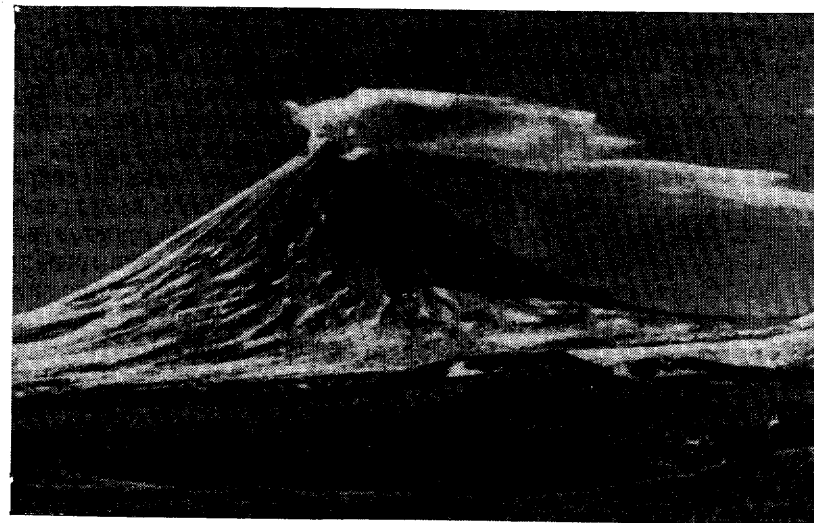


Рис. 16.3. Вулкан Ключевская Сопка

изошло 37 циклов извержений, в среднем через 6—7 лет. Извержения газов и пирокластического материала происходили через вершинный кратер, а излияния лавы — преимущественно через боковые жерла или трещины. Паразитических конусов на склонах вулкана свыше 60. Лава основного состава. Длина ее потоков достигает 16 км. Магматический очаг расположен глубже, чем у вулканов стромболианского типа.

Вулканы этнинского типа распространены в Средиземноморье, Южной Америке, Японии, на Курильских островах, Камчатке.

**Эксплозивные (газово-взрывные) извержения.** Вулканы этой категории извергают огромное количество газа и пара и малое количество лавы; иногда лава отсутствует. Твердые продукты обычно бывают сильно раздроблены, перетерты и представлены пеплом. Извержения связаны чаще всего с магмой кислого или среднего состава. Магматические очаги, питающие эти вулканы, располагаются на большой глубине, и магма из них не всегда достигает поверхности Земли. В эксплозивной категории вулканов выделяется несколько типов.

Пеллейский тип получил название от вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника в Малой Антильской островной дуге. Классическим стало извержение 23 апреля 1902 г. Частые землетрясения и выбросы пепла, паров воды и ядовитых газов продолжались две недели. Все это время гора была окружена белым облаком пара, и 8 мая утром произошел взрыв, сопровождавшийся страшным грохотом. По словам очевидца, вершина горы была разнесена на куски, а затем плотная огненная туча газа и распыленной лавы двинулась вниз по склону со скоростью 180 км/ч. В этой огненной туче (фр. «нюе-ардант») температура достигала 450—600°С. Она разрушила г. Сен-Пьер, и 30 тыс. его жителей погибли. Через несколько недель после выброса газов на дне кратера появил-



Рис. 16.4. Лавовый обелиск вулкана Мон-Пеле

ся лавовый купол с крутыми склонами. Он состоял из раскаленной густой лавы кислого состава. В середине октября 1902 г. на восточной стороне купола начал подниматься огромный лавовый обелиск, напоминающий по форме гигантский палец (рис. 16.4). Высота его ежедневно увеличивалась на 10 м. Наконец, он достиг высоты 900 м над уровнем кратера и стал разрушаться. Через год, в августе 1903 г., обелиск распался.

Извержения пеллейского типа с выдавливанием вязкой лавы называют *экструзивными*. Подобные извержения имели место на Камчатке, у вулканов Безымянного и Шивелуча; на Аляске, у вулкана Катмай. Всего, по данным В. И. Влодавца, в нашем столетии было более 40 таких извержений.

Кракатауский тип извержений характеризуется необычайно сильными взрывами с выбросами огромного количества газов и пепла. Лава на поверхности почти не появляется. Название типу дано по вулкану Кракатау, слагающему остров в Зондском проливе между о-вами Суматра и Ява. При извержении 26 августа 1883 г. взрывы его были настолько сильны, что значительная часть острова взлетела на воздух. Извержения вулканов кракатауского типа связываются с кислой вязкой магмой. Судя по пемзе и пеплу, у вулкана Кракатау она имела дацитовый состав (65% кремнезема).

Маарский тип. К нему относятся вулканы одноактных извержений, ныне потухшие. При этом возникают плоские блюдцеобразные кратерные впадины, по краям которых формируются невысокие валы, сложенные шлаком и обломками горных пород, выброшенных из кратера. Ко дну кратера подходит вулканический канал, или трубка взрыва, именуемая у древних вулканов *диатремой*. На глубине 400—500 м трубки взрыва бывают заполнены базальтовой лавой или производными ультраосновной магмы. Выше в них располагаются перегретая синяя глина и перемятые обломки вулканических пород (кимберлит). Особенно большую известность диатремы получили в Южной Африке (район г. Кимберли и др.), а в последние годы и в Сибири. Магматическая брекчия, заполняющая диатремы, носит название *кимберлит*. Кимберлит состоит из обломков ультраосновных пород и пород, пересекаемых трубкой на ее пути к поверхности. В кимберлитах встречаются алмазы, пиропы (минералы из группы гранатов) и др. Характер породы свидетельствует об очень больших давлениях и температурах во время взрыва и о подъеме магмы с огромных глубин, из мантии. Трубки взрыва имеют диаметр от нескольких метров до нескольких километров.

Бандайсанский тип по характеру извержений очень напоминает предыдущие типы данной категории, но взрывы в этом случае связаны не с магматическими газами, а с парами воды, которая, проникая на большие глубины, превращается в пар и дает взрыв. В отличие от настоящих газово-взрывных извержений у вулканов бандайсанского типа отсутствуют свежие вулканические продукты извержений. Взрывные извержения бандайсанского типа известны у ряда вулканов Индонезии, Японии и др.

Вулканы эксплозивной категории распространены наиболее широко. По подсчетам В. И. Влодавца, в этом столетии произошло более 1000 их извержений.

**Поствулканическая, или фумарольная, стадия.** Эта стадия характеризуется сильным ослаблением вулканической деятельности. Лава уже не может вырваться на поверхность, а выходят, как правило, многочисленные газово-паровые струи и горячая вода. Склоны вулканов в начале этой стадии иногда напоминают дымящийся котел воды.

Газовые струи, именуемые *фумаролами*, подразделяются по составу газов и температуре на: 1) *сухие* фумаролы с температурой

свыше 500° С, в которых пары воды отсутствуют или встречаются в малом количестве; содержат хлористые соединения натрия и калия, примесь соединений марганца, меди и фтора; 2) *сернистые*, или *сульфатары*, с температурой 90—300° С, содержащие серную и хлористоводородную кислоты; вокруг таких fumarol часто образуются налеты красного или желтого (от самородной серы) цвета; 3) *щелочные*, или *аммиачные*, fumarолы с температурой выше 100° С, газы которых состоят из углекислого аммония и сернистого водорода; присутствуют и пары воды; 4) *холодные углекислые* fumarолы, или *мофетты*, температура которых ниже 100° С.

Fumarолы часто располагаются группами, иногда цепочкообразно вдоль какой-нибудь трещины. Высота газовых струй от нескольких сантиметров до нескольких метров. Проходя через рыхлые породы или трещины, газы и пары оставляют на стенках трещины или в порах корочки из различных минералов. Особенно сильны струи газов и паров воды, выходящие из кратеров как основных, так и паразитических вулканов.

Извержение паров воды — также характерная особенность поствулканической стадии. По мере удаления от очага пары воды преобразуются в выбросы горячей, обычно сильно минерализованной воды в виде горячих и подогретых источников. Источники бывают постоянно действующими или периодически выбрасывающими воду. Последние называются *гейзерами*. Периодичность извержений гейзеров обычно очень постоянна. Интервалы извержений у различных гейзеров колеблются от 10 мин до 5,5 ч. Температура воды +94 — +99° С. Вода гейзеров обычно минерализована, содержит соли натрия, магния, кальция, кремния. В связи с этим вокруг гейзеров часто наблюдаются отложения в виде пористых известковистых или кремнистых туфов. Гейзеры известны в Исландии, Новой Зеландии, на Камчатке (Долина гейзеров) и в Йеллоустонском национальном парке в США.

Механизм работы гейзеров объясняется следующим образом. У дна канала происходит перегрев воды и парообразование, что поднимает колонну воды в канале гейзера и происходит мгновенное паро-водяное извержение.

Пары и газы вместе с водой могут выбрасывать жидкую грязь, образуя *грязевые вулканы*. Конусы этих вулканов обычно невелики и достигают высоты 1—2 м, но иногда и 400 м. Диаметр кратера измеряется десятками сантиметров или метрами. Грязевые потоки могут иметь длину в десятки метров, а температура грязи при извержении достигает 80—90° С.

Грязевые вулканы могут быть и не связаны с вулканическими процессами. Они могут образоваться там, где в недрах скапливаются углеводородные газы и имеются находящиеся под значительным давлением водонасыщенные и глинистые породы. Такого типа грязевые вулканы в СССР развиты на Апшеронском и Керченском полуостровах, в Западной Туркмении и на Сахалине. Они могут достигать большой высоты — до 400 м — и по форме напоминать конусы настоящих вулканов.

Поствулканическая стадия может растянуться на многие десятилетия и даже столетия. Полное затухание вулканического процесса может быть связано с исчерпанием магмы в вулканическом очаге.

## 2. ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Как было показано раньше, в процессе вулканической деятельности на поверхность Земли выбрасываются вулканические продукты трех типов: жидкие, твердые и газообразные.

**Жидкие продукты извержений.** К жидким продуктам относятся лавы разнообразного состава. Охлаждаясь и застывая, они образуют эффузивные, или излившиеся, горные породы. По химическому составу, в основном по количеству кремнезема (слагающего не только кварц, но и входящего в состав других минералов), они подразделяются на кислые ( $\text{SiO}_2 > 65\%$ ), средние ( $\text{SiO}_2 = 65—53\%$ ), основные ( $\text{SiO}_2 = 53—45\%$ ) и ультраосновные ( $\text{SiO}_2 < 45\%$ ).

К породам, образованным из кислых магм, относятся: 1) *липарит*, или *риолит*, — порода, состоящая из кварца, кислого полевого шпата, слюды, в меньшей мере пироксена и амфибола, а также вулканического стекла; часто имеет флюидальную текстуру и порфиновую структуру; 2) *дацит* — порода того же минерального состава, но кроме ортоклаза в ней содержится и преобладает плагиоклаз. Породы кислого состава имеют обычно светлый цвет.

Кислые лавы наименее подвижны, так как характеризуются большей вязкостью, чем основные и средние. Они застывают в виде куполов или мощных коротких потоков. При застывании лав среднего состава образуются андезит со средним плагиоклазом и трахит с ортоклазом и средним плагиоклазом. Кварц в этих породах встречается в меньшем количестве или отсутствует. К основным породам относится наиболее широко распространенная порода — базальт. Ультраосновные эффузивные породы — *пикриты* — встречаются редко.

Количество лавы, изливающейся при извержении, бывает различно; особенно много выливается базальтовой лавы при извержениях вулканов эффузивной категории. Лавовые потоки при этом достигают нескольких или даже многих (до сотни) километров в длину при ширине в сотни метров. У Ключевского вулкана из паразитического конуса Билюкай выделилось 240 км<sup>3</sup> лавы. Длина потока достигала 16 км. Из трещины Скафтау (Исландия) вылилось 12 км<sup>3</sup> лавы.

Лава, изливающаяся из вулканов, может быть вязкой и плотной в том случае, если газы из нее выделились еще в жерле вулкана, и пористой — в случае насыщения ее газами. Поры в лавах бывают разных размеров. При большом скоплении газов внутри лавы могут образовываться крупные каверны до нескольких метров в диаметре.

Лавы, насыщенные газами, при застывании образуют породу, называемую *пемзой*. Пустоты могут быть заполнены различными



минералами: кальцитом, кремнеземом (опал, агат), цеолитами и другими минералами в виде шариков, бобовин, миндалин. Такая порода носит название *мандельштейна* (миндалевого камня).

Поверхность лавового потока может быть двух типов: глыбовой — тип аа-лава и волнистой — тип пахоэхоз, или канатная лава. Глыбовая лава напоминает поверхность реки во время ледохода. Она свойственна более вязким лавам или образуется в том случае, когда разламывается уже застывшая корка. Волнистая поверхность пахоэхоз наблюдается у жидких лав в потоках вулканов гавайского типа. На этой поверхности видно, как одни порции уже загустевшей лавы наплывали на другие и в таком виде застыли. Базальтовые лавы подводных извержений имеют подушкообразную поверхность и часто состоят из крупных шаров или труб — шаровые, или пиллоу-лавы.

Большинство застывших лав имеет неполнокристаллическое строение: в лаве наряду с вулканическим стеклом имеются мелкие, а иногда и крупные кристаллы — вкрапленники отдельных минералов. Такая структура называется порфировой, а в случае отсутствия крупных вкрапленников — афировой. Некоторые лавы успевают полностью раскристаллизоваться, и тогда структура их становится мелкокристаллической.

Лавы с глыбовой поверхностью часто при застывании оказываются полностью раздробленными и образуют брекчию. Такая порода называется вулканическим *агломератом*. При растрескивании вулканического стекла на дне моря, при соприкосновении с холодной водой, образуются породы, состоящие из мелких обломков стекла, — *гялокластиты*.

Не вся лава изливается сплошным потоком. Очень часто она разбрызгивается или выбрасывается в виде отдельных сгустков (комков, бомб), имеющих грушевидную форму. Вследствие вращательного движения в воздухе лавовая бомба нередко становится веретенообразной. Размеры бомб колеблются от грецкого ореха до арбуза и больше (рис. 16.5). Густая вязкая лава иногда выбрасывается в виде отдельных глыб массой до нескольких тонн. Мелкие брызги жидкой лавы могут растягиваться в тонкие нити, получившие название «*волосы Пеле*» (Пеле — богиня огня у гавайских туземцев). Лава, выбрасываемая в виде небольших пористых комочков, при слипании образует породу, именуемую *шлаковым туфом*.

**Твердые продукты извержений.** Большинство континентальных вулканов наряду с лавой выбрасывает огромное количество твердых продуктов, в десятки раз превышающее количество лавы. Твердые продукты представляют собой обломки различной величины — от долей миллиметра до нескольких метров в диаметре.

Твердые продукты вулканизма подразделяются по размерам на следующие типы: 1) вулканический пепел, пыль; 2) вулканический песок; 3) вулканические обломки — лапилли; 4) вулканические бомбы и 5) вулканические глыбы.

*Вулканический пепел* представляет собой мельчайшие остро-

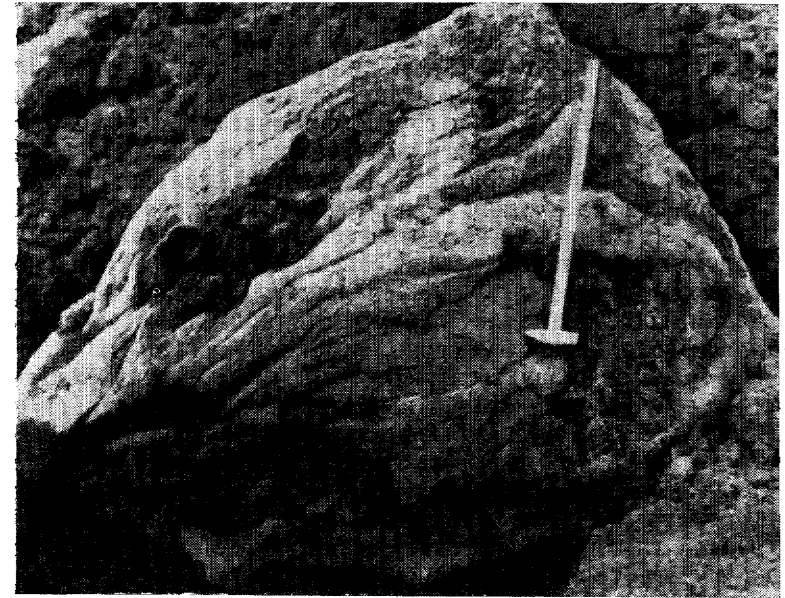


Рис. 16.5. Вулканическая бомба в 2 км от жерла вулкана Батур (Индонезия). Фото В. И. Славина

угольные обломки пемзы, стекла, различных минералов, определяемых только под микроскопом. Цвет вулканического пепла самый разный: серый, белый, желтый, красный. Вулканический пепел выбрасывается иногда в огромных количествах. При извержении вулкана Катмай (США) в 1912 г. его было выброшено около 28 км<sup>3</sup>. Пепел может распространяться на очень большие (многие тысячи километров) расстояния от кратера вулкана и покрывать большие площади. Например, розовый пепел Кракатау, поднятый взрывом на высоту 80 км, облетел весь земной шар и постепенно осаждался в разных частях суши и в океане.

Из кратера вулкана в большом количестве выбрасываются и более крупные, чем песок и пепел, обломки. Это *лапилли* (камешки размером с орех) и мелкие *бомбы* и *глыбы*. Во время извержения Вулькано в Италии была выброшена глыба объемом 25 м<sup>3</sup> и массой 68 т.

Весь твердый обломочный материал, выбрасываемый из вулкана, получил название *пирокластического* (греч. «пирос» — огонь и «кластос» — обломок). При его осаждении, уплотнении и затвердевании образуются вулканические породы, которые подразделяются на *туфы* и *туффиты*. Первые образуются в условиях суши, т. е. на склонах вулканов; вторые осаждаются в водной среде, т. е. в морях и озерах. Большинство туффитов формируется при подводных извержениях вулканов. Туффиты часто бывают хорошо

слоисты. В них содержатся примесь терригенного или органогенного материала, обломки раковин, отпечатки раковин морских животных, водорослей и т. п. Так же, как осадочные породы обломочного происхождения, туффиты подразделяются по величине обломков на мелко-, средне- и грубообломочные пепловые туффиты, туфопесчаники, туфобрекчии и туфоконгломераты.

Туфы по величине обломков подразделяются на пелитовые и псаммитовые, а по составу — на туфы кислых, средних и основных пород. Часто можно встретить смешанную туфолавовую породу, образующуюся в том случае, когда на еще не остывшую лаву падал туфовый материал, смешивавшийся с лавой. Своеобразны отложения горячих лавин кислого (липаритового) состава — *игнимбриты* (греч. «игнос» — огонь, «имбер» — ливень).

**Газообразные продукты извержений.** Газы и пары воды выделяются в течение всей стадии извержения и во всех типах вулканов. Основная их масса вырывается в начальный период извержения из центрального жерла и трещин, из паразитических вулканов, а затем из лавовых потоков. Часто их поверхность долгое время дымится и бывает покрыта многочисленными газовыми струями. После главной фазы извержения на склоне вулканического конуса газы в виде фумарол еще долго выходят из трещин. Не случайно поэтому заключительная стадия вулканического процесса, растянутая на десятки и сотни лет, названа фумарольной.

Количество газов бывает необычайно велико. Так, при извержении вулкана Парикутин в Мексике (пирокластовая категория) выделялось свыше 3000 т газов в сутки (рис. 16.6).

Состав вулканических газов разнообразен: например, газ из свежей лавы кратера вулкана Килауэа содержал двуокись углерода, азот, двуокись серы, трехокись серы, окись углерода, водород, хлор, аргон и водяной пар. Кроме того, в небольшом количестве содержатся хлористый и фтористый водород, сероводород и др. Соотношение газов и паров воды вызывает споры. Раньше считали, что в кратерных извержениях пары воды составляют более 90%, но работы Г. Тазиева показали, что, например, в выделениях Этны содержится равное количество паров воды и газов.



Рис. 16.6. Извержение вулкана Парикутин (Мексика)

### 3. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНОВ

На континентах и островах земного шара за исторический период (3000 лет), по данным В. И. Влодавца (1973), зафиксировано около тысячи действующих вулканов. Из них в настоящее время 200 находятся в стадии затухания.

На поверхности Земли вулканы распределены резко неравномерно. Подавляющее большинство их приурочено к побережьям океанов, островным дугам, окаймляющим океаны, и океаническим островам. Внутри материков действующие вулканы встречаются редко. Большинство современных и четвертичных вулканов располагается в пределах трех глобальных поясов, протягивающихся через весь земной шар (рис. 16.7).

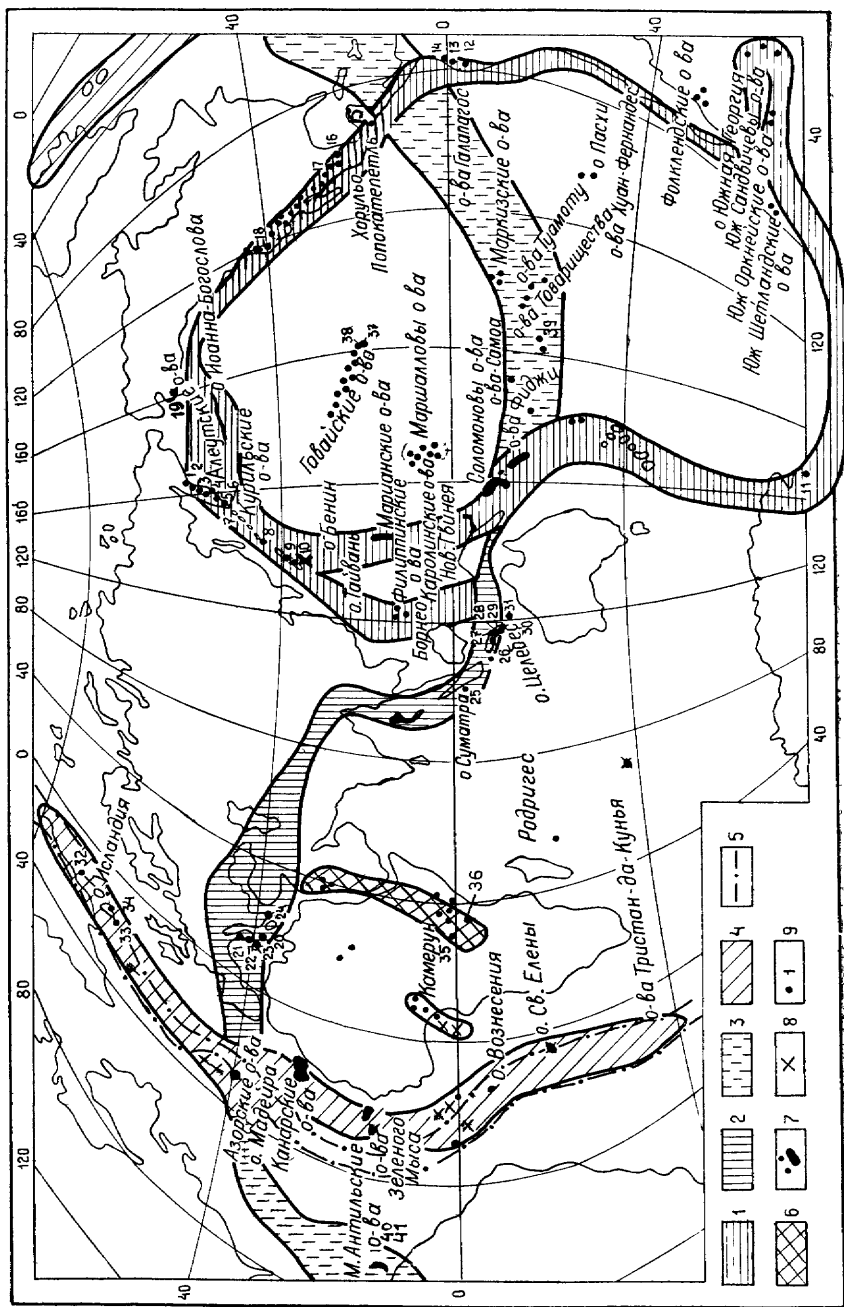
**Первый пояс — Круго-Тихоокеанский.** В пределах этого пояса потухшие вулканы неоген-четвертичного возраста сосредоточены во внешних частях пояса, действующие — во внутренних (ближе к океану). В Круго-Тихоокеанском поясе насчитывается около 340 действующих вулканов, т. е. две трети всех наземных вулканов мира.

**Второй пояс — Средиземноморско-Индонезийский** — протягивается в широтном направлении грубопараллельно экватору. В нем располагаются 117 действующих и находящихся в стадии затухания наземных вулканов, а с учетом тихоокеанского продолжения их количество приблизится к 150. Большинство вулканов этого пояса сосредоточено в районе островов Индонезии и на островах Средиземного моря.

**Третий пояс — Атлантический** — вытянут в меридиональном направлении вдоль Атлантического океана. В нем сосредоточено множество вулканов островных — наземных и особенно подводных, располагающихся в пределах срединно-океанского хребта, вдали от берегов. В отличие от Тихоокеанского пояса вулканы на побережьях материков здесь почти отсутствуют.

В описанных трех поясах сосредоточено 90% всех ныне действующих вулканов: к остальным 10%, находящимся за их пределами, относятся вулканы Африканского материка, составляющие локальный пояс меридионального направления в Восточной Африке. Несколько действующих вулканов располагаются на островах Индийского океана. Группа потухших вулканов встречена в Сибири, в Забайкалье и Прибайкалье. К внепоясным вулканам относятся также многочисленные вулканы Тихого океана. Большинство их подводные, но группа вулканов Гавайских островов действует как надводная — островная; вулканы здесь так же, как и подводные, извергают базальтовую лаву. Количество подводных вулканов точно учесть невозможно, их многие тысячи.

При анализе пространственного расположения вулканических поясов выявляются определенные закономерности, связанные с происхождением вулканических процессов. Круго-Тихоокеанский вулканический пояс располагается в зоне сочленения тонкой зем-



ной коры океанского типа с корой континентального типа. Здесь соседствуют самые крупные неровности рельефа: со стороны океана протягиваются относительно узкие глубоководные желоба, дно которых опущено на отметки 7—11 км, а со стороны континентов располагаются высоко поднятые горные цепи островов (островные дуги) на западном побережье океана, а на восточном побережье — горные системы Кордильер и Анд. Такая резкая контрастность рельефа свидетельствует об интенсивном прогибании (опускании) желобов и таком же интенсивном поднятии прилегающих горных участков земной коры. На их границе проходят зоны сверхглубинных разломов, наклоненных от океанов под островные дуги или континенты — сейсмофокальные зоны ВЗБ, уходящие в мантию (см. гл. 15). Вдоль этих зон океанская кора пододвигается под континентальную кору. С этим движением связано частичное плавление океанской коры на глубине с образованием базальтовой магмы либо выделением флюидов, которые способствуют плавлению вышележащей мантии, а иногда распы с образованием вулканических очагов. Обычно вулканы расположены над теми участками сейсмофокальных зон, где глубина их достигает 90—150 км и расстояние от оси глубоководного желоба — 100—200 км.

Обширный Средиземноморско-Индонезийский пояс вулканов совпадает с одним из самых активных в кайнозойскую эру поясов Земли. Этот пояс в настоящее время находится в основном на заключительной стадии развития, когда образуются крупные горные хребты. Но на отдельных его участках — в западном и восточном Средиземноморье, в Малайском (Индонезийском) архипелаге и некоторых других — сохранились активные сейсмофокальные зоны, с которыми и связаны вулканы, главным образом пирокластовой категории в западной части (Везувий, Этна и др.) и эксплозивной — в восточной части (Кракатау, Тамбора и др.). В средней части пояса вулканизм находится в стадии затухания. Здесь располагаются вулканы, действовавшие в неогене и начале четвертичного периода. Таковы многочисленные вулканы в Карпатах, на Кавказе (Эльбрус, Казбек, Арагац), в Иране (Арарат,

Рис. 16.7. Схема географического распределения вулканов:  
 1 — Круго-Тихоокеанский пояс; 2 — Средиземноморско-Индонезийский пояс; 3 — его возможное продолжение в Тихом и Атлантическом океанах; 4 — Атлантический пояс; 5 — контур Атлантического срединно-океанского хребта и рифтов; 6 — Африканский рифтовый пояс; 7 — вулканические площади и отдельные вулканы континентов и островов; 8 — вулканы на дне океанов; 9 — отдельные вулканы: 1 — Шивелуч, 2 — Ключевская Сопка, 3 — Толбачик, 4 — Крашенинникова, 5 — Карымский, 6 — Авачинский, 7 — Ксудач, 8 — Менделеева, 9 — Бандайсан, 10 — Фудзияма, 11 — Эребус, 12 — Сангай, 13 — Чимборасо, 14 — Котопахи, 15 — Ицалько, 16 — Попокатепетль, 17 — Парикутин, 18 — Лассен-Пик, 19 — Катмай, 20 — Вулькано, 21 — Везувий, 22 — Стромболи, 23 — Этна, 24 — Санторин, 25 — Кракатау, 26 — Мерапи, 27 — Келуд, 28 — Семеру, 29 — Агунг, 30 — Батур, 31 — Тамбора, 32 — Ян-Майен, 33 — Гекла, 34 — Лаки, 35 — Нирагонго, 36 — Килиманджаро, 37 — Килауза, 38 — Мауна-Лоа, 39 — Фалькон, 40 — Мон-Пеле, 41 — Суфриер

Демавенд), Афганистане (Хоннашин — единственный в Средиземноморском поясе вулкан, изливший карбонатитовую, богатую кальцием лаву) и Тибете, где отмечается даже один действующий вулкан.

Вулканы Атлантического пояса, как и некоторые вулканы Индийского океана, например о-вов Сен-Поль и Амстердам, тоже связаны с океанской рифтовой системой. Поэтому состав магмы здесь базальтовый, но несколько иного типа, с малым содержанием щелочей, особенно  $K_2O$ , а очаги лежат на очень небольшой глубине, под тонкой корой. В пределах срединного хребта Тихого океана действующих вулканов мало — они приурочены к Галапагосскому архипелагу, но вулканическое происхождение имеет о. Пасхи.

Более ограниченный по размерам **Восточно-Африканский** пояс связан с континентальной рифтовой системой. Вулканы этого пояса извергают разнообразные лавы — производные глубинной щелочно-базальтовой магмы.

Итак, подавляющее число вулканов расположено на границе крупных литосферных плит: часть в зонах их сближения и сжатия — Круго-Тихоокеанский и Средиземноморско-Индонезийский пояса, а нередко в зонах растяжения, рифтообразования — Атлантический пояс и некоторые вулканы Индийского и Тихого океанов. С рифтовыми континентальными системами связаны «внепоясные» действующие и недавно потухшие вулканы Восточной Африки и Западной Европы (Франция, ФРГ).

Небольшое число вулканов относится к категории внутриплитных. Они расположены: в океанах, например, Гавайи в Тихом океане; о-ва Реюньон и Маврикий в Индийском; Канарские, Зеленого Мыса в Атлантическом; на континентах — Камерун в Африке и некоторые другие. Все эти вулканы находятся в зонах крупных разломов (в океанах это разломы трансформного типа) и питаются щелочно-базальтовой магмой глубинного (мантийного) происхождения.

#### 4. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА

Процессы вулканизма играют двоякую роль в жизни людей: с одной стороны, они причина бедствий, а с другой — поставляют человечеству полезные ископаемые, тепловую и другие виды энергии.

Жертвы при катастрофических, особенно эксплозивных, извержениях бывают велики. Огненная газовая туча вулкана Мон-Пеле удушила 30 тыс. человек. При извержении вулкана Кракатау погибло более 36 тыс. человек от действия взрывных волн, землетрясений, цунами, вызванных извержением. При самом мощном извержении вулкана Тамбора в 1915 г. на о. Сумбава в Индонезии погибло более 90 тыс. человек. Считают, что за последние 500 лет от вулканических извержений погибло около 240 тыс. человек. В настоящее время ищутся средства защиты людей от вулканических извержений: изменяют направление лавового потока,

сооружая на его пути плотины; охлаждают передний край потока водяными струями (как это было в Исландии) и тем самым останавливают движение лавы. Сейчас разрабатываются проекты ослабления силы извержения путем постепенного вывода части газов из вулканического канала через буровые скважины с глубин 2—3 км.

Полезная деятельность вулканов разнообразна: вулканический пепел способствует созданию высокоплодородных почв, так как он богат минералами и элементами (калий, фосфор и т. д.), необходимыми для почвенного комплекса.

Вулканические районы обладают огромными запасами тепловой энергии. Геотермический градиент в этих районах составляет около  $10^\circ C$ , поэтому там уже на относительно небольшой глубине концентрируются огромные запасы тепла, которые можно использовать. В связи с поствулканическими процессами (фумаролами, гейзерами) на поверхность выносятся пары воды и нагретая вода, находящаяся под большим давлением. В Италии, Мексике, Новой Зеландии, США (Калифорния), Японии в настоящее время действуют крупные геотермальные электростанции; в США они вырабатывают более 1000 МВт электроэнергии. На Камчатке работает Паужетская ГеоТЭС мощностью более 100 тыс. кВт в год.

Грандиозны проекты использования тепловой энергии вулканических каналов, очагов, а в более отдаленном будущем и энергии самого извержения. На склоне Авачинского вулкана предполагается пробурить ряд скважин в вулканический очаг, находящийся на глубине 3—4 км. В скважине будет закачиваться вода, которая на глубине должна превратиться в перегретый пар; подниматься он будет через другие скважины. Даже 10% тепла вулканического очага будет достаточно для работы ГеоТЭС мощностью 1 млн кВт в течение 200 лет.

Из вулканов вместе с газами, фумарольными струями, гидротермами выносятся большое количество полезных ископаемых. Было подсчитано, что во время одного извержения Этны с парами и газами выбрасывалось в атмосферу ежедневно 9 кг платины, 240 кг золота и 420 тыс. т серы. Правда, эти богатства так распылены, что практического значения не имеют, но, выпадая в океан, обогащают воду и осадочные породы. Большее значение имеет концентрация полезных минералов в газовых струях — фумаролах: они накапливаются у выхода фумарол, особенно в прилежащих водоемах. Так, фумаролы подводного вулкана в районе Новых Гебрид вынесли столько меди, что содержание ее в осадках достигло 12%. Значительными бывают скопления серы вокруг фумарол и в их каналах, а также бора, ртути и др. Но наибольшее значение в отношении выноса полезных минералов имеют вулканические горячие воды — гидротермы. В них обнаруживаются повышенные концентрации меди, цинка, свинца, никеля, кобальта, мышьяка, марганца, железа, золота, молибдена, стронция, а также редких и радиоактивных элементов. Термальные воды часто являются целебными, на их базе строятся санатории и водолечебницы.

Лавы обычно бедны рудными минералами, но параллельно с ними иногда изливаются целые потоки полезных минералов. Так, на о. Хоккайдо в Японии вулкан Иосан излил 2 тыс. т серы; в Чили ныне потухший вулкан Лако выдал 70 тыс. т лавы, состоящей из магнетита, гематита, апатита; в Италии в связи с деятельностью вулкана Монте-Амиата образовалось крупнейшее в мире месторождение ртуты.

Исследования вулканической деятельности на дне морей и океанов в последние годы убедительно показали, что наибольшее значение в концентрации полезных ископаемых имеют гидротермы подводных вулканов. С ними связаны богатые промышленные концентрации меди, свинца, цинка, серебра, золота, а также серы, кобальта, никеля, железа и марганца.

Вулканические горные породы часто являются полезными ископаемыми и используются как строительный материал. Базальты, андезиты и другие породы используются как облицовочный материал, а также в дорожном строительстве. Вулканические шлаки (пемза) широко используются для изготовления бетона, абразива и в бумажной промышленности. Ценным строительным материалом являются перлиты — породы, состоящие из шариков вулканического стекла, способные вспучиваться и представляющие собой теплозвукоизоляционный материал.

В заключение отметим, что вулканический процесс свойствен и другим планетам Солнечной системы — Марсу, Венере и Луне. Вулканические горы там тоже конусовидной или щитовидной формы и увенчаны кратерами и кальдерами. Размеры марсианских вулканов превышают земные. Так, щитовой вулкан Олимп имеет высоту 27 км, диаметр кальдеры — 60 км, а диаметр у основания — 600 км. Вулкан Тейи на Венере имеет высоту 4,5 км и поперечник 700 км.

Все вулканы планет и Луны, по-видимому, давно потухли. Исключение составляет действующий вулкан на Ио — спутнике Юпитера.

## Б. Интрузивный магматизм

Во многих случаях магма не достигает поверхности Земли, останавливается и остывает в различных горизонтах земной коры, образуя магматические тела, состоящие из интрузивных пород (лат. «интрузио» — внедрение).

### 5. ФОРМА И СОСТАВ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Глубинные тела по объему и площади могут достигать огромных размеров. Так, гранитная интрузия на Аляске занимает площадь до 400 тыс. км<sup>2</sup> (2000×200 км). Располагаясь среди осадочных и вулканогенных, обычно в той или иной степени метаморфизованных пород, они имеют очень разнообразную, геометрически неправильную форму. При внедрении из глубины магма использует все ослабленные зоны во вмещающих породах (трещины,

межслоевые разделы), раздвигает трещины, приподнимает слои и заполняет образующиеся пустоты.

Интрузивные тела, приспособившиеся к залеганию тех пород, в которые они внедрились, называются *конкордантными*, т. е. согласными. В других, более распространенных случаях магма, внедряясь, не считается с формой залегания вмещающих пород. Она разрушает, поглощает эти породы и образует тела, контакты которых секут слоистость или сланцеватость вмещающих отложений, — такие интрузии называются *дискордантными*, т. е. несогласными. Нередко интрузивное тело в своей нижней части может быть дискордантным, а в верхней, где сила внедрения ослабевает, — конкордантным.

В зависимости от глубины залегания в недрах Земли интрузивные породы разделяются на абиссальные (глубинные) и гипабиссальные (полуглубинные).

**Абиссальные интрузивные тела** образуются на глубинах в несколько десятков километров от поверхности. В результате последующего размыва вышележащих отложений их можно наблюдать иногда и на поверхности Земли. Абиссальные интрузии имеют большие объемы, они тесно связаны с магматическим очагом или сами представляют застывший внутрикоровый очаг. Форма абиссальных интрузий различна; наиболее характерны батолиты, бисмалиты, штоки и этмолиты (рис. 16.8).

**Батолиты** — огромные, площадью свыше 100 км<sup>2</sup>, интрузивные тела. Иногда они достигают сотен и более тысячи километров в длину. Так, Чилийский батолит в Андах имеет свыше 1300 км в длину, а батолит Берегового ручья в Кордильерах Северной Америки превышает 2000 км. Ширина батолита может достигать 60—100 км. Обычно батолиты вытянуты вдоль складчатой структуры, иногда имеют изометричную в плане форму (рис. 16.8, 1). Стенки батолита чаще всего крутые, наклонены в стороны от массива, в связи с чем это тело обычно расширяется книзу, хотя в последнее время геофизическими методами установлены батолиты, часто сужающиеся книзу. Верхняя поверхность батолита куполообразная, но неровная — с выступами, углублениями и располагается на глубине 4—5 км. Батолиты чаще всего образованы кислой магмой, богатой кремнеземом, и сложены гранитами.

**Бисмалиты** (рис. 16.8, 2) — интрузивные тела, напоминающие по форме пробки.

**Штоки** (рис. 16.8, 3) — небольшие, площадью до 100 км<sup>2</sup>, изометричные в плане тела, вытянутые в вертикальном направлении, сложенные магматическими породами разного состава.

**Этмолиты** (рис. 16.8, 4) — неправильной формы тела, расширяющиеся кверху наподобие огромной воронки; они сложены обычно щелочными породами.

Все описанные интрузивные тела являются дискордантными. Форма их целиком зависит от физического состояния и химического состава магмы, в частности содержания в ней флюидов.

Остывание магмы в глубинных телах происходит медленно,

флюиды (газы) в значительной мере удерживаются в ее составе, в связи с чем кристаллизация вещества происходит полностью и возникают породы с полно-, крупно- или среднекристаллической структурой. Текстуры абиссальных пород обычно массивные или такситовые, имеющие неоднородное, пятнистое, шлировое и другое

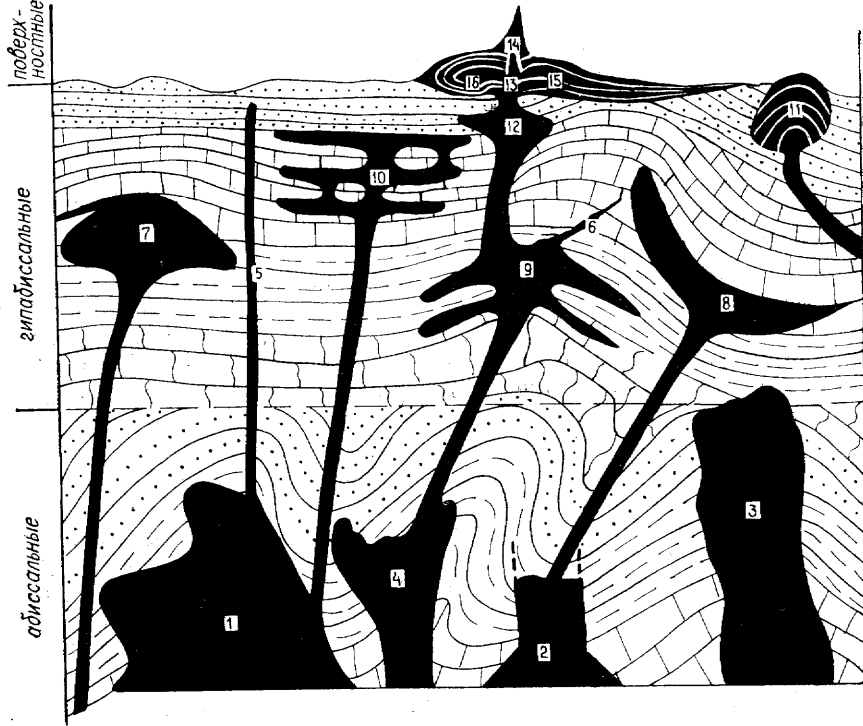


Рис. 16.8. Формы магматических тел:

- 1 — батолит; 2 — бисмалит; 3 — шток; 4 — этмолит; 5 — дайка; 6 — жила; 7 — лакколит; 8 — лополит; 9 — факолит; 10 — пластовая залежь — силл; 11 — купол; 12 — лавовый очаг; 13 — некк; 14 — лавовый обелиск; 15 и 16 — лавовые потоки

распределение составных частей. Магматические горные породы разделяются по их химическому и минеральному составу. В соответствии с этим выделяются крупные группы пород, внутри которых более дробное деление производится по преобладанию, присутствию или отсутствию того или иного минерала, по процентному содержанию окиси кремния  $SiO_2$  в породе, определяемому в процессе химического анализа. Среди интрузивных пород, как и среди эффузивных, выделяют 4 группы: кислые, в которых окиси кремния более 65%, средние — 65—52, основные — 52—45 и ультраосновные — менее 45%. В табл. 8 приводятся наиболее распространенные интрузивные магматические породы. В ряду кислых пород выделяют: 1) *граниты*, состоящие из кварца (25—

2\*

Таблица 8

Схема классификации магматических горных пород

Условия образования	Формы залегания	Текстура	Структура	Горные породы нормального ряда и повышенной щелочности				
				кислые $SiO_2 > 65\%$	средние $SiO_2 65-53\%$	основные $SiO_2 53-45\%$	ультраосновные $SiO_2 < 45\%$	
Вулканические и субвулканические	покровы, потоки, купола, обелиски	массивная, шаровая, пузыристая, флюидальная, миндаменная	стекловатая, афировая, порфирная	липарит (риолит)	трахит	андезит	базальт	пикрит, коматит
				гранит-порфир, пегматит, аплит	гранодиорит-порфир	сиенит-порфир	диорит-порфирит	габбро-диабаз
Интрузивные	жилы, силлы, дайки, лакколиты	полосчатая, массивная	порфировидная, мелкокристаллическая	гранит	гранодиорит	сиенит	диорит	диорит, перидотит
				кварц, калиевый полевой шпат (ортоклаз), плагиоклаз, биотит	плагиоклаз (альбит), кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка	калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка, биотит, пироксены	плагиоклаз (андезит)	плагиоклаз основной, пироксены
Абиссальные	батолиты, штоки, лополиты, факолиты	массивная, такситовая	крупно- и среднекристаллическая, порфировидная	минеральный состав				



ческие *интрузии*, имеющие форму перевернутого конуса и образованные как бы вложенными один в другой воронковидными телами магмы разного состава.

Внутри интрузивных тел часто обнаруживаются обломки вмещающих пород — *ксенолиты* (греч. «ксенос» — чужой, «литос» — порода).

При застывании интрузивное тело обычно раскалывается системой трещин охлаждения, ориентированных в нескольких направлениях. Эти трещины разбивают магматическую породу на столбы, параллелепипеды и другие фигуры, именуемые *отдельностью пород*.

Магматические породы, слагающие гипабиссальные тела, так же, как эффузивные и интрузивные, подразделяются на кислые, средние, основные и ультраосновные. Структура жильных пород мелкокристаллическая или порфировидная; последняя характеризуется мелкокристаллической или стекловатой основной массой и крупными вкрапленниками отдельных минералов. Наименование структуры часто входит в название породы: порфир, порфирит. Представителями кислых жильных пород являются *гранит-порфиры* и *гранодиорит-порфиры*, по химизму и минеральному составу отвечающие соответственно гранитам и гранодиоритам, но имеющие порфировую структуру. К этой же группе пород относится *пегматит* — порода с крупными кристаллами ортоклаза, кварца, слюды и многих других редких минералов. Пегматиты образуются в условиях богатого содержания флюидов и газовых выделений. Типичными представителями жильных пород среднего состава являются *сиенит-порфиры* и *диорит-порфиры*, а среди основных пород выделяются *диабазы* — серая, зеленовато-серая мелкокристаллическая порода с сильно измененными плагиоклазами и цветными минералами.

#### 6. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ И ПРИЧИНЫ РАЗНООБРАЗИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Как уже говорилось, исходным веществом для образования магматических пород является *магма*. Магма зарождается периодически в результате частичного плавления мантийного или корового вещества. Областью, где такое плавление наиболее вероятно, является *астеносфера*. Расплавленное вещество в астеносфере в виде тонкой пленки обволакивает твердые зерна мантийной породы. Однако его недостаточно для поддержания магматической деятельности. Для этого необходимо создание крупных магматических очагов, образование которых может быть достигнуто двумя путями: повышением температуры за счет усиления теплового потока, поступающего из более глубокой мантии в процессе тепловой конвекции, или понижением давления с соответствующим снижением температуры плавления. Понижение давления связывается с проникновением до астеносферы глубинных разломов, а повышение температуры — с подъемом флюидов или (и) разогретой мантии.

Магма, являющаяся продуктом частичного плавления мантийного материала, имеет базальтовый или, реже, более основной состав, а породы, слагающие в настоящее время мантийную часть литосферы, рассматриваются как остаток от выплавления этих магм. Гипотетическая исходная порода, состоящая из трех частей перидотита и одной — базальта, получила название *пиролита* (греч. «пирос» — огонь, «литос» — камень); она ближе всего по составу к реальной породе — шпинелевому перидотиту — лерцолисту, состоящему из оливина с двумя разновидностями пироксена.

Базальты — самые распространенные породы не только на Земле, но и на других планетах земной группы, а также на Луне. Они рождаются в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, изливаются по разломам внутри литосферных плит, выстилают все ложе современных океанов (под тонким осадочным покровом), а также окраинных морей и слагают обширные плато на континентах. В процессе дифференциации базальтовой магмы происходит образование целого семейства средних и даже кислых по составу пород, вплоть до некоторых андезитов, дацитов, риолитов и плагиогранитов. Но следует подчеркнуть, что количественно (по объему) они составляют лишь незначительную долю от собственно базальтов.

На догеологическом этапе развития Земли (4,6—3,8 млрд лет), когда тепловой поток мог быть в 3—4 или даже 5—6 раз больше современного, астеносфера залегала на меньшей глубине, содержала значительно больше расплава, чем в настоящее время, и базальты выплавлялись в огромном количестве, особенно в местах падения крупных метеоритов, которые разрушали литосферу и дополнительно разогревали астеносферу. Эти первые базальты, вероятно, образовали первичную кору Земли. Существует даже представление о первичном «океане магмы», покрывавшем Землю (и Луну). В архейскую эру (3,8—2,6 млрд лет) кроме базальтов на поверхность Земли изливались *коматииты* (название происходит от горы Комати в Южной Африке), содержащие обычно меньше кремнезема и очень высокий (до 23) процент окиси магния.

Застывая на глубине, базальтовая магма дает начало интрузивным массивам габбро и анортозитов (анортозит — порода, состоящая почти нацело из основного плагиоклаза). Особенно интересны и практически важны *расслоенные (стратиморфные) плутоны* с чередованием субгоризонтальных слоев основных и ультраосновных пород.

Помимо наиболее распространенной разновидности базальтов, о которых до сих пор шла речь и которые точнее обозначаются как толеитовые базальты, характеризуясь нормальной или низкой щелочностью, существует семейство щелочных базальтов, относительно обогащенных щелочными элементами, но также бедных кремнеземом. Щелочные базальты известны практически на всех океанских островах и подводных вулканических постройках и часто встречаются на материках в пределах жестких платформенных блоков в рифтах. Они же слагают возвышенности венерианского

рельефа. Предполагается, и это подтверждено экспериментальными данными, что выплавление щелочно-базальтовой магмы происходит на большей (60 км) глубине в мантии, при больших температуре и давлении по сравнению с толеитовыми базальтами. Источником щелочно-базальтовой магмы является, следовательно, мантия, менее истощенная и содержащая больше щелочей, чем исходная для толеитовых базальтов. Кроме того, существуют основания думать, что эта магма «подпитывается» флюидами, поступающими с еще больших глубин.

Щелочно-базальтовая магма, дифференцируясь в своих очагах, дает целую гамму основных, средних и кислых пород, включающую помимо других разностей сиениты, в том числе нефелиновые, — источник апатитов (фосфорных минеральных удобрений), а также щелочные граниты и др. Очень характерны кольцевые интрузии, слагаемые дериватами щелочно-базальтовой магмы и варьирующие по составу, часто в пределах одного плутона, от щелочных ультраосновных до ультращелочных средних и кислых. К данному семейству тяготеют и кимберлиты — основной источник алмазов.

Следующую крупную группу магматических пород образуют известково-щелочные породы. К ним относятся некоторые базальты, андезиты-базальты, андезиты (самые типичные ее представители), дациты, риолиты, а из интрузивных пород — большая часть гранитов, в том числе «нормальные» — каликатровые граниты, а также диориты и сиениты. Пространственная и тектоническая локализация этих пород весьма четкая: они слагают вулканические островные дуги и краевые вулкано-плутонические пояса по периферии океанов, на их активных, подстилаемых глубинными сейсмофокальными зонами (см. гл. 15) окраинах и встречаются также в складчатых сооружениях, образованных при столкновении (коллизии) континентальных плит. Отсюда становится очевидным, что происхождение известково-щелочной магмы связано с процессами, происходящими в сейсмофокальных зонах, тем более что вулканы всегда располагаются над участками этих зон, которые находятся на глубине 80–150 км от поверхности. По современным представлениям (рис. 16.9) испытывающая подвиг в сейсмофокальной зоне океанская кора является источником флюидов, воды в первую очередь, подъем которых вызывает плавление мантийного вещества в всячем крыле сейсмофокальной зоны. Плавление «сухой» мантии без участия флюидов не способно дать андезитовую магму. Породы более кислые, чем андезиты, вплоть до риолитов, могут образоваться в значительных количествах, вероятно, лишь в том случае, если кроме мантийного очага плавления образуется еще один, более высокий очаг в основании континентальной коры. Но континентальная кора присутствует только в краевых вулкано-плутонических поясах и в зрелых (энсиалических) вулканических дугах (см. гл. 14). В дугах молодых, энсиматических, возникших непосредственно на океанской коре, процесс не доходит до образования кислых вулканитов и «нормальных» ка-

ликатровых гранитов. Здесь распространены породы не кислее дацитов и их интрузивных эквивалентов — кварцевых диоритов и гранодиоритов.

Происхождение большой группы пород, объединяемых под названием гранитов или, точнее, гранитоидов, вызывает большие споры. По-видимому, группа гранитоидов имеет различное происхождение: выше говорилось, что существуют мантийные гранитоиды, образовавшиеся как конечный продукт дифференциации щелочно-базальтовой или толеит-базальтовой магмы. В этих гранитах плагиоклаз преобладает над щелочными полевыми шпатами, потому они именуются плагиогранитами. Граниты мантийного происхождения характеризуются низким отношением радиогенного стронция  $^{87}\text{Sr}$  к нерадиогенному  $^{86}\text{Sr}$ .

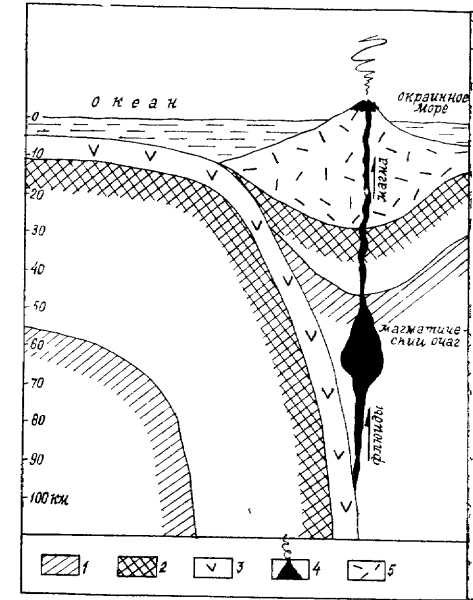


Рис. 16.9. Связь островодужного вулканизма с сейсмофокальными зонами:

1 — астеносфера; 2 — литосферная мантия; 3 — океанская кора; 4 — вулкан; 5 — кора островной дуги (субконтинентальная)

Гораздо более значима группа собственно коровых гранитов, образующихся при плавлении корового материала под влиянием высокого теплового потока и при обязательном участии флюидов. Граниты этой группы происходят за счет переплавления или более древних гранитоидов и гнейсов, или осадочных и осадочно-вулканогенных образований на стадии их ультраметаморфизма (см. гл. 17). Экспериментально показано, что частичное плавление песчано-глинистых осадков при участии воды начинается уже при температуре около 700°. Коровые граниты нередко содержат включения — ксенолиты осадочных и метаморфических пород и минералы, характерные для метаморфических пород, — гранат, андалузит, кордиерит. По общему химико-минералогическому составу эти граниты сходны с мантийно-коровыми и отличаются еще более высоким отношением радиогенного стронция к нерадиогенному.

Сказанное относительно принадлежности гранитов (гранитоидов) к разным исходным магмам в определенной степени касается и других групп магматических пород. Так, породы, по содержанию кремнезема относящиеся к дацитам и риолитам, в небольших количествах могут быть производными и толеит-базальтовой,

и щелочно-базальтовой магмы. Ультраосновные породы могут быть генетически связаны с толеит-базальтовой или щелочно-базальтовой магмой либо представлять собой мантийный материал — остаток от выплавления базальтов. Подобные породы входят в состав океанской литосферы и могут быть выведены на поверхность в коллодном или несколько разогретом, но твердом виде в составе офиолитовых комплексов. Этому способствует серпентинизация таких пород, их полное или частичное превращение в серпентиниты (змеевики), которые обладают особенно высокой пластичностью и относительно небольшим удельным весом, что создает условия для их выжимания вверх вдоль разломов в виде *протрузий*. В океанах подобными протрузиями изобилуют зоны трансформных разломов.

Таким образом, происхождение основных групп магматических пород определяется положением очага плавления в мантии или коре и глубиной очага и зависит от состава и степени плавления исходных пород и участия тех или иных флюидов. В свою очередь степень плавления зависит от термодинамических условий в области плавления. Второстепенные вариации состава обуславливаются неоднородностями состава мантии и (или) коры, а также процессами дифференциации и ассимиляции.

**Дифференциация магмы.** О существенной роли дифференциации, т. е. разделения исходной магмы на расплавы разного состава, свидетельствуют извержения различной по составу лавы из одного и того же вулкана.

Одним из процессов дифференциации является *ликвация*, т. е. разделение материнского расплава при определенных физико-химических условиях на две несмешивающиеся жидкости. Обычно при этом одна из жидкостей (расплавов-растворов), обогащенная кремнеземом, щелочами, летучими и соответственно более легкая, занимает верхнюю часть камеры или магматической колонны, поднимающейся к жерлу вулкана, а другая, обедненная этими компонентами, скапливается в их нижней части. Ликвацией многие исследователи объясняют образование расслоенных интрузий с чередованием слоев основных и ультраосновных пород типа встречаемых в районах Печенги на Кольском полуострове, Норильска в Сибири или Бушвельдского лополита в Южной Африке.

Ликвация, возможно, ответственна и за образование таких красивых и экономически интересных пород, как *пегматиты*. Пегматиты чаще всего связаны с гранитами и встречаются либо в виде выделений (шлиров) в материнских породах, либо в виде жил в породах, вмещающих гранитные интрузии. Гранитные пегматиты представляют собой крупнокристаллические агрегаты полевого шпата, кварца (иногда прорастающих друг друга), слюды, нередко с участием таких минералов, как берилл, топаз, турмалин и пр. По другим представлениям, пегматитовые водно-соле-силикатные расплавы-растворы отщепляются от исходной магмы вследствие накопления летучих (HF, HCl и др.) в ходе кристаллизационно-гравитационной дифференциации.

**Кристаллизационно-гравитационная дифференциация.** Породообразующие минералы кристаллизуются из магматического расплава не одновременно, а в определенном порядке — сначала более тугоплавкие, потом остальные. Канадский петрограф Н. Л. Боуэн выявил последовательность выделения минералов из магматического расплава (рис. 16.10). Эта последовательность получила название *реакционного ряда Боуэна*, так как выпадающие из магмы минералы могут вступать в реакцию с остаточным расплавом и замещаться следующим в этом ряду; например, оливин — пироксеном, пироксен — роговой обманкой и т. д. Однако, если минералы быстро осаждаются на дно магматической камеры, они сохраняются и их агрегат образует породу более основную, чем исходная магма (напри-

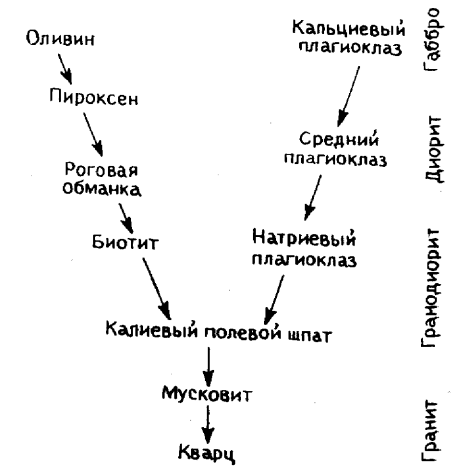


Рис. 16.10. Бинарный реакционный ряд (по Н. Л. Боуэну и Т. Баргу, из книги А. Аллисона и Д. Палмера)

мер, оливин и анортит дадут оливиновое габбро), а остаточный расплав, напротив, окажется более кислым (или щелочным) и более богатым летучими. Гравитационное осаждение является единственным механизмом разделения на фракции исходного расплава по плотности. Другим механизмом являются фильтрация и отжимание остаточной жидкости под влиянием литостатического (всестороннего) или ориентированного (стресс) давления.

Выдет ли магма на поверхность или застынет на глубине, зависит от соотношений плотности столба поднимающегося расплава и плотности пересекаемых им пород. Последняя понижается по мере приближения к поверхности, в то время как магма, остывая и отдавая летучие, становится все более плотной. Если плотность магмы и вмещающих пород уравнивается, еще не достигнув поверхности, магма остывает и кристаллизуется в виде интрузии. Окончательное остывание и полная кристаллизация крупного плутона по данным радиогеохронометрических исследований занимают период в несколько миллионов или даже десятков миллионов лет. Отделяющиеся при этом перегретые водные растворы и летучие проникают по трещинам во вмещающие породы и создают в них минеральные месторождения, называемые *пневматолитовыми*. К ним относятся многие месторождения вольфрама, олова, бериллия, молибдена, лития и др. При дальнейшем охлаждении интрузивных массивов и на большем удалении от них летучие исче-

зают, температура растворов падает, но они остаются еще горячими и из них отлагаются руды, главным образом сульфиды меди, цинка, свинца, и сопутствующие нерудные (кварц, барит, кальцит и др.) минералы, которые именуются уже *гидротермальными*.

**Ассимиляция и гибридность.** На пути к поверхности магма вступает во взаимодействие с вмещающими породами, нередко поглощая и переплавляя их и тем самым изменяя свой состав. Это явление получило название *ассимиляции*. В наиболее широких масштабах оно проявляется при образовании гранитных батолитов. Свидетельством поглощения вмещающих пород служат обильные их включения — *ксенолиты*. Ассимиляция частично решает проблему пространства, занимаемого батолитом. Благодаря ассимиляции больше всего изменяется состав пород в краевых частях plutонов, непосредственно контактирующих с вмещающими породами.

Примером влияния ассимиляции на состав магматических пород могут служить различия в составе океанских и континентальных толеитовых базальтов. Первые не несут следов ассимиляции чуждого материала и предельно бедны щелочами, особенно калием. Вторые на пути к поверхности должны были пересечь мощную толщу континентальной коры и соответственно «загрязнены» ее материалом; они содержат, в частности, больше радиогенного стронция. Правда, эти различия в составе не целиком обязаны ассимиляции, а частично объясняются различиями в составе мантийного вещества, из которого выплавились базальты.

Наконец, в некоторых случаях имеет место смешение двух магм разного состава. В результате образуются породы гибридного характера, отличающиеся неупорядоченным минеральным составом, отражающим разнородность исходных магм.

## 7. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА

Интрузивные породы широко применяются в строительстве в качестве облицовочных материалов. Это прежде всего граниты, очень «многоликие» по текстуре и цвету; ими облицован Мавзолей В. И. Ленина, они использованы в качестве постаментов для многих памятников. Наряду с мраморами (см. гл. 17) граниты представляют основной облицовочный материал станций метрополитена в Москве и других городах нашей страны. Мономинеральная интрузивная порода — лабрадорит, состоящая из основного плагиоклаза — лабрадора, также используется для облицовок памятников; его добывают на Воляни. Находят применение и другие разновидности интрузивных пород — диориты, диабазы, в частности для мощения улиц и площадей.

Но несравненно большее значение имеет интрузивный магматизм как основной источник руд многих металлов (рис. 16.11). Некоторые типы руд возникают уже в процессе дифференциации (в особенности ликвации) и остывания магмы, главным образом ультраосновной и основной. К таким рудам относятся хромиты,

сульфиды цветных металлов (меди, никеля, свинца, цинка), титаномагнетиты. Крупные месторождения этих руд известны на Урале, на Сибирской платформе (Норильск) и в некоторых других районах. Несколько особый тип оруденения свойствен кольцевым интрузиям щелочно-ультраосновного состава. Для них характерны руды циркония, ниобия, тантала, олова, а также апа-

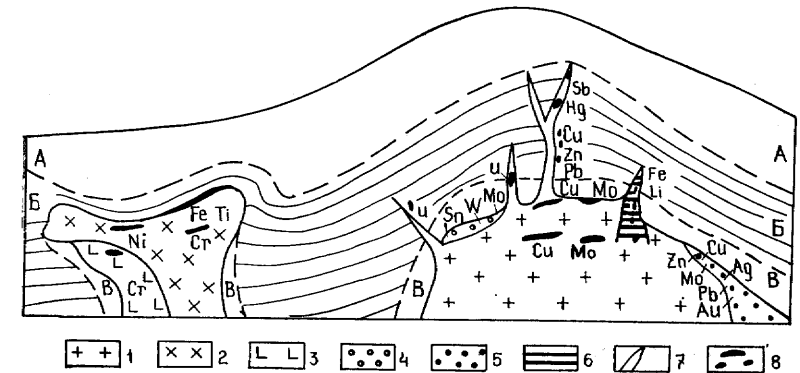


Рис. 16.11. Схема распределения месторождений полезных ископаемых, связанных с магматическими телами (по А. Е. Ферсману и В. И. Смирнову):

1 — граниты, диориты; 2 — габбро; 3 — дуниты; 4 — грейзены; 5 — скарны; 6 — пегматиты; 7 — дайки и жилы; 8 — рудные тела; А — зоны минеральных источников; В — зона гидротермальных процессов; В — зона контакто-метаморфических процессов

титы — одна из основных агрономических руд фосфора (месторождения Хибинских тундр на Кольском полуострове).

Не менее важные типы руд связаны со средними и особенно кислыми (граниты) породами, магма которых богата летучими (пары воды, различные газы). Некоторые виды оруденения встречаются в самих интрузивных породах, в основном в периферических частях plutонов, например медно-молибденовое вкрапленное оруденение (медно-порфировые руды — Коунрад в Казахстане и др.). Другие руды залегают во внешнем, экзоконтактовом ореоле plutонов. К ним относятся железная руда — магнетит (месторождения гор Магнитной и Высокой на Урале; Кустаная, Темиртау в Казахстане; Дашкесана на Малом Кавказе и др.), руды олова, вольфрама, молибдена, мышьяка и др. Очень продуктивны жильные гидротермальные (пневматолитово-гидротермальные) месторождения — основной источник руд цветных (Cu, Pb, Zn) и благородных (Au, Ag) металлов, урана, плавикового шпата (флюорита — CaF<sub>2</sub>) и др. Эти месторождения образуются при остывании plutонов и проникновении рудоносных паров и растворов в трещины вмещающих пород. Здесь из этих паров и растворов по мере их охлаждения осаждаются также и нерудные минералы — кварц, кальцит, барит (барит в случае достаточной концентрации

сам служит полезным ископаемым) с вкрапленностью рудных минералов, главным образом сульфидов. Наблюдается определенная зональность оруденения по отношению к интрузивным массивам: одни соединения металлов (Au, As, Cu) выпадают из более горячих растворов и соответственно на меньшем расстоянии от плутонов, другие (Pb, Zn) из более охлажденных и на большем от них расстоянии, третьи, например месторождения киновари (HgS), вообще не обнаруживают видимой связи с интрузиями, которые не выходят на поверхность и предполагаются обычно в глубине.

Несколько особо стоят месторождения, связанные с пегматитовыми жилами. Пегматиты богаты слюдой, в частности литиевой (лепидолит), полудрагоценными камнями (топаз, турмалин, берилл и др.), торийсодержащим минералом монацитом и некоторыми другими.

## ГЛАВА 17

### МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

Одним из важнейших геологических процессов является процесс изменения, преобразования горных пород под влиянием глубинных, эндогенных, факторов — высоких температур и давлений, и воздействия флюидов — воды, углекислоты, горячих растворов, содержащих ионы натрия, калия, кальция, а также фтора, бора и серы. Этот процесс называется *метаморфизмом* (греч. «метаморфозис» — превращение), а породы, образующиеся в результате его проявления, — *метаморфическими породами*. Они образуются за счет уже существующих магматических, осадочных или также метаморфических пород и составляют третий главный класс горных пород наряду с осадочными и магматическими.

Во многих случаях метаморфические изменения являются прямым продолжением изменений, которые претерпевают осадочные породы при их погружении и перекрытии более молодыми осадками, т. е. начальный метаморфизм (катагенез) служит продолжением катагенеза или, в более широком смысле, эпигенеза (диагенез+катагенез, см. гл. 11). Граница между катагенезом и метаморфизмом весьма условна; переход к метаморфизму происходит при температурах от 150 до 200°, по одним авторам (Г. Винклер), 300—350° — по другим (Н. Б. Вассоевич). Он знаменует появление некоторых характерных минералов: вместо каолинита возникает другой минерал группы глин — диккит, вместо антрацита — графит; наиболее ранним из типично метаморфических минералов считается ломонтит (водный алюмосиликат кальция из группы цеолитов).

Главным фактором метаморфизма является повышение температуры, определяемое геотермическим градиентом. Но геотермический градиент (функция теплового потока и теплопроводности

пород) — величина сильно изменчивая (от 6 до 150° и более на 1 км), переход от катагенеза к метаморфизму может происходить на различной глубине, от первых километров до 15 км и даже больше. Наименьшей эта глубина является в осевых зонах срединно-океанских хребтов, где кроме высокого теплового потока метаморфизму способствует циркуляция по трещинам пород сильно разогретой (до 300—350°) морской воды. В скважине, пробуренной на о. Исландия, начало метаморфизма отмечено на глубине всего 0,5 км, а в скважине 504 В глубоководного бурения, расположенной в западной части Тихого океана, — на глубине около 0,6 км. С другой стороны, судя по скоростям сейсмических волн, осадочные толщи, не испытавшие метаморфизма, залегают в Прикаспийской и Южно-Каспийской впадинах на глубинах до 20 км. Непосредственно в нефтяных скважинах неметаморфизованные осадочные породы вскрыты на глубинах до 7—9 км. Таков, следовательно, диапазон колебаний верхнего фронта метаморфизма.

Геологическое время, вопреки тому, что предполагалось ранее, не является само по себе сколько-нибудь существенным фактором метаморфизма. Кембрийские синие глины под Ленинградом изменены не больше, чем плиоценовые глины в окрестностях Баку, а архейские вулканиты зеленокаменных поясов (см. гл. 18) — не более чем меловые или палеогеновые вулканиты Малого Кавказа.

Если с повышением температуры катагенез сменяется метаморфизмом<sup>1</sup>, то с дальнейшим возрастанием температуры метаморфизм также постепенно, но неравномерно сменяется плавлением пород, сначала частичным (плавятся наиболее легкоплавкие компоненты), а затем полным с образованием мигматитов (см. ниже). Этот процесс называется *анатексисом* (греч. «тексис» — плавление, «ана» — высшая степень); главным его продуктом являются граниты. Анатексис знаменует высшую фазу метаморфизма, иногда называемую *ультраметаморфизмом*. Наступает эта фаза начиная с температуры 680—700°, при достаточно высоком давлении воды (2—4 кбар). Такие условия могут наблюдаться на глубинах не менее 6—8 км. Плавление более основных, богатых ферромагнетическими (Fe, Mg) компонентами пород начинается при более высоких температурах, порядка 1000°, и соответственно на больших глубинах. Таким образом, интервал проявления процессов метаморфизма определяется температурами 150—200 (300—350)—700—1000° и давлениями от 2—3 до 10—15 кбар. Верхний предел температур и давлений в общем отвечает низам континентальной коры. Но в последнее время появились сведения о находках минерала коэсита (высокобарическая модификация SiO<sub>2</sub>), образующегося при давлении более 30 кбар, т. е. на глубине около 100 км, и выведенного на поверхность тектоническими процессами.

**Характер метаморфических преобразований.** Что же происходит с породами при метаморфизме? В общей форме можно ска-

<sup>1</sup> По мнению А. А. Маракушева, решающим отличием метаморфизма от катагенеза является воздействие глубинных флюидов (растворов).

зять, что эти изменения затрагивают и текстурные и структурные особенности, и минеральный состав пород. Они выражаются прежде всего в перекристаллизации пород: мелкозернистая структура сменяется крупнозернистой, пористость исчезает. В таких мономинеральных породах, как кварцевые песчаники, известняки и доломиты, этим преобразования и заканчиваются — первые превращаются в кварциты, вторые и третьи соответственно в кальцитовые и доломитовые мраморы. В глинистых и туфогенных породах, граувакковых песчаниках, мергелях при метаморфизме развивается *сланцеватость* — параллельная текстура, обуславливающая способность породы расщепляться на тонкие пластинки. Эта текстура определяется тенденцией пластинчатых (слюды и др.) и призматических кристаллов расти перпендикулярно господствующему давлению и благодаря этому располагаться субпараллельно плоскости сланцеватости. Другая причина — тонкое чередование прослоев одного минерального состава с прослоями другого состава; это особенно характерно для гнейсов. Сланцеватость на ранних стадиях метаморфизма параллельна первичной слоистости, но в большинстве случаев она существенно от нее отклоняется, развиваясь вдоль плоскостей кляважа (см. гл. 14), и в поле очень важно их отличать. В глубокометаморфизованных породах это, однако, становится невозможным. Нередко в плоскости сланцеватости наблюдается вытянутость игольчатых, призматических или шестоватых кристаллов в одном направлении; такая черта текстуры называется *линейностью*.

Породы относительно низких ступеней метаморфизма, характеризующиеся сланцеватостью, называются *метаморфическими сланцами*; они обычно тонкозернистые. Более крупнозернистые сланцеватые образования высоких ступеней метаморфизма называются *кристаллическими сланцами*. В кристаллических сланцах нередко образуются крупные (до 2—5 см в диаметре) выделения хорошо ограненных кристаллов таких минералов, как гранаты и некоторые другие; они именуется *порфиробластами*. Соответственно различают *порфиробластовую структуру*. Если зерна минералов более или менее равновелики и изометричны, такая метаморфогенная структура называется *гранобластовой*. Она особенно характерна для роговиков (см. ниже), кварцитов, мраморов.

Образование большинства метаморфических пород сопровождается исчезновением одних и появлением других минералов, более устойчивых в условиях изменившихся температуры и давления. Иначе говоря, происходит перегруппировка атомов в новые молекулярные постройки, и возникают минеральные равновесия, отвечающие определенным термодинамическим параметрам. Расчеты и эксперименты дают возможность устанавливать эти параметры и тем самым решать обратную задачу — по минеральным ассоциациям — *парагенезам* восстанавливать температуру и давление времени их образования. Следовательно, минеральные парагенезы, а иногда и отдельные минералы могут играть роль геотермометров и геобарометров. Так, из минералов состава  $Al_2SiO_5$ , образующих-

ся при метаморфизме глинистых пород, андалузит указывает на относительно низкие давления ( $<7$  кбар), кианит — на относительно более высокие (7—10 кбар); при температуре более  $500^\circ$  андалузит замещает силлиманит. (Более подробно см. в разделе «Региональный метаморфизм».)

Смена минеральных ассоциаций при метаморфизме может протекать в условиях неизменного химического состава в закрытой системе — *изохимический метаморфизм*, или в условиях поступления извне новых химических компонентов и удаления, полного или частичного, других, т. е. в открытой системе — *аллохимический метаморфизм*. Если метаморфизм происходит с привнесением и выносом компонентов, но без изменения объема, он называется *метасоматозом*. При метасоматозе происходит как бы обмен ионов с вмещающими породами.

**Типы метаморфизма.** В природе наблюдаются два основных типа метаморфизма: *локальный*, разделяемый на *контактовый* и *дислокационный*, и *региональный*, с несколькими разновидностями. Контактный метаморфизм связан с внедрением в верхнюю относительно холодную часть земной коры, в основном в ее осадочную оболочку, горячей магмы, застывающей в виде интрузивных массивов — плутонов. Вокруг таких плутонов и образуются ореолы контактово-метаморфизованных пород.

В дислокационном метаморфизме, чаще называемом у нас *динамометаморфизмом*, главную роль играет локальное повышение давления в зонах тектонических разломов. Таким образом, это приразломный метаморфизм.

Исследования последних десятилетий выявили существование еще одного типа локального метаморфизма — *ударного*, вызываемого воздействием на горные породы земной поверхности и верхов земной коры ударной волны давления, обусловленной падением на Землю метеоритных тел. Поскольку фактором метаморфизма здесь оказывается повышение давления, этот тип метаморфизма стоит ближе всего к динамометаморфизму, но принципиально отличается от последнего и по причине, вызывающей повышение давления, и по характеру продуктов метаморфизма. Поэтому правильнее рассматривать ударный метаморфизм как самостоятельный подтип локального метаморфизма. Более того, учет этого типа заставляет несколько расширить определение метаморфизма, данное в начале главы, включив в его причины влияние не только глубинных земных, но и космических факторов.

Но наиболее важный тип метаморфизма — региональный метаморфизм. В отличие от локального, распространяющегося на ограниченную площадь, региональный метаморфизм охватывает большие, нередко огромные площади — в тысячи, десятки и даже сотни тысяч квадратных километров. Региональный метаморфизм вызывается совместным действием повышения температуры и давления, обычно всестороннего (литостатического). Но существенную роль играют и флюиды, их состав и парциальное давление. Это вода и  $CO_2$ , присутствовавшие в метаморфизируемых осадочных



породах, или морская вода, инфильтрующаяся в трещины вулканических пород, застывающих на дне океанов и морей.

## 1. КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Как было сказано, этот тип метаморфизма связан с внедрением плутонов магматических пород. Чем больше размеры плутона, тем, как правило, шире ореол контактово-метаморфизованных пород. Поэтому у даек и силлов он составляет всего несколько метров, реже несколько десятков метров, а вокруг крупных плутонов, особенно батолитов, достигает нескольких (до 3—5) километров. Ширина метаморфического ореола зависит также от глубины застывания плутона (она возрастает с глубиной) и от состава плутона (она больше у гранитных плутонов, так как гранитная магма богата летучими, и меньше у основных и ультраосновных). Поскольку последние кристаллизуются при более высокой температуре, их контактовые ореолы включают наиболее высокотемпературные разновидности, которых не наблюдается в ореолах гранитных плутонов. Понятно, что температура метаморфизма постепенно убывает с удалением от плутона; соответственно этому происходит смена минеральных ассоциаций (парагенезов — рис. 17.1).

Наиболее типичные продукты контактового метаморфизма называются *роговиками*. Близ самого контакта они характеризуются массивной текстурой и мелкозернистой гранобластовой текстурой и нередко включают относительно высокотемпературные ми-

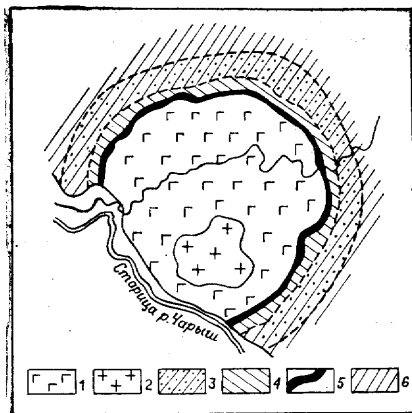


Рис. 17.1. Схематическая геологическая карта Харловского массива, Алтай (по В. В. Ревердатто):

1 — габбро; 2 — граниты; 3 — пятнистые роговики; 4 — роговики средних частей ореола; 5 — ортоклазовые роговики внутренних частей ореола; 6 — вмещающие сланцы

нералы — кордиерит (магний-железистый алюмосиликат) и андалузит ( $Al_2SiO_5$ ). Дальше от контакта кордиерит сменяется биотитом, биотит — хлоритом и, наконец, мусковитом. При этом кордиерит и (или) андалузит в средней части ореола выделяются в виде порфиробластов, а хлорит и мусковит в его наиболее внешней части концентрируются в виде пятен; так образуются пятнистые роговики.

В тех случаях, когда к действию повышенной температуры добавляется воздействие выделяющихся из магмы горячих растворов и газов, контактовый метаморфизм переходит в контактово-

метасоматический метаморфизм, или просто *метасоматоз*. Наиболее ярко проявлен метасоматоз при внедрении гранитов в известняки. Процесс метасоматоза сопровождается при этом притоком  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $FeO$  и некоторых других элементов, в том числе бора, с участием которого образуется характерный силикатный минерал турмалин. В результате возникает *скарны*, существенную роль в сложении которых играют силикаты кальция, в том числе волластонит — продукт взаимодействия кальцита и кремнезема:  $CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2$ , а также различные гранаты. Скарны нередко включают промышленно важные месторождения магнетитовых железных руд (например, гора Магнитная на Урале, в Зауралье), сульфидов меди, свинца, цинка. Скарны образуются в условиях высокотемпературного щелочного (воздействие щелочных растворов) метасоматоза. При высокотемпературном, но кислотном (воздействие кислотных растворов) метасоматозе кварцполевошпатовые породы преобразуются вследствие разложения полевых шпатов на кварц и светлую слюду в *грейзены*, с которыми связаны месторождения, нередко крупные, олова и вольфрама, или *вторичные кварциты*, содержащие руды меди и молибдена.

## 2. ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ

Проявления динамометаморфизма приурочены в основном к зонам крупных разломов типа сдвигов и надвигов, развивающихся в режиме сжатия. Следствием последнего является ориентированное давление — стресс. Под его влиянием происходит либо хрупкое разрушение пород, либо, обычно на большей глубине, их пластическое течение вдоль плоскости разлома к поверхности, где давление наименьшее. Ранее считалось, что в первом случае образуются такие характерные динамометаморфические породы, как *милониты* (греч. «милос» — мука), состоящие из тонкозернистого агрегата кварца, кислых полевых шпатов (рис. 17.2), если милонит развивается по гранитоидам или кварц-полевошпатовым песчаникам, либо темноцветных минералов (пироксен, оливин, основные плагиоклазы), если милонитизацию испытали основные или ультраосновные магматические породы. Происхождению милонитов за счет хрупкого разрушения пород противоречит то обстоятельство, что это твердые, крепкие стекловатые (сливные) породы, и в настоящее время некоторые исследователи ведущую роль в их образовании отводят вязкому течению материала породы без потери ее сплошности. Сжатие придает зернам минералов определенную ориентировку, параллельно плоскости разлома, вследствие этого порода приобретает полосчатую текстуру. Этому способствует и появление новообразованных чешуйчатых минералов — хлорита, слюды (мусковит, биотит), талька, также располагающихся параллельными слоями, делая породу сланцеватой и превращая ее в *бластомилонит*. Бластомилониты чаще всего развиваются по таким осадочным породам, как глины, граувакковые песчаники, а также по вулканическим туфам и туфопесчаникам и более древним регионально-метаморфизованным породам.

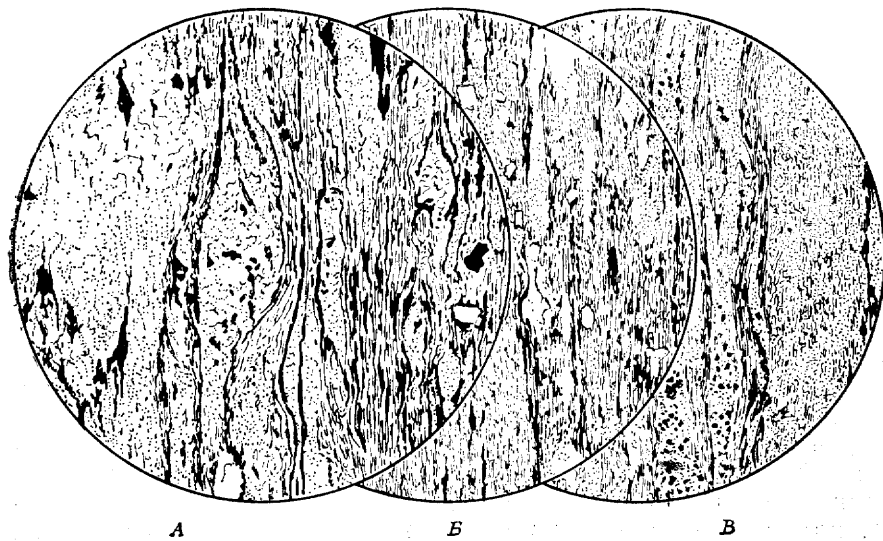


Рис. 17.2. Стадии милонитизации в льюисских гнейсах вблизи Мойнского надвига в Шотландии (из книги А. Харкера).  $\times 23$ .

Бледноокрашенные линзы на рис. А представляют раздробленные, но не растертые до конца реликты кварца. На рис. Б они растерты еще сильнее, а на рис. В исчезают; здесь вся масса породы измельчена до очень тонкого зерна

### 3. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Как следует из определения, этот тип метаморфизма распространяется на большие площади (тысячи и более квадратных километров), тем более обширные, чем древнее затронутые им породы. Так, породы архейского возраста (древнее 2,5 млрд лет) практически метаморфизованы повсеместно и достаточно интенсивно, породы протерозойского возраста обычно обнаруживают ту или иную степень метаморфизма, фанерозойские — метаморфизованы лишь в ядрах складчатых сооружений. Отчасти, но только отчасти, это повышение степени метаморфизма с возрастом может являться кажущимся, будучи обусловлено более глубоким размывом более древних пород, так как интенсивность метаморфизма естественно возрастает с глубиной.

Главным фактором преобразования для большинства регионально-метаморфизованных пород служит повышение температуры, а давление, за исключением группы голубых сланцев и эклогитов, играет второстепенную роль. Метаморфические породы архея, реже более молодые, оказываются, как правило, относительно равномерно метаморфизованными на большой площади, что связано, очевидно, с повсеместно высоким тепловым потоком. Такой региональный метаморфизм называют *ареальным*. В противоположность этому начиная с протерозоя преобладал *зональный*<sup>2</sup>

<sup>2</sup> Строго говоря, ареальный метаморфизм тоже зональный, но низкоградиентный (низкоградный), а зональный — высокоградиентный (высокоградный).

региональный метаморфизм с возрастанием в определенном районе и ослаблением к его периферии, что доказывается сменой минеральных ассоциаций. Эта смена изображается на картах изолиниями, отвечающими появлению тех или иных характерных индекс-минералов; такие изолинии получили название *изоград* (лат. «град» — степень), т. е. линий равной степени метаморфизма. В классическом районе Грампианского нагорья в Шотландии откартированы изограды биотита, граната (альмандина), ставролита, кианита и силлиманита (рис. 17.3), указывающие на последовательное повышение температуры от первой изограды к последней. В случае подобного зонального метаморфизма изограды обычно имеют вид замкнутых овалов с максимальной интенсив-

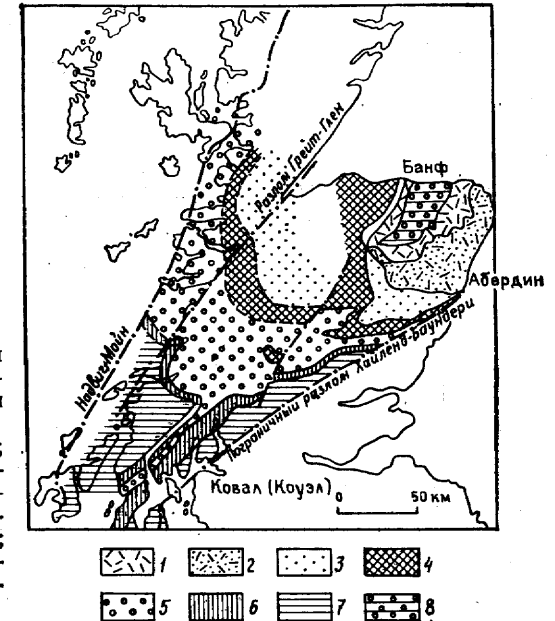


Рис. 17.3. Метаморфическая зональность в серии Далрэдиан Шотландских нагорий (по Кеннеди и Ченкеру, из книги Н. Л. Добрецова и др.).

Зоны: 1 — андалузитовая; 2 — андалузит-силлиманитовая; 3 — силлиманитовая; 4 — кианитовая; 5 — гранат-ставролитовая; 6 — биотитовая; 7 — хлоритовая; 8 — нерасчлененные биотитовая и ставролитовая

ностью метаморфизма в их центре. Совершенно очевидно, что такая конфигурация отвечает сфокусированному тепловому потоку; поэтому она получила название «термального купола». На глубине под этим куполом можно предполагать наличие крупной интрузии, ответственной за создание очага разогрева. Другой пример — Иртышская зона смятия на Алтае, где смена зон метаморфизма отвечает изменению температур от 300 до 670° и давлений от 6,2 до 8,0 кбар.

Закономерную смену минеральных ассоциаций (парагенезов) с повышением температуры и (или) давления первоначально связывали исключительно с погружением пород на все большие глубины. Отсюда возникло представление о трех зонах метаморфизма с характерными для них парагенезами минералов и типами пород: *эпизона* (верхняя), *мезозона* (средняя), *катазона* (нижняя). Эта номенклатура до сих пор удерживается в некоторых зарубежных работах, но детальное изучение областей метаморфизма давно показало, что нет непосредственной связи между глубиной и темпе-

ратурой вследствие большой изменчивости теплового потока по площади. Это заставило перейти к классификации регионально-метаморфизованных пород, не зависящей от глубины, а обусловленной исключительно изменением температуры и давления. Так появилось (финский геолог П. Эскола) понятие о метаморфических фациях — фундаментальное понятие метаморфической петрологии. Каждая метаморфическая фация — это группа метаморфических пород, точнее парагенез минералов, образованных в определенном диапазоне температур и давлений; последние устанавливаются по минералам — геотермометрам и геобарометрам. Фация именуется по наиболее типичному для нее и широко распространенному типу пород или минералов, например цеолитовая, хлоритовая, биотитовая.

В объем каждой фации входят обычно несколько типов пород; их минеральный состав определяется не только термодинамическими условиями метаморфизма, но прежде всего типом и составом

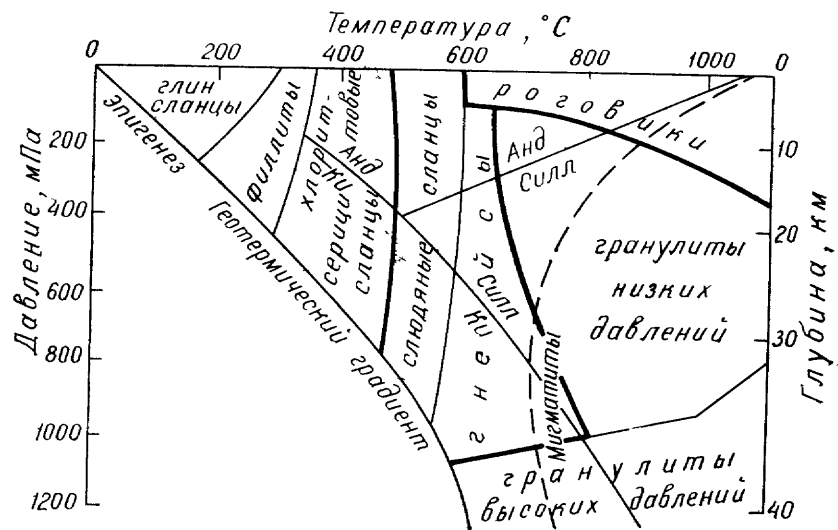


Рис. 17.4. Фации метаморфизма существенно глинистых отложений (по А. А. Маракушеву, 1983, сильно упрощено).

Жирные линии — границы ступеней метаморфизма (слева направо): низшая (зеленосланцевая), средняя (амфиболитовая), гранулитовая. Тонкие линии — границы фаций. Анд — андалузит; Силл — силлиманит; Ки — кианит

вом исходной осадочной или магматической породы. Наиболее чувствительными к метаморфическим преобразованиям оказываются глинистые породы, и они дают наиболее полную гамму метаморфических фаций (рис. 17.4)<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> В классификации А. А. Маракушева кроме фаций, выделяемых в основном по температуре, различаются субфации, выделяемые по давлению.

Фации метаморфизма обычно группируют в *ступени метаморфизма*, различая от двух до четырех таких ступеней, чаще всего три — нижнюю, среднюю и высокую, или по характерным породам — *зеленосланцевую*, *амфиболитовую* и *гранулитовую*. К ним нередко добавляют очень низкую ступень (цеолитовую), которую специалисты по осадочным породам — литологи — включают еще в катагенез (апокатагенез, по Н. Б. Вассоевичу).

В тех случаях, когда первичная природа данной метаморфической породы легко устанавливается или желательнее ее подчеркнуть, название метаморфической породы производят от исходной для нее породы с добавлением приставки «*мета*»; например, *метабаза*льт или *метапесчаник*. Такое обозначение применяют для слабометаморфизованных пород, а для высокометаморфизованных используют название метаморфической породы с приставкой «*орто*» для пород магматического и «*пара*» — осадочного происхождения (например, орто- и парагнейсы).

Переход от низших ступеней регионального метаморфизма к высшим называется *прогрессивным метаморфизмом*. Нередко, однако, порода, образованная при относительно высоких температурах и (или) давлениях, подвергается повторному метаморфизму при более низких температурах и (или) давлении. Тогда говорят о *ретроградном* (регрессивном) *метаморфизме*, или *диафторезе*. Рассмотрим некоторые наиболее распространенные и типичные примеры метаморфических пород разных ступеней метаморфизма.

К породам очень низкой степени регионального метаморфизма (по мнению других исследователей, метакатагенеза, или апокатагенеза) относятся *глинистые сланцы*. Это твердые тонкозернистые породы, легко раскалывающиеся на тонкие пластинки с гладкими поверхностями, отвечающими плоскостям кливажа, обычно секущего слоистость под значительным углом. Нередко такие сланцы имеют черный цвет и тогда называются *аспидными*; они широко распространены в юре Главного Кавказского хребта, девоне Горного Алтая и других областях. Черный цвет аспидных сланцев связан с присутствием в исходной глине органического вещества, превращающегося при дальнейшем метаморфизме в графит. Новообразования цеолитов, характерные для данной фации, особенно распространены в метаграувакках.

Основные лавы на очень низкой степени метаморфизма превращаются в *спилиты*, а лавы среднего состава — в *кератофиры* (альбитофиры). Полевой шпат в них представлен вторичным альбитом, появляются такие метаморфические минералы, как хлорит, эпидот и некоторые другие. Породы приобретают зеленоватый оттенок.

Ультраосновные породы океанской коры (перидотиты) преобразуются в *серпентиниты* (змеевики), что происходит при их взаимодействии с морской водой. С переходом к низкой степени метаморфизма глинистые (аспидные) сланцы превращаются в *филлиты*, отличающиеся от первых более грубой сланцеватостью и

более блестящими поверхностями, что связано с появлением макроскопически различных листочков слюды.

Более зрелые продукты метаморфизма низкой ступени — это породы собственно зеленосланцевой фации; к ним относятся прежде всего *хлорит-серицитовые сланцы*, состоящие из кварца, хлорита и серицита (мелкочешуйчатая разновидность мусковита) и представляющие собой продукт дальнейшего преобразования глинистых пород. Но особенно характерны *зеленые сланцы*, образующиеся за счет основных вулканитов и их туфов и обязанные своей окраской хлориту, эпидоту и (или) зеленой роговой обманке; обычно присутствует также альбит.

Своеобразной метаморфической фацией низкой и очень низкой ступеней метаморфизма являются *голубые сланцы*, наиболее характерный минерал которых — голубая роговая обманка — *глаукофан*; другим индекс-минералом этой фации служит Са—Al-гидросиликат — *лавсонит*. Глаукофановые сланцы образуются в условиях сочетаний очень высоких давлений (до 10—12 кбар) с низкими (не более 400°) температурами. Они распространены отчетливо зонально, не известны в образованиях глубокого докембрия и приурочены к висячим крыльям наклонных сверхглубоких разломов (зон ВЗБ). Высокие давления, если рассматривать их как связанные с погружением на большие глубины (порядка 30 км), плохо сочетаются с низкими температурами, и, кроме того, возникает проблема быстрого (чтобы избежать диафтореза) подъема этих пород к поверхности. Поэтому более правдоподобно, что к литостатическому давлению здесь добавляется одностороннее давление (стресс), связанное с обстановкой интенсивного бокового сжатия, существующего в зонах подобных разломов. Весьма вероятно, что образованию голубых сланцев способствует участие обогащенных натрием флюидов (А. А. Маракушев), которые выделяются при обезвоживании осадков под воздействием стресса.

На средней ступени регионального метаморфизма наиболее типичными породами становятся кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты. *Кристаллические сланцы* — отчетливо сланцеватые породы, обычно обнаруживающие и линейность, средне- и крупнозернистые, обогащенные листоватыми силикатами — мусковитом, биотитом (слюдяные сланцы), хлоритом, а также амфиболами. Они представляют собой продукт дальнейшего изменения глинистых пород и кроме перечисленных минералов обычно содержат гранаты, средние и основные плагиоклазы, кварц. *Гнейсы* отличаются большей крупнозернистостью, меньшим содержанием слюды и состоят в основном из кварца и полевого шпата с участием темноцветных минералов. Из-за меньшего содержания пластинчатых минералов гнейсы труднее раскалываются на пластинки и обладают более грубой сланцеватостью. Их полосчатость связана с обособлением прослоев, обогащенных слюдами и (или) роговыми обманками. Образуются гнейсы по песчанникам, особенно аркозовым, глинам, кислым вулканитам и грани-

там (гранитогнейсы). Гнейсы из пород первично-осадочного происхождения называются *парагнейсами*, из пород магматического происхождения — *ортогнейсами*. Амфиболиты — темно-зеленые, зеленовато-черные плотные породы со сланцеватой текстурой, состоящие в основном из роговой обманки и плагиоклаза, иногда с участием гранита, эпидота, биотита. Образуются при метаморфизме основных магматических пород — *ортоамфиболиты* или карбонатно-глинистых осадков — *параамфиболиты*.

Метаморфизм амфиболитовой фации на своем верхнем пределе нередко переходит в частичное, а затем и полное плавление пород — анатексис, с образованием мигматитов и далее анатектических гранитов. *Мигматиты* (греч. «мигма» — смесь) — продукт частичного плавления пород с образованием неправильных кварц-полевошпатовых прослоев, близких по составу гранитам, иногда с участием темноцветных минералов. Эти светлые прослои тонко чередуются с более темными, сложенными более устойчивыми к плавлению темноцветными минералами. Согласно Д. С. Коржинскому, образование мигматитов возможно лишь при активном участии глубинных флюидов, обеспечивающих течение этого процесса при температуре 650—700° С, отвечающей амфиболитовой ступени метаморфизма, и ниже температуры гранулитовой ступени.

Высшая ступень регионального метаморфизма характеризуется прежде всего почти полным исчезновением водосодержащих минералов — слюд, роговых обманок, замещаемых пироксенами. Наиболее типичная порода этой ступени — *гранулит* — состоит из кварца, ортоклаза, плагиоклаза + гранат или кианит (или силлиманит), или пироксен. Пироксеновые основные гранулиты лишены кварца и ортоклаза и происходят за счет метаморфизма основных магматитов (габбро или базальтов), которым и отвечают по химическому составу. Кислые гранулиты обычно являются производными от глинистых и песчано-глинистых осадков. С ними часто связаны своеобразные породы, переходные между метаморфитами и магматитами (гранитами), — *чарнокиты*, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, пироксена (гиперстена) и нередко граната.

Породы гранулитовой фации наиболее широко развиты среди архейских, отчасти протерозойских образований, изредка встречаясь в палеозое и практически отсутствуя в составе более молодых толщ. Поэтому обнаружение гранулитов заставляет предполагать присутствие весьма древних образований, что должно быть, однако, подтверждено радиометрически.

Кроме гранулитовой к высшей ступени метаморфизма относится эклогитовая фация. *Эклогиты* — плотные тяжелые породы, состоящие из пироксена (омфацита) с вкрапленностью кристаллов граната (пироба) и по составу соответствующие основным магматитам (базальтам, габбро), но отличающиеся от основных гранулитов отсутствием плагиоклаза и высокой плотностью (3,3—3,4 г/см<sup>3</sup>). Они образуются в условиях не только высоких температур, но и высоких давлений и характерны для низов континенталь-

ной коры и верхней мантии. Их обломки, нередко содержащие алмазы, встречаются в трубках взрыва в Якутии и других областях.

Итак, мы кратко рассмотрели основные типы регионально-метаморфизованных пород. Если выделить среди них наиболее показательный эволюционный ряд первично-глинистых образований: глина → аргиллит → глинистый сланец → филлит → кристаллический

(сланцевой) сланец → гнейс — мигматит → гранит и учесть, кислый гранулит → чарнокит

что глина обычно является продуктом переотложения коры выветривания, которая развивается, в частности по гранитам и чарнокитам, то можно констатировать (впервые это сделал И. Д. Лукашевич<sup>4</sup>), что выветривание → осадконакопление → диагенез → катагенез → метаморфизм → магматизм (гранитный) → выветривание образуют замкнутый цикл, охватывающий земную кору, атмосферу и гидросферу при участии и биосферы (в процессах выветривания). Отсюда понятно и высказывание В. И. Вернадского о том, что вся земная кора — след былых биосфер.

#### 4. УДАРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Этот относительно редкий тип метаморфизма возникает при падении на Землю крупных метеоритов. В настоящее время на всех континентах (кроме Антарктиды) обнаружено более двухсот метеоритных кратеров (астроблем), из которых около ста можно уверенно относить к этому типу. Наиболее крупной в мире астроблемой является Попигайская на севере Сибири, достигающая 100 км в диаметре; большинство астроблем имеет поперечник от 2 до 33 км. Строение типичной астроблемы представлено на рис. 17.5.

При падении метеорита за сверхмалые отрезки времени ( $< 0,1$  с) выделяется огромное количество кинетической энергии. Эта энергия расходуется на механические (сжатие и дробление) и тепловые (плавление и испарение) преобразования вещества пород, подвергающихся воздействию ударной волны. Эти породы называются мишенью. В направлении от эпицентра волны к краям наблюдается смена следующих зон: 1) зона испарения, где давление достигает  $10^3$ — $10^4$  кбар, а температура  $10^4$  °С; 2) зона плавления, на внешней границе которой давление составляет  $0,6 \cdot 10^3$  кбар, а температура —  $1,5 \cdot 10^3$  °С; 3) зона полиморфных переходов (параметры внешней границы 100 кбар и  $100$  °С); 4) зона интенсивного дробления горных пород (В. И. Фельдман). Метаморфические породы, образующиеся в трех последних зонах, носят общее название *импактитов* (англ. «им-

<sup>4</sup> И. Д. Лукашевич — литовско-русский ученый и революционер. Будучи в заточении в Шлиссельбургской крепости, написал замечательную книгу «Неорганическая жизнь Земли» (1909—1911).

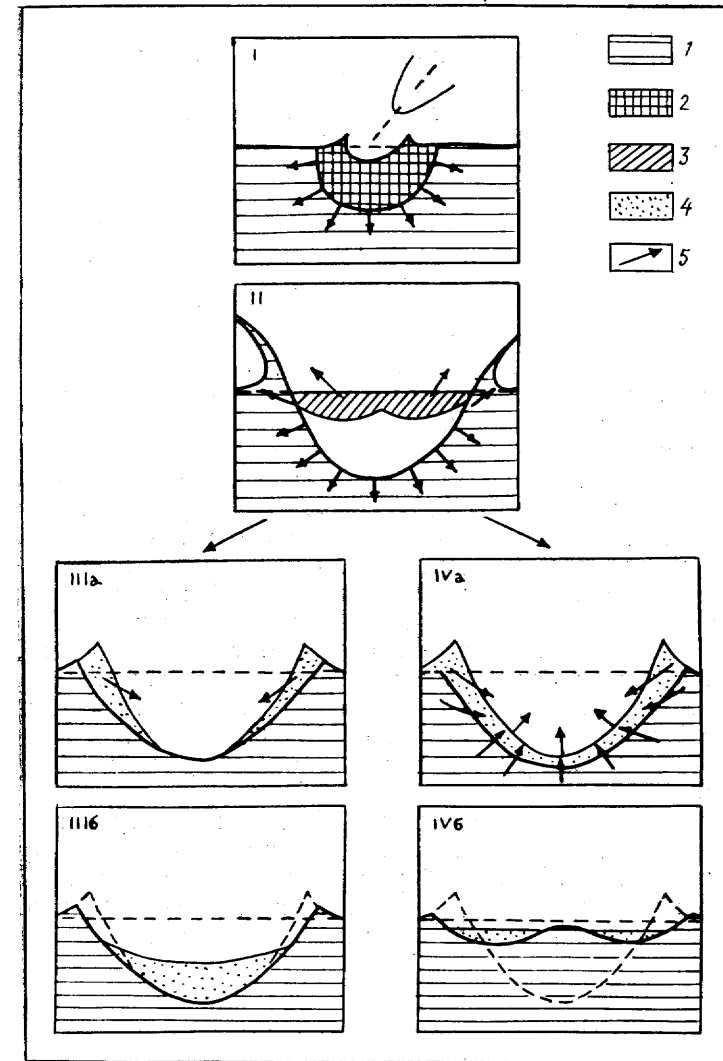


Рис. 17.5. Примерный сценарий образования метеоритных кратеров (по Б. А. Иванову и А. Т. Базилевскому).

I — Приближаясь к поверхности планеты, метеорит соударяется с ней, и от точки удара распространяется ударная волна, которая приведет вещество в движение — начинает расти полость будущего кратера.

II — Частично за счет выброса, а частично за счет преобразования и выдавливания разрушающихся пород полость достигает максимальной глубины — образуется временный переходный кратер (см. продолжение на с. 380).

пакт» — ударное воздействие). Их подразделяют в зависимости от перемещенного или неперемещенного положения и от характера преобразований. Неперемещенным продуктом слабого дробления являются *катаклазиты*; при более сильном дроблении возникают *ударные брекчи*, а с началом плавления и образованием стекла — *псевдохалхилиты* (неперемещенные) и *тагамиты* (перемещенные). Смешанные и перемещенные продукты дробления и плавления называются *зювитами*.

Тагамиты представляют собой лавоподобные стекловатые породы, содержащие до 10—20% мелких обломков вмещающих пород. Они отличаются неравномерной пористостью, отдельностью и окраской, обладают псевдопорфировой структурой: обломки на фоне стекла — продукта плавления материнских пород. Среди стекла разбросаны мелкие кристаллики (микролиты) различных минералов (плагиоклаз, пироксены, биотит и др.). Зювиты — брекчии, состоящие из обломков разложенного стекла и продуктов дробления пород мишени.

Самой примечательной особенностью ударного метаморфизма, имеющей решающее значение для установления метеоритной природы кратерных структур, является новообразование некоторых минералов, возникающих лишь при сверхвысоких давлениях и поэтому не характерных для земной коры. Такими «гипербарическими» минералами являются полиморфные модификации  $\text{SiO}_2$  — коэсит и стишовит, а также алмаз (мелкие кристаллы, морфологически отличные от алмазов, встречающихся в кимберлитовых трубках) и еще более высокобарная модификация углерода — лонсдейлит. Присутствие коэсита указывает на давление выше 30 кбар и температуру выше  $1000^\circ\text{C}$ , а стишовита — выше 100 кбар и  $1000^\circ\text{C}$ , причем стишовит известен только из пород астроблем.

Импактиты обладают также специфической текстурой: это *конусы разрушения*, возникающие во внешних частях зоны дробления при давлениях 20—100 кбар и образованные трещинами, по которым при ударе порода распадается на конические обломки с поверхностями, покрытыми ветвящимися бороздами.

---

III — При малом масштабе удара кратер может оказаться устойчивым и стать из переходного просто кратером (IIIa); в других случаях разрушенный материал оползает с бортов кратера и им заполняется чаша «истинного» кратера (IIIб).

IV — В ударном событии большого масштаба неясные пока процессы потери устойчивости приводят к быстрому воздыманию днища кратера, сопровождающему обрушением и опусканием периферийных частей кратера — так возникает кратер с центральной горкой (IVa); при этом кольцевое углубление кратера заполняется смесью обломков и ударного расплава (IVб).

1 — горная порода; 2 — горная порода, сжатая ударной волной; 3 — горная порода, выброшенная в результате удара; 4 — раздробленная горная порода в смеси с ударным расплавом; 5 — направление перемещения материала

## 5. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

С областями развития метаморфических пород — щитами древних платформ и ядрами складчатых систем — связано распространение многих полезных ископаемых. Но значительная их часть образовалась не в процессе метаморфизма, а до его проявления, в процессе осадконакопления или магматической деятельности; о таких полезных ископаемых уже говорилось раньше (см. гл. 11 и 16). Но некоторые полезные ископаемые встречаются исключительно в метаморфических образованиях. Таковы железистые кварциты, служащие важнейшим источником железа; в СССР крупнейшие их месторождения находятся в районе Кривого Рога на Украине и Курской магнитной аномалии в РСФСР. Многие руды черных, цветных и редких металлов встречаются в контактово-метасоматических ореолах гранитных или сиенитовых интрузий; это руды вольфрама и олова (в грейзенах), меди (во вторичных кварцитах), железа (в скарнах) и др. С процессами метаморфизма связано образование некоторых поделочных и ювелирных камней (лазурит, чароит, нефрит и др.). Многие разновидности метаморфических пород служат облицовочными и строительными материалами: кварциты (из розового шокшинского кварцита с берегов Онежского озера сооружена гробница Наполеона в Париже), мраморы, гнейсы и др.

## ГЛАВА 18

### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Планета Земля родилась из скопления холодных и твердых частиц, выпадавших из газопылевой туманности и слипавшихся под влиянием взаимного притяжения. По мере роста планеты она разогревалась вследствие соударения этих частиц, достигавших размера до нескольких сотен километров, подобно современным астероидам, и выделения тепла не только известными нам теперь в коре естественно-радиоактивными элементами, но и более чем десятком вымерших с тех пор радиоактивных изотопов, в частности  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{36}\text{Cl}$  и др. В результате как в ядре Земли, так и на некоторой глубине в мантии могло происходить полное (в ядре) или частичное (в мантии) плавление вещества. В начальный период своего существования, примерно до 3,8 млрд лет, Земля, а равно и другие планеты земной группы, а также Луна подвергались усиленной бомбардировке мелкими и крупными телами метеоритов. Следствием этой бомбардировки и более раннего соударения планетезималей могло являться выделение летучих и начало образования атмосферы<sup>1</sup>, а затем и гидросферы, которые затем пополнялись в процессе дегазации мантии при

<sup>1</sup> Речь идет о вторичной атмосфере, первичная же, состоявшая из газов, захваченных при образовании Земли, довольно быстро рассеялась в космическое пространство.



вулканической деятельности. Падение крупных метеоритов должно было создавать обширные и глубокие кратеры, подобные наблюдаемым в настоящее время на Луне, Марсе, Меркурии, где следы их не стерты последующими изменениями. Кратерообразование ослабило давление на частично расплавленный слой и могло провоцировать излияния основной и ультраосновной магмы с образованием базальтовых полей, также подобных покрывающим лунные «моря». Так, вероятно, образовалась первичная кора Земли, которая, однако, не сохранилась на современной ее поверхности, за возможным исключением относительно небольших фрагментов в более молодой коре уже континентального типа.

Эта кора, содержащая в своем составе уже граниты и гнейсы, правда с меньшим содержанием кремнезема и калия, чем в «нормальных» гранитах, т. е. еще не вполне зрелая, появилась на рубеже около 3,8 млрд лет и известна нам по обнажениям в пределах кристаллических щитов практически всех континентов. Именно с ее образования начинается документированная горными породами с соответствующими радиометрическими датировками история Земли, весь же предыдущий («догеологический») этап между датой рождения Земли (4,6 и 3,8 млрд лет) не охарактеризован такими документами, и поэтому все сказанное выше относительно него является лишь предположением, наиболее вероятным с точки зрения большинства современных исследователей в свете имеющихся на сегодня данных.

Следует отметить, однако, что и способ образования древнейшей континентальной коры также остается во многом неясным. В составе этой коры, повсеместно метаморфизованной в условиях высоких температур и давлений, мы находим породы как первично-вулканического, так и первично-интрузивного и первично-осадочного происхождения. Последние своими текстурными особенностями свидетельствуют о накоплении в водной среде, т. е. в эту отдаленную эпоху уже существовала гидросфера. Возникновение первой силикатной коры требовало поступления из мантии больших количеств кремнезема, алюминия, щелочей, в то время как в современную эпоху мантийный магматизм создает лишь очень ограниченный объем обогащенных этими элементами пород. Возможно, что высокое содержание воды и других летучих в мантии юной планеты и высокий, в 3—4 раза выше современного, тепловой поток способствовали такому характеру магматизма. Другая возможность состоит в том, что происходило лишь преобразование первичной базальтоидной коры, уже обогащенной по сравнению с мантией литофильными элементами под действием мантийных флюидов. Как бы то ни было, к 3,5 млрд лет назад на площади современных континентов широкое распространение получила «серогнейсовая» кора, названная так по преобладающему типу «слагающих ее пород. У нас она известна на Кольском полуострове, на Украине — к югу от среднего течения Днепра, в Сибири, в частности в бассейне р. Алдана.

На следующем этапе, в архее, эта еще довольно тонкая и плас-

тичная кора под влиянием растяжения испытала многочисленные разрывы сплошности, и через эти разрывы вновь устремилась к поверхности базальтовая магма, заполнившая прогибы длиной в сотни и шириной в многие десятки километров, известные под названием *зеленокаменных поясов*. Этим названием они обязаны преобладающему зеленосланцевому, низкотемпературному метаморфизующему базальтовым породам. Наряду с базальтами среди лав нижней, основной по мощности части разреза этих поясов встречаются высокомагнезиальные лавы, свидетельствующие об очень большой степени частичного плавления мантийного вещества. Это в свою очередь является надежным показателем высокого теплового потока, намного превышавшего современный. Дальнейшее развитие зеленокаменных поясов заключалось в смене основного-ультраосновного вулканизма средним (не всегда) и кислым, в деформациях сжатия и метаморфизме осадочно-вулканогенного выполнения и, наконец, в накоплении обломочных осадков, свидетельствующих об образовании гористого рельефа.

После смены нескольких поколений зеленокаменных поясов архейский этап эволюции земной коры завершился в эпоху 3,0—2,5 млрд лет назад массовым проявлением гранитообразования. Теперь это были уже нормальные граниты с преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$ . Эта гранитизация, а также региональный метаморфизм, местами достигший высшей ступени, привели к формированию зрелой континентальной коры на большей части площади современных материков. Однако эта кора оказалась недостаточно устойчивой: в начале протерозойской эры она испытала дробление. В это время, во-первых, возникла планетарная сеть разломов и трещин (местами начало ее образования восходит к позднему архею), заполнявшихся дайками основных магматических пород (одна из них — Великая дайка Зимбабве — имеет в длину более 500 км и в ширину до 10 км). Во-вторых, впервые проявилось рифтообразование, давшее начало зонам прогибания, мощного осадконакопления и вулканизма, еще ближе напомиавших настоящие геосинклинали, чем архейские зеленокаменные пояса; поэтому они получили название *протогеосинклиналей*. Их эволюция привела к созданию в конце раннего протерозоя (в интервале 2,0—1,7 млрд лет назад) складчатых систем, вновь спаявших обломки архейской континентальной коры, чему способствовала новая эпоха мощного гранитообразования.

В итоге к концу раннего протерозоя, к рубежу 1,7 млрд лет назад, зрелая континентальная кора существовала уже на 60—80% (по разным оценкам) площади ее современного распространения. Более того, существует представление, подтверждаемое палеомагнитными данными, о том, что на этом рубеже вся континентальная кора составляла единый массив — суперконтинент Мегатею («большая земля»), которому должен был противостоять на другой стороне земного шара океан — предшественник современного Тихого океана — Мегаталасса («большое море»). Этот океан, превосходивший по площади Тихий, вобрал в себя всю воду, ос-

вободившуюся в конце раннего протерозоя при осушении протогеосинклинальных бассейнов Мегатеи, но он был все еще менее глубоким, чем современные океаны, ибо рост объема гидросферы за счет дегазации мантии в процессе вулканической деятельности продолжается и всю последующую историю Земли, хотя и был более медленным. Не исключено, что прообраз Мегаталассы (ее еще называют Панталассой) появился еще раньше, в конце архея, когда впервые началось стягивание сиаля в одно полушарие, скорее всего под действием конвективных течений в мантии.

Хотя мы здесь рассматриваем в основном эволюцию структуры земной коры, т. е. ее тектоническую эволюцию, нельзя не упомянуть, что уже в катархее и начале архея появились первые следы жизни — бактерии и водоросли, а в позднем архее получили распространение водорослевые известковые постройки — строматолиты. В позднем архее началось, а в раннем протерозое завершилось коренное изменение состава атмосферы: под влиянием жизнедеятельности растений в ней появился свободный кислород, в то время как катархейская и раннеархейская атмосфера состояла из водяного пара,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}$ ,  $\text{NH}_3$  и  $\text{H}_2\text{S}$  с примесью  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$  и инертных газов.

На следующем этапе развития Земли, в *позднем протерозое* (1,7—0,6 млрд лет назад), Мегатея стала постепенно подвергаться раскалыванию, которое резко усилилось в конце протерозоя. Следями этого процесса являются протяженные континентальные рифтовые системы, погребенные в основании осадочного чехла древних платформ, но важнейшим его результатом было образование обширных межконтинентальных геосинклинальных поясов — Северо-Атлантического, Средиземноморского, Урало-Охотского, разделивших континенты Северной Америки, Восточной Европы, Восточной Азии и наиболее крупный обломок Мегатеи — южный суперконтинент Гондвану. Центральные части этих геосинклинальных поясов развивались на ювообразованной в процессе рифтогенеза океанской коре, о чем свидетельствуют выходы рифейских офиолитов. Следовательно, пояса представляли собой океанские бассейны; их глубина постепенно возрастала по мере роста гидросферы. Одновременно геосинклинальные пояса развивались по периферии Тихого океана, также испытывавшего углубление. Осевые зоны геосинклинальных бассейнов характеризовались интенсивным вулканизмом, на мелководной периферии широкое распространение наряду с терригенными осадками получили толщи строматолитовых карбонатов, в основном доломитов. Климатические условия становились более контрастными, о чем свидетельствует появление, особенно в конце протерозоя, ледниковых отложений — тиллитов, древних морен и водно-ледниковых осадков (но первые тиллиты известны уже в раннем протерозое).

Следующий, *палеозойский*, этап эволюции земной коры явился этапом интенсивного развития геосинклинальных поясов — межконтинентальных и окраинно-континентальных (последние на пе-

риферии Тихого океана). Эти пояса подвергались расчленению на окраинные моря и островные дуги, их осадочно-вулканогенные толщи испытывали сложные складчато-надвиговые, а затем сбросо-сдвиговые деформации, в них внедрялись граниты и на этой основе формировались складчатые горные системы. Процесс этот протекал неравномерно; в нем можно различить ряд эпох наиболее интенсивного тектогенеза и гранитного плутонизма. Байкальскую — в самом конце протерозоя, салаирскую (от хр. Салаир в Средней Сибири) — в конце кембрия, таконскую (от Таконских гор на востоке США) — в конце ордовика, каледонскую (от древнеримского названия Шотландии) — в конце силура, акадскую (Акадия — старинное название северо-восточных штатов США) — в середине девона, судетскую — в конце раннего карбона, заальскую (от р. Заале в ГДР) — в середине ранней перми. Первые три эпохи палеозоя нередко объединяют в *каледонскую эру тектогенеза*, последние три — в *герцинскую*, или *варисскую*. В каждую из перечисленных эпох определенные части геосинклинальных поясов превращались в складчатые горные сооружения и затем, после денудации, входили в состав фундамента молодых платформ. Но некоторые из них частично испытывали активизацию в последующие эпохи горообразования с возникновением вторичных орогенов.

К концу палеозоя межконтинентальные геосинклинальные пояса полностью замкнулись и заполнились складчатыми системами. В результате отмирания Северо-Атлантического пояса континент Северной Америки сомкнулся с Восточно-Европейским, а последний, после завершения развития Урало-Охотского пояса, — с Сибирским, Сибирский — с Китайско-Корейским. В итоге образовался суперконтинент Лавразия; отмирание западной части Средиземноморского пояса привело к его объединению с южным суперконтинентом — Гондваной — в одну континентальную глыбу, названную Пангеей. Восточная часть Средиземноморского пояса в конце палеозоя — начале мезозоя превратилась в огромный залив Тихого океана, по периферии которого также поднялись складчатые горные сооружения.

На фоне этих изменений структуры и рельефа Земли продолжалось ускоренное развитие жизни. Первые животные появились еще в позднем протерозое, а на самой заре фанерозоя, в венде, уже существовали почти все типы беспозвоночных, но они еще были лишены раковин или панцирей, которые известны начиная с кембрия. В силуре (или уже в ордовике) начался выход растительности на сушу, а в конце девона уже существовали леса, получившие наибольшее распространение в каменноугольном периоде. Рыбы появились в силуре, земноводные животные — в карбоне.

Последний крупный этап развития структуры земной коры охватывает *мезозойскую* и *кайнозойскую эры*. Это был этап становления современных океанов и обособления современных континентов. В начале этапа, в триасе, еще существовала Пангея, но

уже в ранней юре она снова раскололась на Лавразию и Гондвану вследствие возникновения широтного океана Тетис, протянувшегося от Центральной Америки до Индокитая и Индонезии; на западе и на востоке он смыкался с Тихим океаном (рис. 18.1).

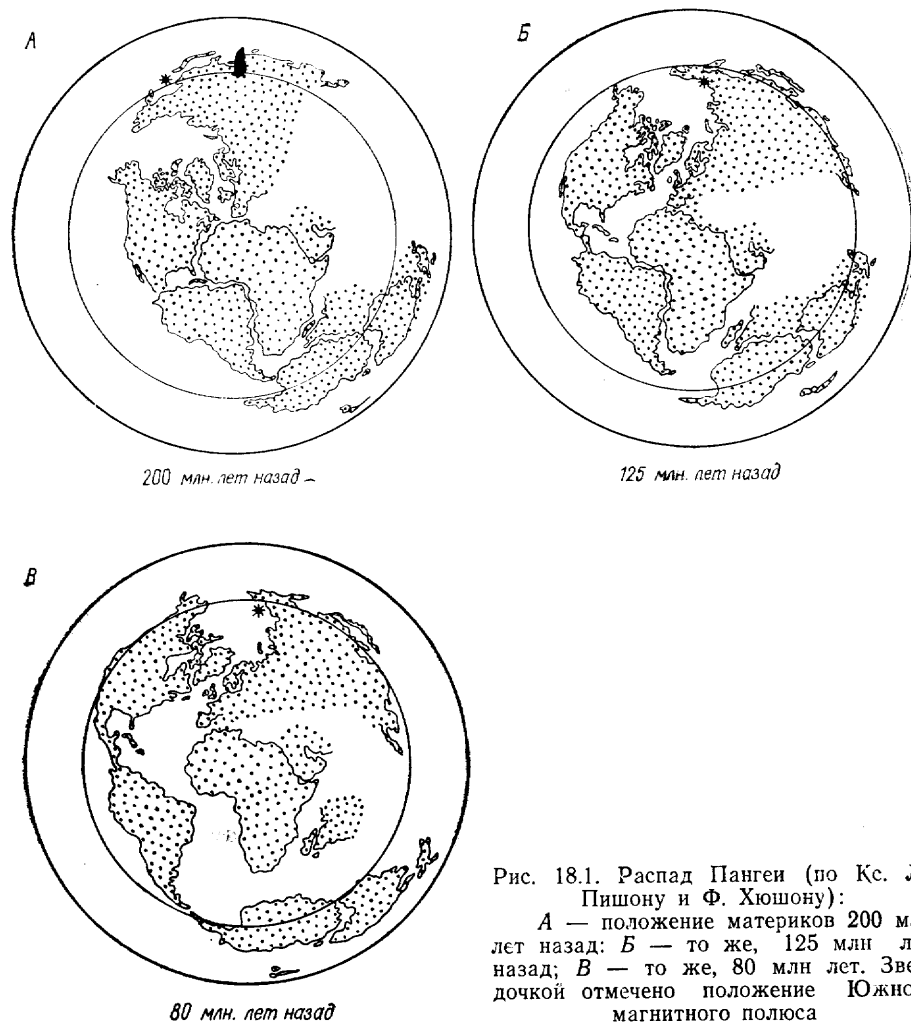


Рис. 18.1. Распад Пангеи (по Кс. Ле Пишону и Ф. Хюшону):  
 А — положение материков 200 млн лет назад; Б — то же, 125 млн лет назад; В — то же, 80 млн лет. Звездочкой отмечено положение Южного магнитного полюса

Этот океан включал и Центральную Атлантику. Отсюда в конце юры процесс раздвига распространился к северу, создав в течение мела и раннего палеогена Северную Атлантику и начиная с палеогена Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана (Амеразийский бассейн возник много раньше как часть Тихого океана). В итоге Северная Америка отделилась от Евразии. В поздней юре началось формирование Индийского океана и с на-

чала мела стала раскрываться с юга Южная Атлантика; это означало начало распада Гондваны, существовавшей как единое целое в течение всего палеозоя. В конце мела Северная Атлантика соединилась с Южной, отделив Африку от Южной Америки. Тогда же Австралия отделилась от Антарктиды, а в конце палеогена произошло отделение последней от Южной Америки.

Таким образом, к концу палеогена оформились все современные океаны, обособились все современные континенты и лик Земли приобрел вид, в основном близкий к нынешнему. Однако еще не существовало современных горных систем — поздний мел и ранний палеоген, до 40 млн лет до н. э., характеризовались выровненным рельефом почти на всей площади суши. С олигоцена началось горообразование, достигшее своей кульминации в конце миоцена — плиоцене — антропогене, т. е. в последние 5 млн лет. Этот период становления молодых складчато-покровных горных сооружений, образования возрожденных сводово-глыбовых гор выделяется в качестве *неотектонического этапа*, а его изучение составляет предмет специального раздела тектоники — *неотектоники* (термин В. А. Обручева). Но фактически неотектонический этап является лишь подэтапом мезозойско-кайнозойского этапа, названного И. П. Герасимовым *геоморфологическим этапом* развития Земли, так как именно в течение этого этапа оформились основные черты современного рельефа Земли, начиная с распределения океанов и континентов.

На этом же этапе завершилось становление современной фауны и флоры. Мезозойская эра была еще эрой пресмыкающихся; млекопитающие получили преобладание в кайнозое, а в позднем плиоцене появился человек. В конце раннего мела появились покрытосемянные растения и суша приобрела травяной покров. В конце неогена и в антропогене высокие широты обоих полушарий были охвачены мощным материковым оледенением, реликтами которого являются ледниковые шапки Антарктиды и Гренландии. Это было третье крупное оледенение в фанерозое: первое имело место в позднем ордовике, второе в конце карбона — начале перми; оба они были приурочены к Гондване.

## ГЛАВА 19

### ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ

#### 1. СМЕНА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИИ

Как указывалось в главе 14, движения земной коры обратили на себя внимание еще в античное время. И тогда же возник вопрос: а что лежит в их основе, как и в основе вулканической деятельности? Мнения по этому вопросу разделились уже в Древ-

ней Греции: одни ученые видели причину изменений лика Земли исключительно в деятельности воды: размывающая работа рек, уход воды в подземные карстовые пустоты с обрушением их сводов, колебания уровня морей и океанов; другие — в деятельности подземного огня. Первое направление получило название *нептунизма* (Нептун в греческой мифологии — бог моря), второе — *плутонизма* (Плутон — бог подземного огня). Последним крупным нептунистом был один из основоположников научной геологии — немецкий ученый А. Г. Вернер, а полное крушение нептунизма произошло в первой четверти XIX в. Уже во второй половине XVIII в. возникла первая гипотеза, предложившая научное объяснение движений и деформаций земной коры и магматизма, — *гипотеза поднятий*, у истоков которой стояли М. В. Ломоносов и шотландец Дж. Хаттон; именно эта гипотеза и сокрушила нептунизм. Сторонники данной гипотезы ведущую роль отводили вертикальным движениям земной коры, в особенности поднятиям (откуда ее название); они считали, что поднятия вызываются подъемом из глубин Земли расплавленной магмы, которая местами изливается на поверхность. Складчатые дислокации представляют вторичное явление и вызываются раздвигающим действием поднимающейся магмы и оползанием слоев со склонов поднятий.

Между тем развитие геологического картирования в первую половину XIX в., особенно изучение каменноугольных бассейнов, показало значительную сложность складчато-надвиговых дислокаций, часто наблюдаемых вдали от каких-либо магматических внедрений. Складки гораздо естественнее было объяснить боковым сжатием слоев. К тому же оказалось, что в центральных частях многих складчатых сооружений магматические породы, в частности граниты, не моложе, а древнее дислоцированных слоев и, следовательно, не могут служить причиной их деформаций. Все это определило недолговечность торжества гипотезы поднятий и ее смену начиная с 30-х годов XIX в. новой, контракционной гипотезой.

*Гипотеза контракции*, предложенная французским геологом Л. Эли де Бомоном, исходила из первоначально полностью расплавленного, огненно-жидкого состояния нашей планеты. В этом смысле она представляла логическое продолжение космогонической гипотезы Канта — Лапласа, пользовавшейся всеобщим признанием вплоть до конца XIX в. Постепенное охлаждение земного шара, идущее сверху, приводит к образованию твердой земной коры, которой в дальнейшем приходится приспосабливаться к уменьшающемуся, вследствие дальнейшего охлаждения, объему ядра. При этом кора должна коробиться, сминаться; отсюда и образование складок и складчатых сооружений. Вначале контракционной гипотезой было трудно объяснить, почему такое смятие происходит не повсеместно, а в определенных зонах, но появившееся в середине века учение о геосинклиналях облегчило ответ на этот вопрос: выполненные пластичными осадками геосинклинали и образуют такие зоны. Контракционная гипотеза занимала

монопольное положение в геологии вплоть до начала XX в. На ее основе успешно развивался тектонический раздел динамической геологии и был создан первый синтез строения земной коры — «Лик Земли» австрийского ученого Э. Зюсса.

Однако в начале нынешнего столетия стали известны факты, подорвавшие монополию контракционной гипотезы. Астрономы отказались от гипотезы Канта — Лапласа, заменив ее представлениями, согласно которым наша Земля образовалась в холодном виде и никогда не была целиком расплавленной. Физики открыли явление радиоактивности; было обнаружено, что земная кора содержит ощутимое количество естественно-радиоактивных элементов, распад которых сопровождается значительным тепловыделением. Первые же подсчеты масштабов выделения радиогенного тепла, основанные, правда, на неправильной экстраполяции содержания радиоактивных элементов в континентальной коре на всю кору и мантию, показали, что этого тепла достаточно, чтобы не только предотвратить остывание Земли (если она когда-то была расплавленной), но и снова ее разогреть хотя бы до частичного плавления. И наконец, геологи открыли явление крупных шарьяжей в складчатых системах; если их объяснить сжатием земной коры, оно потребует слишком значительного сокращения объема Земли за короткое время. Эти и другие трудности определили разочарование большинства исследователей в контракционной гипотезе и необходимость поисков других объяснений глобального тектогенеза. Поиски эти шли разными путями, и были выдвинуты резко отличные друг от друга гипотезы.

Среди них ближе всего к контракционной стояла *пульсационная гипотеза*, которую разрабатывали американский исследователь В. Бухер и советские ученые М. А. Усов и В. А. Обручев. Согласно этой гипотезе объем Земли пульсирует, попеременно то возрастая, то уменьшаясь. В фазы расширения происходит образование разломов, заложение геосинклиналей, массовые излияния базальтов. В фазы сжатия выполнение геосинклиналей испытывает деформации, образуются складчатые горные системы, а в их недрах — гранитные интрузии (в условиях сжатия магма не может прорваться к поверхности). Пульсационная гипотеза, таким образом, попыталась объяснить более широкий круг явлений, чем контракционная, но в истолковании формирования складчато-надвиговых систем осталась на тех же позициях, которые были раскритикованы геологами, изучавшими эти системы, в частности Альпы. Но основное возражение против этой гипотезы, которая находит сторонников и в наши дни, состоит в том, что в любую эпоху, например в современную, мы обнаруживаем в земной коре проявления одновременно как сжатия, так и растяжения: первое — в горных системах, второе — в рифтовых зонах. Можно полагать, что они в основном компенсируют друг друга, так как данные палеомагнетизма и некоторые другие показывают, что объем Земли не испытывал, по крайней мере в последние 400 млн лет, существенных изменений.

Полной противоположностью контракционной гипотезе являлась *гипотеза расширяющейся Земли* (немецкий ученый О. Хильгенберг, 1933). Эта гипотеза наиболее удачно объясняет образование молодых океанских впадин растрескиванием первоначально сплошной оболочки континентальной коры, но испытывает затруднения при истолковании противоположного процесса — «закрытия» древних океанов и формирования на их месте складчато-надвиговых горных систем. Совершенно неясна причина предполагаемого увеличения объема Земли в масштабах, требуемых для образования океанов (небольшое увеличение радиуса Земли может являться следствием накопления в недрах тепла и фазовых превращений в мантии в результате ее разогрева; выделение этого тепла должно сопровождаться обратными изменениями). Несмотря на эти серьезные трудности, данная гипотеза переживает в наши дни некоторое возрождение, причины которого мы рассмотрим дальше.

Еще более радикальный отход от всех предшествующих гипотез выразился в появлении в начале второго десятилетия XX в. нового направления в теоретической геологии — направления, получившего название *мобилизма*. Этим названием оно обязано тому, что сторонники данного направления допускают возможность значительных (на тысячи километров) горизонтальных перемещений материковых глыб или, в более поздних вариантах, литосферных плит по отношению к мантийному субстрату. Все предшествующие гипотезы подобный отрыв коры или литосферы от подстилающей мантии считали невозможным и принимали фиксированное положение континентов относительно мантии, поэтому эти гипотезы объединяют в понятие *фиксизма*.

Первая достаточно разработанная гипотеза мобилистского направления связана с именем немецкого геофизика Альфреда Вегенера; это *гипотеза перемещения (дрейфа) материков*, выдвинутая им в 1912 г. Вегенер высказал предположение, что еще в начале мезозоя все материки составляли единый суперконтинент Пангею, а затем, в юре, этот суперконтинент начал подвергаться раскалыванию и распаду, в результате чего обособились современные континенты, а в раздвигях между ними образовались молодые океаны (см. рис. 14.20). Исходным моментом для такой гипотезы явился факт поразительного подобия очертаний материков, ныне разделенных Атлантическим океаном — Северной и Южной Америки, с одной стороны, Европы и Африки — с другой. Это подобие и раньше, уже начиная с XVII в., обращало на себя внимание и наводило на мысль о былом единстве окружающих Атлантику материков, но Вегенер не ограничился данным аргументом, а подкрепил его и другими фактами. Одним из них является разительное сходство наземных фауны и флоры, населявших южную группу материков в позднем палеозое и раннем мезозое, т. е. до предполагаемого распада Пангеи. Другой примечательный факт — в позднем палеозое все южные материки были охвачены покровным оледенением. Это обширное оледенение не-

возможно объяснить при современном расположении материков, при котором периферические части ледникового щита неизбежно окажутся под экватором, где снеговая линия проходит на высоте около 5 км; между тем нет никаких признаков, что оледенение было горным. Наконец, исходя из гипсографической кривой (см. рис. 2.10), показывающей, что в рельефе Земли существуют две основные ступени — поверхность материковых равнин и ложе океана, и закона изостазии, требующего уравнивания этого контраста, Вегенер заключил, что континенты и океаны подстилаются разными породами: континенты в основном гранитами, а океаны — базальтами. Отсюда следует, что океаны не могли образоваться путем погружения материковой коры, а должны были возникнуть в результате удаления гранитного слоя с их поверхности.

Забегая вперед, укажем, что все эти четыре основных аргумента Вегенера нашли полное подтверждение в исследованиях 50—60-х годов. Но слабой стороной его гипотезы являлось объяснение предполагаемого перемещения материков, которое связывалось с действием сил вращения Земли. По Вегенеру, под влиянием вращения Земли с запада на восток происходило смещение обеих Америк к западу с образованием вследствие сопротивления базальтового ложа Тихого океана, горных цепей Кордильер, а также отставание краевой части Азиатского и Австралийского материков при их движении к западу с отделением от них гирлянды островных дуг. Последователи Вегенера придавали также большое значение полюсобежной силе, связанной с ротационным уплощением Земли и стремящейся сдвинуть материки от полюсов к экватору. Вследствие этого должны были образоваться широтные цепи гор Альпийско-Гималайского пояса. Однако геофизики показали, что ротационные силы совершенно недостаточны для того, чтобы сдвинуть материки и тем более переместить их на значительное расстояние. Геологи также выдвинули ряд возражений против гипотезы Вегенера; они упрекнули его, в частности, в игнорировании учения о геосинклиналях — структурах, имеющих глубокие мантийные корни, судя по развитию глубинных разломов. В итоге гипотеза Вегенера, первоначально имевшая довольно большой успех, уже в 30-е годы оказалась почти забытой.

В 30—50-е годы нашего века преобладание получила фиксистская концепция, по существу представлявшая возрождение гипотезы поднятия, но естественно на гораздо более высокой ступени развития науки. В этой концепции, как и в гипотезе поднятия, главная роль приписывается вертикальным движениям, вызываемым подъемом из недр Земли магматических масс. Подъем этот стимулируется разогревом мантийного вещества и его продолжающейся глубинной дифференциацией. В новейших вариантах гипотезы за базальный уровень такой дифференциации принимается граница мантии и ядра, а основным горизонтом, с которого идет подъем магматических колонн к подошве коры или литосферы, считается астеносфера.

Разработка данной гипотезы началась в 30—40-е годы и связана в нашей стране с именем В. В. Белоусова, а за рубежом — голландского ученого Р. В. ван Беммелена. В современном варианте гипотеза В. В. Белоусова может быть самым кратким образом пересказана так. Подъем базальтового расплава в виде гигантских перевернутых капель — астенолитов — к подошве литосферы в случае ее повышенной проницаемости ведет к излиянию базальта на поверхность и к проседанию литосферы. В результате возникают геосинклинальные прогибы, которые затем заполняются осадками и вулканитами. Накопление осадочно-вулканогенных толщ делает невозможным дальнейший прорыв базальта к поверхности; он застывает на глубине, отдавая тепло геосинклинальным толщам, которые под влиянием нагрева испытывают метаморфизм и частично плавятся, превращаясь в гранит. Метаморфизм и гранитизация сопровождаются увеличением объема пород, что влечет за собой, вследствие ограниченности пространства, утолщение коры, складчатость геосинклинальных толщ и подъем их поверхности с образованием горного рельефа. Так образуются молодые горные сооружения. Кора этих орогенов и возникающих на их месте платформ становится малопроницаемой для магмы; поэтому при новом подъеме последней она просто приподнимает кору (литосферу), вызывая образование вторичных орогенов — возрожденных горных сооружений. Наконец, в случае подъема особо крупных масс расплавленного базальта он вызывает обрушение континентальной коры, отдельные глыбы которой поглощаются базальтом, а их тугоплавкие остатки оседают на дно астеносферы. Этот процесс приводит к замещению континентальной коры корой океанского типа и вызывает образование океанских впадин; поэтому он назван океанизацией (или базификацией, т. е. замещением кислой коры корой основного состава).

Гипотеза В. В. Белоусова встречает следующие главные возражения. В ней отводится лишь очень второстепенное место горизонтальным движениям, в то время как теперь доказано, что амплитуда движений по сдвигам, надвигам (шарьяжам) и раздвигам (в океанах) достигает многих сотен и даже тысяч километров по сравнению с первыми десятками километров для вертикальных движений. В настоящее время не вызывает также сомнений, что геосинклинали закладываются в условиях значительного горизонтального растяжения, а складчатые сооружения формируются на их месте в условиях горизонтального сжатия. Кора ложа океанов по петрохимическим особенностям не может считаться продуктом поглощения континентальной коры базальтовым расплавом, а представляет прямое производное частичного плавления мантийного вещества.

Именно трудности, связанные с объяснением происхождения океанов, когда выяснились кардинальные отличия океанской коры от континентальной (в 50-е годы нашего века в подтверждение предвидений А. Вегенера<sup>1</sup>), и явились одной из главных причин

<sup>1</sup> К аналогичному выводу несколько ранее пришел И. Д. Лукашевич.

утраты рассмотренной системой взглядов своего господствующего положения и возврата к идеям мобилизма (или пульсирующей и расширяющейся Земли). Раздвиговое происхождение океанов вынужден был признать и один из основоположников данного направления ван Беммелен.

## 2. ВОЗРОЖДЕНИЕ МОБИЛИЗМА. ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

После второй мировой войны, в 50-е годы, развернулось интенсивное геолого-геофизическое изучение океанов и были достигнуты значительные успехи в теоретической геофизике. Полученная уже к началу 60-х годов новая информация не находила объяснения в рамках ранее предложенных фиксистских моделей тектогенеза и заставила вернуться к полузабытым идеям мобилизма, определив возрождение этого направления.

К числу наиболее крупных открытий 50-х годов, повлиявших на такой ход событий, относятся: 1) установление, вернее подтверждение, существования астеносферы; 2) открытие мировой системы срединно-океанских хребтов и осложняющих их рифтов; 3) доказательство коренного отличия по составу и мощности океанской коры от континентальной, предполагавшегося уже Лукашевичем и Вегенером; 4) выявление уменьшения мощности и возраста подошвы осадочного слоя океанов к осям срединно-океанских хребтов; 5) открытие полосовых магнитных аномалий в океанах; 6) обнаружение обращения (инверсии) магнитного поля Земли в течение последних четырех миллионов лет. Но наибольшее значение, решающим образом повлиявшее на возврат к мобилизму, имело открытие явления *палеомагнетизма* — сохранения породами ориентировки магнитного поля времени их образования. Уже первые результаты палеомагнитных исследований показали, что эта ориентировка и соответственно положение магнитных полюсов отличаются от современных и тем больше, чем древнее порода. Первоначально это пытались объяснить смещением полюсов; такое же объяснение предлагалось ранее для выявленной по данным изучения осадочных пород, минералов, ископаемых растений и животных иной, чем современная, ориентировки климатических зон. Однако вскоре выяснилось, что разные положения полюсов получаются и по образцам пород *одного и того же возраста*, но взятых с разных континентов: для каждого континента намечается свой полюс. Между тем известно, что наша Земля представляет собой магнитный диполь с осью, близкой к оси вращения, и нет никаких других оснований допускать, что в геологическом прошлом было иначе. Далее оказалось, что если полученные для отдельных континентов по разные стороны Атлантики кривые миграции полюса попытаться совместить одновременно с контурами этих континентов, то эти контуры сойдутся, образуя тот самый единый суперконтинент — Пангею, — о котором писал Вегенер. И время распада этого суперконтинента совпало со временем, предсказанным Веге-



нером по исчезновению общности наземных фаун и флор, — с юрским периодом.

В итоге всех этих открытий в 1961—1962 гг. американские ученые Г. Хесс (геолог) и Р. Дитц (геофизик) выступили с гипотезой образования океанов в результате раздвига континентов вследствие расширения рифтов, приуроченных к осям срединно-океанских хребтов (рис. 19.1), и рождения в этих рифтах новой океан-

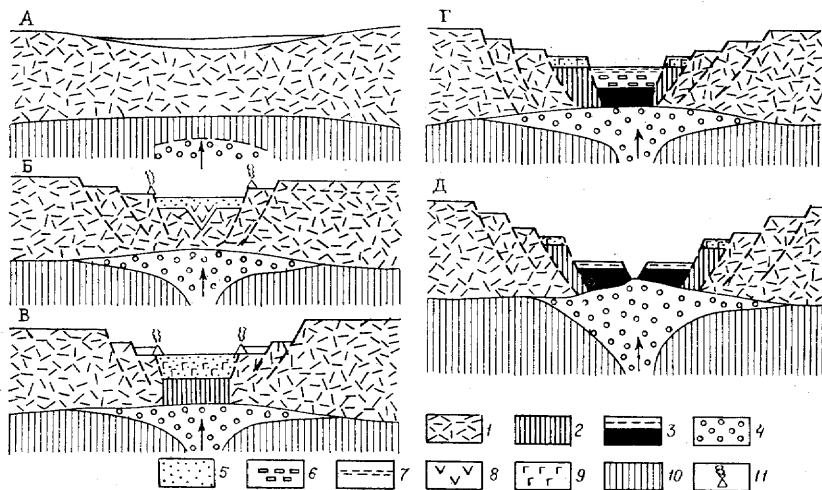


Рис. 19.1. Зарождение (А) и развитие (Б) континентального рифта; его переход в межконтинентальный (В); начало (Г) и развитие (Д) спрединга:

1 — континентальная кора; 2 — кора «переходного» типа (утоненная и переработанная континентальная); 3 — океанская кора (вверху — слой осадков); 4 — разогретая и разуплотненная мантия; 5 — континентальные осадки; 6 — эвапориты; 7 — мелководные морские осадки; 8 — щелочные вулканисты; 9 — толеитовые базальты; 10 — нормальная мантия; 11 — вулканы

ской коры, выплавленной из астеносферы. Эта гипотеза получила название *гипотезы спрединга*, т. е. расширения, разрастания океанского ложа. Первоначально она была встречена довольно скептически, но вскоре появились убедительные доказательства ее правильности. Уже в 1963 г. англичане Ф. Вайн и Д. Мэтьюз на основе этой гипотезы и с привлечением данных об инверсиях магнитного поля успешно объяснили столь примечательные и ранее загадочные полосовые магнитные аномалии, параллельные и симметричные относительно осей срединных хребтов. Они высказали идею о том, что образующаяся в срединно-океанских рифтах океанская кора при остывании намагничивается попеременно то в прямом, то в обратном современному магнитному полю направлении и уже с этими «метками» в виде знакопеременных аномалий перемещается наподобие ленты конвейера к периферии океа-

на (рис. 19.2). Подтверждением этой идеи явилось полное сходство картины аномалий, зарегистрированных в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. В 1967 г. группа сотрудников Ламонтской геофизической обсерватории в США построила на основе этих данных шкалу инверсий магнитного поля и соответственно произвела калибровку аномалий для последних 80 млн лет; в дальнейшем эта шкала была распространена на 160 млн лет и непосредственно проверена в естественных разрезах Северной Италии.

В 1965 г. канадский геофизик Дж. Вилсон выделил трансформные разломы, пересекающие срединно-океанские хребты и смещающие их рифтовые долины, и магнитные аномалии. Он же показал, что возраст вулканических островов удревняется к периферии океанов.

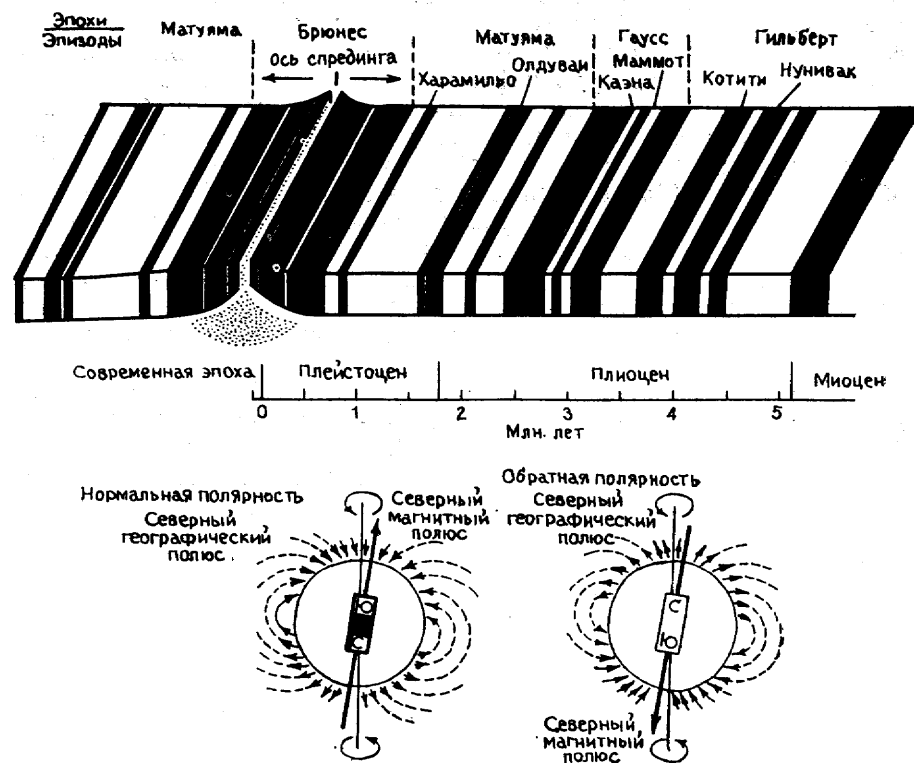


Рис. 19.2. Геохронологическая шкала инверсий магнитного поля для последних 4,5 млн лет.

По материалам изучения пород, датированных калий-аргоновым методом (по Коксу, 1969, из книги А. Аллисона и Д. Палмера)

Очень важный вклад в развитие концепции внесла сейсмология. Уточнение местоположения очагов землетрясений показало их резко неравномерное распространение — почти исключительную приуроченность к рифтовым зонам срединных хребтов, трассируемым «дорожками» землетрясений, к островодужным и материковым склонам глубоководных желобов на периферии океана и, наконец, к Альпийско-Гималайскому поясу молодых и отчасти возрожденных гор (см. рис. 14.13). В то же время обширные области между этими сейсмоактивными зонами практически асейсмичны. Эта картина и дала основание для представления о том, что литосфера разделена на ограниченное число жестких и монокристаллических плит, граничащих по швам — сейсмоактивным зонам.

Сейсмологи научились также определять, какого рода напряжения порождают смещения в очаге, вызывающие землетрясения: сжатие, растяжение, сдвиг, а равно устанавливать ориентировку этих напряжений. Оказалось, что в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов господствуют горизонтальные растяжения, на периферии океанов — сжатия с осью, параллельной наклону зон ВЗБ, вдоль трансформных разломов — сдвиги.

Все эти достижения создали почву для разработки более широкой мобилистской концепции тектогенеза, охватывающей не только океаны, но и весь земной шар. Такая концепция была обнародована в 1968 г. в ряде статей группой геофизиков, в основном американских, и получила название *новой глобальной тектоники*, или *тектоники плит*. Впоследствии это второе название, очевидно как более краткое, вытеснило первое, но точнее следует говорить о тектонике *литосферных* плит.

Каковы же основные положения тектоники литосферных плит?

Во-первых, это представление о том, что относительно жесткая и хрупкая литосфера разделена на ограниченное число (семь больших и семь малых — см. рис. 14.14) монокристаллических плит, разграниченных швами, вдоль которых происходит их относительное перемещение. Вдоль этих швов сосредоточены очаги землетрясений, и именно по их концентрации (см. рис. 14.13) и проводятся границы между плитами.

Во-вторых, смещения литосферных плит относительно друг друга бывают трехго рода: их раздвиг в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, сближение в зонах глубоководных желобов и островных дуг и смещения сдвигового типа вдоль трансформных разломов. Все эти перемещения происходят по сферической поверхности земного шара и поэтому подчиняются теореме Эйлера<sup>2</sup>, согласно которой их траектория должна представлять дугу окружности, проведенной относительно оси, проходящей через центр Земли. Выходы этой оси на поверхность Земли называются полюсами раскрытия, а дуги совпадают или параллель-

ны трансформным разломам. Восстанавливая перпендикуляры к последним, в точке их пересечения мы находим полюс раскрытия (рис. 19.3). Характер взаимных перемещений плит также определяется по данным сейсмологии относительно смещений в очагах землетрясений. В частности, сближение (конвергенция) плит в зоне глубоководных желобов выражается в поддвиге океанской плиты под континент или островную дугу (ее субдукции) или в надвиге последних на океанскую плиту вдоль зон ВЗБ.

В-третьих, предполагалось, что в масштабе Земли непрерывно осуществляется компенсация растяжения в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов сжатием на периферии океанов, которое приводит к интенсивной деформации коры в островодужных и приконтинентальных, внутренних склонах глубоководных желобов (рис. 19.4). Благодаря взаимной компенсации растяжения и сжатия объем Земли остается неизменным.

В-четвертых, вероятной причиной горизонтальных перемещений плит считаются конвективные течения в мантии, вызываемые ее разогревом (о его причинах — см. ниже). Срединно-океанские хребты с их рифтами располагаются над восходящими ветвями течений, а глубоководные желоба — над нисходящими (рис. 19.5). Это подтверждается высоким тепловым потоком в рифтах и резко пониженным — в желобах. Новообразованная океанская литосфера движется от хребтов к желобам, постепенно охлаждаясь,

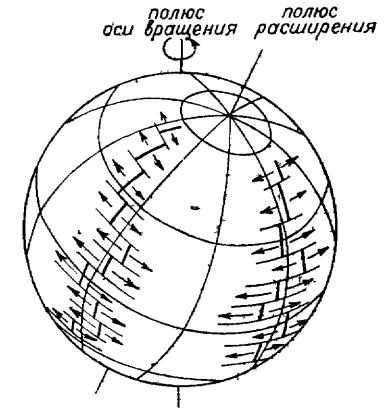


Рис 19.3. Соотношение полюса вращения и полюса расширения. Жирные линии — оси спрединга, перпендикулярные к ним тонкие — трансформные разломы; стрелки — направление и относительная скорость спрединга

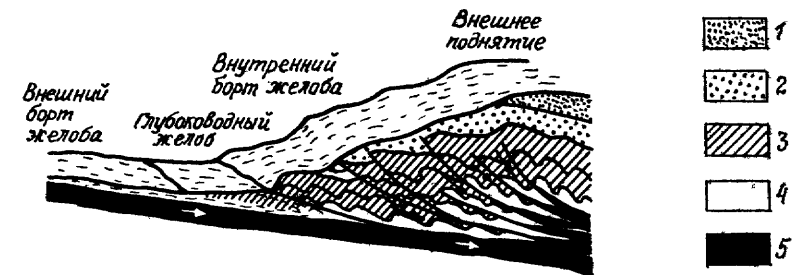


Рис 19.4. Модель тектонической аккреционной призмы распределение фаций (по Г. Буалло).

Отложения 1 — шельфа; 2 — континентального склона, 3 — глубоководного желоба; 4 — абиссальных равнин; 5 — консолидированная океанская кора

<sup>2</sup> Л. Эйлер — знаменитый математик XVIII в, действительный член Российской Академии наук

уплотняясь и увеличивая свою мощность за счет астеносферы. Результатом этого являются нисходящие вертикальные движения, документируемые сменой континентальных (на окраинах океанов) и мелководных осадков все более глубоководными в разрезах скважин глубоководного бурения и погружения коралловых рифов и срезанных абразией вершин подводных гор — гийотов. В конечном счете океанская литосфера становится тяжелее подсти-

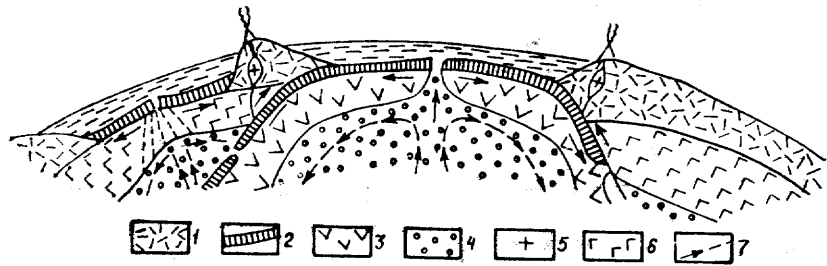


Рис. 19.5. Общая схема тектоники плит:  
1 — континентальная кора; 2 — океанская кора; 3 — литосферная мантия океанов; 4 — астеносфера; 5 — граниты; 6 — литосферная мантия континентов; 7 — конвективные течения в мантии

лающей астеносферы и погружается в нее вдоль океанских склонов глубоководных желобов.

Подчеркнем отличия изложенной концепции от «классического» мобилизма Вегенера. Прежде всего согласно тектонике плит горизонтальные перемещения происходят по границе литосфера — астеносфера, а не по подошве коры или ее «гранитного» слоя (сиаля). Далее, перемещаются не континенты, а литосферные плиты, которые могут включать как континенты, так и прилегающие части океанов, до рифтовых зон их срединных хребтов. Затем перемещения плит происходят по строгому закону сферической геометрии, что дает возможность рассчитывать их на ЭВМ: зная современное положение плит, положение полюсов раскрытия, направление и скорость смещения плит, можно восстановить их расположение в любой момент в геологическом прошлом или будущем. Поскольку же с увеличением возраста коры и ее расстояния от родоначального рифта идет опускание ложа океана, причем они оказываются связанными простой математической зависимостью (глубина пропорциональна квадратному корню из возраста), появляется возможность определять глубину океанов в отдельные прошлые эпохи. Этим был открыт путь к становлению новой научной дисциплины — *палеоокеанологии*. Наконец, тектоника плит принимает совершенно иной механизм их перемещений, нежели механизм дрейфа континентов Вегенера, — механизм, связанный с конвективными течениями в мантии.

Сформулированные в 1968 г. основы тектоники плит вскоре получили подтверждение, прежде всего в процессе глубоководного бурения, начатого в том же году и продолжавшегося до 1983 г. Более 650 скважин, пробуренных во всех океанах, показали, что возраст подошвы осадочного слоя и соответственно базальтов второго слоя закономерно возрастает от современного до юрского в направлении от оси срединных хребтов к периферии океанов и в каждой отдельной точке отвечает предсказанному по линейным магнитным аномалиям. Начатые в 1974 г. исследования с подводных лодок подтвердили раздвиговую природу рифтовых зон и сдвиговую — трансформных разломов, а в 1983—1985 гг. были опубликованы первые результаты повторных лазерных спутниковых и радиоастрономических измерений географических координат отдельных пунктов на разных материках и океанах, в общем указавшие на реальность горизонтальных перемещений литосферных плит (эти исследования продолжаются).

То обстоятельство, что главные положения тектоники плит прошли экспериментальную проверку, что они имеют предсказательную силу (определение возраста океанской коры по магнитным аномалиям, зависимость глубины океана от возраста коры и др.), позволило утверждать, что тектоника литосферных плит является первой в истории геологии *научной теорией*, а не просто одной из многочисленных тектонических гипотез, сменявших одна другую на ее протяжении. Это не значит, конечно, что все положения данной теории представляют абсолютную истину и что предложенное ею объяснение тектонической жизни Земли является исчерпывающим. Мы увидим дальше, что это не так. Но прежде коснемся ее последующего развития.

В первоначальном варианте тектоника плит была ориентирована в основном на объяснение происхождения океанов, наиболее древняя кора которых имеет возраст не более 160 млн лет. Следовательно, надо было выяснить, «работал» ли плитно-тектонический механизм в доюрское время и принимал ли он участие в создании континентальной коры, возраст которой доходит почти до 4 млрд лет. Ключом к решению этого вопроса оказалось сходство офиолитовых комплексов складчатых систем континентов с корой современных океанов, установленное к 1969 г. Оно позволило утверждать, что континентальная кора возникла из океанской в ходе развития геосинклиналей (см. гл. 14). Глубинные разломы, маркируемые выходами офиолитов, могут рассматриваться как древние границы плит, а если с ними связаны пояса метаморфизма высокого давления и известково-щелочных вулканитов и гранитов — как древние зоны ВЗБ. Поскольку офиолиты и метаморфиты высокого давления известны достоверно начиная с позднего докембрия — рифея, можно утверждать, что тектоника плит действовала примерно в течение последних 1,5 млрд лет истории Земли. В отношении раннего докембрия данные менее определены и даже противоречивы и приводят исследователей либо к признанию, либо к отрицанию действия тектоники плит на бо-

лее ранних стадиях развития Земли. Наиболее вероятно, что в какой-либо форме, отличной от современной, этот механизм действовал начиная с архейской эры, а в сходной с современной — с протерозоя.

Наиболее трудной проблемой для тектоники плит, как и предшествовавших ей тектонических гипотез, является механизм движения ею перемещений литосферы. То, что они в общем связаны с конвекцией в мантии, вызывает мало сомнений, как и реальность самой конвекции, но конкретная форма этой связи и характер конвекции, направление конвективных течений, охват ими всей мантии или только ее верхней части, или отдельно верхней и нижней мантии — все это остается дискуссионным. Дискуссионен и вопрос об основном источнике внутреннего тепла Земли: одни ученые усматривают его в выделении тепла при распаде естественно-радиоактивных элементов, другие — в гравитационной дифференциации вещества мантии — всплывании более легких, погружении в ядро более тяжелых компонент. Спорным является и механизм погружения и поглощения океанской коры (ее субдукции) в зонах ВЗБ. Нет уверенности в том, что всегда и как бы автоматически происходит компенсация растяжения литосферы в рифтах ее сжатием в зонах ВЗБ. Более того, прерывистость хода тектонических деформаций позволяет предполагать, что имеет место некоторая пульсация объема Земли в размере первых процентов от ее радиуса (что, как мы видели выше, находит довольно простое объяснение). Возможно, что на эту пульсацию накладывається и более общая тенденция постепенного уменьшения размеров Земли, связанная с убыванием запасов естественно-радиоактивных элементов и темпа гравитационной дифференциации. Таким образом, в контракционной и пульсационной гипотезах имелось, вероятно, определенное зерно истины. Следует допустить, далее, что известное влияние на ход развития структуры земной коры имели изменения скорости ее осевого вращения. С уменьшением этой скорости фигура Земли становилась более шарообразной, с увеличением — более эллипсоидальной; перестройки фигуры Земли должны были вызывать напряжения в коре. Именно этими ротационными, т. е. связанными с вращением Земли, напряжениями объясняют образование закономерно ориентированной относительно оси вращения Земли сети разломов и трещин, параллельных широтам и меридианам или диагоналям к ним.

Таким образом, можно ожидать, что в будущем на основе тектоники литосферных плит возникнет более широкая и всеобъемлющая теория глобального тектогенеза, которая включит элементы и некоторых других, более ранних тектонических гипотез. В нее должны войти и отдельные элементы фиксистских моделей, поскольку мобилизм, признающий существенную роль в развитии земной коры и горизонтальных и вертикальных движений, — более широкая концепция, чем фиксизм, признающий в основном лишь вертикальные движения.

Возрождение мобилизма в конце 50-х — начале 60-х годов от-

мечалось и в нашей стране, где оно связано прежде всего с именами П. Н. Кропоткина и А. В. Пейве. В настоящее время наиболее последовательно идеи тектоники плит разрабатываются в Институте океанологии Академии наук СССР, а также в Московском университете (геологический факультет и Музей землеведения), Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. В Геологическом институте, Институте физики Земли и Институте литосферы АН СССР наряду с этим развиваются оригинальные варианты неомобилизма. Советские геофизики и геологи уже внесли заметный вклад в развитие этого нового направления в теоретической геотектонике.

Теперь с учетом сказанного выше вернемся к движениям и деформациям земной коры и рассмотрим их конкретные причины. Поскольку масштаб горизонтальных движений намного превосходит масштаб вертикальных, начнем с первых. Источником горизонтальных движений согласно теории тектоники литосферных плит служат конвективные течения в мантии — движения эти направлены в противоположные стороны от осей срединно-океанских хребтов, осей глубоководных окраинных и внутренних морей, а также континентальных рифтов и навстречу друг другу в зонах глубоководных желобов и столкновения континентальных плит и происходят со скоростью в несколько (до 20) сантиметров в год. От зон столкновения континентальных плит они могут распространяться в пределы этих плит, как показывает пример Центральной Азии, на расстояние до тысячи и более километров. Причиной расходящихся горизонтальных движений служат восходящие течения в мантии, сходящихся — нисходящие. Более скоротечные, распространяющиеся на меньшее расстояние и затрагивающие лишь самую верхнюю часть мощностью обычно не более 1 км горизонтальные смещения связаны с действием силы тяжести; это фактически крупные оползни. Необходимый для проявления гравитации уклон создается поднятиями, т. е. вертикальными движениями.

Причины вертикальных движений более многообразны, чем горизонтальных. Поднятия могут быть обусловлены подъемом относительно легких выплавов из астеносферы, который одновременно служит и причиной расходящихся горизонтальных движений, а также разогревом литосферы над этими восходящими горячими мантийными струями. Опускания в океанах связаны с охлаждением литосферы по мере ее удаления от осей спрединга и достигают максимальных значений в зонах глубоководных желобов. Но в висячих крыльях сейсмофокальных зон, выходящих на поверхность вдоль осей желобов, опускания снова сменяются поднятиями, связанными со скупиванием, нагромождением смятых в складки и надвиговые чешуи осадков, а также с накоплением продуктов вулканической деятельности. Процессы регионального метаморфизма и гранитообразования ведут здесь, как указывалось выше, к увеличению мощности легкой континентальной коры и, следовательно, к ее изостатическому всплыванию, что и приводит к об-

разованию первичных (эпигеосинклинальных) горных сооружений.

Возрожденные горные сооружения, разделяющие их межгорные и окаймляющие предгорные прогибы формируются под влиянием усилий, возникающих при столкновении континентальных плит. Столкновение это сопровождается повышением теплового потока, которое в свою очередь способствует подъему астеносферы и росту поднятий. Денудация сводов поднятий влечет за собой по закону изостазии их дальнейший подъем, а накопление осадков в прогибах — их дальнейшее опускание. Изостазия вызывает также опускание площадей, на которых формируются ледниковые щиты, типа антарктического или гренландского, и подъем площадей, освободившихся от ледникового покрова, как Балтийский или Канадский щиты (снятие нагрузки). Наконец, своды поднятий испытывают растяжение с образованием рифтов, погружением их дниц и расхождением краев. Таким образом, мы наблюдаем в природе неоднократную трансформацию горизонтальных движений в вертикальные, и наоборот.

Наиболее интенсивные тектонические деформации — линейная складчатость, надвиги, шарьяжи — связаны со сжатием при сближении и столкновении плит. Но определенную роль играют и развивающиеся при этом физико-химические процессы в глинистых осадках — отжимание заключенной в порах воды с образованием глиняных диапиров, понижение плотности пород при достижении ими амфиболитовой ступени метаморфизма. Последнее способствует их всплыванию из-под слабее метаморфизованных отложений и росту метаморфических диапиров — гранитогнейсовых куполов и валов. Тот же эффект дает присутствие в разрезе соляных толщ, менее плотных, чем другие осадочные породы; оно приводит к образованию соляных диапиров (куполов, валов).

Пологие складки и флексуры, характерные для платформенного чехла, образуются, видимо, вследствие неравномерного опускания блоков фундамента платформ при его постоянном охлаждении или подъеме при разогреве.

Растяжение сопровождается образованием сбросов. Планетарная сеть глубинных разломов и трещин порождается напряжениями, связанными, как отмечалось, с перестройкой фигуры Земли при изменении скорости ее вращения.

Итак, движения и деформации земной коры нельзя свести к действию одного какого-то механизма. Но в общем можно заключить, что они вызываются взаимодействием двух главных факторов: накопления в недрах Земли тепла радиоактивного распада и дифференциации по плотности мантийного вещества («Земля — тепловая машина»), приводящего к нарушению равновесия масс горных пород, и действия силы тяжести, стремящегося восстановить это равновесие. Это та самая борьба притяжения, т. е. гравитации, и отталкивания, т. е. теплоты, на которую указывал еще Ф. Энгельс в «Диалектике природы» как на главную причину развития Земли.

Экзогенные процессы, протекающие на поверхности Земли, являются результатом взаимодействия внутриземных факторов (гравитации, магматизма) с внешними, главный из которых — приток солнечной энергии. Важным «посредником» в усвоении этой энергии служит живое вещество, в погребенных остатках которого (уголь, нефть, горючие сланцы) происходит как бы ее консервация. Фактически, как указывал еще В. И. Вернадский, все вещество земной коры прошло через биосферу, и если верны представления о погружении океанской коры в мантию, то и верхняя мантия испытала на себе ее влияние.

# ЧАСТЬ IV

## ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ

### ГЛАВА 20

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА И ОХРАНА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Люди в своей жизнедеятельности активно воздействуют на земную кору и ее поверхность. Процесс преобразования земной коры человеком, а также его воздействия на естественные геологические процессы получил название *антропогенного геологического процесса*. По размерам и масштабам он вполне сопоставим с естественными экзогенными геологическими процессами, но отличается от них молодостью. Антропогенный процесс возник не более миллиона лет назад, тогда как некоторые геологические процессы действуют не один миллиард лет. Второе отличие — необычайно бурное нарастание этого процесса.

В. И. Вернадский ту часть земной коры, которая подвержена переработке человеком, а также внешние оболочки Земли (атмосфера, биосфера), изменяемые людьми, объединил и понятие *ноосферы* (греч «ноос» — разум), т. е. сферы действия человеческого разума.

#### 1 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА

Геологическая деятельность человека протекает в основном по пяти направлениям: 1) извлечение из недр Земли разнообразных полезных ископаемых; 2) проведение агротехнических мероприятий; 3) создание промышленных и гидротехнических сооружений; 4) вмещающее в естественные геологические процессы; 5) охрана геологической среды.

**Добыча полезных ископаемых.** За последние 200 лет из недр Земли добыто огромное количество угля, нефти, железа, природного газа, торфа, строительных материалов и других нерудных полезных ископаемых. Причем объем добычи непрерывно нарастает (табл. 9). Нерудных полезных ископаемых в последнее время извлекается по 600 млн т в год. Гигантские наземные (карьеры, котлованы) и подземные (траншеи, галереи, штошки, шахты) выработки остаются в земной коре, особенно после разработки строительных материалов. Примером могут служить катакомбы Одессы, где на площади 900 га располагаются выработки длиной 1500 км, или пещерный город в Белокаменске (Крым) с его «улицами, переулками и площадями». К этому следует добавить, что на каждую тонну добытого полезного ископаемого из земной ко-

ры изымается 2—3 т вмещающих или покрывающих пород. Из недр Земли во все увеличивающихся количествах извлекается также подземная вода. Только в СССР откачивается свыше 580 км<sup>3</sup> подземных вод в год, что превышает годовой сток самой многоводной реки СССР — Енисей (548 км<sup>3</sup>).

Естественно, что откачка воды и нефти из недр создает пустоты в земной коре, разуплотняет породы, нарушает их текстуру,

Таблица 9

Мировая добыча наиболее объемных полезных ископаемых и ее ускорение  
(по Г. А. Мирлину)

Полезные ископаемые	До XX в	1901—1940 гг	1941—1980 гг	1981—2000 гг (прогноз)	Всего
Железная руда, млрд т	4,0	6,2	20,4	26,6	57,2
Уголь, млрд т	9,0	47,5	94,0	80,0	230,5
Нефть, млрд т	0,26	4,5	56,2	62,1	123,0
Природный газ, трлн м <sup>3</sup>	—	1,3	25,8	35,0	62,1
Бокситы, млрд т	—	0,37	1,63	2,0	4,0

вызывает опускание поверхности Земли. При интенсивном извлечении воды, нефти или газа опускания могут быть весьма значительны. Так, в районе Токио (Япония) отдельные участки опускаются до 20 см в год, а в Мехико даже до 30 см. Эти цифры показывают, что скорость антропогенных опусканий не только соизмерима со скоростью вертикальных тектонических движений, но и значительно может превышать их.

Откачка подземных вод происходит не только в целях водоснабжения и орошения, но и при разработке полезных ископаемых. Например, для осушения железорудных карьеров Курской магнитной аномалии откачивается 120 тыс. м<sup>3</sup> подземной воды в год. В связи с откачкой понижается уровень грунтовых вод

**Сельскохозяйственная деятельность человека.** Эта деятельность связана с переработкой и созданием самого верхнего тонкого слоя земной коры — почвы. Разрыхляя, обогащая его воздухом и водой, внося минеральные удобрения, человек регулирует количество гумусового вещества, успешно соревнуясь в этом геологическом процессе с процессом выветривания. Таким образом человек ежегодно перерабатывает свыше 6000 км<sup>3</sup> почвы.

В условиях сухого климата человек обогащает засушливые почвы водой. Орошаемые площади составляют свыше 120 млн га, а к концу века, по-видимому, эта цифра достигнет 200 млн га. В районах с избыточным увлажнением человек производит осушение почвы. Только в СССР в ближайшие 10 лет будет осушено 15—16 млн га. Увлажнение или осушение почвы влияет в свою очередь на климат и на режим подземных и поверхностных вод данной местности.

**Инженерно-техническая деятельность человека.** Своей деятельностью, направленной на сооружение городов, заводов, гидротех-



нических и других объектов, человек активно изменяет весь верхний слой Земли и атмосферу, влияет на ход естественных геологических процессов. Этот вид антропогенной деятельности В. И. Вернадский назвал *техногенезом*. Техногенез наиболее отчетливо проявляется на территории крупных городов, занимающих в настоящее время большую площадь (от 100 до 17 000 км<sup>2</sup>). Например, столица КНР — Пекин — занимает площадь 16,8 тыс. км<sup>2</sup>, а всего городские, сельские и другие техногенные сооружения занимают 4% поверхности континентов, а по прогнозу на 2000 г. уже более 15%.

Весьма активно антропогенные процессы развиваются в районе крупных заводов, особенно химических, горнодобывающих и горноперерабатывающих предприятий. Здесь создается специфический ландшафт, изменяющий рельеф местности, почвенный и растительный покровы, состав атмосферы, гидросферы, а на поверхности Земли накапливаются отходы производства и быта. Значительная геологическая работа производится при дорожном строительстве. Протяженность только железных дорог в мире составляет 1400 тыс. км. Строительство их сопровождается созданием насыпей, дамб, водособирающих канав, тоннелей, траншей, котлованов для выработки дорожно-строительных материалов.

Огромный размах получило строительство различных подземных сооружений: так, к 1970 г. было построено 26 тыс. км тоннелей, причем некоторые из них проходят на глубине нескольких километров (Симплонский тоннель в Альпах на глубине свыше 2 км). В Японии построены тоннели под морскими проливами между о-вами Хонсю и Хоккайдо (длиной 54 км), Хонсю и Кюсю. Научно-технический прогресс позволяет проектировать такие грандиозные морские транспортные тоннели, как Ламаншский (длиной свыше 49 км) и Гибралтарский, железнодорожный тоннель через Кавказский хребет на высоте 1400 м.

Подземные выработки с древних времен служили жилищами для человека. В них размещались целые поселения, например подземный город в Киево-Печерской лавре (монастырь), средневековый город Чуфут-Кале в Крыму, поселение буддийских монахов в пещерах-кельях в Бамиане вокруг памятника Будде (Афганистан) (рис. 20.1). В настоящее время подземное строительство получило большой размах: сооружаются объекты промышленного, гражданско-бытового, гидротехнического, транспортного, военного значения. Эти постройки бывают многоярусными и уходят на глубину в десятки и сотни метров. Особенно интенсифицировалось строительство подземных сооружений в годы второй мировой войны, когда только в Германии площадь, занятая подземными предприятиями, достигла 455 тыс. км<sup>2</sup>.

Гидротехнические сооружения — это отрасль техногенеза, значительно влияющая на изменение окружающей среды. Особенно сильно техногенез проявляется при создании различных гидротехнических объектов, сооружаемых в целях получения дешевой электроэнергии для нужд мелиорации, регулирования стока реч-

ных вод, борьбы с селями и др. Грандиозность этих сооружений общеизвестна. Так, плотина Красноярской ГЭС имеет длину 1124 м и высоту 124 м. На реке Инд в Пакистане строится плотина длиной 3 км и высотой 148 м. Такая же высота у селезащитной плотины в районе г. Алма-Аты. Высота Саяно-Шушенской плотины на Енисее превышает 200 м. Большое количество насыпей, плотин, молотков строится на морях. Предложены проекты гигантских океанических плотин, например через Берингов пролив, разделяющий Азию и Америку. При строительстве плотин из недр Земли извлекается и укладывается в тело плотины огромное количество горных пород.

Велика геологическая работа при строительстве каналов — искусственных антропогенных рек, соединяющих отдельные речные бассейны, проводящих воду для сельскохозяйственных и других нужд на

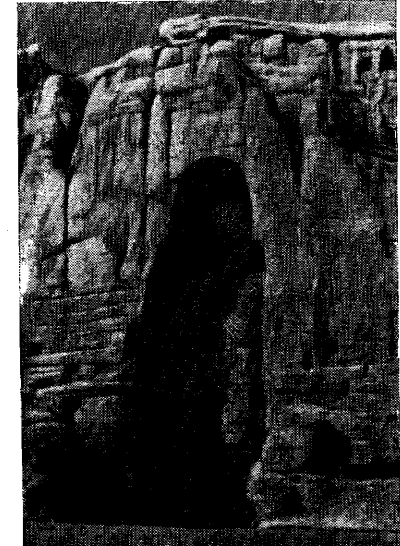


Рис. 20.1. Статуя Будды и кельи монахов в конгломератах неогена — город Бамиан в Афганистане

расстояние сотен километров. Только в СССР суммарная длина каналов достигает 4000 км. Особенно грандиозны транспортные каналы, такие, как Суэцкий, Панамский и другие, соединяющие различные моря и даже океаны. Трудно представить, какое огромное количество горных пород перерабатывает человек при строительстве каналов.

Гидротехническая деятельность изменяет весь режим поверхностных и подземных вод. В связи с постройкой плотин резко меняются облик речных долин и гидрологический режим рек. После постройки всех плотин площадь зеркала вод р. Волги увеличилась в 11 раз.

Подпор воды в реках меняет режим подземных вод. Уровень их поднимается, местами наблюдается заболачивание; в засушливых районах может происходить засоление почв. Крупные водохранилища меняют климат района в сторону увлажнения, уменьшения континентальности.

**Антропогенный геологический процесс как один из современных процессов.** Антропогенный геологический процесс в настоящее время сопоставим по масштабу с любым природным геологическим процессом, но его воздействие на земную кору и гео-

графическую оболочку в целом более разнообразно, чем любого естественного геологического процесса.

В антропогенном геологическом процессе можно различать те же три аспекта, что и в природных экзогенных процессах: 1) разрушение вещества земной коры (дезинтеграция); 2) перемещение его (транспортировка) и 3) создание новых горных пород.

**Разрушение вещества земной коры.** Извлекая твердые полезные ископаемые, откачивая нефть и воду, добывая горючий газ, создавая подземные сооружения, человек нарушает текстуру и структуру земной коры, нарушает связность отдельных ее частей: дробит, размельчает породы, т. е. дезинтегрирует их, образует наземные и подземные пустоты, проникая все дальше и дальше в глубь Земли. Открытые карьеры опускаются на десятки и сотни метров, например железодобывающие карьеры в Казахстане или в районе Курской магнитной аномалии (КМА) достигают глубины 150 м, а проектная их глубина составляет более 200 м. Угольные шахты в Кузнецком бассейне достигают 1400 м (шахта Петровская); в Индии шахты, разрабатывающие золото, имеют глубину до 3800 м, а в Южной Африке — до 4000 м. Кольская сверхглубокая скважина превысила глубину 12 000 м. Добыча газа в США уже проводится с глубины 9000 м.

**Перемещение дезинтегрированного материала** производится в основном в вертикальном направлении, т. е. снизу вверх на поверхность Земли и даже в атмосферу. Руды и породы перемещаются в огромных количествах. Так, в Трансваале (ЮАР) ежегодно извлекается свыше 100 млн м<sup>3</sup> алмазосных пород, в КМА (СССР) — около 1 млрд м<sup>3</sup> пород. В настоящее время при горных и строительных работах на поверхность Земли из недр перемещается 1 км<sup>3</sup> горных пород в год. Эта цифра сопоставима с годовым объемом аллювия (твердого стока), переносимого реками. Еще больше человек транспортирует из недр Земли жидкие (нефть, вода) и газообразные продукты.

При антропогенном процессе транспортировка идет не только из Земли, но и с поверхности внутрь Земли. Так, при сельскохозяйственных работах в 1963 г. было внесено в почву 36,4 млн т удобрений. В нефтедобывающих районах в целях поддержания внутрипластового давления нефти в скважины закачивают морскую или речную воду. Для укрепления пород, ликвидации трещин при строительстве и бурении иногда через скважины вводят цементирующие растворы. Создаются огромные подземные резервуары пресной воды, особенно в засушливых районах, а также естественные или искусственные хранилища нефти и газа. Только в США их объем составляет 14 млн м<sup>3</sup>. Все в больших масштабах начинают захоронять в земле твердые отходы (соли, газы и т. п.) некоторых производств — нефтяного, химического и др. Особые заботы связываются ныне с захоронением радиоактивных веществ, остающихся при использовании урановой руды.

**Создание новых горных пород.** В процессе антропогенной дея-

тельности в значительных масштабах создаются новые горные породы. Прежде всего при участии человека формируется почва, часто сильно отличающаяся от той, которая могла бы образоваться в данной местности при естественных процессах выветривания. Процесс почвообразования с помощью человека происходит на огромных площадях материков.

При добыче и переработке полезных ископаемых человек создает из отходов производства новые рыхлые отложения, состоящие из измельченных обломков пустой породы, новых химических соединений и т. д. Эти отложения образуют линзы, пласты, холмы, иногда целые горы на поверхности Земли. В местах добычи угля, например в Донбассе, можно наблюдать высокие черные конусовидные холмы — терриконы, сложенные измельченными рыхлыми породами, вмещавшими когда-то уголь. Вблизи больших старых карьеров стройматериалов или железных рудников почти всегда обнаруживаются пологие холмы, занимающие площадь в несколько квадратных километров. Это все отвалы выработок — породы, имеющие собственную структуру и текстуру.

Отбросы антропогенного процесса, скапливаясь на поверхности Земли, создают новую породу специфического состава, именуемую *«культурным»* *слоем*. Он наиболее мощный в районе крупных городских поселений. Это пестрая по составу, серая, черная или бурая порода, состоящая из бытовых отбросов, смешанных с почвой. Она образует пластообразные или линзовидные тела. По существу, антропогенные отложения создаются человеком и при засыпке карьеров, оврагов, других неровностей рельефа, при создании плотин, насыпей. Слои антропогенных отложений достигают иногда десятков метров толщины: так, в старой части Киева толщина их местами превышает 44 м, в Москве — 22, в Лондоне — 25 м.

Многие твердые частицы в процессе промышленной деятельности человека поднимаются в воздух и затем постепенно оседают, образуя пылеватые накопления. Количество сажи и твердых остатков горения особенно велико в районе крупных промышленных центров. Подсчитано, что в Лондоне оно составляет 365 т на 1 км<sup>2</sup> в год. Антропогенная пыль может осесть на дне водных бассейнов. В водохранилищах, каналах, созданных человеком, так же, как и в естественных озерах, на дне накапливаются слои своеобразных илов.

## 2. ИЗМЕНЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ И СОЗДАНИЕ АНТРОПОГЕННОГО ЛАНДШАФТА

Наиболее заметные изменения антропогенный геологический процесс производит в рельефе поверхности Земли, и в этом отношении он также сопоставим с природными экзогенными геологическими процессами. А. Е. Ферсман писал: «Роль человека в изменении рельефа настолько значительнее природных явлений, например деятельности рек, морей или ледников, что по своему

масштабу она отвечает в геологической истории революционным периодам усиления процессов».

Человек в одних случаях денудировывает рельеф, почти полностью выравнивая его, в других, наоборот, расчленяет его канавами, горными выработками, иногда создает холмистый — мелкогрядовый или террасовый — ландшафт. Антропогенный ландшафт, созданный человеком, получил название *культурного ландшафта*. В свою очередь он подразделяется на ряд типов.

**Городской, или селитебный, ландшафт.** Отличительные черты такого ландшафта: часто почти полная перестройка первичного рельефа и почвы, изменение гидросети, создание построек и т. д.

Антропогенные изменения в селитебном ландшафте коснулись не только рельефа и наземной гидросети, но и всех других его компонентов. Уровень подземных грунтовых вод сильно понизился, в отдельных депрессионных воронках до 30 м. Некоторые водоносные горизонты вследствие снижения уровня их зеркала перестали дренироваться реками.

Существенные изменения произошли и в атмосфере: в ее составе появились пыль, сажа, сернистые газы, значительно превышающие их содержание в пригородных лесах. Средняя температура воздуха в Москве на 1—2°С выше, чем в окрестностях города. Влажность понизилась, а количество дней с туманами увеличилось.

**Горнопромышленный ландшафт** характеризуется наличием выемок карьеров, часто террасированных провальных воронок, иногда заполненных водой, озер, похожих на карстовые. Эти отрицательные формы рельефа чередуются с положительными — отвальными холмами и терриконами, узкими валлообразными грядами — насыпями железных дорог. Меняется даже окраска ландшафтов: в горнопромышленном ландшафте появляются буро-желтые тона, в ландшафтах районов угольной разработки преобладают черные тона, а на поверхности добычи каолинов или мела — белые.

Горнопромышленный ландшафт может быть сформирован в очень короткие сроки и может занимать обширные площади. Характерен в этом отношении ландшафт в районе КМА. До разработки руд здесь существовал пологохолмистый рельеф, прорезанный неглубокими долинами ручьев и оврагами. В настоящее время здесь наблюдаются многочисленные узкие, протяженностью до 3 км котловины (карьеры) глубиной свыше 100 м, по их краям располагаются высокие плоские и конусообразные холмы, сложенные отвалами. Полностью уничтожена древесная и преобразована травяная растительность.

**Ирригационно-технический ландшафт** характеризуется наличием узких, необычайно разветвленных ложбин — каналов и канав, заполненных водой, заболоченных пространств, крупных озеровидных впадин водохранилищ и плотин, их подпирающих.

Примером является полностью преобразованный ландшафт долины крупнейшей реки европейской части Советского Союза —

Волги. Уровень воды в ней оказался поднят многочисленными плотинами. Созданные водохранилища почти соприкасаются друг с другом, в связи с чем русло реки сильно расширилось. Протяженность отдельных водохранилищ измеряется сотнями километров. Длина Куйбышевского водохранилища превышает 600 км. В стороны от долины реки стали ответвляться многочисленные каналы. Длина их в бассейне нижней Волги измеряется сотнями километров. В связи с наличием оросительных каналов в Заволжье сильно изменился тип ландшафтов. Полупустынный ландшафт засушливых степей сменился сельскохозяйственным на площади 800 тыс. га.

**Сельскохозяйственный ландшафт.** Этот тип ландшафта наиболее распространен среди антропогенных ландшафтов и занимает площадь свыше 20 млн км<sup>2</sup>, т. е. около 15% площади всей суши. Сельскохозяйственный ландшафт создается на поверхности Земли путем преобразования почти любого природного ландшафта: на месте природных лугов и степей, лесов после их уничтожения, на месте болот и озер, а также морских побережий после их осушения, на склонах гор при их террасировании.

При создании такого ландшафта происходит чаще всего выравнивание рельефа: удаление мелких неровностей — глыб, камней в моренно-ледниковом и предгорном ландшафтах; засыпка оврагов, ям, но иногда и создание неровностей: террасовидных уступов на склонах гор; дамб, ограждающих поля от тоды, и т. д. По характеру подготовительных работ особо выделяется ландшафт террасированных склонов, широко развитый в Молдавии, Крыму и на Кавказе, в горах Средней Азии, а также в Китае, Японии, Индонезии, на Филиппинских островах. Очень интересен ландшафт *польдер* — сады и поля в них располагаются на дне бывшего моря. В Нидерландах польдеры составляют 40% территории страны, а к 2000 году эта территория должна удвоиться, достигнув 70 тыс. км<sup>2</sup>. В состав ландшафта здесь входят дамбы высотой до 15 м, общая длина которых достигает 3000 км. Польдерные ландшафты имеются также в Бельгии, Франции, Италии.

**Военный ландшафт** характеризуется мелкобугорчатым рельефом, возникшим в результате образования большого количества мелких положительных форм — холмов, насыпей (в прежние времена — курганов, крепостных стен), а также отрицательных форм — противотанковых рвов, воронок, окопов, подземных убежищ и т. д.

### 3. ОХРАНА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Все возрастающая деятельность человека, направленная на извлечение из недр Земли твердых полезных ископаемых, нефти, газа, воды, на преобразование рельефа земной поверхности, перераспределение и использование поверхностных вод, ведет к изменению прочно сложившихся взаимоотношений в геологической

среде. Эти изменения в большинстве случаев необратимы и часто могут развиваться в явно вредных для человека направлениях. Так, образование под землей пустот (шахт, штолен, камер выщелачивания и т. д.) в связи с выработкой полезных ископаемых ведет, с одной стороны, к дерехвату подземных вод, понижению их уровня, даже исчезновению грунтовых вод и, следовательно, иссушению почв, а с другой — к развитию гравитационных процессов: провалов, обвалов, оползней, т. е. к такому изменению поверхности, при котором она становится неудобной ни для строительства, ни для сельскохозяйственного использования. В итоге на поверхности Земли возникает ландшафт антропогенного *бедленда* — дурных земель, непригодных для культивации человеком. Антропогенный бедленд уже сейчас занимает 3% поверхности суши.

Бессистемный выброс на поверхность Земли отходов горнодобывающего производства, насыщение атмосферы тонкообломочными и газообразными продуктами — пылью, газами — ведет к загрязнению окружающей среды, к изменению микроклимата, приносит вред растительному и животному миру, в том числе и человеку. Для предупреждения и предотвращения этих отрицательных последствий человеческой деятельности в настоящее время создается самостоятельная отрасль наук о Земле — охрана геологической среды. В ее задачу входит прогнозирование изменений геологической среды при антропогенном воздействии, наиболее рациональное, с наименьшими нарушениями этой среды, планирование и проведение геологоразведочных работ и работ, связанных с добычей полезных ископаемых, с инженерно-технической и сельскохозяйственной деятельностью человека. Залечивание «ран», нанесенных поверхности Земли и земным недрам путем рекультивации площадных горных выработок, инженерно-технических сооружений городского ландшафта в целях приведения его в состояние, пригодное для дальнейшего использования человеком, восстановление (частичное и полное) естественных взаимоотношений геологической среды, биосферы, гидросферы и атмосферы — все это входит в задачу охраны геологической среды. В нее входит также борьба с вредными последствиями естественных геологических процессов: защита природной среды от стихийных бедствий — ураганов, тайфунов, черных бурь, селей, наводнений, оползней и обвалов, вулканических извержений, землетрясений и т. д. Совершенно естественно, что охраной геологической среды должны заниматься в первую очередь сами геологи и главным образом инженеры-геологи, а также гидрогеологи, геохимики, геологи-нефтяники, газовики и др.

Охрана геологической среды входит обязательным элементом в общий комплекс охраны окружающей человека среды (биологической, климатической и т. п.), так как геологическая среда является частью окружающей нас природной среды.

## ГЛАВА 21

### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЛУЖБА В СССР И ЕЕ ЗАДАЧИ

#### 1. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИИ

Геология — одна из древнейших естественных наук. В ее истории можно выделить три главных периода: 1) период первоначального накопления геологических знаний; 2) период возникновения первых геологических представлений; 3) период становления и развития научной геологии.

**Первый период** начинается, по существу, одновременно с появлением человеческой культуры, первых орудий, сделанных (обработанных) руками человека. Уже на заре цивилизации люди научились находить, добывать и использовать камни, глины, пески, руды ряда металлов, многие минералы, подземные воды, что требовало естественно каких-то элементарных знаний об условиях их залегания. Не могли не обращать на себя внимание древних людей и такие грозные явления природы, как вулканические извержения и землетрясения. Первоначально все эти природные явления обожествлялись и их толкование облакалось в форму мифов и легенд, которые дошли до нас в письменном виде со времен древних Вавилона и Египта. Основными божествами считались небо, земля и вода.

**Переход ко второму периоду** — периоду формирования первых геологических представлений — связан с возникновением и расцветом в Восточном Средиземноморье древнегреческих государств. Древняя Греция явилась колыбелью всех наук, но эти науки первоначально сливались в единую науку — *натурфилософию*, объединявшую естествознание и философию. Недостаток фактических, наблюдательных данных компенсировался умственной работой, логическими умозаключениями. Натурфилософы прежде всего занялись поисками основы мироздания, но усматривали ее первоначально в разных «материях»: одни — в воде, другие — в воздухе, третьи — в огне, четвертые — в земле, пятые — в их сочетании. В сочинениях греческих мыслителей выдвигались конкретные представления о нашей Земле; некоторые пришли к правильному выводу о ее шарообразности, а Эмпедокл даже к заключению, что внутри Земли находится огненно-жидкая масса, которая и дает вулканические извержения и горячие источники. Но величайший из натурфилософов Аристотель, как впоследствии и Птолемей, помещали Землю в центр Вселенной. Аристотель, однако, правильно считал, что Земля находится в состоянии непрерывного развития, и справедливо оценил (даже переоценил) большую роль текучих и подземных вод в изменении рельефа Земли. Аристотелю принадлежат и первая попытка классификации минералов и горных пород. Мыслители Древнего Рима явились духовными наследниками древних греков и умножили их до-

стижения. Эпоха расцвета античной науки длилась с VII в. до н. э. до V в. н. э.; она закончилась с падением Римской империи.

Следующая эпоха, охватывающая тысячелетний период (V—XV вв. в Западной Европе), характеризуется застоем в развитии науки в связи с господством церкви в средневековом феодальном обществе. Поскольку сочинения античных авторов явно противоречили христианскому учению, их чтение было запрещено. Несколько позднее, когда появились первые университеты (XII—XIII вв.), из античной натурфилософии было взято лишь то, что не противоречило религии или могло быть истолковано в согласии с нею. Геологические представления античного времени были при этом отвергнуты: Земля с ее органическим миром рассматривалась как созданная в ее современном виде богом и единственным событием, их несколько изменившим, признавался всемирный потоп. Нахождение ископаемых остатков морских организмов вдали от моря, иногда в горах — факт, правильно истолкованный еще древними греками, — стало рассматриваться как проявление некоей «игры природы». Отступление от религиозных верований каралось жестоко, вплоть до предания суду инквизиции (с XIII в.). Счастливым исключением в это мрачное время явился Восток с его арабской культурой и в особенности наша Средняя Азия. Здесь, на территории современных Узбекистана и Таджикистана, в X—XI вв. жили и работали выдающиеся ученые А. Р. аль-Бируни и А. А. Ибн Сина. Как и другие представители арабского мира того времени, они не только сохранили научные приобретения своих античных предшественников, но и расширили и углубили их.

Однако и в Западной Европе господство феодализма и церкви не могло остановить развитие ремесел и научной мысли. Развивается горнодобывающая промышленность, появляются порох, компас, бумага (все три — китайские изобретения), возникает книгопечатание (XV в.). Все это подготавливает вступление в новую эпоху — эпоху *Возрождения* (середина XV — середина XVIII в.). В истории человечества это была эпоха начала перехода от феодализма к капитализму, эпоха буржуазных революций. В это время получают должное признание достижения античной науки и на их основе делаются новые открытия; зарождается современное естествознание. Относится это и к области геологических знаний; для геологии это был этап, подготовивший ее становление как самостоятельной науки. Основу для этого составили обоснование гелиоцентрической системы мироздания Н. Коперником (XVI в.), открытие законов небесной механики И. Кеплером и Г. Галилеем и закона всемирного тяготения И. Ньютоном (XVII в.), создание на базе этого закона первой научной космогонической гипотезы И. Кантом (середина XVIII в.). В области собственно геологии к правильным представлениям о развитии рельефа Земли и происхождении окаменелостей первым вернулся знаменитый Леонардо да Винчи.

Немецкий ученый Г. Агрикола (Бауер) в середине XVI в.

обобщил в своих сочинениях весь накопившийся к тому времени опыт разведки и разработки рудных полезных ископаемых, выделяя различные формы их залегания, предложив отдельную классификацию минералов и горных пород и объяснив образование руд их отложением из подземных вод. Несколько позднее аналогичные мысли были высказаны французом Б. Палисси. К XVII в. относится деятельность датчанина Н. Стено (Стенсена), работавшего в Тоскане (Италия). Им были сформулированы некоторые принципы, лежащие в основе стратиграфии, тектоники, кристаллографии.

В сочинениях философов XVII в. Р. Декарта и Г. Лейбница мы находим первые идеи о развитии Земли. Они считали, что первоначально Земля была расплавленным шаром, который при охлаждении покрылся твердой корой. А стеснившиеся пары воды, окружавшие земной шар, создали Мировой океан (Лейбниц). Под каменной оболочкой — корой — находится, по Декарту, оболочка, в которой рождаются металлы. Под влиянием внутреннего тепла они выносятся в кору, образуя рудные жилы. Рельеф Земли, и по Декарту и по Лейбницу, возник в результате обрушения частей коры в подземные пустоты (так же полагал и Стено); образовавшиеся понижения заливались водой и покрывались осадками.

В отличие от этих исследователей англичанин Р. Гук и итальянец А. Л. Моро (первая половина XVIII в.) придавали главное значение в рельефообразовании эндогенным процессам: первый — землетрясениям, второй — вулканическим извержениям.

Решающий перелом в развитии геологии и всего естествознания наступает в середине XVIII в.; с этого времени и начинается **третий период** в истории геологии — период ее становления и развития как самостоятельной науки. Главную роль в этом сыграла деятельность трех выдающихся ученых — М. В. Ломоносова, А. Г. Вернера и Дж. Хаттона. Существенное значение имели и работы Ж. Бюффона. В основе взглядов всех этих ученых лежит четко выраженная идея о развитии Земли и о естественных, а не божественных причинах этого развития. С предельной ясностью эта идея была выражена М. В. Ломоносовым в сочинении «О слоях земных» (1763), а также в более раннем труде «Слово о рождении металлов от трясения Земли» (1757). Не менее четко М. В. Ломоносов разделил факторы, под влиянием которых происходят изменения земной поверхности, на внутренние и внешние, отводя ведущую роль первым, но одновременно указывая, что значение вторых будет возрастать со временем. Общую причину движений земной коры и вулканизма Ломоносов видел в «подземном жаре», источник которого он представлял себе, однако, не очень ясно (трение горных пород при их перемещении, самовозгорание угля, серы). Этот процесс, по мысли Ломоносова, вызывает как поднятие вышележащих толщ горных пород, так и образование «огнедышащих гор». Таким образом, поднятиям принадлежит главенствующее значение среди движений земной коры, но «купно с горами рождаются доли».

В значительной степени единомышленником Ломоносова и вместе с ним автором первой тектонической гипотезы — гипотезы поднятия — был другой основоположник научной геологии — шотландец Дж. Хаттон (Геттон). В сочинении «Теория Земли» (1788, 1795) он конкретизировал представление о «подземном жаре» Земли, указав, что источником его являются расплавленные в глубоких недрах массы, которые позднее получили название магмы. История Земли, по Хаттону, состоит из бесконечно повторяющихся циклов с чередованием длительных эпох разрушения материков, сопровождавшихся отложением продуктов этого разрушения — осадков — на морском дне, и кратковременных поднятий морского дна, внедрений и излияний вулканических пород под действием «подземного жара». Хотя в этом представлении и имеется определенная доля истины, оно невыгодно отличается от ранее или почти одновременно высказанных М. В. Ломоносовым и французским исследователем Ж. Бюффеном (последним — в труде «Эпохи природы», 1788) идей о стадийности развития Земли. Но все эти ученые существенно раздвинули временные рамки истории Земли по сравнению с библейскими 6000 лет (по Бюффону — 70—75 тыс. лет, по Ломоносову — значительно больше, а Хаттон не видел в природе «ни следов начала, ни признаков конца»). Все эти ученые сознательно пользовались методом актуализма, элементы которого можно найти у Бируни и Леонардо да Винчи. Добавим, что Бюффон в «Естественной истории минералов» (1783—1786) изложил стройную теорию образования всех минералов и горных пород из первично-расплавленной материи земного шара.

Взгляды третьего основоположника геологии (или четвертого, считая Бюффона) — саксонца А. Г. Вернера — были во многом противоположны взглядам остальных. Вернер и его многочисленные последователи отводили в «жизни» Земли исключительную роль внешним, экзогенным, процессам, прежде всего деятельности воды. Все горные породы, включая базальты и граниты, рассматривались ими как водные осадки; всем минералам и рудам, приписывалось водное происхождение. Вернер и его сторонники полагали, что слои имеют планетарное распространение, concentрически «одевая» весь земной шар. Наклон и изгиб слоев объяснялись либо их отложением на неровном морском дне, либо, в отдельных случаях, провалом в подземные пустоты. Деятельность вулканов связывалась с горением каменного угля или серы неглубоко от поверхности Земли.

Вернер предполагал, что первоначально весь земной шар был покрыт водами океана, уровень которого постепенно понижался, вызывая появление материков и смену характера осадков. Вернер различал пять формаций горных пород, из которых первые три одевают Землю сплошными оболочками: 1) первозданные (граниты, гнейсы и др.), отложенные химическим путем из вод Мирового океана; 2) переходные, представляющие частью химические, частью обломочные осадки; 3) «флёрцовые», главным об-

разом обломочные; 4) намывные (пески, глины, торф и др.); 5) вулканические. Последние две формации имеют локальное распространение и недавнее происхождение. Именно эта попытка разделения горных пород на возрастные группы была главным прогрессивным элементом учения Вернера. Она положила начало стратиграфии — краеугольному камню исторической геологии. Схема Вернера перекликалась с разработанной в те же годы схемой Ардуино, разделившего осадочные толщи Северной Италии на первичные, вторичные и третичные, впоследствии переименованные в палеозойские, мезозойские и кайнозойские (названия Ардуино до сих пор применяются в итальянской и французской литературе).

Вернер был профессором первого специального горного училища в мире — Фрайбергской горной академии, основанной в 1765 г. (лишь немного позже, в 1773 г., было открыто Петербургское высшее горное училище, позднее Горный институт); он имел многочисленных учеников и последователей. Научное направление Вернера получило название *нептунизма* (от имени римского бога подводного царства Нептуна), направление Хаттона — *плутонизма* (от имени греческого бога подземного царства Плутона). Это разделение на нептунистов и плутонистов наметилось еще в Древней Греции: первые среди основных стихий главной считали воду, вторые — огонь. Между нептунистами и плутонистами в последней четверти XVIII и первой четверти XIX в. разгорелась ожесточенная борьба, отголоски которой ощущаются до нашего времени. Завершилась эта борьба победой плутонистов, чему немало способствовали труды немецких ученых Александра фон Гумбольдта и Леопольда фон Буха. Оба они были учениками и первоначально последователями Вернера, но после ряда путешествий по областям современного и недавнего вулканизма убедились в несостоятельности идей своего учителя и в большом значении вулканизма в образовании горных сооружений. Они пришли к выводу, что расположение вулканов связано с глубинами Земли через линейные зоны разломов и что в истории Земли периодически проявлялись эпохи катастрофического оживления вулканов, каждый раз действовавших вдоль определенных направлений. Эти катастрофы могли быть ответственны и за резкие изменения состава органического мира (см. ниже). Таким образом, плутонизм сомкнулся с другим учением — *катастрофизмом*.

Но главным событием второго этапа развития геологической науки, приходящегося на первую половину XIX в., является возникновение палеонтологии, а с нею и биостратиграфии. Основателями этих наук явились английский землемер В. Смит и французы Ж. Кювье и Ал. Броньяр. Они обратили внимание на то важное обстоятельство, что каждая пачка слоев характеризуется своим набором ископаемых организмов. Это создает основу для опознания и сопоставления даже разрозненных выходов соответствующих отложений и установления последовательности в их залегании, а значит, и возрастной последовательности. Так было



положено начало созданию *стратиграфической шкалы*. Благодаря интенсивным исследованиям на территории Англии, Франции, Бельгии и Германии, такая шкала была разработана к началу 40-х годов XIX в. практически для всего современного фанерозоя с выделением систем, отделов и ярусов (кроме пермской системы, установленной в 40-е годы в России). Это был поистине героический период развития геологии.

Параллельно началось изучение самих ископаемых организмов; пионерами явились Ж. Кювье (позвоночные), Ж.-Б. Ламарк (беспозвоночные), Ад. Броньяр и К. М. Штернберг (растения). Так возникла наука *палеонтология*, но уже на ранней стадии ее развития разгорелась идейная борьба по вопросу о ходе и причинах смены фаун и флор в истории Земли. Ламарк и его сторонники были *эволюционистами*; они считали, что от одного яруса к другому, от одной системы к другой происходит постепенное изменение состава организмов — вымирание одних, появление других под влиянием изменения внешней среды (это учение получило название ламаркизма). Между тем Кювье и особенно его последователи настаивали на том, что изменения состава фаун и флор на границах стратиграфических подразделений являются внезапными и резкими. Они стали объяснять их столь же резкими «переворотами» в устройстве земной поверхности, приводившими к исчезновению одних видов животных и растений (виды считались постоянными) и появлению других. Не признавая превращения одних видов в другие, они вынуждены были прибегнуть к представлению о многократном повторении актов творения богом живых организмов после каждой геологической катастрофы.

Несмотря на очевидную абсурдность крайне катастрофических представлений, получивших название *креационизма* (лат. «креацио» — творение), они первоначально восторжествовали над эволюционизмом Ламарка. Но торжество это было недолгим. В 1830—1833 гг. шотландский геолог Ч. Ляйель опубликовал трехтомную книгу «Основы геологии», которая, по словам Ф. Энгельса, внесла «здравый смысл в геологию, заменив вызванные капризом творца революции постепенным действием медленного преобразования Земли». Ляйель последовательно применял метод актуализма, выразив его в лаконичной формуле «Настоящее есть ключ к познанию прошлого». Он исходил из трех положений. Во-первых, силы, преобразующие лик Земли, на всем протяжении ее истории были однообразны по характеру и интенсивности — принцип единообразия, или *униформизма*. Во-вторых, эти силы действуют медленно, но непрерывно, и, в-третьих, суммирование таких медленных изменений в течение длительного геологического времени приводит к грандиозным преобразованиям на Земле. Эта система взглядов, хотя и представляла огромный шаг вперед по сравнению с катастрофизмом Гумбольдта, Буха, Кювье, имела определенные методологические недостатки, также отмеченные Ф. Энгельсом: «Недостаток ляйелевского взгляда — по крайней мере в его первоначальной форме — заключался в том, что

он считал действующие на Земле силы постоянными, — постоянными как по качеству, так и по количеству. Для него не существует охлаждения Земли (вытекавшего из космогонии Лапласа. — В. Х.), Земля не развивается в определенном направлении, она просто изменяется случайным, бессвязным образом» (Энгельс Ф. Диалектика природы).

Несмотря на то что из учения Ляйеля об изменении земной поверхности и, следовательно, условий обитания организмов должно было непосредственно вытекать и представление об эволюции органического мира и что основоположник эволюционной теории Ч. Дарвин считал себя учеником Ляйеля, сам Ляйель долго оставался противником этого учения и своеобразным креационистом. Его униформизм не позволил ему признать факт гигантского покровного оледенения, имевшего место в четвертичном периоде. Широкое распространение валунов пород Балтийского щита на равнинах севера Европы он объяснял разносом их айсбергами. Лишь в 50—60-е годы русские исследователи (К. Ф. Рулье, Г. Е. Щуровский, особенно П. А. Кропоткин) и швед О. Торрель доказали ошибочность этих взглядов и создали теорию покровного оледенения. Все это, однако, не может существенно умалить заслуги Ляйеля в становлении современной геологии.

С началом применения палеонтологического метода в стратиграфии и созданием стратиграфической шкалы фанерозоя был открыт путь к геологическому картографированию поверхности материков. Правда, первые геологические карты появились еще во второй половине XVIII в. (в России — карта Забайкалья), но эти карты были чисто петрографическими и лишены исторического содержания. Пионером настоящего геологического картирования был В. Смит; оно вскоре развернулось на территории большинства европейских государств, включая Россию. А с начала 30-х годов в Западной Европе стали создаваться государственные геологические службы.

По мере развития геологического картирования стала выясняться сложная складчато-надвиговая структура горных сооружений, не находившая объяснения в гипотезе поднятия. В связи с этим уже в 1829 г. французский геолог Л. Эли де Бомон предложил гипотезу контракции (см. гл. 19). После борьбы этих двух гипотез на протяжении 30—40-х годов взгляды Бомона восторжествовали и занимали господствующее положение в теоретической геологии всей второй половины XIX в.

Заметный прогресс в первой половине XIX в. отмечается и в науках о веществе земной коры. Уже в конце XVIII в. закладываются основы структурной *кристаллографии* (французские ученые Р. Ж. Гаюи и Ж. Б. Роме де Лилль), а к середине XIX в. устанавливаются основные виды симметрии кристаллов. Предшественником де Лилля и Гаюи был М. В. Ломоносов, который высказал более глубокие суждения о природе кристаллов, предположив, что они построены из закономерно расположенных шарообразных частиц.

В области *минералогии* главным достижением была разработка классификации минералов на химической основе (шведские ученые А. Ф. Кронштедт, И. Я. Берцелиус, русский минералог В. М. Севергин, ученик Ломоносова). Развивая идеи своего учителя, Севергин разработал учение о смежности, т. е. закономерном сонахождении минералов, которое значительно позже немецкий минералог И. Ф. Брейтгаупт назвал парагенезисом. Тогда же появилось представление об изоморфизме и полиморфизме минералов (Э. Митчерлих). Первые шаги делала и петрография.

Р. Ж. Гаюи правильно определил горные породы как минеральные агрегаты и предложил первую, основанную на этом их положении классификацию (1822). Ал. Броньяр различал уже изверженные и метаморфические, а также осадочные породы. Большую роль в становлении петрографии — петрологии сыграл немецкий ученый К. Ф. Науман — автор учебника геогнозии (1847), как тогда называлась геология.

К рассматриваемому этапу относится и зарождение учения о рудных месторождениях, истоки которого мы находим еще у Ломоносова («Слово о рождении металлов от трясения Земли»). С самого начала развитие этого учения характеризовалось острой борьбой между сторонниками взглядов Вернера и Хаттона о происхождении рудных жил. И те и другие взгляды имели существенные недостатки, которые были преодолены созданием Л. Эли де Бомоном гидротермальной теории, соединившей представление об отложении жил из водных растворов и идею об их глубинном источнике. Видным предшественником Бомона в этом вопросе был петербургский профессор Д. И. Соколов.

Новый этап в развитии геологических наук наступил во второй половине XIX в. Огромное влияние на геологию оказал выход в свет труда Ч. Дарвина «Происхождение видов», тем более что у Дарвина были и геологические работы. Предшественниками Дарвина в России были К. Ф. Рулье и Г. Е. Шуровский. Эволюционные идеи начинают пронизывать все науки о природе. В геологии это проявляется в возникновении *эволюционной палеонтологии* (В. О. Ковалевский, бельгийский ученый Л. Долло), в развитии палеогеографии и исторической геологии в целом (австрийский геолог М. Неймайр). Замечательные образцы палеогеографических карт Русской равнины дал А. П. Карпинский. В самом конце века появляется наука о рельефе Земли — *геоморфология*, которая у одного из ее основоположников — американского географа У. Девиса — также приобретает четко выраженную эволюционную окраску (учение о стадийности развития рельефа).

Ярким выражением эволюционного направления было появление в геологии, в ее нарождавшейся новой ветви — *тектонике* (геотектонике, термин К. Ф. Наумана, 1880), учения о геосинклиналях (американские ученые Дж. Холл, 1859 и Дж. Дэна, 1873). В конце века появилось и понятие о платформах (Э. Зюсс); учение о платформах было разработано русскими учеными А. П. Карпинским, А. П. Павловым и получило дальнейшее развитие в

XХ в. Четкое противопоставление геосинклиналей и платформ (он назвал их «континентальными площадями») впервые было дано на рубеже столетий французским геологом Э. Огом. Разделение земной коры на относительно жесткие платформы (впоследствии Л. Кобер и Г. Штилле назовут их кратогенами, или, короче, кратонами — «источниками силы») и более пластичные геосинклинали как будто позволяло решить проблему, возникшую перед контракционистами: почему складчатость не охватывает сразу весь земной шар? В самом конце века и начале следующего Э. Зюсс выступил с первым фундаментальным обобщением по геологии всего земного шара — многотомным трудом «Лик Земли».

Среди наук о веществе земной коры на этом этапе на первый план выдвинулась петрография, благодаря изобретению поляризационного микроскопа (англичанин Г. Сорби, 1858). Исследование горных пород в тонких прозрачных срезах — *шлифах* — под микроскопом открыло путь к структурно-минералогической классификации горных, в частности магматических, пород. Такие классификации были предложены немецкими петрографами Ф. Циркелем (1866), Г. Розенбушем (1873), французами А. Мишель-Леви и Ф. А. Фуке (1879). В дальнейшем все большее значение стало придаваться химическому составу пород; классификацию по этому признаку предложил выдающийся русский петрограф Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1897). Начала активно обсуждаться проблема происхождения магматических пород и причин их разнообразия. Возникло понятие о *магме* как о силикатном расплаве-растворе; начались споры о числе родоначальных магм (одна — базальтовая, две — основная и кислая или несколько); были выдвинуты представления о дифференциации магмы — кристаллизационной или ликвационной, об ассимиляции вмещающих пород. Стало развиваться учение о метаморфизме с выделением его главных типов.

В *минералогии* разворачиваются работы по синтезу минералов (первые опыты восходят еще к концу XVIII — началу XIX в.). Особое внимание привлек к себе класс наиболее сложных силикатных минералов. Совершенствовалась химическая классификация минералов (Дж. Дэна, П. Грот). В области кристаллографии выдающиеся достижения принадлежат гениальному русскому ученому Е. С. Федорову, поставившему учение о форме и строении кристаллов на строгую геометрическую основу и показавшему, что существует лишь 230 совокупностей элементов симметрии, в соответствии с которыми могут располагаться элементарные частицы, слагающие кристаллические структуры. Е. С. Федоровым был также изобретен универсальный теодолитный столик — дополнение к микроскопу, — дающий возможность определять по оптическим свойствам сложные порообразующие минералы — полевые шпаты и др. Им же была предложена методика определения химического состава вещества по его кристаллическому строению (кристаллохимический анализ).

В связи с интенсивной разработкой руд дальнейшее развитие

получило *учение о рудных месторождениях*. Появляются капитальные сводки по этим месторождениям (немецкий ученый Б. Котта, 1859). Разгорается дискуссия между сторонниками гидротермальной и латераль-секреционной (отложение руд из холодных растворов, заимствующих металлы из боковых пород) гипотез. Но многие ученые, в том числе А. П. Карпинский, Б. Котта, Ф. Пошепный, справедливо отмечали односторонность этих гипотез и многообразие рудоотлагающих процессов.

Ко второй половине XIX в. относится зарождение еще одной отрасли прикладной геологии — *гидрогеологии*. Гидрогеология имела довольно длинную предысторию, но в середине XIX в. возникает ее важнейшая составная часть — динамика подземных вод (французский инженер Дарси, 1856). Обобщающую теорию движения грунтовых вод разработал знаменитый русский ученый Н. Е. Жуковский (1889). В отношении происхождения подземных вод наметились три основные теории: инфильтрационная (просачивание дождевых и талых вод), конденсационная (конденсация пара, содержащегося в воздухе при его проникновении в почву) и теория глубинного, магматического генезиса (такие воды были названы Э. Зюссом ювенильными).

Во второй половине XIX в. начинает развиваться и *геофизика*, прежде всего гравиметрия (измерение силы тяжести) и сейсмология. Измерения силы тяжести у подножия Гималаев, проведенные в 50-е годы, дали неожиданный результат: этот высочайший на Земле горный хребет не проявлял себя сколько-нибудь заметным увеличением силы тяжести. Для объяснения этого парадокса английскими астрономами Дж. Эри и Дж. Праттом были выдвинуты две гипотезы. Дж. Эри считал, что избыток масс на поверхности компенсируется утолщением более легкой коры, т. е. тем, что горы имеют корни. По предположению Дж. Пратта, такая компенсация достигается за счет того, что горы сложены менее плотными породами, чем породы, подстилающие равнины. В обоих случаях происходит уравнивание неровностей рельефа и изменений толщины и (или) плотности коры на глубине. Это явление получило название *изостазии* (Ч. Деттон, американский геофизик); ей стало придаваться существенное значение в движениях земной коры.

*Сейсмология* — наука о землетрясениях. Землетрясения первоначально считались непосредственно связанными с вулканической деятельностью. Э. Зюсс показал, что кроме вулканических существуют тектонические землетрясения, а его ученик Р. Хёрнес добавил к ним третий тип — провальные (карстовые). Русские (А. П. Орлов, И. В. Мушкетов и др.) и венгерские ученые пришли к выводу о том, что наиболее разрушительны именно тектонические землетрясения. В России, а затем и в других странах для регистрации землетрясений начали применять сейсмографы (прототип сейсмографа появился в Китае уже во II в. н. э.).

Развитие стратиграфии и геологической картографии все настоятельнее требовало координации усилий геологов разных стран.

С этой целью в 1878 г. в Париже была проведена первая сессия *Международного геологического конгресса*, который затем стал собираться регулярно, сначала через три, затем через четыре года. На первых двух сессиях в Париже и Болонье обсуждалось согласование международной стратиграфической шкалы (проект швейцарца Э. Реневье) и условных обозначений к геологическим картам (проекты А. П. Карпинского и швейцарцев А. Гейма и Маллара). Седьмая сессия была успешно проведена в 1897 г. в Санкт-Петербурге.

Новый этап в развитии геологических наук наступает с началом XX в. и длится до 50-х годов включительно. Наступление этого этапа было непосредственно обусловлено рядом выдающихся открытий в физике и химии: естественной радиоактивности, рентгеновского излучения, строения атомов, периодической системы Менделеева. Эти открытия стимулировали рождение кристаллохимии (предвосхищенное Е. С. Федоровым) и геохимии и отразились на эволюции других геологических наук, вплоть до исторической геологии и геотектоники.

Обособление кристаллохимии стало возможным благодаря появлению рентгеноструктурного анализа, позволившего «увидеть» внутреннее строение кристаллов различных минералов и химических веществ (У. Г. и У. Л. Брэгги, Г. В. Вульф). А это повлекло за собой коренную перестройку минералогии, создание новых классификаций минералов на структурной основе (структурная минералогия — Н. В. Белов).

В недрах минералогии и произошло зарождение принципиально новой науки геологического цикла — *геохимии*, основоположником которой был великий русский ученый В. И. Вернадский. Он определил геохимию как историю атомов Земли, подразумевая под этим распределение отдельных химических элементов (позже к ним добавились и их изотопы), их миграцию и круговорот в Земле и ее оболочках, включая атмосферу, гидросферу и биосферу. Еще до основополагающих работ В. И. Вернадского попытку подсчитать содержание отдельных элементов в земной коре предпринял химик Геологической службы США Ф. В. Кларк в работе под названием «Data of Geochemistry» (1908), что и дало основание за рубежом считать Кларка одним из зачинателей геохимии. Но задача, которую ставил перед собой Кларк, была неизмеримо уже, чем определенная В. И. Вернадским и его учеником и соратником А. Е. Ферсманом, создателем первого учебного курса и четырехтомной «Геохимии». Это не умаляет заслугу Кларка, цифры которого по содержанию отдельных элементов в земной коре вошли в мировую науку под названием «кларков». Одним из зачинателей геохимии был и норвежский минералог В. М. Гольдшмидт, тесно связавший геохимию с кристаллохимией. Возникнув в начале века, геохимия получила в дальнейшем исключительно быстрое развитие, породив такие новые направления, как биогеохимия (учение о геохимической роли живых организмов), гидрогеохимия и космохимия (история химических элементов и их изо-

топов в космосе); последняя появилась уже на современном этапе развития науки. На основе теоретической геохимии были разработаны геохимические методы поисков полезных ископаемых.

Наукой XX столетия является по существу и *геофизика*, хотя отдельные ее направления наметились и раньше (см. выше). Изучение распространения в Земле упругих волн, порожденных землетрясениями, а в дальнейшем и колебаний, искусственно вызванных взрывами или специальными вибраторами, открыло путь к установлению оболочечного строения Земли. До этого еще в конце XIX в. существовали различные, во многом умозрительные мнения о физическом состоянии подкорковой части земного шара: твердом (это мнение отстаивали физики и астрономы) или вязкопластичном (его предпочитали геологи, учитывая явления вулканизма). Лишь применение сейсмологического метода позволило решить этот спор, выделить ядро и мантию (немецкий ученый Э. Вихерт, 1897), определить нижнюю границу коры (югославский геофизик А. Мохоровичич, 1910) и в конечном счете создать современную модель строения Земли в целом (австралийский геофизик К. Буллен, 1956). Была разработана динамотеория земного магнетизма, связавшая его с вихревыми движениями в жидком внешнем ядре Земли. С 20—30-х годов геофизические методы стали все успешнее применяться для выяснения структуры верхней части, особенно осадочного слоя, земной коры и выявления залежей полезных ископаемых. Эти методы прикладной геофизики включают гравиразведку, магниторазведку, электроразведку, сейсморазведку. В дальнейшем последняя добилась наибольших успехов и ее методы стали применяться для освещения строения земной коры в целом (глубинное сейсмическое зондирование — Г. А. Гамбурцев).

В геотектонике начало XX столетия ознаменовалось кризисом контракционной гипотезы, которая столь успешно выполняла роль основы теоретической геологии на протяжении предыдущего полувека. Этот кризис, как указывалось в главе 19, был предопределен отказом астрономов от космогонической гипотезы Канта — Лапласа, открытием радиоактивности и достижениями региональной тектоники — установлением шарьяжей и др. Взамен контракционной гипотезы, которой оставались верны немногие, хотя и крупные ученые (австриец Л. Кобер, немец Г. Штилле), был предложен ряд других, в частности пульсационная, подкорковых течений, ундационная. Наиболее радикальным отходом от традиционных представлений явилась гипотеза дрейфа материков Ф. Тейлора — А. Вегенера (1910—1912), положившая начало новому течению в геотектонике — *мобилизму* (термин швейцарца Э. Аргана, 1922), а также гипотеза расширяющейся Земли. Идеи мобилизма, вначале имевшие успех, вскоре почти полностью утратили свое значение и в 30—50-е годы доминирующее положение в геотектонике заняли фиксистские концепции, из которых наиболее совершенные были предложены В. В. Белоусовым и голландским ученым Р. В. ван Беммеленом — автором ундационной

гипотезы. Обе эти концепции исходили из примата вертикальных движений, прежде всего поднятий, порожденных подъемом легкоплавких продуктов глубинной дифференциации мантийного вещества, и, таким образом, возрождали в обновленной форме классическую гипотезу поднятия. В качестве основного глубинного источника энергии тектонических процессов, начиная с ирландского ученого Дж. Джоли (1926), стали рассматривать тепло, выделяемое при распаде естественно-радиоактивных элементов.

Наряду с развитием этих чисто теоретических и в большой степени умозрительных представлений получило дальнейшее развитие и учение об основных структурных элементах земной коры — геосинклиналях, орогенах, платформмах, в разработке которого активное участие приняли и советские ученые (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, А. А. Богданов, М. В. Муратов, А. Л. Яншин и др.). Большое значение имели также труды немецкого тектониста Г. Штилле, автора концепции эпох и фаз складчатости. В 40—50-е годы в нашей стране возникло учение о новейших тектонических движениях — *неотектоника* (В. А. Обручев, Н. И. Николаев, С. С. Шульц). Примерно в те же годы оформилось и другое направление в геотектонике — учение о глубинных разломах (А. В. Пейве, Р. Зондер, Г. Клоос). Широкое распространение, прежде всего также в нашей стране, получило составление тектонических карт и их использование в качестве основы для поиска полезных ископаемых.

Открытие радиоактивности не только повлияло на развитие геотектоники, но и имело другое, еще более важное следствие — создание *абсолютной геохронологии*. До этого возраст Земли пытались определить косвенными методами (остывание земного шара, накопление солей в Мировом океане и т. п.), но лишь использование констант распада радиоактивных изотопов дало геологам средство для определения и возраста Земли, и длительности отдельных геологических эр и периодов, и корреляции лишенных органических остатков магматических и метаморфических пород, в особенности докембрийских. Первая попытка создания абсолютной геохронологической шкалы, в целом удачная, принадлежала выдающемуся шотландскому геологу А. Холмсу (1948).

Традиционная *биостратиграфия* обогатилась за счет вовлечения в изучение микроскопических остатков организмов; возникли микропалеонтология, палинология (спорово-пыльцевой анализ). Внутри ярусов стали различать отдельные зоны (понятие о них ввел немецкий ученый А. Оппель еще в 1856—1858 гг.). На основе достижений региональной геологии и успехов стратиграфии широкое распространение получили палеогеографические исследования.

В особые направления выделились *учение о фациях*, своими истоками восходящее еще к открытию А. Грессли (1838), что отложения одного и того же возраста могут быть сложены разными породами (осадками), и *учение о формациях*, которые перво-

начально (а в США и до настоящего времени) понимались в чисто стратиграфическом смысле. Теперь они получили более глубокое значение как естественные сообщества горных пород, возникшие в сходных физико-географических и тектонических условиях и, следовательно, могущие служить показателями этих условий.

К числу наук, обособившихся в XX в., относится также наука об осадочных породах — *литология*, выделившаяся из петрографии, в которой главное внимание сосредоточилось на магматических и метаморфических породах, в то время как осадочные требовали других методов изучения. Большую роль в становлении литологии играло (и продолжает играть) изучение современных осадков, что было показано немецким ученым И. Вальтером (1893—1894) и затем американским исследователем У. Твенхоффом, а у нас А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым. Л. В. Пустовалов и особенно Н. М. Страхов создали современную теорию образования осадочных пород — литогенеза, указав на большое значение в этом процессе тектоники и климата. Развитие литологии в большой степени стимулировалось все возрастающим значением полезных ископаемых осадочного происхождения в экономике промышленно развитых стран.

На рассматриваемом этапе сформировались две специальные науки, посвященные изучению горючих ископаемых, — *геология угля* и *геология нефти* (в дальнейшем и газа). Если для угля проблема его происхождения была решена уже М. В. Ломоносовым и оставалось выяснить закономерности размещения и типы угольных бассейнов, то для нефти эта проблема все еще была дискуссионной, и на ее решение претендовали две гипотезы: органического и неорганического (вернее, абиогенного) генезиса. К концу этапа большинство фактов совершенно очевидно свидетельствовало в пользу первой гипотезы, которая благодаря трудам И. М. Губкина, Н. Б. Вассоевича и их зарубежных коллег превратилась уже в развитую теорию — осадочно-миграционную, по Вассоевичу. На ее основе изучались и закономерности распределения нефтегазоносных бассейнов (И. О. Брод) разных типов и отдельных месторождений и залежей.

Заметный прогресс наблюдался в учении о рудных месторождениях и в тесно связанной с ним петрографии, все больше превращавшейся в петрологию. В *петрографии* на более широкой фактической основе продолжали разрабатываться классификации магматических пород, проблема родоначальной магмы (базальтовой — Р. А. Дэли, Н. Л. Боуэн, А. Н. Заварицкий) или магм (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и др.), механизм дифференциации. Особое внимание привлекла проблема происхождения гранитов, в решении которой наметилось два течения — магматическое и метаморфическое («трансформистское»). В учении о метаморфизме принципиально новым было понятие, о глубинных зонах (американский петрограф Ч. Р. Ван Хайз, немецкий ученый У. Грубенманн, 1904 и литовско-русский ученый И. Д. Лукашевич, 1908), или фациях (финский ученый П. Эскола, 1920), метаморфизма.

К началу XX в. в учении о рудных месторождениях. победой сторонников глубинного происхождения рудного вещества закончилась их дискуссия с приверженцами его выщелачивания из вмещающих пород поверхностными водами. Теперь на повестку дня ставятся проблемы связи тех или иных руд с определенными типами магматических пород и тектоническими обстановками, проблема зональности оруденения по отношению к гранитным батолитам (в США — В. Линдгрэн, В. Эммонс, в СССР — С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин), переотложения руд (западногерманский ученый Г. Шнайдерхен, 1952). Возникает новое направление — *металлогения* (Л. де Лоне), изучающая закономерности размещения руд в пространстве и во времени в связи с тектоникой.

Заканчивая рассмотрение этого этапа развития геологии, отметим рождение еще двух новых наук — *инженерной геологии* и *мерзлотоведения*. Создание второй было целиком делом советских ученых (М. И. Сумгин), в создании первой они также принимали активное участие (Ф. П. Саваренский и др.). Значительных успехов достигла и *гидрогеология*, особенно в разработке проблемы гидрогеологической и гидрохимической вертикальной, а также горизонтальной зональности подземных вод. Начиная с работ В. И. Вернадского подземные воды стали рассматриваться как часть более обширной системы природных вод.

Новый перелом в развитии геологии приходится на конец 50-х — начало 60-х годов. Он совпал во времени с началом общей научно-технической революции и представляет, по существу, отражение этой революции в данной области естествознания. Действительно, непосредственным толчком для пересмотра старых представлений и появления новых послужили открытия, сделанные с помощью новых приборов, поступивших в эти годы на вооружение геологов, геофизиков и геохимиков.

Наступление нового этапа наиболее ярко проявилось в коренном пересмотре взглядов в *геотектонике*, в возрождении мобилизма и его торжестве над фиксизмом. Как указывалось в главе 19, предпосылками этого поворота были достижения геофизики и морской геологии — открытие астеносферы (Б. Гутенберг), палеомагнетизма (К. Ранкорн), явлений инверсии магнитного поля (А. Кокс), мировой системы срединно-океанских хребтов и осложняющих их рифтов (Б. Хейзен и др.), линейных магнитных аномалий в океанах, уменьшения мощности осадков к срединным хребтам, подтверждение коренного отличия мощности и состава океанской и континентальной коры (М. Юинг и др.), уточнение расположения эпицентров землетрясений и определение направления смещений в их очагах и др. Результатом этих открытий было появление гипотезы спрединга океанского дна (Г. Хесс, Р. Дитц, 1961—1962) и, наконец, теории тектоники литосферных плит (1968). Получив решающее подтверждение в ходе глубоководного океанского бурения, эта теория в течение 70-х годов распространилась практически почти на все отрасли геологии, вклю-

чая и некоторые прикладные — учение о рудных месторождениях, геология нефти и газа.

Вместе с тем именно на этом этапе геология стала подлинно глобальной наукой, ибо ее горизонты раздвинулись во всех направлениях. Были впервые получены достоверные данные о строении океанского дна, геологические исследования распространились на самые отдаленные и труднодоступные районы планеты (Антарктида, Тибет, Амазония и др.) и охватили ее, таким образом, целиком. Была создана теория океанского литогенеза (А. П. Лисицын), дополнившая представления Н. М. Страхова, разработанные на континентальном материале. Микропалеонтологическое изучение осадочного слоя океанов выявило реальность и глобальность даже зональных стратиграфических подразделений. В стратиграфию мощно проникли такие физические методы, как радиогеохронометрия; возникли магнитостратиграфия, сейсмостратиграфия. Кроме того, в изучение были вовлечены новые группы организмов, например загадочные конодонты; палеонтологический метод был распространен на верхний докембрий, а органические остатки были найдены почти во всем разрезе докембрия. Применение изотопной геохронометрии впервые позволило провести межрегиональную корреляцию докембрия и на этой основе открыть новый раздел исторической геологии, охватывающий 7/8 истории Земли.

Высокого совершенства достигли геофизические, и прежде всего сейсмические, методы изучения земной коры и всей Земли. Они позволили осветить строение осадочной оболочки и коры в целом в пределах континентов и океанов и выявить неоднородность мантии. Это дает основание надеяться на обнаружение реальных связей между процессами в глубинах мантии и литосфере. Изучение поведения различных веществ при сверхвысоких давлениях, ранее недостижимых в эксперименте, принесло подтверждение гипотезы железного ядра Земли. Прогресс в технике бурения позволил проникнуть на глубину более 12 км в кору континентов (Кольская сверхглубокая скважина) и осветить строение двух верхних слоев океанской коры.

Новые возможности открыло коренное усовершенствование методов изучения химического состава минералов и горных пород. Ныне по одному зерну минерала зонального строения можно прочесть условия образования и историю становления данной горной породы и целого комплекса горных пород. Огромное значение приобрела геохимия изотопов, превратившихся в важнейшие индикаторы происхождения и эволюции пород, минералов, руд самого различного типа. Новая отрасль геохимии — органическая геохимия — принесла решающие доказательства в пользу биогенного происхождения нефти. Проблема происхождения магматических пород, ранее решавшаяся в основном умозрительным путем, теперь впервые получила убедительное решение в свете экспериментальных данных.

Прорыв человека в космос открыл новые горизонты и перед

геологическими науками. Изучение поверхности Земли из космоса позволило обнаружить новые черты в строении земной коры, а именно линейменты — протяженные линейные зоны дислокаций, о которых ранее только догадывались (У. Хоббс, 1910), и кольцевые структуры разного масштаба. Исследование других планет Солнечной системы и Луны дает ценный материал для суждения о ранних стадиях эволюции Земли, ибо все эти небесные тела, кроме Венеры, остановились в своем активном развитии на более ранних ступенях, чем Земля, а Венера, хотя и продолжает активно развиваться, но также отстала в этом отношении от Земли.

В наши дни в геологических науках, прежде всего в геофизике, а также в тектонике и палеонтологии все шире применяются современные методы вычислительной техники (ЭВМ). Геологические науки перестраиваются на основе системного анализа. Все это показывает, что древняя наука геология испытывает непрерывное омоложение, все дальше продвигаясь в решении стоящей перед ней сверхзадачи — создания всеобъемлющей теории Земли.

Рассматривая теперь историю геологии в целом, можно отметить в ее развитии ряд черт, свойственных и другим естественным наукам: 1) ускорение прогресса науки во времени (сравните длительность подготовительных периодов и периода научной геологии); 2) чередование в развитии геологии коротких эпох быстрых изменений (скачков, революций) и длительных эпох медленной эволюции, накопления фактических данных, в конце концов «взрывающих» старые представления и вызывающих появление новых; в истории геологии было шесть таких революций: в античное время, в эпоху Возрождения, в середине и в конце XVIII в. и середине XIX в., в начале и в 60-е годы XX в.; они в общем совпали с революциями в других областях естествознания; 3) развитие через борьбу противоположных концепций: непутизм и плутонизм, катастрофизм и эволюционизм, фиксизм и мобилизм и т. д.; 4) возрастание «технической вооруженности» геологов; 5) возрастание роли геологии в развитии человеческого общества. Среди факторов, способствующих прогрессу геологии, следует отметить, во-первых, развитие промышленности, требовавшей все больших объемов все более разнообразного минерального сырья, а также строительства; во-вторых, успехи фундаментальных наук — физики, химии, математики и смежных естественных наук — астрономии, биологии, а также техники и, в-третьих, естественное стремление человека к расширению своих знаний об окружающем мире (внутренняя логика развития).

## 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЛУЖБА И ЕЕ ОЧЕРЕДНЫЕ ЗАДАЧИ

История создания в нашей стране геологической службы восходит к эпохе Ивана Грозного, когда в России был учрежден Приказ каменных дел (1584), ведавший поисками, добычей и обработкой естественных строительных материалов. Еще раньше на Руси начали развиваться стекольное производство, разработка



слюды (в Карелии), минеральных красок, соляной промысел, производились каптаж источников, устройство колодцев, добыча железной руды, обработка драгоценных камней. В XVI в. в связи с возникновением металлургических и других горнорудных заводов возникает и новая профессия — рудознатцев, или рудоискателей. В сферу поисков постепенно вовлекаются кроме железных руд руды меди, свинца, серебра, золота, олова. В 1700 г. указом Петра I был утвержден Приказ рудокопных дел, в 1718 г. замененный Берг-коллегией, т. е. горной коллегией. Последняя просуществовала до 1802 г., когда в связи с организацией министерств ее функции были переданы в Департамент горных и соляных дел Министерства финансов. В дальнейшем он был заменен Горным департаментом Министерства государственных имуществ.

Начало регионально-геологических исследований в нашей стране связано с деятельностью М. В. Ломоносова — инициатора академических экспедиций конца XVIII в., направленных в разные области России, вплоть до Приамурья. В начале и середине XIX в. региональные исследования ведутся в основном силами университетских геологов. Однако уже в 60-е годы ряд прогрессивных ученых-геологов ставит вопрос перед царским правительством о создании государственной геологической службы по примеру западноевропейских стран, Канады, США и Японии. Лишь в 1882 г. правительство уступило этим настояниям, и был создан Геологический комитет (Геолком), сыгравший большую роль в геологическом изучении России, несмотря на малочисленность штата и благодаря высокой квалификации сотрудников. С 1885 г. в течение 18 лет Геолком возглавлял великий русский геолог А. П. Карпинский, впоследствии первый выборный президент Академии наук. Комитетом была начата планомерная геологическая съемка территории страны, в первую очередь ее основных рудных (Урал, Кривой Рог), угольных (Донбасс), нефтяных (Кавказ) районов. Уже в 1892 г. Геолкомом была издана обзорная геологическая карта европейской части России и Урала в масштабе 60 верст в одном дюйме (второе издание в 1916 г.)<sup>1</sup>. К моменту Великой Октябрьской революции съемкой было покрыто, однако, лишь 30% территории Российской империи; азиатская часть государства оставалась практически не изученной.

Геологический комитет просуществовал до 1923 г., когда в связи с развертыванием работ по индустриализации страны его структура уже перестала удовлетворять все возрастающим потребностям народного хозяйства. После ряда реорганизаций в 1945 г. было создано Министерство геологии СССР, первое в своем роде в мире (по примеру нашей страны такое министерство позже было образовано и в Китайской Народной Республике).

Министерство геологии СССР является союзным. В союзных и автономных республиках, краях и областях имеются территори-

<sup>1</sup> Первые такие карты, еще более мелкомасштабные, появились в 40-е годы XIX в.

альные производственно-геологические объединения, которым подчиняются отдельные экспедиции. При Мингео СССР существует ряд научно-исследовательских институтов (главный из них — Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт — ВСЕГЕИ в Ленинграде — прямой наследник Геолкома, размещающийся в его здании) и несколько научно-производственных объединений. Помимо Министерства геологии свои геологические службы (управления) имеет и ряд промышленных министерств — нефтяной, газовой, угольной промышленности, черной и цветной металлургии, химической промышленности, удобрений, Госстрой СССР. Некоторые из них имеют и свои исследовательские институты. Но основная научная работа в области геологии проводится по линии АН СССР, в составе которой имеется Секция наук о Земле и в ней Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук, и по линии академий наук союзных республик.

Достижения советской геологии были наглядно продемонстрированы на XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве в 1937 г. и особенно на XXVII сессии также в Москве в 1984 г. Уже на конгрессе 1937 г. была представлена геологическая карта всей территории СССР в масштабе 1 : 5 000 000, правда с «белыми пятнами» в Арктике и на Северо-Востоке, а в 1956 г. издана геологическая карта в масштабе 1 : 2 500 000 уже без «пятен», удостоенная Ленинской премии (переиздана к конгрессу 1984 г., с добавлением акваторий). В настоящее время закончено издание геологической карты страны в масштабах 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000; осуществляется картирование в масштабе 1 : 50 000 в первую очередь промышленно важных районов.

Советские геологи на всем протяжении времени после Великого Октября успешно обеспечивали развивающуюся промышленность минеральным сырьем, а сельское хозяйство — удобрениями, в том числе в период Великой Отечественной войны, когда враг временно захватил такие важные горнодобывающие районы, как Донбасс (уголь), Кривой Рог (железо), Никополь (марганец), Кубань (нефть). Часть добываемого минерального сырья экспортируется за границу, главным образом в социалистические страны, не богатые таким сырьем, но некоторая часть — и в капиталистические, например газ в ряд стран Западной Европы.

Очередные задачи нашего геологического производства и науки формулируются в решениях партийных съездов и более подробно в пятилетних планах развития народного хозяйства СССР.

В «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года» перед учеными, работающими в области наук о Земле, поставлены задачи: «Комплексно исследовать строение и эволюцию земной коры, биосферы, Мирового океана..., космическое пространство» (с. 283), а также «Обеспечить дальнейшее укрепление и расширение минерально-сырьевой базы страны, повышение эффективности и качества подготовки к освоению разведанных запасов полезных ископаемых» (с. 295).

## Литература

### К главе 1

- Аллисон А., Палмер Д. Геология. — М., 1984. — 450 с.  
Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Общая геология. — 3-е изд. — М., 1973. — 592 с.  
Жуков М. М., Славин В. И., Дунаева Н. Н. Основы геологии. — М., 1970. — 527 с.  
Земля. Введение в общую геологию. — М., 1974. — Т. 1, 2.  
Лебедева Н. Б. Пособие к практическим занятиям по общей геологии. — М., 1986. — 100 с.

### К главе 2

- Беляевский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. — М., 1981. — 43 с.  
Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры // Геотектоника. — 1985. — № 1. — С. 3—14.  
Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород. — М., 1985. — 247 с.  
Лебедева Н. Б. Пособие к практическим занятиям по общей геологии. — М., 1986. — 100 с.  
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. — М., 1965. — 378 с.  
Миловский А. В., Кононов О. В. Минералогия. — М., 1983. — 310 с.  
Очерки сравнительной планетологии. — М., 1981. — 323 с.  
Павленкова Н. И. Глубинные неоднородности Земли // Природа. — 1983. — № 12. — С. 36—48.  
Петрография. Под редакцией А. А. Маракшева. — М., 1976—1986. — Ч. I—III.  
Тектоносфера Земли. — М., 1978. — 531 с.  
Трусова И. Ф., Чернов В. И. Петрография магматических и метаморфических горных пород. — М., 1982. — 271 с.  
Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. — М., 1985. — 326 с.  
Ярошевский А. А. О химическом составе гранулит-базитового слоя континентальной коры и химическом строении земной коры с позиций концепции геохимического баланса // Геохимия. — 1985. — № 8. — С. 1139—1147.

### К главе 3

- Войткевич Г. В. Геологическая хронология Земли. — М., 1984. — 129 с.  
Друщиц В. В., Обручева О. П. Палеонтология. — М., 1971. — 414 с.  
Орлов Ю. А. В мире древних животных. — М., 1968. — 209 с.

### К главе 4

- Барсуков В. Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Геохимия. — 1981. — № 11. — С. 1603—1615.  
Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. — М., 1983. — С. 166—167.  
Рудник В. А., Соболев Э. В. Ранняя история Земли. — Л., 1984. — 350 с.

Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. — М., 1969. — 243 с.

Уиппл Ф. Л. Семья Солнца. — М., 1984. — 150 с.

### К главе 5

- Бушинский Г. И., Теняков В. А. Выветривание — процессы, породы и руды // Литология и полезные ископаемые. — 1977. — № 5. — С. 10—19.  
Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 228. — Л., 1977. — 158 с.  
Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. — М., 1976. — 343 с.  
Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения / Под ред. В. И. Смирнова. — М., 1980. — 280 с.  
Процессы континентального литогенеза. — М., 1980. — 212 с.

### К главе 6

- Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. — Л., 1979. — 487 с.  
Орлова А. В. Пустыни как функция планетарного развития. — М., 1978. — 161 с.  
Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. — М., 1983. — 225 с.

### К главе 7

- Елисеев В. И. Закономерности образования пролювия. — М., 1978. — 232 с.  
Заславский М. Н. Эрозиоведение. — М., 1983. — 320 с.  
Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. — М., 1972. — 183 с.  
Коржувев С. С. Геоморфология речных долин и гидротехническое строительство. — М., 1977. — 174 с.  
Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. — М., 1963. — 265 с.  
Проблемы перестройки и перехвата речных долин // Материалы совещания геоморфологической комиссии. — М., 1975. — 159 с.  
Процессы континентального литогенеза. — М., 1980. — 212 с.  
Сладкопевцев С. А. Изучение и картографирование рельефа с использованием аэрокосмической информации. — М., 1982. — 261 с.  
Чистяков А. А. Горный аллювий. — М., 1978. — 269 с.  
Чистяков А. А. Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов // Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 10. — М., 1980. — 163 с.  
Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных образований. — М., 1966. — 239 с.

### К главе 8

- Гвоздецкий Н. А. Карст. — М., 1981. — 214 с.  
Гидрогеология / Под ред. В. М. Шестакова и М. С. Орлова. — М., 1984. — 303 с.  
Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных подземных вод. — М., 1972. — 279 с.  
Золотарев Г. С. Инженерная геодинамика. — М., 1984. — 327 с.  
Климентов П. П., Богданов Г. Я. Общая гидрогеология. — М., 1979. — 356 с.  
Питьева К. Е. Гидрогеохимия. — М., 1978. — 317 с.  
Романовский Н. Н. Подземные воды криолитозоны. — М., 1983. — 224 с.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. — М., 1962. — 321 с.  
Шестаков В. М. Динамика подземных вод. — 2-е изд. — М., 1979. — 368 с.

#### К главе 9

Зимы нашей планеты (Земля подо льдом) / Под ред. Б. Джонса. — М., 1982. — 333 с.  
Кожевников А. В. Антропоген гор и предгорий. — М., 1985. — 181 с.  
Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. — М., 1976. — 332 с.  
Лазуков Г. И. Плейстоцен территории СССР. — М., 1980. — 261 с.  
Левков Э. А. Гляциотектоника. — Минск, 1980. — 264 с.  
Основные морены материковых оледенений (материалы международного симпозиума) / Под ред. Е. В. Шанцера и Ю. А. Лаврушина. — М., 1978. — 242 с.  
Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. — М., 1975. — 222 с.  
Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. — М., 1978. — 201 с.

#### К главе 10

Ершов Э. Д. Криолитогенез. — М., 1982. — 210 с.  
Мерзлотоведение (краткий курс) / Под ред. В. А. Кудрявцева. — М., 1981. — 238 с.  
Попов А. И. и др. Криогенные формы рельефа. — М., 1983. — 40 с.  
Романовский Н. Н. Холод Земли. — М., 1980. — 190 с.  
Романовский Н. Н. Подземные воды криолитозоны. — М., 1983. — 224 с.  
Суходревский В. Д. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. — М., 1979. — 280 с.

#### К главе 11

Зейболд Е., Бергер В. Дно океана (введение в морскую геологию). — М., 1984. — 320 с.  
Леонтьев О. К. Морская геология. — М., 1982. — 344 с.  
Лисицын А. П. и др. Биогеохимия океана. — М., 1983. — 368 с.  
Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. — М., 1978. — 389 с.  
Лисицын А. П. Лавинная седиментация в океане // Литология и полезные ископаемые. — М., 1984. — 179 с.  
Логвиненко Н. В. Морская геология. — Л., 1980. — 344 с.  
Океанология. Геология океана: геологическая история океана. — М., 1980. — 464 с.  
Океанология. Геология океана: осадкообразование и магматизм океана. — М., 1979. — 415 с.  
Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. — М., 1984. — 222 с.  
Шопф Т. Палеоокеанология. — М., 1982. — 311 с.

#### К главе 12

Березин Н. А. и др. Мир зеленого безмолвия. Болота, их свойства и жизнь. — М., 1983. — 160 с.  
Богословский Б. Б. Основы гидрогеологии суши. Реки, озера, водохранилища. — Минск, 1974. — 214 с.

Ниценко А. А. Краткий курс болотоведения. — М., 1967. — 148 с.

#### К главе 13

Золотарев Г. С. Инженерная геодинамика. — М., 1983. — 327 с.  
Флейшман С. М. Сели. — Л., 1978. — 312 с.

#### К главе 14

Белоусов В. В. Структурная геология. — М., 1986. — 244 с.  
Михайлов А. Е. Структурная геология и геокартирование. — 3-е изд. — М., 1984. — 464 с.  
Никонов А. А. Современные движения земной коры. — М., 1979. — 184 с.  
Новейшая тектоника континентальных, переходных и океанических областей Земли. — М., 1984. — 110 с.  
Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. — М., 1985. — 326 с.

#### К главе 15

Болт Б. В. В глубинах Земли: о чем рассказывают землетрясения. — М., 1984. — 189 с.  
Болт Б. А. Землетрясения. — М., 1981. — 256 с.  
Никонов А. А. Землетрясения. Прошлое, современность, прогноз. — М., 1984. — 192 с.  
Никонов А. А., Хромовских В. С. По следам сильных землетрясений. — М., 1984. — 150 с.

#### К главе 16

Апродов В. А. Вулканы. — М., 1982. — 368 с.  
Влодавец В. И. Вулканы Земли. — М., 1973. — 168 с.  
Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород. — М., 1985. — 248 с.  
Маракушев А. А. Вулканизм Земли / Природа. — 1984. — № 9. — С. 64—74.  
Мархинин Е. К. Вулканизм. — М., 1985. — 288 с.  
Петрография. — Т. 2. — М., 1981. — 326 с.

#### К главе 17

Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. Т. 2. — М., 1985. — 319 с.  
Винклер Г. Г. Генезис метаморфических пород. — М., 1979. — 327 с.  
Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород. — М., 1985. — 248 с.  
Петрография. Т. 3. — М., 1986. — 384 с.

#### К главе 18

Монин А. С. История Земли. — Л., 1977. — 228 с.  
Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Ранние стадии истории Земли. — Л., 1981. — 240 с.  
Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Поздние стадии истории Земли. — Л., 1981. — 408 с.

#### К главе 19

- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. — М., 1979. — 311 с.  
Проблема расширения и пульсации Земли. — М., 1984. — 192 с.  
Унксов В. А. Тектоника плит. — Л., 1981. — 288 с.

#### К главе 20

- Котлов Ф. В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. — М., 1978. — 261 с.  
Мирлин Г. А. Минеральные ресурсы на рубеже XX и XXI столетий // Изд. АН СССР. Сер. геол. — 1983. — № 9. — С. 3—24.  
Толстой М. П. Человек — преобразователь природы. — М., 1984. — 88 с.

#### К главе 21

- Гордеев Д. И. История геологических наук. — М., 1967—1972. — Ч. 1, 2. — 323 с.  
История геологии. — М., 1973. — С. 355—377.  
Козловский Е. А. Задачи отраслевой геологической науки в свете решений XXVII съезда КПСС // Сов. геология. — 1985. — № 6. — С. 3—12.  
Материалы XXVII съезда КПСС. — М., 1986. — 352 с.

### Предметный указатель

- Абиссальная равнина 215  
Абляция 169  
Абразионная терраса (бенч) 227  
Абразия 226, 210  
Авандельта 130  
Автоморфная растительность 78  
Автохтон 294  
Агломерат 344  
Адсорбция 136  
Адыры 97  
Аккреция гетерогенная 67  
Аккумуляция 102, 111, 115, 210  
Аласы 200  
Алеврит 259  
Аллохтон 294  
Аллювиально-дельтовая равнина 131  
Аллювий 115  
— констративный 121  
— перстративный 120, 131  
— пойменный 119  
— русловой 119  
— старичный 129  
Анатексис 367  
Ангидрит 260  
Анизотропные кристаллы 21  
Аномалии магнитные 16  
Анортозит 44, 359  
Антарктический ледяной щит 167  
Антецедентная долина 124  
Антиклиналь 290, 291  
Антиклинорий 292  
Антрацит 252  
Апвеллинг 222  
Артезианский бассейн 145  
Археоциаты 47  
Асимметрия речных долин 118  
Ассимиляция 364  
Астенолиты 392  
Астеносфера (волновод) 14, 358  
Астроблемы 60, 378  
Асфальт 261  
Атолл (кольцевой риф) 238  
Афелий 188  
Атрио 332  
Ахондриты 61  
Аэрофотоснимки 8  
  
Базальты толеитовые 359  
— щелочные 359  
Базис эрозии 104, 111  
— местный 112  
Байджерахи 200  
Балка 104  
Бар 200  
Бараний лоб 173  
Бархан 98  
  
Барьерный риф 238  
Батолит 353  
Бедленд 412  
Бентос 226  
— подвижный 226  
Бенч 234  
Берг-коллегия 430  
Береговой вал 229  
— риф 238  
Биогеохимия 423  
Биостратиграфия 425  
Биоценоз 225  
Бичмалит 353  
Бластомилонит 371  
Бокситы 269  
Болота верховые 271  
— лесные 270  
— низинные 271  
— приморские 271  
Брахисинклиналь 291  
Брекчия 259  
— тектоническая 295  
— ударная  
Бровка шельфа 211  
Бугры пучения 202  
Булгуньяхи 203  
  
Валуны ледниковые 173  
(эратические)  
Ванны выпаживания 173  
Ватты 236  
Век 36  
Венера 55  
Верховодка 141  
Взброс 293  
Влагоемкость 138  
— максимальная 138  
— молекулярная 138  
— полная 138  
Воды подземные 136  
— артезианские 144  
— возрожденные 141  
— гравитационные 137  
— грунтовые 142  
— инфильтрационные 139  
— капиллярные 137  
— конденсационные 140  
— криогалинные 196  
— кристаллизационные 138  
— межмерзлотные 196  
— межпластовые ненапорные 144  
— минеральные 147  
— надмерзлотные 185  
— подвешенные 137  
— подмерзлотные 195

— подтянутые 137  
— седиментогенные 140  
Водопроницаемость 138  
Водораздел 133  
Водосборный бассейн 106  
Водоупорное ложе 138  
Воклюзы 157  
Волосы Пеле 344  
Волноприбойная ниша 227  
Временные горячие потоки 106  
Вулкан грязевой 342  
— паразитический 339  
— щитовой 336  
Вулканизм поверхностный (эффузивный) 330  
Вулканические бомбы 344  
— газы 346  
— извержения 331  
Вулканический очаг 331  
— пепел 344  
— песок 344  
— туф 345  
Выветривание 69  
— морозное 72  
— физическое 70  
— химическое 73  
Гайоты 215  
Галит 248  
Галогенез 248  
Галоидные соединения 23  
Гаммады 97  
Гейзеры 342  
Геобарометры 368  
Геонд 11  
Геокриология 191  
Геоморфология 6, 420  
Геотектоника 427  
Геотермометры 368  
Геологический комитет 430  
Геология динамическая 6  
— инженерная 5, 427  
— историческая 6  
— космическая 5  
— морская 8  
— нефти и газа 426, 428  
— прикладная (практическая) 5  
— планет 53  
— угля 426  
Геотермическая ступень 17  
Геотермический градиент 17  
Геофизика 422  
Геохимия 6, 423  
— изотопов 428  
— органическая 428  
Геохронология абсолютная 41, 425  
Гиалокластиты 344  
Гибридизм 364  
Гидрогеология 5, 422  
Гидроизогипсы 144  
Гидролакколит 204

Гидролиз 75  
Гидростатический напор 146  
Гипабиссальные тела 353  
Гипергенез 70, 254  
Гипотеза Канта — Лапласа 63  
— контракции 388, 419  
— перемещения (дрейфа) материков 390  
— подкорковых течений 424  
— поднятий 388, 416  
— пульсационная 389, 421  
— расширяющейся Земли 390, 424  
— спрединга 394, 427  
— ундационная 424  
Гипс 460  
Гипсографическая кривая 29  
Глауберит 248  
Глауконит 241  
Глубинное сейсмическое зондирование 424  
Глубоководные желоба 214  
Гляциодепрессии 173  
Гляциодислокации 173, 177  
Гнейсы 376  
Гондвана 185, 384, 386  
Горизонт базальный 117  
— гумусовый 87  
Горные породы — см. Породы  
Горный департамент 430  
Горст 295  
Грабен 295  
Гравиметрия 422  
Градационная текстура 243  
Гранат 354  
Гранит 354, 361  
Гранит-порфир 358  
Гранодиорит 356  
Гранодиорит-порфир 353  
Гранитогнейсовый слой 30  
Граница Конрада 30  
Гранулит-базитовый слой 30  
Гранулиты 377  
Грейзены 371  
Грунтоведение 8  
Грунты 8  
Дайка 356  
Движение воды ламинарное 142  
Движения тектонические 287, 288  
— волновые 223  
— вертикальные 288  
— горизонтальные 288  
— новейшие 288  
— радиальные 288  
— современные 288  
— тангенциальные 288  
Дебит 143  
Дельта 129  
— сухая 107  
Делювий 102

Денудация 79  
— водная 133  
Департамент горных и соляных дел 430  
Десквамация 72  
Детрит 233  
Дефляция 91  
Деформация пород 286  
Джеспилиты 257  
Диабаз 358  
Диагенез 247  
Диаклазы 292  
Диапир 292  
— магматический 356  
Диатомит (диатомовый трепел) 260, 265  
Диатомовые водоросли 226  
Диатомовый ил 244  
Диатремы 341  
Диафорез 375  
Дивергенция 222  
Диорит 356  
Дискордантные тела 353  
Дислокации тектонические дизъюнктивные 286, 290  
— инъективные 286, 290  
— пликативные 286, 290  
— разрывные 286, 290  
— складчатые 286, 290  
Дифференциация магмы 362  
Долины  
— эпигенетические 124  
Доломит 260  
Дресва 259  
Дрейкантеры 92  
Друмлины 176  
Дунит 356  
Дюны 100  
Жерло 332  
Жесткость воды 149  
Живая сила реки 111  
Жилы 354, 356  
— гидротермальные 336  
Замок складки 290  
Зеленокаменные пояса 383  
Землетрясения техногенные (возбужденные) 328  
Земля 56  
Земная кора 4, 13, 29  
Зеркало грунтовых вод 142  
— скольжения 295  
Зона аэрации 142  
Зональность гидрохимическая 149  
— вертикальная 233  
— климатическая 233  
— циркумконтинентальная 233  
Зоопланктон 225  
Зрелость долины 117  
Зювяты 380

Игнимбрит 346  
Извержения пирокластовые 334  
— взрывные 334, 340  
— экструзивные 340  
— эффузивные 334  
Известняк 260  
— оолитовый 260  
— фузулиновый 260  
— швагериновый 260  
Излучина 116  
Изогоны 16  
Изоклины 16  
Изоморфизм 26  
Изопьезы 146  
Изоэстация 422  
Ил зеленый (глауконитовый) 241  
— красный 241  
— радиоляриевый 245  
— синий 240  
Импактиты 378  
Инверсия (обращение) 16  
Индексы стратиграфические 45  
Инсоляция 164  
Интрузивные тела 352  
Интрузии расслоенные (стратиморфные) 359  
Инфильтрация (просачивание) 102  
Исключаемые руководящие 41  
Источники 151  
— восходящие 151  
— нисходящие 151  
— субмаринные 151  
Кальдера 332  
Каменная соль 260  
Каменные полигоны 206  
Каменный уголь 252  
Камнепады 275  
Камы 179  
Канал стока 106  
Каньоны 115  
— подводные 212  
Карбонаты 23  
Карст 152  
Карстовые воронки 153  
— котловины 155  
— поля 155  
Карта геологическая 7  
Картирование геологическое 8  
— объемное 8  
Катагенез 252  
Катаклазиты 379  
Катастрофизм 417  
Каустобиолиты 252, 261  
Квадратура 222  
Кварциты 371  
Кератофиры (альбитофиры) 375  
Кимберлит 341, 360  
Кларки 207  
Клиппы 294  
Клиф 227

- Коагуляция 132  
 Кокколитофориды 226  
 Коллектор 253  
 Коллювий 273  
   — селевой 279  
 Коматиты 359  
 Кометы 60  
 Конвергенция 222  
 Конгломерат 259  
 Конкордантные тела 353  
 Конкреции 251  
   — железомарганцевые 246  
 Континентальное подножие 213  
 Континентальный (материковый) склон 211  
 Континентальный тип земной коры 229  
 Конус выноса 104, 106  
   — разрушения 380  
 Кора выветривания 78  
   — латеритная 79  
   — линейная 83  
   — площадная 82  
 Коралловый риф 238  
 Корразия 91  
 Корреляция 128  
 Коса 231  
 Космоснимки 8  
 Космохимия 423  
 Котловины гейзерные 264  
   — глубоководные 214  
   — карстовые 155  
   — фумарольные 264  
 Кюэсит 380  
 Красная океаническая глина 245  
 Кратер 332  
   — метеоритный 60  
 Креационизм 418  
 Криолитозона 191  
 Криопэги (см Вода криогалинная) 196  
 Криотурбация 199  
 Крип (ползучесть) 274, 275, 286  
   — антропогенный 275  
   — глубинный 275  
   — криогенный 275  
   — склоновый 275  
 Кристаллография 5, 419  
 Кристаллохимия 5, 423  
 Кристаллы 21  
   — изотропные 22  
 Крыло складки 290, 291  
   — разрыва 293  
   — висячее 293  
   — лежащее 293  
 Ксенолит 358  
 Купол 291  
 Курумы 208  
 Курчавые скалы 173  
  
**Лабрадорит 356**  
  
 Лава 330  
 Лавразия 385, 386  
 Лагуна 230, 247  
 Лакколит 354, 356  
 Ландшафт культурный 410  
   — польдерный 411  
   — селитебный 410  
 Лапилли 344  
 Лахары 280, 338  
 Ледники 164  
   — висячие 166  
   — выводные 167  
   — горные 165  
   — каровые 165  
   — материковые (покровные) 167  
   — плоскогорные 168  
   — предгорные 168  
 Ледниковые шрамы 172  
   — цирки 173  
 Ленточные глины 42, 182  
 Лёсс 95, 96, 107  
 Ликвация 362  
 Лиманы 132  
 Лимнообразия 266  
 Линеаменты 428  
 Линейность 368  
 Липарит 355  
 Литификация 249, 251  
 Литогенез 251  
 Литология 6, 251, 426  
 Литостратиграфия 36  
 Литосфера 4, 14  
 Ложе Мирового океана 215  
 Лонсдейлит 380  
 Луна 57  
 Льды подземные 194  
   — инъекционные 194  
   — пещерные 194  
   — повторно-жильные 194, 197, 198  
   — погребенные 194  
   — сегрегационные 194  
   — сингенетические 198  
  
**Магматизм эффузивный 330**  
   — интрузивный  
 Магниторазведка 424  
 Магнитостратиграфия 428  
 Мангровый лес 236  
 Мандельштейн 344  
 Мантия 13  
 Марс 57  
 Марши 236  
 Мегатея (Пангея) 383  
 Мегаталасса (Панталасса) 383  
 Международный геологический конгресс 423  
 Межень 109  
 Межледниковье 184  
 Мезозона 373  
 Мел 260  
  
**Мергель 260**  
**Мерзлотоведение 5, 427**  
**Меркурий 54**  
**Металлогения 427**  
**Метасоматоз 251, 254, 369, 371**  
**Метагенез 253**  
**Метаморфизм 28, 366**  
   — аллохимический 369  
   — ареальный 372  
   — дислокационный (динамометаморфизм) 369, 371  
   — зональный 372  
   — изохимический 372  
   — контактовый 369, 370  
   — локальный 369  
   — прогрессивный 375  
   — региональный 369, 372  
   — регрессивный 375  
   — ударный 369, 378  
**Метеориты 33, 35, 60**  
   — железные (сидериты) 61  
   — железокремнистые (сидеролиты) 61  
**Метод актуализма 9, 256**  
   — биостратиграфический 37  
   — дистанционный 8  
   — изотопный 42  
   — калий-аргоновый 43  
   — магнитометрический 16  
   — палеомагнитный 289  
   — палеонтологический 289  
   — рубидий-стронциевый 44  
   — радиоуглеродный 44  
   — самарий-неодимовый 44  
   — сезонно-климатический 42  
   — сейсмостратиграфический 37  
   — свинцово-изотопный 43  
   — стратиграфический 36  
   — углеродный 55  
**Милониты 295**  
**Минералогия 5, 420, 421**  
**Минералы аксессуарные 22**  
   — гипергенные 22  
   — породообразующие 22  
   — эндогенные 22  
**Министерство геологии СССР 430**  
**Мириабилит (глауберова соль) 248, 260**  
**Мобилизм 390, 393, 424, 427**  
**Моделирование математическое**  
**Моноклиналь 145**  
**Морена 174**  
   — абляционная 176  
   — боковая 174  
   — внутренняя 175  
   — донная 175  
   — конечная 177  
   — основная 175  
   — срединная 174  
**Моретрясение (цунами) 323**  
**Моря эпиконтинентальные 217**  
  
**Мофетты 342**  
**Муры 278**  
**Мутьевые потоки 213, 281**  
  
**Надвиг 293, 295**  
**Наледь 204**  
   — подземных вод 204  
   — речная 204  
 Намагничность 41  
 Нанопланктон 38, 41  
 Напорный градиент 143  
 Напряжения тектонические 287  
 Нарушения тектонические 287  
 Нежк 354, 356  
 Неотектоника 425  
 Нептунизм 388, 417  
 Нефтегазоносные бассейны 426, 428  
 Нефть 252  
 Ножницы террас 127  
 Ноосфера 404  
 Нунатаки 167  
  
**Обвалы 274, 275**  
**Область дренирования 142**  
   — пелагическая 226  
**Озера 263**  
   — исчезающие 157  
**Озокерит 261**  
**Океанизация (базификация) 392**  
**Океанический тип земной коры 32**  
**Окисление 73, 254**  
**Окислительно-восстановительный потенциал 250**  
**Окислы и гидроокислы 23**  
**Окно тектоническое 294**  
**Оледенение 184**  
   — березинское 185  
   — днепровское 185  
   — калининское 185  
   — московское 185  
   — окское 185  
   — ошашковское 185  
**Оолиты 240**  
   — озерные 269  
**Опока 260**  
**Оползни 276**  
   — абразионные 277  
   — глетчерные 278  
   — деляпсивные 277  
   — детрузивные 277  
   — искусственные 277  
   — подводные 242, 281  
   — сейсмогенные 277  
   — эрозионные 277  
**Оползневое тело 277**  
**Оползни-потоки 278**  
**Ортоамфиболиты 377**  
**Ортогнейсы 377**  
**Осадки абиссальные 234**  
   — батинальные 234  
   — биогенные 233, 237



- вулканогенные 239, 242
- литоральные 234
- полигенные 233
- сублиторальные 234
- терригенные 233, 236
- фораминиферовые 244
- хемогенные 233, 239
- Осевая поверхность складки 290
- Островные дуги 214
- Осцилляция 171
- Осыпь 275
- Ось складки 290
- Отдельность 358
- Отливы 222
- Отложения дельты 131
- Отложения ледников и ледниковых потоков 175
  - ледниковые (морены) 178
  - водно-ледниковые 177
  - озерно-ледниковые (лимногляциальные) 181
  - приледниковые 178
- Отмель русловая 117
- Относительная геохронология 36
- Отторженцы 173
- Очаг лавовый 354
  - магматический 331
- Палеогеография** 6
- Палеозой 389
- Палеомагнетизм 393
- Палеосейсмодислокации 323
- Палеонтология 6, 418
- Палеоокеанология 398
- Палеотектоника 6
- Пангея 385, 386
- Параамфиболиты 377
- Парагенезис 26, 368
- Парагнейсы 377
- Параклазы 292
- Паралические месторождения угля 273
- Пегматит 358, 366
- Пелиты 234
- Пемза 343
- Пенеплен 134
- Пересыпь 232
- Перигелий 188
- Перидотит 356
- Период антропогенный 52
  - вендский 47
  - девонский 49
  - карбоновый 47
  - кембрийский 49
  - меловой 51
  - неогеновый 51
  - ордовикский 47
  - палеогеновый 51
  - пермский 49
  - силурийский 47
  - триасовый 50
- четвертичный 52
- юрский 50
- Петрография (петрология) 6, 420
- Петрохимия 423
- Пещеры 157
- Пиллоу-лава 336, 344
- Пирокласты (тефра) 242
- Пиролит 359
- Планетезимали 64
- Планетология сравнительная 10, 53
- Планеты-гиганты 59
- Планктонные организмы 225
- Плато краевое 212
- Плотность Земли 14
- Плутон 59
- Плутонизм 388, 417
- Пляж 227
- Побочни 117
- Поверхность Мохоровичича (Мохо) 14
- Пойма 117
  - притеррасная 123
  - центральная 123
- Покров тектонический 293, 294
- Полигонально-валиковые образования 205
- Полиморфизм 21, 26
- Половодье 109
- Породы горные 27
  - глинистые (пелиты) 258
  - известково-щелочные 360
  - интрузивные 352
  - карбонатные 260
  - кислые 28
  - кремнистые 152
  - магматические 27
  - метаморфические 28, 366
  - мономинеральные 27
  - обломочные 258
  - осадочные 28, 258
  - основные 27
  - пирокластические 345
  - полиминеральные 27
  - ультраосновные 356
  - хемогенные 269
- Поствулканическая стадия 341
- Почва 87
  - погребенная 89
- Почвенный горизонт 87
  - перегнойно-аккумулятивный 87
  - 88
  - элювиальный 88
- Предвестники землетрясений 327
- Приказ каменных дел 429
- Приказ рудокопных дел 430
- Приливы 222
- Прирусловой вал 123
- Прогиб краевой 248
- Прогноз землетрясений 324
- Происхождение нефти 426
- Пролювий 107
- Протерозой 383, 384
- Протогеосинклиналь 383
- Протоки 130
- Протрузии 362
- Профиль равновесия реки 112
- Процессы антропогенные 404
  - гравитационные 273
  - подводно-гравитационные 280
  - склоновые 273
  - экзогенные 6
  - элизионные 140
  - эндогенные 6
- Псаммиты** 234
- Псевдоморфозы 251
- Псевдотахилиты 380
- Псефиты 234
- Пустыни 96
- Пустынный загар 93, 97
- Пьезометрический уровень 146
- Пятна-медальоны 205
- Равнины**
  - денудационные 134
  - зандровые 180
  - наклонные 107
- Радиолярии 226
- Радиолярит 260
- Разломы глубинные 293
- Разрывы коровые 293
  - трансформные 216
- Рапа 147
- Растворение 74, 254
- Регрессивная серия осадков 258
- Регрессивная (попятная) эрозия 104, 111
- Регрессия 258
- Режимные станции 144
- Реки исчезающие 155
- Речные перехваты 133
- Ригель 173
- Ритмостратиграфия 37
- Рифт 216, 295
- Роговики 370
- Россыпи 135
- Рытвина 103
- Самородные элементы** 22
- Сапропель 261, 269
- Сброс 293
- Сдвиг 294, 295
- Седиментация 233
  - лавинная 247
- Сейсмические волны 12
  - поперечные 12
  - продольные 12
- Сейсмическое районирование 325, 327
- Сейсмология 422
- Сейсморазведка 424
- Сейсмофокальная зона Заварицкого—Беньофа 322
- Сейсмостойкое строительство 324, 327
- Сейсмостратиграфия 428
- Серпентиниты (эмеевики) 362, 375
- Сиениты 356, 360
- Силлы 357
- Силикаты 23
  - каркасные 25
  - кольцевые 24
  - ленточные 25
  - островные 24
  - слоевые, или листовые 25
  - цепочечные 24
- Сингония 21
- Синклиналь 290, 291
- Синклиниорий 292
- Скарны 365, 371
- Складки 290, 291
  - асимметричные 291
  - веерообразные 291
  - гребневидные 291
  - изоклиналильные 290, 291
  - коробчатые 290, 291
  - лежащие 290, 291
  - линейные 290, 291
  - наклонные 290, 291
  - опрокинутые 290, 291
  - острые 290, 291
  - симметричные 291
  - сундучные 290, 291
- Сланцеватость 368
- Сланцы аспидные 375
  - глинистые 375
  - голубые (глаукофановые) 376
  - зеленые 376
  - кристаллические 368, 376
  - метаморфические 368
  - хлорит-серцитовые 376
- Слой (горизонт)
  - базальный 117
  - водоносный 142
  - градационный 243
  - гранитогнейсовый 30
  - культурный 409
  - термомоклинный 220
- Смерч 90
- Снеговая граница 164
- Соленость воды 149
- Солифлюкция 207
- Солнечный ветер 54
- Сольфатары 342
- Сомма 332
- Спилиты 375
- Степени (ступени) метаморфизма 375
  - амфиболитовая 375
  - гранулитовая 375
  - зеленосланцевая 375
  - цеолитовая 375
- Срединно-океанские хребты 216
- Сталагмит 159
- Сталактит 158
- Старца 118
- Стеногалинные организмы 224

- Стишовит 380  
 Стратиграфия 6, 36  
 Стратовулкан 337  
 Стратоидросфера 36  
 Стресс 371  
 Строматолиты 384  
 Структура 27  
 Структура магматических пород  
   — гранобластовая 368  
   — порфиробластовая 368  
   — тектоническая 287  
 Субвулканическая стадия 331  
 Субконтинентальный тип земной коры 32  
 Сублимация 164  
 Сульфаты 23  
 Сульфиды 22  
 Суффозия 160  
  
 Тагамиты 350  
 Такыры 97, 100  
 Танатоценоз 225  
 Текстура 27  
 Тектоника (геотектоника) 6, 28  
   — литосферных плит 287, 393, 396, 427  
   — новая глобальная 395, 396  
 Тепловой поток 16  
 Термальный купол 373  
 Терра-росса 82, 159  
 Террасы рек аккумулятивные 126, 227  
   — камовые 180  
   — надпойменные 124  
   — примкнувшие аккумулятивные 232  
   — цокольные 127  
   — эрозионные 126  
 Терриконы 409  
 Теснина 115  
 Тетраэдр 24  
 Техногенез 406  
 Тиллиты 47, 185  
 Типы вулканических извержений  
   — бандайсанский 341  
   — везувийский 338  
   — гавайский 336  
   — исландский 335  
   — кракатауский 341  
   — маарский 341  
   — пелейский 340  
   — плиннианский 338  
   — стромболианский 338  
   — трещинный 334  
   — этниинский 338  
 Томболо 232  
 Торф 252  
 Травертин 152  
 Трансгрессивная серия 258  
 Трансгрессия 258  
 Трахит 355  
  
 Трешинчатость 69, 232  
   — планетарная 293  
 Трещины морозобойные 197  
   — отседания 275  
 Трог (ледниковая долина) 173  
 Турбидиты 243  
 Турбулентное движение 110  
 Туффиты 345  
 Туфы 345  
   — шлаковые 344  
  
 Углеобразование 272  
 Уголь ископаемый 272  
   — каменный 272  
   — сапропелевый 272  
 Ультраметаморфиты 367  
 Униформизм 418  
 Устья рек 129  
 Учение о геосинклиналях и платформах 420  
   — о рудных месторождениях 420, 422, 426, 428  
   — о фациях 425  
   — о формациях 425  
   — о метаморфизме 426, 428  
 Ущелье 115  
  
 Факолит 354, 357  
 Фация 120, 255  
   — метаморфическая 374, 426  
   — сухих дельт 109  
 Фиксизм 390, 427  
 Филлит 375  
 Фирн 164  
 Фитопланктон 225  
 Флексура 290, 291  
 Флиш 243  
 Флювиогляциальные образования 102, 178, 180  
 Фораминиферовый ил 243  
 Фораминиферы 38, 226  
 Фосфаты 23  
 Фосфорит 240, 261  
 Фузулины 260  
  
 Хольвеги 92  
 Хондриты 61  
   — углистые 61  
  
 Цементация 250  
 Цунами 224, 323  
  
 Чарнокиты 377  
 Чаши 291  
  
 Шарнир складки 290, 291  
 Шарьяж 294  
 Швагериты 260  
 Шельф 211  
 Шкала геомагнитная 39  
   — геохронологическая 44  
   — стратиграфическая 418  
 Шоры 97, 100  
 Шток 353  
 Штормовые нагоны 224  
  
 Щелочность воды 149  
  
 Эвапориты 248  
 Эверзионный котел 113  
 Эволюционизм 418  
 Эвригалинные организмы 225  
 Экзарация 172  
 Эклектика 188  
 Эклогиты 377  
 Эксцентриситет 188  
 Электроразведка 424  
 Эллипсоид Красовского 11  
 Элювий 78  
 Эоловая аккумуляция 95  
   — работа 90  
   — рябь 99  
   — транспортировка 94  
 Эон архейский 46  
   — протерозойский 46  
   — фанерозойский 47  
 Эпигенез 254  
  
 Эпизоны 373  
 Эпоха геохронологическая 46  
   — тектогенеза акадская 385  
   — байкальская 385  
   — варисская 385  
   — герцинская 385  
   — заальская 385  
   — каледонская 385  
   — салаирская 385  
   — судетская 385  
   — таконская 385  
 Эра 36  
   — архейская 46, 382  
   — кайнозойская 51, 385  
   — мезозойская 50, 385  
   — палеозойская 47  
 Эрозия 103, 111  
   — боковая 114  
   — глубинная (донная) 111  
 Эстуарий 132  
 Этап геоморфологический 387  
   — неотектонический 387  
 Этмолит 353  
 Эхолотирование 211  
  
 Ядро Земли 3, 35  
 Ярус 46

# Оглавление

Предисловие . . . . .	3	6. Речные системы, их развитие и перемещение водоразделов . . . . .	133
<b>ЧАСТЬ I. ВВОДНАЯ</b>		7. Полезные ископаемые, связанные с деятельностью рек . . . . .	135
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЯ, ЕЕ ПРЕДМЕТ, ЗАДАЧИ, РАЗДЕЛЫ И МЕТОДЫ . . . . .	4	<b>ГЛАВА 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД</b> . . . . .	136
ГЛАВА 2. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ . . . . .	11	1. Виды воды в горных породах . . . . .	136
1. Форма и размеры Земли . . . . .	11	2. Происхождение подземных вод . . . . .	139
2. Внутреннее строение Земли . . . . .	12	3. Типы подземных вод . . . . .	141
3. Вещественный состав земной коры (элементы, минералы, горные породы) . . . . .	19	4. Химический состав подземных вод . . . . .	147
4. Строение земной коры . . . . .	29	5. Карстовые процессы . . . . .	152
5. Состав мантии и ядра Земли . . . . .	33	6. Значение подземных вод . . . . .	163
ГЛАВА 3. ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ . . . . .	35	<b>ГЛАВА 9. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ПОТОКОВ</b> . . . . .	163
1. Относительная геохронология и методы ее создания . . . . .	36	1. Типы ледников . . . . .	164
2. Абсолютная геохронология и методы ее восстановления . . . . .	41	2. Режим ледников . . . . .	168
3. Геохронологическая шкала . . . . .	45	3. Геологическая и рельефообразующая деятельность ледников и водно-ледниковых потоков . . . . .	171
4. Характеристика главных геохронологических подразделений . . . . .	46	4. Оледенения в истории Земли . . . . .	182
ГЛАВА 4. ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ . . . . .	52	5. Причины оледенений . . . . .	187
1. Строение Солнечной системы . . . . .	53	<b>ГЛАВА 10. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МЕРЗЛОЙ ЗОНЕ ЛИТОСФЕРЫ</b> . . . . .	190
2. Происхождение Солнечной системы и становление планеты Земля . . . . .	62	1. Основные данные о мерзлых горных породах . . . . .	190
<b>ЧАСТЬ II. ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ (экзогенные)</b>		2. Географическое распространение и мощность многолетнемерзлых горных пород . . . . .	191
ГЛАВА 5. ВЫВЕТРИВАНИЕ . . . . .	69	3. Подземные воды зоны мерзлоты . . . . .	194
1. Физическое выветривание . . . . .	70	4. Криогенные (мерзлотно-геологические) процессы . . . . .	197
2. Химическое выветривание . . . . .	73	5. Народнохозяйственное значение областей распространения многолетнемерзлых горных пород . . . . .	209
3. Роль органического мира в процессах химического выветривания . . . . .	76	<b>ГЛАВА 11. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ</b> . . . . .	210
4. Коры выветривания . . . . .	78	1. Основные черты рельефа и физико-химические особенности Мирового океана . . . . .	211
5. Научное и практическое значение изучения кор выветривания . . . . .	86	2. Разрушительная работа моря . . . . .	226
ГЛАВА 6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА . . . . .	90	3. Накопление осадков в различных зонах Мирового океана . . . . .	232
1. Дефляция и коррозия . . . . .	91	4. Накопление осадков в лагунах и солеродных бассейнах . . . . .	247
2. Эоловая транспортировка . . . . .	94	5. Преобразование осадков в осадочные породы. Процессы диагенеза и катагенеза . . . . .	249
3. Эоловая аккумуляция . . . . .	95	6. Понятие о фациях . . . . .	255
4. Пустыни как области максимального развития эолового процесса . . . . .	96	7. Осадочные горные породы . . . . .	258
ГЛАВА 7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД . . . . .	101	8. Полезные ископаемые современных осадков и осадочных горных пород . . . . .	261
1. Плоскостной склоновый сток . . . . .	102	<b>ГЛАВА 12. ОЗЕРА И БОЛОТА; ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ</b> . . . . .	263
2. Геологическая деятельность временных русловых потоков . . . . .	103	1. Происхождение озерных впадин . . . . .	263
3. Геологическая деятельность рек . . . . .	109	2. Геологическая деятельность озер . . . . .	265
4. Речные долины, их форма и развитие поймы . . . . .	115	3. Происхождение и типы болот . . . . .	270
5. Направленность и цикличность развития речных долин . . . . .	124	4. Геологическая деятельность болот и их отложения . . . . .	271
		5. Практическое использование озерных и болотных отложений . . . . .	272
		<b>ГЛАВА 13. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ</b> . . . . .	273
		1. Типы гравитационных процессов . . . . .	273
		2. Практическое значение изучения гравитационных явлений и меры борьбы с ними . . . . .	281

### ЧАСТЬ III. ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ (эндогенные)

<b>ГЛАВА 14. ДВИЖЕНИЯ, ДЕФОРМАЦИИ И ДИСЛОКАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ</b>	<b>283</b>
1. Тектонические движения	283
2. Тектонические дислокации	290
3. Основные структурные элементы земной коры и литосферы	298
<b>ГЛАВА 15. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ</b>	<b>312</b>
1. Методы изучения землетрясений	314
2. Географическое распространение землетрясений	320
3. Прогноз землетрясений и сейсмостойкое строительство	324
<b>ГЛАВА 16. МАГМАТИЗМ</b>	<b>330</b>
<b>А. Эффузивный магматизм (вулканизм)</b>	<b>330</b>
1. Стадии вулканического процесса	331
2. Продукты вулканических извержений	343
3. Географическое распространение действующих вулканов	347
4. Практическое значение изучения вулканизма	350
<b>Б. Интрузивный магматизм</b>	<b>352</b>
5. Форма и состав интрузивных тел	352
6. Происхождение магм и причины разнообразия магматических пород	358
7. Практическое значение интрузивного магматизма	364
<b>ГЛАВА 17. МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД</b>	<b>366</b>
1. Контактный метаморфизм	370
2. Динамометаморфизм	371
3. Региональный метаморфизм	372
4. Ударный метаморфизм	378
5. Практическое значение метаморфических образований	380
<b>ГЛАВА 18. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ</b>	<b>381</b>
<b>ГЛАВА 19. ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ</b>	<b>387</b>
1. Смена тектонических гипотез в истории геологии	387
2. Возрождение мобилизма. Тектоника литосферных плит	393
<b>ЧАСТЬ IV. ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ</b>	
<b>ГЛАВА 20. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА И ОХРАНА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ</b>	<b>404</b>
1. Геологическая деятельность человека	404
2. Изменение поверхности Земли и создание антропогенного ландшафта	409
3. Охрана геологической среды	411
<b>ГЛАВА 21. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЛУЖБА В СССР И ЕЕ ЗАДАЧИ</b>	<b>413</b>
1. Основные этапы развития геологии	413
2. Геологическая служба и ее очередные задачи	429
<b>Литература</b>	<b>432</b>
<b>Предметный указатель</b>	<b>437</b>