

"СПб Дом Книги" А-173  
505.00  
7 500302 408242  
Япаскурт, литология.

# ЛИТОЛОГИЯ

ISBN 978-5-7695-4685-3  
9 785769 546853

Издательский центр «Академия»  
www.academia-moscow.ru



# ЛИТОЛОГИЯ

Высшее профессиональное образование

Учебник

Учебник



О. В. Япаскурт

# ЛИТОЛОГИЯ

Естественные  
науки

О. В. ЯПАСКУРТ

# ЛИТОЛОГИЯ

**Учебник**

*Допущено*

*Учебно-методическим объединением  
по классическому университетскому образованию  
в качестве учебника для студентов  
высших учебных заведений, обучающихся  
по направлению «Геология»*



Москва  
Издательский центр «Академия»  
2008



УДК 553.078.4(075.8)  
ББК 26.31я73  
Я69

Рецензенты:

заслуженный профессор, доктор геолого-минералогических наук *Ю. К. Бурлин* (МГУ им. М. В. Ломоносова); профессор, доктор геолого-минералогических наук *В. Г. Кузнецов* (РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина)

**Япаскурт О. В.**

Я69 Литология : учебник для студ. высш. учеб. заведений. — М. : Издательский центр «Академия», 2008. — 336 с.  
ISBN 978-5-7695-4685-3

В учебнике изложены современные представления о сущности и задачах науки об осадочных породных комплексах, сведения об истории ее становления. Рассмотрены процессы и факторы стадий осадко- и породообразования, способы расшифровки механизмов этих процессов и обстановок их реализации, методики литолого-фациального, стадийного и формационного анализов осадочных комплексов. Описаны наиболее распространенные классы осадочных пород, их генезис и связанные с ними полезные ископаемые. Приведены сведения об эволюции осадочных процессов в геологической истории Земли.

Для студентов высших учебных заведений.

УДК 553.078.4(075.8)  
ББК 26.31я73

*Оригинал-макет данного издания является собственностью Издательского центра «Академия», и его воспроизведение любым способом без согласия правообладателя запрещается*

© Япаскурт О. В., 2008  
© Образовательно-издательский центр «Академия», 2008  
ISBN 978-5-7695-4685-3 © Оформление. Издательский центр «Академия», 2008

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий учебник посвящен современным концепциям фундаментальной науки об осадочных образованиях Земли — литологии. Эта наука преподается во всех геологических вузах вслед за курсами по общей геологии, кристаллографии, минералогии, палеонтологии, структурной геологии и магматической петрологии (иногда параллельно с последней, но обязательно после усвоения студентами принципов кристаллооптики). Она является необходимой ступенью для понимания основ стратиграфии, палеогеографии, исторической геологии, сейсмологии, метаморфической петрологии, геохимии, геотектоники и других важнейших для геолога учебных дисциплин. Интерес к литологии, усилившийся во всем мире на рубеже XX и XXI вв., обусловлен тем, что изучаемые ею самые распространенные на земной поверхности осадочные горные породы содержат в себе скрытую «летопись» геологического прошлого и свыше  $\frac{3}{4}$  всех известных видов полезных ископаемых, включая ценнейшее энергетическое сырье — нефть, газ, угли, горючие сланцы.

В последнее время лавинообразно накапливаются материалы о фактических наблюдениях разнообразных осадочных пород и руд на континентах и океанском дне, о результатах их исследований с помощью современной оптической электронно-микроскопической и различной прецизионной лабораторной аппаратуры. Большинство сведений рассредоточено в научно-периодических отечественных и зарубежных изданиях, малодоступных для студентов, поэтому издание предлагаемого читателю учебника представляется весьма своевременным. В нем отражены разделы современных вузовских учебных программ, а отдельные темы освещены шире программного перечня. В конце книги дан список литературы, который позволит студентам более детально изучить предмет и поможет им в подготовке рефератов и научных докладов.

Основой для написания книги послужил 35-летний опыт чтения автором соответствующих курсов на геологическом факультете Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, а также его 50-летний опыт полевых и лабораторных исследований осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических пород самого разного возраста (от докембрийского до кай-

нозойского включительно) и месторождений (на платформах и в горно-складчатых областях).

Эту книгу автор посвящает светлой памяти своего учителя, заслуженного деятеля науки РСФСР, профессора МГУ им. М. В. Ломоносова Григория Федоровича Крашенинникова.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

- БП — бассейн породообразования  
ЖМК — железомарганцевые конкреции (в океанском глубоководье)  
ЛФА — литолого-фациальный анализ  
ОБ — осадочный бассейн  
ОВ — органическое вещество  
ПК — породный компонент  
РОВ — рассеянное (в породе) органическое вещество  
СА — стадийный анализ  
СБ — седиментационный бассейн  
ФА — формационный анализ  
С<sub>орг</sub> — процентное содержание углерода органических компонент в осадке или осадочной горной породе  
P — давление (вообще)  
P<sub>s</sub> — давление литостатическое  
P<sub>st</sub> — давление стрессовое  
P<sub>f</sub> — давление флюидное  
T — температура  
ΔT — температурный градиент  
R — значение отражательной способности витринитовых компонент (в углепетрографии)

## ВВЕДЕНИЕ

Начнем с рассмотрения предмета и задач науки, которой посвящена данная книга.

Литология (от греч. *lithos* — камень, *logos* — учение) — это фундаментальный раздел геологии, направленный на исследование вещественного состава, строения и происхождения (генезиса) осадочных пород и породных ассоциаций, на раскрытие закономерностей их нахождения, условий и стадийных процессов возникновения и последующего изменения в земной коре, а также эволюции этих процессов в геологическом прошлом.

Все перечисленные здесь аспекты литологии тесно взаимосвязаны с интересами множества наук о Земле — минералогии, палеонтологии, стратиграфии, геоморфологии, палеогеографии, геохимии, петрологии, геотектоники, инженерной и экологической геологии, гидрогеологии, геокриологии и др. Вместе с тем литология располагает для решения своих научных задач и проблем индивидуальными, специфическими методами исследования. Они вобрала в себя многие элементы методик изучения кристаллографии, исторической и структурной геологии, петрофизики, однако синтезируют их на качественно иной, своей собственной основе, которая рассматривается в ч. III учебника.

Итак, предмет изучения литологии — осадочные горные породы. Они находятся буквально у нас под ногами и повсюду вокруг нас. И возрастной диапазон их обширен — от доступных нашему наблюдению пород древнейших эпох катархея вплоть до образований сегодняшнего дня включительно. Общим для всех этих пород и замечательным свойством служит информативность: во многих, порой малозаметных особенностях их строения и вещественного состава закодированы фрагменты летописи геологического прошлого нашей планеты. Уверенно и надежно расшифровать и прочесть эти «записи» геологической истории может только профессионал — тот геолог, который в совершенстве овладел методами литологических исследований. И выполняемое им прочтение разрозненных страниц «каменной книги» не только важно для интересов развития фундаментальной науки, но и не менее ценно для практической деятельности человечества. Ведь вместе с определенными видами осадочных пород формировались нефть, горючие газы, а также большинство неметаллических и мно-

жество видов металлических полезных ископаемых — черных, цветных, благородных и редких металлов. Правильно понять условия, закономерности и геологическую историю их формирования и затем предсказать вероятное местонахождение и прогнозные ресурсы руд и энергетического сырья сейчас уже невозможно без знания и использования теоретических основ литологии. Все вышесказанное будет также справедливым применительно к поискам и оценкам ресурсов артезианских и иных вод, к оценкам инженерных свойств грунтов и особенностей их изменения в районах развития многолетней мерзлоты и ко многим иным областям нашей повседневной практики.

Сегодня литология востребована фактически для всех геологических, геохимических, геофизических и географических специальностей и специализаций; она же тесно связана с астрономией, антропологией, биологией, почвоведением и многими другими науками. Ее теоретическая база опирается на более чем двухвековой опыт познания механизмов и условий образования современных осадков на континентах, в морях и океанах, а также на богатейший банк данных по исследованию генетических признаков древних толщ осадочных пород, приобретенный в итоге массового геологического картирования суши и морского шельфа и бурения множества глубоких и сверхглубоких (до 7—8 км и глубже) скважин.

Лавинообразный приток информации в данной области знаний стал поступать со второй половины XX в., когда резко расширились объемы нефтепоисковых работ в осадочных комплексах и стало планомерно осуществляться бурение дна океанских впадин. До этого времени литология именовалась как петрография осадочных пород, или осадочная петрография (от лат. *petros* — камень, *graphos* — описание). Это название отражало приоритетность описательной характеристики пород, хотя всегда в своей повседневной практике ученые стремились к расшифровкам генезиса описываемых объектов, но знаний о нем было тогда намного меньше, чем сейчас.

До конца первой четверти XX в. фактологическая база данных, которые необходимы для более или менее корректных генетических трактовок множества очень разных по составу осадочных образований, имела существенные пробелы. Затем, по мере их заполнения исследователями, термин *graphos* был заменен на *logos*, так как к середине XX в. выдающиеся отечественные ученые — академик Н. М. Страхов, член-корреспондент АН СССР Л. В. Пустовалов и профессор М. С. Швецов, а также их ученики и последователи разработали стройные теоретические концепции учения об осадочных процессах, которое успешно развивается исследователями осадочных комплексов во всем мире (см. гл. 2).

Большой вклад в развитие осадочной теории внесли ученые США, Англии и многих других стран. Теперь за наукой об осадочных поро-

дах в англоязычной литературе закрепился термин *sedimentology* — седиментология (от лат. *sedimentum* — осадок); а иногда употребляется другое словосочетание: *sedimentary petrology* — осадочная петрология.

Оба этих наименования в сравнении с общепринятым в нашей стране термином «литология» не удачны по следующим причинам. Во-первых, в гл. 3 мы увидим, что *sedimentum*, или осадок, представляет собой продукт только одной из начальных стадий осадочного процесса, после которой он подвержен (в процессе его перекрытия слоями все более новых осадков) уплотнению и всяческому минерально-структурным изменениям, т. е. литификации («окаменению»), становясь собственно осадочной породой. Во-вторых, применение к этой породе и изучающей ее науке термина *petrology* тоже не логично, потому что геологи изначально, по молчаливой договоренности, разделили греческий и латинский синонимы наименования камней так: *lithos* использован для осадочных пород, а *petros* — только для магматических и метаморфических. Отсюда и следует принятое у нас разделение имен двух родственных фундаментальных наук: литологии и петрологии (прежней магматической и метаморфической петрографии). Их методики тоже родственны, но только отчасти, и во многом различны вследствие своеобразия и чрезвычайной многофакторности существенно поверхностных (или экзогенных) осадочных процессов сравнительно с эндогенными механизмами магматизма и глубинного метаморфизма, о чем подробно будет рассказано в учебнике.



**ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЦЕССАХ И СТАДИЯХ  
ОСАДКО- И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ**

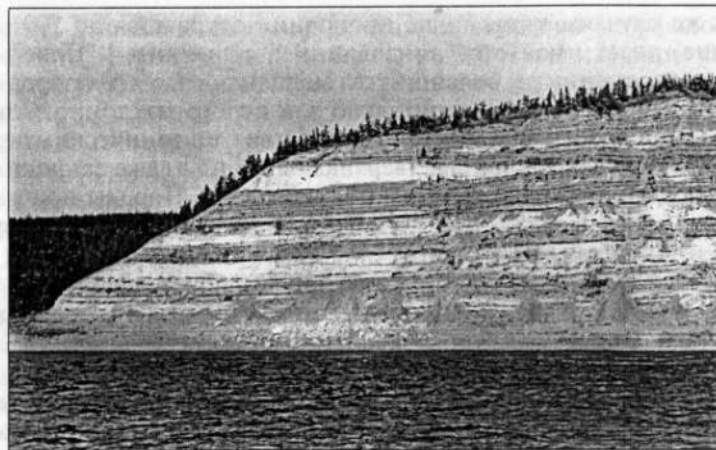
Глава 1

**Особенности состава, строения и происхождения  
осадочных пород**

*Осадочными горными породами* называются геологические тела минерального или органического состава, возникшие на земной поверхности либо вблизи нее под воздействием химических, физических и (или) биологических процессов и существующие при термодинамических условиях, свойственных для верхней части земной коры (т.е. до температур не выше 350 °С и давлений не более 250 МПа). Они чрезвычайно разнообразны по составу и происхождению (генезису). К ним, например, относятся: механические смеси обломочных частиц минералов или минеральных агрегатов из подвергшихся разрушению более древних пород (пески, галечники и др.), скопления частиц, выброшенных вулканическими взрывами (туфы), продукты химического выветривания разных пород (некоторые глины, латериты, бокситы), химические осадки водных бассейнов (соли, некоторые карбонатные породы), биогенные образования (торф, угли, ракушняковые и коралловые известняки, песчий мел и др.) и сложные водорослево-бактериально-хемогенные накопления (фосфатные, карбонатные, кремневые, железистые, марганцовистые и др.).

Одно только простое перечисление этих разновидностей пород заняло бы несколько страниц. Но всех их объединяют общепородные признаки осадочного генезиса: форма залегания, своеобразие строения (структуры и текстуры) и компонентного состава. Прежде всего большинству рассматриваемых образований свойственна пластовая форма залегания (рис. 1.1).

*Пласт* представляет собой тело с относительно однородным вещественным составом, которое четко обособлено от выше- и нижележащих тел почти параллельными поверхностями раздела. Такое определение дал известный литолог Л. Б. Рухин (1969). Каждый пласт рано или поздно выклинивается по простиранию, но протяженность его превышает толщину в сотни или тысячи раз.



А



Б

Рис. 1.1. Толща переслаивающихся пластов и линз песчаников (белые), алевролитов и аргиллитов (серые), углей (черные) раннемелового возраста, залегающих почти горизонтально в обнажении обрывистого левого берега низовьев р. Лены (А), и фрагмент той же толщи с вертикальными падениями пластов в верховьях одного из правых притоков р. Лены у подножия Верхоянского хребта с современным валунно-галечным русловым аллювием горной речки (Б)

В тех же случаях, когда такие пропорции сократятся до 100:1 и меньше, пласт именуется линзовидным, или линзой. Пласты и линзы современных и большинства молодых осадочных пород залегают, как правило, горизонтально или полого-наклонно. Однако древние пласты приобретают вследствие тектонических перемещений крутые наклонные, вертикальные или даже запрокинутые залегания и нередко сминаются в складки. Породы при этом не утрачивают своего осадочного облика, запечатленного в структурах и текстурах.

**Структурой** называется свойство породы, обусловленное размерами и формой ее составных компонентов (минеральных или органических), а также характером их внутрипластовых сочленений. Это один из важнейших показателей способа породообразования.

Так, например, при механогенном способе формирования породы она складывается обломочными компонентами. Ими называют минеральные агрегаты, существовавшие до времени возникновения данной породы и привнесенные извне. Каждый из них имеет сугубо индивидуальную форму: либо угловатую (неокатанную), либо в различной мере округленную (окатанную) благодаря прежним воздействиям на обломок движущейся воды, льда или ветра. Там, где количество таких частиц в пласте превысит 50% его объема, структура породы именуется *обломочной*, или *кластической* (от греч. *klastos* — обломок). Ее разновидность для тех случаев, когда поставщиком вещества был вулканизм, именуется *вулканогенно-обломочной*, или *вулкано-кластической*. Она отличается своеобразием формы минеральных компонентов (остроугольно-оскольчатой либо каплевидной).

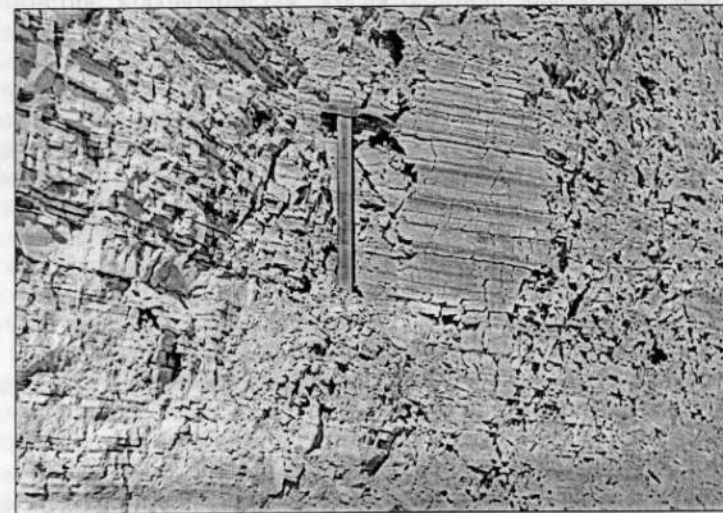
Принципиально иные категории структур свойственны химическим способам породообразования. В данном случае минеральные компоненты именуется *хемогенными*, а также *аутигенными* («на месте рожденными»). Им соответствуют структуры: *аморфные* и *кристаллически-зернистые*. Последние в отличие от кластических структур характеризуются взаимозависимостью форм у контактирующих минеральных частиц. Такие частицы внутри породы выглядят как будто «припаянными» друг к другу, имея обычно неровные контуры границ сочленения. Это — следствие одновременности их возникновения (путем кристаллизации из ионного раствора либо вследствие твердофазной перекристаллизации аморфного вещества), когда каждый из минеральных компонентов препятствовал развитию совершенной кристаллической формы у своих соседей и сам подвергался такому же влиянию. Значительно реже встречается совершенная (идиоморфная) форма породообразующих кристаллов.

Еще одна категория своеобразных структур возникает там, где главной причиной породообразования была жизнь и (или) гибель животных, растений и бактерий. Ее продукты, или *биогенные* ком-

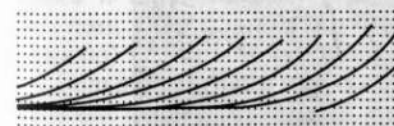
поненты, опознаются по признакам их строения (морфологии), описанным биологией и палеонтологией. Соответствующие структуры именуется *биоморфными* (различными ракушечными, коралловыми, водорослевыми и др.).

В целом же структурные признаки, в которых как бы закодирован генезис, используются теперь в качестве одного из основополагающих принципов типизации осадочных пород — в одинаковом ранге с их вещественными составами (см. гл. 5).

**Текстура** породы существенно детализирует эту генетическую информацию, дополняя более общие структурные показатели. Она определяется как характер взаимных ориентировок породных компонентов внутри пласта вместе с формами поверхности его подошвы и кровли. При хаотическом внутреннем рассредоточении компонентов текстура породы именуется *беспорядочной*, а при явной



А



Б

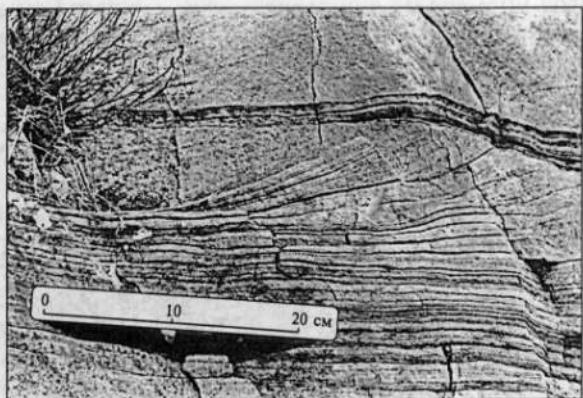
Рис. 1.2. Тонкая горизонтальная ленточная слоистость озерных отложений нижнемелового возраста в обнажении на берегу р. Лены (А) и схема образования косой однонаправленной слоистости и ряби течения в русловом аллювии (Б) (фото Г.Ф. Крашенинникова).

Стрелками показано направление движения водного потока

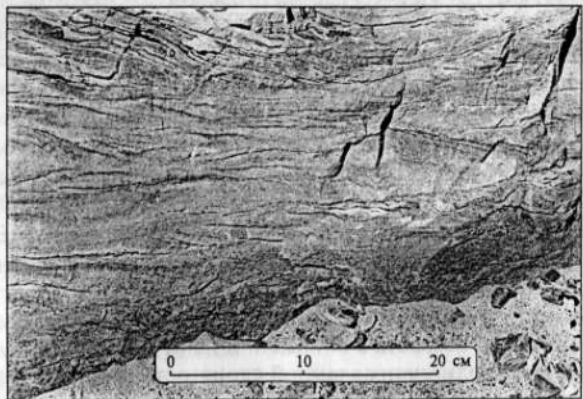




A



B



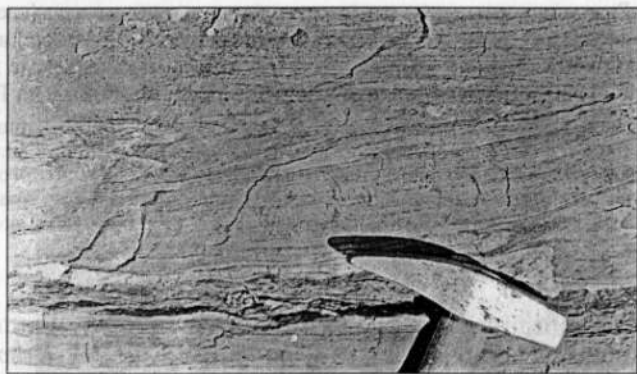
V

Рис. 1.3. Разновидности слоистых текстур в толще песчаников (светло-серые), алевролитов (темно-серые) и углистых аргиллитов (черные) аллювиально-дельтового генезиса раннемелового возраста, наблюдаемые в обнажениях по берегам р. Лены, вблизи объектов, представленных на Рис. 1.1: A — сочетание крупных горизонтальной и косой слоистостей (наклоны серии косых слоев ориентированы в сторону течения палеопотока); B — мелкая косая однонаправленная и мелкая горизонтальная слоистости; V — косоволнистая прерывистая слоистость, прорисованная черными нитевидными контурами скопленных остатков обугленной растительности (аттрита) на поперечном сколе пласта тонкозернистого песчаника

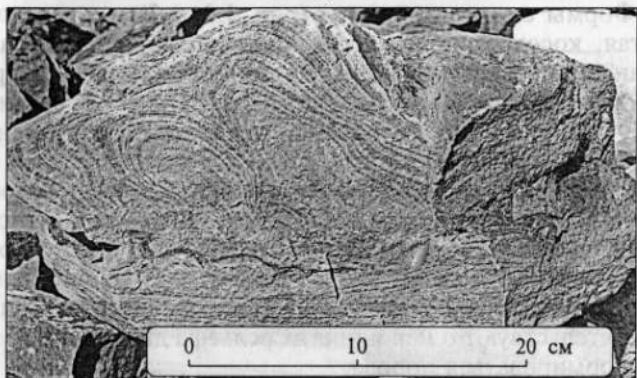
дифференцированности их по размерам или составу, или при однообразной ориентированности удлиненных частиц — *слоистой*. Внутрипластовая слоистость присуща большинству осадочных пород. Формы ее многообразны (рис. 1.2, 1.3): горизонтальная, волнистая, косоволнистая, косая однонаправленная и разнонаправленная, перекрестная и др. Они зависят в первую очередь от динамики среды осадконакопления — влияния сил гравитации, течений, волнений, движений льда или ветра. Важное генетическое значение имеют также искажения слоистости разных видов. Один из них — это перемешивания породных компонентов роющими животными — червями, моллюсками, раками, относимые к так называемым текстурам *биотурбации*. Существуют также петлеобразные изгибы слоев внутри единого и неискривленного пласта, относящиеся к *подводно-оползневым* текстурам (рис. 1.4). Они свидетельствуют о неровностях рельефа дна водоема, где начинала формироваться порода.

Следы подводного оползания и биотурбации относятся к категории так называемых *вторичных*, или *постседиментационных* (послеосадочных), текстур. К их разновидностям принадлежат часто встречаемые в карбонатных породах *стилолитовые швы* (рис. 1.5) (см. гл. 8), сформированные под покровом вышележащей толщи пород, вследствие ее давления и избирательного растворения минеральных частиц. К этому же разряду относятся текстуры *кливажа* и *сланцеватости*, которые способны сильно исказить, а местами даже полностью замаскировать первичную (седиментогенную) слоистость осадочной породы.

Большой интерес для исследователя представляют также текстурные формы рельефа поверхностей напластования. Так, например, в кровле пласта могут сохраниться: бугристые поверхности *текстуры ряби* (см. рис. 1.4, B) — волнения, течения или ветровой транспортировки минеральных, или органических обломочных частиц, или различные *отпечатки* — трещинок усыхания грунта, следов лап животных и др. На пластовых подошвах бывают так называемые *иероглифы*. Это состоящие из песчаного заполнителя слепки борозд и ямочек на илистом дне водоема, которые были



А



Б



В

Рис. 1.4. Подводно-оползневые деформации слоев (А, Б) и отпечатки ряби течения (В) в раннемеловых песчаниках низовьев р. Лены

там процарапаны животными или камешками, влекомыми сильным потоком.

Полный перечень видов текстур не уместится в рамки данного раздела. Но даже из вышеизложенного становится очевидной их информативность относительно событий прошлых геологических эпох. Поэтому текстурам осадочных пород и механизмам их образования посвящены специально изданные атласы, а также книги литологов: отечественных — В. П. Алексеева (2001), Л. Н. Ботвинкиной (1962), Н. Б. Вассоевича (1983), А. В. Ежовой (2005), Н. В. Логвиненко (1984), Ю. П. Казанского и др. (1994), А. В. Маслова (2005), Л. Б. Рухина (1969), В. Т. Фролова (1992) и зарубежных — Р. Градзинского и др. (1980), Ф. Дж. Петтиджона (1981), Г. Э. Рейнека и И. Б. Сингха (1981), Р. К. Сели (1981) и многих других. Читая работы иностранных авторов, надо помнить об одной исторически сложившейся неодинаковой трактовке данного термина у нас и в англоязычной литературе. Там термином *texture* именуют то, что мы понимаем как «структура», а понятие *structure* полностью совпадает с нашим пониманием сущности «текстуры». Поэтому переводчики автоматически меняют местами англоязычные термины и русскоязычные понятия согласно отмеченным смысловым нагрузкам.

**Вещественные составы** осадочных горных пород, обусловленные их формированием в экзогенной среде, характеризуются определенным своеобразием и многообразием (о чем было сказано в самом начале раздела). Главные их особенности становятся особо наглядными при сопоставлении химизма и минеральных ассоциаций по статистически усредненным данным о составах осадочных и магматических образований. Одним из первых такой сравнительный анализ выполнил М. С. Швецов (1958) (табл. 1.1, 1.2). Получились любопытные результаты. Оказалось, что усредненный химизм по валовым показателям магматических пород близок таковому для осадочных пород. Их различия заметны только в частности (см. табл. 1.1). Близость их химических составов объясняется тем, что у обеих сопоставляемых породных групп исходные источники вещества и конечные продукты периодически менялись местами в процессе

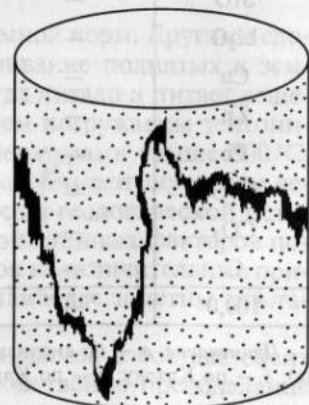


Рис. 1.5. Зарисовка столбика (диаметр 5 см) керна (из буровой скважины) микрозернистого известняка со стилолитовым швом, заполненным глинистым веществом (по Г. Ф. Крашенинникову и др., 1988)



Таблица 1.1

Сравнение химических усредненных составов магматических и осадочных пород (по М. С. Швецову, 1958)

Компоненты	Магматические породы, %		Осадочные породы, %	
	<i>a</i>	<i>б</i>	<i>в</i>	<i>г</i>
SiO <sub>2</sub>	61,69	59,14	58,53	62,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,47	15,34	13,07	14,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,71	3,08	3,37	3,73
FeO	3,54	3,80	2,00	2,24
MgO	3,87	3,49	2,51	2,85
CaO	4,98	5,08	5,44	6,33
Na <sub>2</sub> O	3,48	3,84	1,10	1,22
K <sub>2</sub> O	3,14	3,13	2,81	3,05
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,05	0,57	0,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,299	0,15	0,15
ZrO <sub>2</sub>	—	0,039	—	—
Cl	—	0,048	Следы	—
F	—	0,030	—	—
S	—	0,052	0,54	0,58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,055	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,026	—	—
MnO	—	0,124	Следы	—
NiO	—	0,025	—	—
BaO	—	0,055	0,05	—
SrO	—	0,022	—	—
Li <sub>2</sub> O	—	0,008	Следы	—
Cu	—	0,010	—	—
Zn	—	0,004	—	—
Pb	—	0,002	—	—
H <sub>2</sub> O	—	1,150	4,28	3,47
CO <sub>2</sub>	—	0,101	4,94	5,78
C	—	—	0,65	0,72
100,0	—	100,0	100,0	107,34 (?)

Примечание. *a* — по анализам Геологического комитета США (из Твенхофела); *б* — по Кларку; *в* — по Кларку; *г* — по Лейсу и Милу.

Таблица 1.2

Сравнение усредненных вещественных составов магматических и осадочных пород (по М. С. Швецову, 1958)

Компоненты	Средняя магматическая порода, %	Средняя осадочная порода, %
1. Оливин	2,65	—
Биотит	3,86	—
Роговая обманка	1,60	—
Авгит	12,90	—
Анортит	9,80	—
2. Магнетит	3,15	0,07
Титанит и ильменит	1,45	0,02
Альбит	25,60	4,55
Ортоклаз	14,85	11,02
3. Кварц	20,40	34,80
Мусковит, серицит и гидрослюда	3,85	15,11
4. Другие глинистые минералы	—	14,51
Железистые осадочные минералы	—	4,00
Доломит, частью сидерит	—	9,07
Кальцит	—	4,25
Гипс и ангидрит	—	0,97
Фосфатные минералы	—	0,35
Органическое вещество	—	0,73
	100,11	99,45

формирования и эволюционирования земной коры. Другими словами, физическое и химическое выветривание поднятых к земной поверхности магматических тел всегда питало и питает веществами осадки, а те, будучи в дальнейшем погружаемы тектоническими силами в глубины недр с температурами свыше 800 °С, вновь подвергались переплавлению. И подобные этому циклы вещественных преобразований совершались в геологической истории неоднократно. Однако своеобразие экзогенных факторов породообразования наложило свой отпечаток на отличительные признаки химизма осадочных отложений. Наиболее заметны три таких признака.

Во-первых, при близких количествах железа в составе обеих породных групп осадочным породам свойственно преобладание окисных форм этого металла над закисными (в магматических

породах — противоположные соотношения). Объясняется это воздействием атмосферного и растворенного в водах кислорода на выветриваемый субстрат и формирующийся осадок.

Во-вторых, существенное различие касается щелочных элементов и состоит в том, что при очень близких цифровых значениях  $K_2O$  содержание  $Na_2O$  в магматических породах почти втрое превысило его количество в породах осадочных. Это свойство обусловлено тем, что высвобождаемый при выветривании и легко растворимый  $NaCl$  накопился в водах Мирового океана. Вместе с тем почти так же геохимически подвижный  $K^+$  на путях его переноса речными и подземными водами был отчасти активно поглощен наземной флорой, а отчасти он вошел в составы синтезируемых осадочными процессами глинистых минералов (гидрослюд, глауконита и др.), благодаря чему этот элемент большей своей массой был возвращен из водных растворов в различные биогенные и глинистые осадки.

В-третьих, содержание  $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $C$  в магматических породах очень и очень мало, а в осадочных их присутствие весьма существенно. Это обусловлено характером среды проявления осадочных процессов, которая изобилует водой, углекислотой и биосом. Роль последнего в осадочном породообразовании колоссальна. Бактерии, животные и растения при своей жизни и после гибели прямо и косвенно влияют на геохимические обстановки и на механизмы разрушительных и созидательных процессов осадочного минералообразования (подробно см. гл. 3). В составе большинства осадочных пород помимо различных минералов и (или) минеральных агрегатов присутствуют органические вещества (ОВ). Это либо фрагменты растительных тканей, коры, смоляных телец, спор и пыльцы, в той или иной мере углефицированные, либо включения в минеральном веществе тонкодисперсных и аморфных продуктов биохимического разложения различных отмерших организмов — животных или растительных. Нередко ОВ являются породообразующими (в углях и горючих сланцах), но чаще всего они составляют примеси к минеральным компонентам, количественные содержания которых (примесей) колеблются от единичных значений до сотых долей процентов.

Итак, рассмотрим противопоставления минерально-компонентных составов осадочных и магматических пород. В таком аспекте различия между ними становятся гораздо заметнее, чем в области химизма (см. табл. 1.2). Породообразующие компоненты в данном перечне (см. левый столбец табл. 1.2) разделены М. С. Швецовым (1958) на четыре группы в соответствии с разной частотой их встречаемости среди сравниваемых пород. Первая группа — представители островных, цепочечных, отчасти каркасных и слоистых силикатов, которые присущи только магматическим образованиям преимущественно ультраосновного и основного состава (ги-

пербазитам и базитам) и не свойственны осадочным породам либо встречаются в них только в форме редких включений аксессуарных обломочных частиц. Это оливины, пироксены, амфиболы, основные (существенно кальциевые) плагиоклазы, триоктаэдрические слюды и другие минералы, которые зародились в наиболее глубоких магматических очагах, а потому оказались крайне неустойчивыми к воздействию экзогенных факторов выветривания и легко поддающимися процессам коррозии (вплоть до полного растворения) или замещения их глинистыми и другими новообразованными минералами. Ко второй группе отнесены представители оксидов и щелочных каркасных силикатов, находимые в обеих породных категориях, но количественно преобладающие в магматических образованиях преимущественно кислого и среднего состава. Эти магмы кристаллизовались на относительно меньших глубинах, чем гипербазиты, и из менее горячих расплавов, а потому их минералы в приповерхностных условиях оказывались химически устойчивее минералов первой группы, вследствие чего могли попадать в категории породообразующих осадочных компонентов (например, в составах некоторых смешанных или так называемых полимиктовых песков и песчаников). К третьей группе отнесены кварц и диоктаэдрические слюды (мусковитового ряда), названные М. С. Швецовым минералами «переходными» за то, что они, зародившись в магматических расплавах или метаспородах, концентрируются в гораздо больших процентных количествах в отложениях осадочных в результате своей максимальной устойчивости к воздействиям деструктивных химических и биохимических факторов. Кроме того, кварц и слюды не только бывают заимствованы из магматических комплексов и переотложены в осадках, но и в определенных условиях имеют способности возникать как аутигенные («на месте рожденные») образования, например в цементе некоторых песчаных пород. И наконец, к четвертой группе относятся лишь осадочные компоненты, совершенно не свойственные либо аксессуарные для пород магматических: глинистые минералы, гидроксиды алюминия, железа и марганца, карбонаты, сульфаты, фосфаты, нитраты и ОВ.

Для осадочно-породных минеральных и органических компонентов характерны различная генетическая природа (т. е. гетерогенность) и многостадийность (полистадийность) времен формирования. В соответствии с местом и временем их возникновения эти компоненты разделяют на две главные генетические категории: 1) возникшие непосредственно *in situ* или ранее упомянутые аутигенные образования; 2) возникшие разными способами прежде и не на месте осадкообразования, а привнесенные туда водными потоками, льдом, ветрами или силами гравитации из иных участков земной поверхности аллотигенные компоненты. И те и другие делятся на более дробные генетические и стадий-



но-возрастные таксоны (см. гл. 5). Заметим, что часть осадочных пород состоит целиком из аллотигенных минеральных и органических компонентов (например, пески, дресвяники, галечники, фосфатные костяные брекчии и др.), другая часть, напротив, сложена полностью аутигенными компонентами (соли, угли), но большинство пород представляют собой смеси с некоторыми количественными преобладаниями представителя одной из вышеназванных категорий. В случаях количественного преобладания аллотигенного материала аутигенное вещество может скреплять (как бы склеивать или припаивать друг к другу) частицы этого материала, и такое аутигенное вещество рассматривается в качестве межзернового внутрипластового *цемента*. Он чаще всего присущ песчанникам и другими разновидностям пород с обломочными структурами. По своему составу цемент бывает как мономинеральным, так и полиминеральным, сформированным многоэтапно; а по своей внутренней структуре — аморфным, криптозернистым (скрытокристаллическим) либо кристаллически-зернистым.

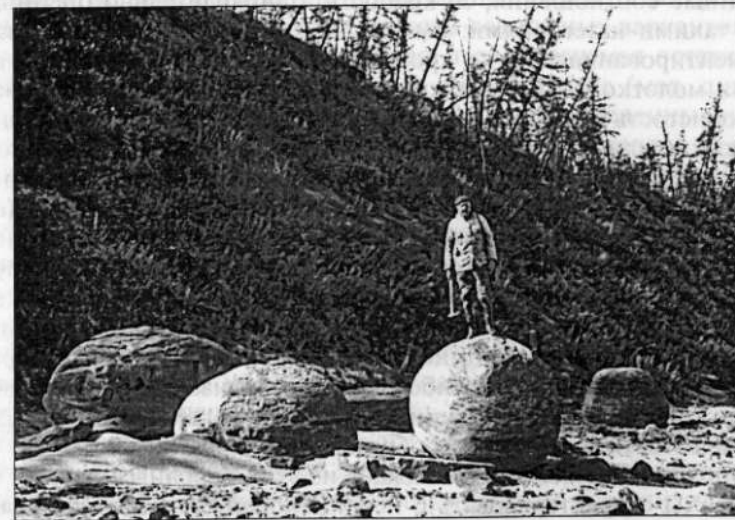
Во многих случаях внутрипластовая цементация аутигенным веществом бывает не сплошной, а фрагментарной, как бы пятнистой; минеральные агрегаты скапливаются в форме разобщенных стяжений, именуемых конкрециями.

**Конкреции** — это минеральные хомогенные или биохомогенные стяжения (рис. 1.6), отличные от вмещающей их породы по вещественному составу, форме и физико-механическим свойствам (обычно обладают повышенной крепостью и монолитностью). Информация о них подробно изложена в работах Ю. О. Гаврилова (1982), П. В. Зарицкого (1985), В. Т. Фролова (1992) и др. Они формируются при участии донных либо иловых и других внутрипластовых водных растворов, путем концентрации рассеянных во вмещающей среде или привнесенных в нее химических элементов. Конкреции рождаются из истинных или коллоидных растворов в результате диффузии либо инфильтрации конкрециеобразователя к зародышевым центрам и выпадения из раствора аморфных веществ или их кристаллизации. Такими центрами бывают фрагменты останков животных, растительной ткани, бактериальные сообщества, пути миграции газовых струй, рассредоточенные включения некоторых аутигенных минералов («затравки» для дальнейшей кристаллизации). Размеры конкреционных тел колеблются от долей миллиметров до нескольких метров; уникальные превышают 10 м. Конкрециеобразователями бывают до 300 минеральных видов: карбонаты Ca, Mg, Fe, Mn; оксиды Si, Fe, Al, Mn; сульфаты Ca, Ba, Sr; сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn и др.; фосфаты Ca; бораты Ca, Na, Mg, а также флюорит, цеолиты и другие минералы. Многие из них при достаточной частоте нахождения внутри или на поверхности пласта являются ценными полезными ископаемыми: сидериты, железо-марганцевые конкреции океанского

дна, полиметаллические агрегаты, золотоносные сульфиды, кремни, фосфориты, бариты, цеолиты и др. Они при генетическом анализе в литологии учитываются как свидетели pH и Eh среды



А



Б

Рис. 1.6. Кальцитовые конкреции в песчаных породах раннемелового возраста Приверхоянского прогиба. Округлые темно-серые включения в коренном залегании:

А — на светлом фоне левого обрывистого берега р. Лены; Б — в развалах у подножия обрыва

осадконакопления и ее изменений на определенных стадиях литогенеза.

Подводя итог, можно констатировать, что главная информация об условиях и стадиях формирования осадочной горной породы содержится в ее структурных, текстурных и вещественных особенностях и во включениях; косвенно важные генетические признаки содержат в себе также цветовые и физико-механические свойства породы. Согласно всем этим параметрам построена общепринятая последовательность полевого и лабораторного описания осадочных пород, которая подробно изложена и проиллюстрирована на множестве конкретных примеров в учебных пособиях Н. В. Логвиненко и Э. И. Сергеевой, А. В. Маслова (2005), В. Т. Фролова и специальных справочниках (Методы..., 1957; и др.). Поэтому далее дается только краткий конспект типовой описательной схемы.

**Схема литологического описания** — визуального и микроскопического (взаимодополняемых) — реализуется в такой последовательности: 1) цвет образца породы на выветрелой поверхности и на свежем сколе; 2) структура; 3) текстура; 4) минеральные составы породообразующих и второстепенных компонент — аллотигенных и аутигенных; их типоморфные признаки и количественные соотношения; 5) крепость, приблизительно оцениваемая такими категориями: рыхлая — пластичная масса — слабо сцементированная (легко крошится пальцами) — крепкая (дробится молотком) — очень крепкая (трудно податлива молотку); 6) пористость и ее признаки; 7) включения 3 видов: а — фаунистических или флористических остатков, б — возможных обломков чужеродных пород, в — конкреций; при описании последних обязательно отмечаются их взаимоотношения со слоистостью (обтекание либо пронизывание конкреций слоями), а для скелетных остатков тоже описываются их ориентировки относительно простираания слоев (чтобы уточнить аутигенность или переотложенность фауны); 8) вторичные изменения структуры, текстуры породы или ее отдельных компонентов, например меняющаяся их размеры и форму коррозия либо перекристаллизация; а также всевозможные прожилки, трещины, стилолиты, текстуры кливажа, сланцеватости и другие новообразования.

Вполне естественно, что каждое из этих породных свойств мы способны охарактеризовать с неодинаковой степенью детальности зрительно и микроскопически. Цвет и крепость отмечаются только визуально. При необходимости оценка крепости конкретизируется лабораторным определением при помощи специальной аппаратуры числовых значений прочностей на сжатие и разрыв (в инженерной геологии). Напротив, пористость и вещественные составы визуальным способом устанавливаются очень приближенно, с учетом криптозернистости структур («скрытокри-

сталлические») большинства осадочных пород, и нуждаются в уточнении путем изучения шлифа в поляризационном микроскопе, а для глинистых и других микрокомпонентных пород обязательна рентген-дифрактометрическая аналитика; при возможности желательны также электронно-микроскопические наблюдения, которые теперь, по мере развития технического прогресса, применяются все чаще и чаще.

Все прочие признаки определяются взаимодополняющими макро- и микрометодами. Так, например, текстура описывается в основном зрительно, но причина слоистости (это либо последовательно меняющаяся размерность, различные составы слоеобразующих частиц, либо их удлиненность и одинаковая ориентированность) и детали ее строения раскрывает нам микроскоп. То же еще в большей мере относится к характеристикам структуры, которая без использования микроскопа в некоторых случаях трактуется неправильно либо мало обоснованно. Например, очень большая группа пород обладает так называемыми *пелитоморфными* макроструктурами — когда их компоненты не различимы невооруженным глазом. Свежий излом куска такой породы обладает характерной «землистой» поверхностью. Это мергели, писчий мел, диатомиты, трепелы, опоки, некоторые аргиллиты и отчасти фосфориты. Макроструктуры у них единообразны, а микронаблюдения раскрывают нам один из пяти возможных вариантов их истинной структуры: 1) биоморфная, т.е. образуемая остатками микроорганизмов размерностью в 1 мкм и мельче (мел, диатомит); 2) микродетритовая, т.е. состоящая из раздробленных и измельченных в порошок частичек карбонатных кристаллов из скелетов морских животных (некоторые мергели); 3) пелитовая (от греч. *pelos* — глина), образованная скоплениями листоватых либо игольчатых кристаллов глинистых минералов (аргиллиты); 4) аморфная, обусловленная коагуляцией геля из коллоидного раствора (многие трепелы, опоки, некоторые фосфориты); 5) смешанная, объединившая элементы нескольких из вышеназванных структур (многие фосфориты и опоки). Соответственно сделанному наблюдению генетическая интерпретация нашего объекта в каждом из перечисленных случаев будет разной.

Подробно приемы генетического анализа описаны в III части учебника. Но в любом случае литолог предваряет свой анализ детальными макро- и микроописаниями пород по всему изучаемому им разрезу. Наименование изученной породы целесообразно делать подробным — из 5—10 и более слов, отвечающих выявленным породным признакам. Например: «песчаник светло-серый, на выветрелой поверхности буроватый, мелко-среднезернистый, среднесортированный, неяснослоистый, существенно кварцевый, с опало-халцедоновым цементом выполнения пор, крепкий, не пористый, с редкими включениями обугленной древесины и аути-



генных кристаллов пирита; со вторично корродированными обломочными зернами и частичным окислением пирита и ОВ на поверхностях выветривания (причины буроватости)».

В каждом наименовании содержится элемент генетической информации. Составив картотеку для многих десятков или сотен описанных нами образцов и шлифов, можно, во-первых, из всего этого многообразия сгруппировать согласно одинаковости и похожести признаков определенное количество так называемых *литотипов*. Каждому из них дается подробное описание, а для разновидностей отмечаются частные отличия. Во-вторых, можно составить графическую легенду литотипов, в-третьих, использовать ее для обозначения сменяемости выявленных нами литотипов в геологическом разрезе или на площади распространения какой-либо стратифицированной пачки. А это важный шаг к выполнению литолого-фациального анализа и дальнейшим палеогеографическим построениям. Приступая к ним, геолог обязан располагать необходимыми основами знаний о процессах, закономерностях и стадиях осадочного породообразования, к которым обратимся далее, после краткого рассмотрения истории развития литологической науки.

## Глава 2

### Краткие сведения об истории литологических исследований

Наука об осадочных образованиях *литология* (в англоязычной литературе — седиментология либо осадочная петрология), первоначально именовавшаяся как *петрография осадочных пород*, оформилась в самостоятельную фундаментальную ветвь геологии в начале XX в. Но корни ее уходят в XIX столетие, когда, по словам Н. М. Страхова (1971), «петрография осадочных пород развилась не в недрах общей петрографии или минералогии, а в недрах фациального анализа и палеогеографии как средство к дальнейшему углублению и познанию физико-географических условий и механизма формирования осадочных пород». В это время в Европе успешно развивались геологические картирование и стратиграфия благодаря трудам классиков геологии В. Смита (1769—1839), Ж. Кювье (1769—1832), А. Броньяра (1770—1847), их учеников и последователей. Широко применялся палеонтологический метод применительно к возрастному датированию и пространственному коррелированию породных комплексов. Начались попытки создания палеогеографических схем. И здесь оказалось, что одной палеонтологии недостаточно в отрыве от анализа принадлежности вместивших окаменелости осадков. Впервые на это обратил внимание швейцарец А. Грессли (1838), отметивший закономерную пространственную изменчивость одновозрастных осадочных толщ в юрских Альпах, четко коррелируемую с изменчивостью фауны, жившей в обстановках различной глубинности морского дна.

Такие структурно-вещественные изменения пород, или «модификации стратиграфического горизонта», отразившие изменения обстановки древнего осадконакопления, Грессли назвал латинским термином *facies* (дословно не переводимым на русский язык и обозначающим «лицо», но не в буквальном смысле портрет, а приблизительно адекватным нашему понятию «облик»). Данный термин «руссифицировал» профессор Казанского университета Н. А. Головкинский, выделивший фации морских, прибрежно-морских и континентальных карбонатных и терригенных отложений перми Камского Предуралья в 1868—1869 гг. С этого момента осознание решающей роли физико-географических обстановок в формировании осадочных толщ вызвало повышенный интерес к их петрографическим исследованиям. Ценнейшие вкла-

ды в такие исследования внесли в начале XX в. отечественные ученые. Это прежде всего академик А. Д. Архангельский и профессора А. П. Павлов и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. В начале 20-х гг. XX в. приступили к чтению лекций по курсу петрографии осадочных пород М. С. Швецов (1934) в Московском университете, а потом в Московском геолого-разведочном институте (МГРИ), Б. П. Кротов в Казанском университете; в начале 30-х гг. — Л. В. Пустовалов (1940) в Московском нефтяном институте. Тогда же серию работ о генезисе осадочных руд опубликовал талантливый ленинградский минералог Я. В. Самойлов, к сожалению, вскоре ушедший из жизни и не успевший полностью реализовать свои идеи.

За рубежом в этот период тоже резко оживился интерес к систематическому изучению осадочных образований. Там в 1916 г. французский геолог Л. Кайо (L. Cayeux) опубликовал методическое руководство по исследованию осадочных горных пород, а в 1922 г. при геолого-геофизическом отделении Национального исследовательского совета США был создан комитет по седиментации под председательством В. Вогана (W. Vaughan). Этим комитетом был разработан план для составления монографического «Учения об образовании осадков», который в течение 10 лет был реализован в книге (916 с.) У. Х. Твенхофела (William H. Twenhofel) с сотрудниками, переведенной на русский язык в 30-х гг. (Твенхофел, 1936).

К 40-м гг. XX в. в СССР засияла плеяда ученых-осадочников, среди которых ярко выделились три «звезды первой величины»: профессора Л. В. Пустовалов, М. С. Швецов и академик Н. М. Страхов. Первые двое из них опубликовали учебники, не утратившие своей значимости до нынешних дней, несмотря на гигантский объем поступивших к нам с тех пор новых сведений и открытий (особенно относительно океанской седиментации).

Тогда же крупнейший, признанный на мировом уровне теоретик литологии Н. М. Страхов, который работал в Геологическом институте — ГИН АН СССР (г. Москва), ввел в практику исследования «сравнительно-литологического метода» — основу для познания геологического прошлого посредством тщательного исследования процессов и условий современного осадконакопления на континенте, в морях и океанах, с коррективами, учитывающими необратимость эволюции условий седиментации. Этот ученый написал 12 крупных монографий и сотни статей, разработав к середине XX в. стройные основы теории литогенеза, в которой главнейшим фактором («движущей силой») процессов осадко- и породообразования служит климатическая зональность в пределах материков, внутриматериковых и окраинных морских бассейнов. Было также показано отличительное своеобразие вулканогенно-осадочного и океанского типа литогенеза. Очень много места уделено геохимии осадочных процессов и специфике осадочного

рудогенеза («триаде» руд Al-Fe-Mn, меди, полиметаллам, фосфоритам и др.). Главный 3-томный труд Н. М. Страхова (1962) был удостоен Ленинской премии. До сих пор литологи черпают из него идеи и факты, нашедшие подтверждение в повседневной практике научно-исследовательских и поисково-разведочных работ.

Вместе с Н. М. Страховым в Геологическом институте работали выдающиеся литологи В. С. Яблоков и Ю. А. Жемчужников, которые создали школу по применению детальнейшего литолого-фациального (генетического) анализа древних осадочных толщ применительно к разработке палеогеографии, на примере исследования разновозрастных угленосных отложений.

Первых своих успехов достигли крупные ученые-литологи иных институтов — В. П. Батурин (исследования терригенно-минералогических провинций), Г. А. Бушинский (исследования пещерного мела, бокситов), Д. Г. Сапожников (бокситы), А. В. Казаков и Б. М. Гиммельфарб (фосфориты) и многие другие. Подробнее о них можно прочесть в историческом обзоре Н. М. Страхова (1971) объемом 610 с. (!).

В период Великой Отечественной войны 1941 — 1945 гг. велись напряженные геолого-разведочные и поисковые работы на Урале, в Сибири и Средней Азии. После войны, вплоть до 90-х гг. XX в., эти работы были еще более расширены и активизированы. Они принесли обильнейший фактический материал, нуждавшийся в систематизации и осмыслении литологами. К этому материалу добавились массовые исследования малоизвестных прежде осадков океанских глубин на специально оборудованных буровым снаряжением кораблях и подводных обитаемых аппаратах. А на суше у нас в стране были заложены сверхглубокие скважины. Одна из них (Тюменская СГ-6) вскрыла к 1990 г. осадочные толщи мезозоя до отметки 7,2 км.

Благодаря этим материалам росли и укреплялись школы исследователей осадочных комплексов. Появилось множество работ и имен литологов, ставших теперь широко известными. Крупные работы по исследованию осадочных формаций, палеогеографии и полезным ископаемым осадочного генезиса издают: академик А. Л. Яншин (Сибирское отделение АН СССР, г. Новосибирск), академик В. И. Попов (Ташкентский государственный университет), член-корреспондент АН СССР Н. Б. Вассоевич (МГУ им. М. В. Ломоносова), профессора Л. Б. Рухин (Ленинградский государственный университет), Н. В. Логвиненко (Харьковский, а затем Ленинградский государственные университеты), Г. Ф. Крашенинников (Московский государственный университет), Ю. П. Казаринов (Новосибирск), И. А. Вылцан (Томский государственный университет), Г. А. Каледя (Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нефти, Москва), С. Г. Саркисян, Т. Т. Клубова



(Институт геологии и разведки горючих ископаемых, Москва), Г. И. Теодорович (Институт нефти АН СССР, Москва), член-корреспондент АН СССР П. П. Тимофеев (ГИН АН СССР) и др.

П. П. Тимофеев после кончины академика Н. М. Страхова становится лидером отечественной литологии, возглавлявшим в течение 20 лет Межведомственный литологический комитет АН СССР — РАН, а в 1983 г. организовавший кафедру литологии и морской геологии геологического факультета МГУ. Он внедряет неприменимый генетический подход к литологическим исследованиям любых направлений и разрабатывает проблему эволюции осадочного процесса, бассейнов осадконакопления и породообразования, формирования и размещения полезных ископаемых на континентальных и океанических блоках земной коры. Под руководством Тимофеева выдающихся успехов достигли такие известные исследователи, как Л. И. Ботвинкина (текстуры как показатели условий осадконакопления и проблемы цикличности седиментации), И. В. Хворова (современные и древние осадочные формации континентов и океанов, процессы кремнеаккумуляции, вулканогенно-осадочные процессы), В. Н. Холодов (геохимия осадочных процессов, осадочный рудогенез), В. А. Дриц, А. Г. Коссовская, А. В. Копелиович, В. Д. Шутов, В. И. Муравьев, И. М. Симанович (исследователи процессов постседиментационных преобразований и генетической минералогии осадочных образований) и др.

Одновременно с ними в Институте океанологии им. П. П. Ширшова (г. Москва) большой коллектив исследователей внес неоценимый вклад в познание условий, процессов и факторов седиментации и рудообразования в морях и океанах. Лидер этого коллектива академик РАН А. П. Лисицын (1978) — автор многих монографий о влиянии климатической зональности на океанское осадконакопление, о лавинных темпах накопления обломочного материала в дельтах и глубоководных конусах, о глубоководных «курильщиках» — гидротермальных поставщиках металлов, о механизмах биогенной и терригенной седиментации в океанах и др.

Начиная с 60-х гг. XX в. под руководством академика А. В. Сидоренко большая группа литологов из Москвы, Ленинграда и г. Апатиты стала развивать новое направление — литологию метаморфических толщ докембрия. Ныне это направление возглавил ученик А. В. Сидоренко, доктор геолого-минералогических наук О. М. Розен (2006).

Идеи и результаты исследований большинства из названных ученых более подробно описаны в следующих главах учебника. Там же упомянуты и труды известных современных зарубежных литологов — французского исследователя глини Ж. Милло (George Millot), исследователей турбидных потоков и флиша А. Х. Боума (A. H. Bouma),

Ф. Х. Кюнена (Ph. H. Kuenen), Р. Ж. Уолкера (R. G. Walker), Й. Р. Аллена (J. R. L. Allen), автора неоднократно переизданного в США энциклопедического труда «Осадочные породы» Ф. Дж. Петтиджона (F. J. Pettijon), известных исследователей карбонатной седиментации Р. Дж. Дэнхэма (R. J. Dunham) и Р. Л. Фолка (R. L. Folk), авторов атласа структурно-текстурных признаков обстановок терригенного осадконакопления, литологов из ФРГ Г. Э. Рейнека и И. Б. Сингха, авторов прекрасно написанных учебников Р. К. Селли (Richard C. Selley), М. Р. Лидера (M. R. Lieder), Д. Р. Протеро и Ф. Шваба (Donald R. Prothero and Fred Schwab) и др.

В заключение кратко рассмотрим этапы развития литологических исследований в МГУ 20—30-х гг. XX в. Корни школы литологов геологического факультета МГУ исходят из упомянутых выше лекций профессора М. С. Швецова. Сам он писал об этом (в предисловии к первому изданию в 1934 г. своего классического, многократно тиражированного учебника «Петрография осадочных пород») следующее: «Мы видим, как дальнейший рост народного хозяйства и возникающая с индустриализацией страны острая нужда в минеральном сырье превращают еще недавно ненужные осадочные породы в ценные полезные ископаемые и создают новую науку — петрографию осадочных пород. Еще недавно чисто теоретический интерес изучения этих пород на наших глазах стал делом большого практического значения. ... Возникла острая потребность в специалистах-литологах. Однако таких наши вузы не готовили. ... Восполнить этот пробел, дать сводку, хотя бы вкратце затрагивающую все относящиеся сюда вопросы, имеет целью предлагаемая книга, представляющая в основном курс, читавшийся автором студентам МГРИ, а ранее в зачаточном виде, студентам-геологам 1 Московского государственного университета и Московской горной академии».

Зародившийся в университетских аудиториях курс лекций по осадочной петрографии М. С. Швецова был (вместе со многими другими курсами) реализован в МГРИ. Однако исследования осадочных образований в МГУ не только не прекратились, но и получили в середине XX в. новые импульсы к своему развитию — в особенности с 1955 г., когда ученик и последователь М. С. Швецова профессор Г. Ф. Крашенинников (1967) основал при кафедре исторической и региональной геологии лабораторию литологии (функционирующую поныне, с 1983 г. — в структуре новой кафедры литологии и морской геологии).

На базе этой лаборатории Г. Ф. Крашенинников создал новые курсы лекций и практикумов для студентов всех кафедр геологического и нескольких кафедр географического факультетов, а также осуществил научные работы во многих регионах СССР (в Донбассе, Казахстане, Урале, Верхоянье и др.), готовя кадры высококвалифицированных преподавателей-литологов. Ими стали впо-



следствии: заслуженные профессора МГУ В.Т. Фролов и автор этой книги. Тогда же на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых благодаря трудам выдающихся ученых — профессора И. О. Брода, а затем члена-корреспондента АН СССР Н. Б. Вассоевича и их учеников — профессоров И. А. Конюхова, Ю. К. Бурлина, Б. А. Соколова, Ю. Р. Мазора, М. В. Голицына, Е. Е. Карньюшиной, А. И. Конюхова и др. — стали интенсивно развиваться исследования осадочных процессов в нефтегазоносных и угольных бассейнах всего мира.

Примечательно, что в период 50—70-х гг. XX в. за всеми курсами лекций об осадочном породообразовании закрепилось наименование «литология» взамен слова «петрография», имевшего описательный смысловой аспект. Тем самым внимание студентов, аспирантов и повышающих квалификацию геологов было изначально сконцентрировано на неперменной генетической и историко-геологической направленности познания осадочных комплексов — везде и вне зависимости от того, с какими целями (теоретическими или прикладными) подлежали они изучению.

Данный методологический принцип еще более укоренился с момента создания в 1983 г. кафедры литологии и морской геологии в МГУ, первоначально возглавляемой П. П. Тимофеевым, а с 1989 г. — О. В. Япаскуртом, который стал в 1999 г. председателем Межведомственного литологического комитета РАН.

Организованные комитетом Всероссийские литологические совещания в 2000, 2003 и 2006 гг. (г. Москва, ГИН РАН) констатировали, что в начале XXI в. литология вплотную подошла к такому уровню развития своего генетического аспекта, при котором особенную актуальность приобрела проблема раскрытия сущности механизмов многофакторных процессов не только осадконакопления, но превращения осадков в породы и изменения этих пород в периоды длительного пребывания их внутри верхних слоев литосферы, т.е. на стадиях диагенеза, катагенеза и метagenеза, объединяемых в надстадию литогенеза (П. П. Тимофеев, О. В. Япаскурт, 2000).

В настоящее время в литологии отчетливо обособились два ее важнейших раздела: учение о седиментогенезе, т.е. о процессах и условиях современного и древнего осадконакопления; учение о закономерностях превращения осадков в породы и изменений последних внутри стратисферы (или учение о постседиментационном литогенезе). Первое из них развивается с существенным опережением вследствие лавинообразного притока фактических наблюдений над современными условиями континентальной, морского и океанского осадконакопления, а также эффективности методов литолого-фациальных и формационных анализов. Ввиду того что обстановки литогенеза, в противоположность седимен-

тогенным, прямому наблюдению не доступны (по причинам своей глубинности и длительности), автору приходится для их познания развивать и совершенствовать методику специфического стадийного анализа. Сущность упомянутых базовых методов литологии и результаты их использования освещены в последующих разделах книги.

### 3.1. Общая характеристика

Каждая осадочная форма порождает свой тип осадочной породы. Процесс образования осадочных пород — это процесс накопления и сохранения осадочного материала (осадочных пород) и его последующего структурного преобразования в эту породу в результате взаимодействия с окружающей средой. В процессе формирования осадочных пород происходит взаимодействие осадочного материала с окружающей средой, что приводит к изменению его состава и структуры. Осадочные породы образуются в результате осадконакопления и последующего литогенеза. Литогенез — это процесс превращения осадков в породы и изменения этих пород в периоды длительного пребывания их внутри верхних слоев литосферы. Литогенез включает в себя процессы диагенеза, катагенеза и метagenеза. Литология — это наука о литогенезе, о процессах и условиях современного и древнего осадконакопления, о закономерностях превращения осадков в породы и изменений последних внутри стратисферы.

## Зона осадкообразования: обстановки, процессы, стадии, осадочная дифференциация веществ

### 3.1. Общая характеристика

Каждая осадочная горная порода представляет собой геологическое образование, которое имело предысторию своего зарождения (мобилизацию исходных веществ), историю возникновения начального продукта (осадка) и его вещественно-структурного преобразования в эту породу, а потом его существования со всевозможными изменениями и, в конце концов, разрушением (в экзогенной среде) либо полной метаморфизацией и переплавлением (в глубоких недрах). Этот «жизненный цикл» минерального или органо-минерального агрегата реализуется непрерывно-прерывисто или стадийно (рис. 3.1) и имеет в каждом конкретном случае разную общую длительность — от нескольких сотен либо тысяч лет до первых миллиардов лет включительно. И мы, наблюдая ту или иную породу в естественном обнажении или в керне скважины, фиксируем ее состояние на одном из этапов конкретной стадии осадочного цикла. Здесь мы предварительно подчеркнем, что в дальнейшем понятия «стадия», «подстадия» и «надстадия» будут отражать строго определенные диапазоны внутри осадочного цикла, тогда как часто употребляемое в литературе слово «этап» применяется в качестве термина свободного пользования, характеризующего любой фиксированный момент геологического события. Литологи традиционно рассматривают следующие стадии: 1) мобилизация (гипергенная, биогенная либо вулканогенная); 2) перенос (или транспортировка веществ); 3) накопление (седиментация); 4) диагенез; 5) катагенез; 6) метагенез (выделяемый не всеми). Три первые из них реализуются в зоне осадкообразования, а остальные — в стратифере. Оба этих термина были введены Л. В. Пустоваловым в 1940 г. как основополагающие понятия применительно к анализу условий и механизмов осадочных процессов.

**Зона осадкообразования** — это приповерхностное земное пространство, где совершаются физические, химические и биологические процессы, приводящие к образованию осадков; данное пространство включает поверхность Земли, всю гидросферу, нижнюю часть атмосферы и те самые верхние участки литосферы, которые подвержены выветриванию.

**Осадок** — конечный продукт процессов в этой зоне и исходный «зародыш» для дальнейшего формирования осадочной гор-

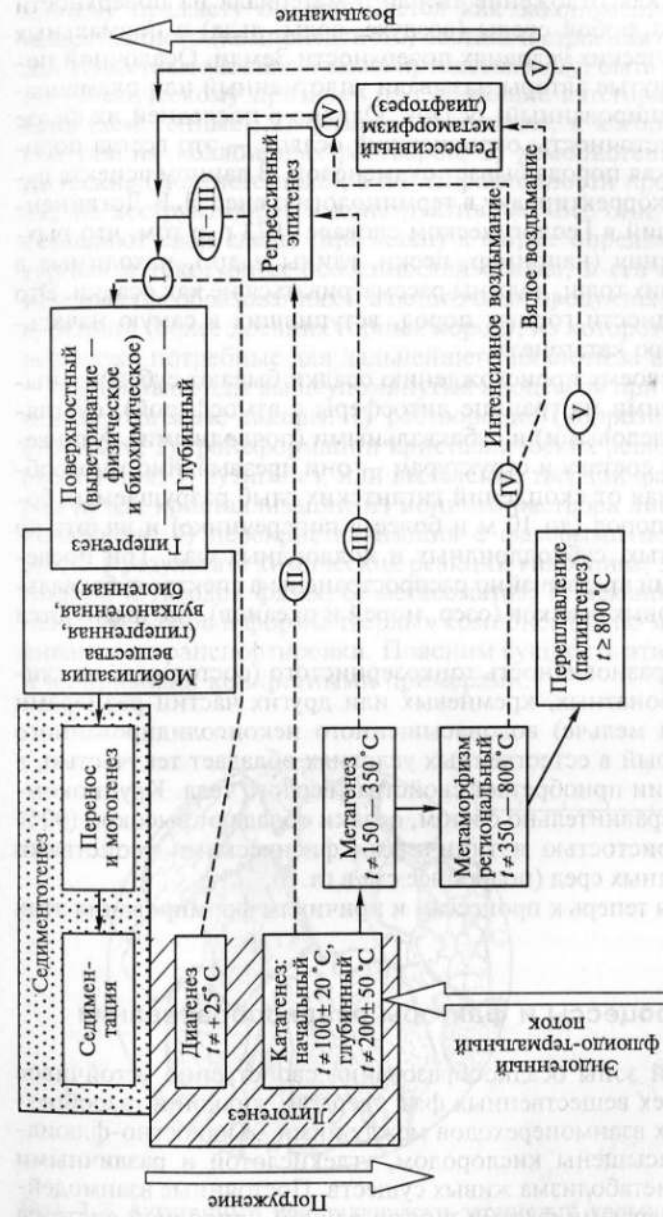


Рис. 3.1. Общая схема стадий и циклов осадочного породообразования, эндогенных и экзогенных породных изменений. Циклы: I — прерванный; II, III — укороченные; IV — полный; V — полнейший

ной породы можно кратко определить (согласно трактовке английских исследователей середины XX в. В. К. Крумбейна и Л. Л. Слосса) как отложение твердого материала на поверхности литосферы из любой среды (воздуха, воды, льда) в нормальных термодинамических условиях поверхности Земли. Осадочной породой упомянутые авторы называли уплотненный или окаменевший (литифицированный) осадок. Однако в последней их фразе содержится неточность: окаменевший осадок — это всегда порода, но не всякая порода бывает окаменелой. В данном аспекте существенную корректировку в терминологию внес Н. В. Логвиненко, написавший в Геологическом словаре 1973 г. о том, что рыхлые образования (например, пески, глины и др.), находящиеся в составе древних толщ, должны рассматриваться не как осадки. Это уже разновидности горных пород, вступивших в самую начальную подстадию катагенеза.

Итак, по своему происхождению осадки бывают субаэральными (возникшими на границе литосферы с атмосферой), субгляциальными (ледовыми) и субаквальными (подводными). А по вещественному составу и структурам — они чрезвычайно многообразны: начиная от скоплений гигантских глыб разрушаемых более древних пород (до 10 м и более в поперечнике) и вплоть до тонкозернистых, субколлоидных и коллоидных фаз. Три последние категории чрезвычайно распространены в спектре субаквальных бассейновых осадков (озер, морей и океанов), где именуются илами.

**Ил** — это разновидность тонкозернистого (состоящего из глинистых, карбонатных, кремневых или других частиц размерами от 0,01 мм и мельче) водонасыщенного неконсолидированного осадка, который в естественных условиях обладает текучестью, а при высыхании приобретает свойства твердого тела. Крупнокомпонентные, сравнительно с илом, осадки обладают высокой (90 % и более) пористостью и типичными физическими свойствами гранулированных сред (подробнее см. в гл. 6).

Обратимся теперь к процессам и причинам формирования этих сред.

### 3.2. Процессы и факторы осадкообразования

Для любой зоны осадкообразования свойственно устойчивое состояние трех вещественных фаз: твердой, жидкой и газообразной, и частых взаимопереходов между ними. Жидкостно-флюидные фазы насыщены кислородом, углекислотой и различными продуктами метаболизма живых существ. Постоянные взаимодействия их с твердыми фазами внутри единой природной системы обуславливаются процессами многих видов.

**Процесс** (от лат. *processus* — движение вперед) — это последовательное закономерное изменение чего-либо; применительно к нашему предмету он понимается как закономерное изменение вещественного (компонентного) состава и строения осадка и породы. Известные нам виды таких процессов могут быть типизированы по генетическому признаку на следующие категории: 1) химические (хемогенные); 2) физико-химические, к которым относится коагуляция коллоидных растворов; 3) хемобиогенные; 4) механические (механогенные); а по направленности процессов их делят на деструктивные и конструктивные. Все они, как правило, оставляют свои следы (признаки) в форме определенных структурных и текстурных особенностей осадка, в его внутриконтинентных преобразованиях и в остаточных продуктах разрушаемого субстрата (более древних горных пород), из которого извлекались вещества, потребные для дальнейшего их синтеза в осадке.

Основные виды вышеупомянутых процессов при гипергенезе и седиментогенезе таковы: 1) растворение (коррозия) минералов субстрата; 2) трансформации кристаллических решеток в некоторых из них; 3) аутигенез, или выделение твердой фазы из растворов путем кристаллизации из ионного раствора либо «старения» коллоидов; 4) перекристаллизация с фазовыми переходами веществ в результате химических реакций гидролиза; 5) диффузия в жидкой и твердой фазах; 6) метасоматоз; 7) механогенные изменения размеров и формы твердых компонентов по мере их выветривания и транспортировки. Поясним сущность этих механизмов и их признаки конкретными примерами.

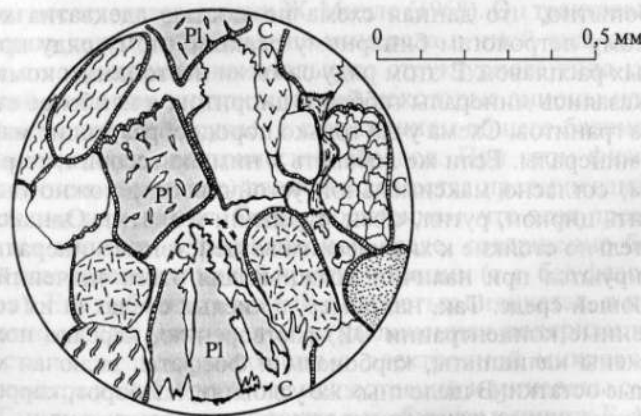
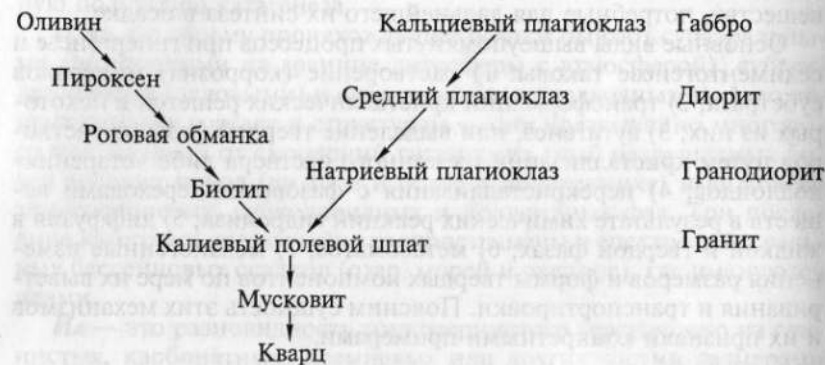


Рис. 3.2. Аутигенный кристаллически-зернистый кальцит (С), глубоко корродирующий зерна среднего плагиоклаза (Pl) и кварца в песчанике триаса Тюменской скважины



**Растворение (коррозия) минеральных компонентов**, именуемое в англоязычной литературе как внутрислойное растворение минералов (по Ф. Дж. Петтиджону), осуществляется начиная с самых ранних этапов выветривания и на всех дальнейших стадиях. В первую очередь этому процессу подвергаются минералы из групп ортосиликатов и цепочечных силикатов (оливины, гранаты, пироксены и амфиболы), а также некоторые из каркасных силикатов (прежде всего кальциевые или существенно кальциевые плагиоклазы) (рис. 3.2). Возрастание химической устойчивости отдельных минеральных видов к их химическому корродированию показано на приведенной ниже схеме (по Н. Л. Боуэну и Т. Барту) стрелками, которые направлены сверху вниз — к наиболее химически инертным видам (калиевый полевой шпат — мусковит — кварц):



Любопытно, что данная схема полностью адекватна хорошо известному петрологам бинарному реакционному ряду кристаллизующих расплавов. В этом ряду самыми нестойкими компонентами оказались минералы габбро и диоритов, а наиболее стойкими — из гранитов. Схема учла только породообразующие магматические минералы. Если же добавить к ним аксессуарии, то рядом с кварцем, согласно максимальной устойчивости, можно было бы поместить циркон, рутил, сфен, турмалин и апатит. Однако и эти относительно стойкие к химическим воздействиям минералы тоже корродируются при наличии должных для этого значений pH в окружающей среде. Так, например, в кислых средах (а их создают повышенные концентрации  $OH^-$ ) растворению, нередко полному, подвержены калишпаты, карбонаты и фосфаты, включая мелкие скелетные остатки. В щелочных же условиях, наоборот, коррозию и растворение испытывают минералы группы кремнезема.

Корродирование обломочных зерен легко опознается в петрографических шлифах по характерным зубчато-клиновидным углублениям (которые называются петрографами «коррозийные зали-

вы»), нарушающим плавные очертания среза минерального зерна (см. рис. 3.2) или скелетного остатка ископаемой фауны. Это признаки типично деструктивных процессов. К конструктивным относятся аутигенез и минеральные трансформации.

**Аутигенное минералообразование** (аутигенез) всегда было в центре внимания литологов. Парагенезы аутигенных минералов брались ими за основу диагностик стадийности осадко- и породообразования. Сущность рассматриваемого процесса лаконично сформулировал американский литолог Р. Фейрбридж в 1985 г. Он в переведенной на русский язык книге (Диagenез..., 1971) писал: «Аутигенезом называется процесс, при котором происходит образование минералов *in situ*. Термин введен Калковски (E. Kalkowsky, 1880) и употребляется при образовании любых минералов..., но не в процессе трансформации или перекристаллизации; термин обычно применяется по отношению к осадочным породам, находящимся в низкотемпературных условиях».

Аутигенез может осуществляться несколькими способами: химической садкой минералов из ионных растворов поровых вод, коагуляцией коллоидных растворов и синтезом новых минералов из смеси разнородных коллоидных фаз. Продуктами аутигенеза являются включения в осадке кристаллов новообразованных минералов, а также их агрегаты в формах конкреционных стяжений (большинство их принадлежит стадиям диагенеза и катагенеза — см. гл. 4; известны и седиментогенные конкреции). В последнем случае микроструктура аутигенного вещества бывает: аморфной, криптозернистой, кристаллически-зернистой (гранобластовой) либо листоватой (лепидобластовой).

**Трансформации минералов** — это понятие было введено французским исследователем глин Ж. Милло (1968). Он трактовал трансформацию как преобразование минерала в иной вид, осуществленное с сохранением изначального структурного типа кристаллической решетки, внутри которой некоторые анионы или катионы замещаются на другие, с сохранением общего баланса уравновешивающихся электрических зарядов. При этом физические (оптические в том числе) свойства вещества претерпевают принципиальные изменения. Особо подчеркнем, что этот процесс реализуется целиком в твердофазной среде, совершенно без признаков растворения и новой кристаллизации (т. е. без фазовых переходов). Его наблюдать можно в слоистых силикатах, в прозрачных шлифах при максимальных увеличениях поляризационного микроскопа, а также с помощью электронной микроскопии и электронографии. Подробные иллюстрации и минералы см. в разделе «Глинистые породы», а также в учебниках и книгах В. А. Дрица и А. Г. Коссовской (1990) и О. В. Япаскурта (2005). Классическими примерами могут послужить трансформации выветриваемых при условиях низких значений pH триоктаэдрических слюд-биотитов

в каолинит (некоторые почвы угольных пластов — бывший субстрат торфяников). Те же биотиты, попадая в щелочную среду осадков соленых лагун и озер, способны частично или полностью трансформироваться в монтмориллонит. Иные примеры приведены в гл. 4 при описании внутристратиферных процессов, где явления трансформаций тоже широко распространены.

Ранее отмечалось, что трансформации не причисляются к аутигенезу. Так же считал и Ж. Милло. Процесс возникновения нового минерала из растворов, питаемых за счет коррозии и разрушения других, неустойчивых к данной среде минералов, он предложил именовать «новообразованием», противопоставив этот термин минеральным трансформациям. Но следует помнить, что различить новообразованные и трансформированные аутигенные минералы на практике не так-то просто и не всегда удается доказать это с полной уверенностью.

**Прочие процессы** (перекристаллизация с фазовыми переходами, диффузия и метасоматоз) охарактеризованы в гл. 4 при описании стратиферы, где они проявлены в больших масштабах сравнительно с зоной осадкообразования. А о следах механогенных процессов см. в гл. 6.

Что же влияет на интенсивность и результативность работы вышеупомянутых процессов и какие факторы ими управляют? Это один из принципиальных вопросов теории осадко- и породообразования. Понятие *фактор* (от лат. *factor* — делающий) определяется как движущая сила какого-либо процесса, влияющее на него



Рис. 3.3. Стадии процессов седиментогенеза, литогенеза и их главные параметры

условие. Массовым количеством работ литологов всех стран было установлено, что главными факторами мобилизации веществ и седиментогенеза в геологическом прошлом и ныне служат: климаты; тектонические перемещения земной поверхности, создающие ее рельеф; вещественные составы и динамика газов атмосферы и вод гидросферы; вулканизм; биос; а в последнее время — антропогенная деятельность. В целом энергетические процессы зоны осадкообразования подвержены встречным влияниям внешних, космических воздействий (лучистая солнечная и приливно-отливная энергия, проникновение космических частиц и волн) и внутрипланетных воздействий (гравитация, радиация, тепло- и флюидоотдача). Рассмотрим это подробнее применительно к конкретным стадиям (рис. 3.3).

### 3.3. Стадия мобилизации осадочного вещества

Осадкообразование предваряется стадией мобилизации осадочного вещества. Мобилизация осуществляется гипергенными, биогенными либо вулканогенными способами.

**Гипергенез** понимается, согласно трактовке академика А. Е. Ферсмана (1955, 1977), как весь комплекс химических, био- и физико-химических явлений, которые протекают на границе между атмосферой и твердой земной оболочкой. Поднятые тектоническими силами наверх из земных недр горные породы (магматические, метаморфические, древние осадочные) состоят из минеральных агрегатов, которые в большинстве своем были сформированы при динамотермальных ( $P-T$ ) и физико-химических условиях, совершенно иных, чем на поверхности Земли. Оказавшись в зоне гипергенеза, эти минеральные агрегаты попадают под воздействие чужеродных им атмосферных газов и вод, а также бактериального, растительного и животного биоса. Такая природная система (в которой живые организмы не изолированы от неорганической, или «косной», материи) названа академиком В.И. Вернадским биокосной. Она исключительно неравновесна. Ее компоненты стремятся к уравниванию, и это служит основной движущей силой гипергенных процессов. Они принадлежат к двум категориям: господствующей деструктивной (корродирование вплоть до полного растворения наиболее неустойчивых в экзогенной среде минеральных видов — в первую очередь оливинов, ромбических пироксенов, амфиболов, кальциевых плагиоклазов и др. — см. табл. 3.1) и конструктивной (глинизация цепочечных, каркасных и слоистых силикатов; новообразования гидроксидов, оксидов и сульфатов; формирование и минерализация органических компонентов и др.). Очень широкое распространение получают химические реакции гидратации и гидролиза твердых веществ.

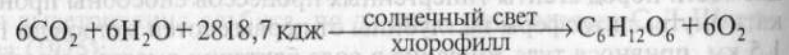




она грандиозна. В качестве примера можно сослаться на исследование Л. К. Яхонтовой и В. П. Зверева (2000), ряда зарубежных литологов (K. L. Moulten, J. West, R. A. Brenner, 2000), которые экспериментально и на практике доказали, что корневая система деревьев ускоряет темпы корроирования плагиоклазов в 2 раза, а пироксенов в 10 раз вследствие того, что микросреда вблизи корней примерно в 2 раза кислее сравнительно с почвенной (рН колеблется от 3 до 5—7). Реакционная обстановка вокруг корневых волосков служит причиной выщелачивания Са, Mg, К и других элементов из силикатных минералов субстрата. В дополнение к этому можно сослаться на эксперименты Л. К. Яхонтовой и других ученых, подтвердившие наличие биогенного выщелачивания кремнезема из силикатных минералов и минеральных агрегатов: полевых шпатов (изъятие до 1,5—2 % SiO<sub>2</sub> общего количества содержащегося в опытных образцах в течение всего 15 недель), а также из смектитов и смектитсодержащих бокситов.

Это были частные примеры «скрытых» влияний живого вещества на минеральные изменения. Сведения о них можно было бы многократно расширить. Однако гораздо большие масштабы в приповерхностной области гипергенеза имеют еще два взаимодополняющие процесса растительной жизнедеятельности: генерация органического вещества (ОВ) путем фотосинтеза и разложение (минерализация) ОВ. Механизм таких процессов глубоко проанализировал известный отечественный геохимик А. И. Перельман. Он писал об этом нижеследующее.

Образование углеводов из неорганических соединений окружающей среды в результате жизнедеятельности зеленых растений, которые синтезируют ОВ из СО<sub>2</sub> воздуха, воды и минеральных солей, обычно изображается следующей упрощенной реакцией фотосинтеза:



Таким же способом могут возникать и другие более сложные органические соединения, например белки. Поглощая из почвы и воды кальций, магний, калий, железо и другие элементы, растения также используют их для синтеза сложных органических соединений. В итоге на земной поверхности накапливается много богатого энергией ОВ, а атомы С, Н, N и других элементов «заряжаются энергией».

Но если бы в зоне гипергенеза осуществлялась только биогенная аккумуляция, то вскоре из воздуха был бы поглощен весь СО<sub>2</sub>. Этого не происходит, так как в природе протекает прямо противоположный процесс — минерализация ОВ, при которой сложные ОВ окисляются до простых минеральных соединений (СО<sub>2</sub>, Н<sub>2</sub>О и минеральные соли). Такой процесс протекает в ра-

стениях. Их дыхание окисляет органические соединения. Однако фотосинтез создает значительно больше ОВ, чем их разрушает дыхание.

Основное значение в качестве минерализаторов имеют микроорганизмы. В 1 см<sup>3</sup> почвы или подземной воды находится несколько миллионов бактерий — клетчатковых, десульфуризирующих, денитрифицирующих, окисляющих метан, водород, фенол, нафталин и др. Они разлагают мертвые тела растений и животных, минерализуют их до СО<sub>2</sub>, Н<sub>2</sub>О, NH<sub>3</sub> и минеральных солей; там же образуется гумус — сложное высокомолекулярное органическое вещество. При разложении растительных остатков освобождаются также SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, которые, по предположению выдающегося исследователя почв Б. Б. Полюнова, могут вступать во взаимодействие, образуя вторичные глинистые минералы.

Всем этим мобилизуемым в зоне гипергенеза компонентам предстоит активно участвовать в процессах седиментогенеза. Мобилизуемые вещества представлены в трех фазах: 1) твердая (осадочные и новообразованные минеральные агрегаты и ОВ); 2) жидкая (истинные и коллоидные растворы); 3) газообразная (частично растворена, но в большинстве своем улетучивается в атмосферу и тем самым исключается из осадочного процесса).

Здесь еще раз следует обратить внимание на то, что выветривание — это процессы не только разрушительные, но отчасти и созидательные. Конечный результат поверхностного гипергенеза — это прежде всего *коры выветривания*. Это вновь возникшие образования. Изучение современной и ископаемых кор выветривания позволило Н. М. Страхову различать в этой стадии четыре последовательных этапа: 1) преобладание механического разрушения с образованием щебенисто-дресвянистых продуктов; химическое разложение выражено слабо; 2) химическое разложение резко усиливается и совершается преимущественно в щелочных условиях; это гидратация и выщелачивание силикатов с образованием гидрослюд и гидрохлоритов; 3) химическое разложение протекает преимущественно в нейтральных и кислых условиях среды; это окисление и гидролиз силикатов с образованием нонtronит-монтмориллонитовых и каолининовых минералов; 4) завершение химического разложения, полное окисление и гидролиз с образованием охр, железняков и латеритов.

Далее Н. М. Страхов показал на конкретных объектах, что в зависимости от местных условий гипергенез проходит либо через все четыре этапа, либо останавливается на любом из них. В конечном итоге в результате выветривания образуются продукты двух типов: а) обломочные частицы различной крупности и вновь образованные твердые фазы — гипергенные минералы, остающиеся на месте и формирующие более или менее четко выраженную кору выветривания; б) истинные и коллоидные рас-



творы, удаляемые из коры и вступающие на путь миграций в наземных и подземных водотоках. Коры, как и большинство иных продуктов верхней зоны гипергенеза, постоянно подвергаются денудационным процессам, представляя собой исходный материал для последующих стадий (переноса вещества и его накопления в осадке).

Гипергенная мобилизация имеет весьма многообразные формы проявления в зависимости от определяющего влияния на ее процессы двух главных факторов — климата и тектонического режима. Первый объясняет обилие либо недостаточность влаги, высокие либо низкие среднегодовые температуры, а от этого напрямую зависит интенсивность жизнедеятельности. А вода в совокупности с живым и мертвым ОВ служит главным стимулятором гипергенного изменения породного субстрата.

Следовательно, от климата зависит в первую очередь степень измененности выветриваемых пород, которые в одних случаях могут быть затронуты выветриванием слегка, а в иных — переработаны до неузнаваемости. Первый случай относится к областям господства двух видов климата: *ледового (нивального)*, по Н. М. Страхову и *аридного* (жаркого и сухого, где количество испаряющейся влаги превышает количество воды из атмосферных осадков). Гораздо интенсивнее выветривание проявляется при климате *гумидном* (осадки преобладают над испарением). Последний подразделяется на холодный, умеренный, субтропический и тропический. В том же порядке интенсифицируются и гипергенные процессы. Все это детальнейшим способом было проанализировано в книгах Н. М. Страхова (1963).

Вместе с климатом на интенсивность и характер мобилизации вещества оказывает сильное влияние тектонический режим, от которого зависит рельеф ландшафта. При вялом режиме усиленно осуществляется денудация и местность превращается в стабильный пенеплен, на котором агенты выветривания перестают проникать на большие глубины. При активной же тектонике происходит горообразование. Горы растут быстро, и мощные коры выветривания просто не успевают формироваться на их вершинах, а по склонам гор перемещается вниз относительно «свежий» обломочный материал, вступивший в начальную фазу надстадии седиментогенеза.

Мобилизация осадочного вещества реализуется наиболее полно при условиях, когда удачно сочетаются способствующий ей климат и такие скорости тектонического воздымания, которые близки к темпам развития биохомогенных процессов гипергенеза в пределах постоянно денудированной холмистой суши. Этими условиями обеспечивается неуклонное длительное пополнение резерва веществ (твердых, жидких и газообразных), потребных для седиментогенеза.

Грандиозность масштабов гипергенных процессов и их всеобщность несколько заслонили собой иные (не гипергенные) источники вещественной мобилизации. К ним относится, во-первых, *исключительно биогенная мобилизация*: в торфяниках и карбонатных рифовых постройках (см. далее). Во-вторых, это *вулканогенная и эндогенно-гидротермальная* формы мобилизации веществ. Последние практически не зависят от климатических факторов, обусловлены в основном тектоническими процессами. Поясним это подробнее. Главные продукты вулканических взрывов — туфы относятся к породам осадочным, потому что, несмотря на эндогенную природу своего вещества, они, будучи выброшенными из жерла, сразу подвергаются воздействию тех же факторов седиментогенеза (сил гравитации, воздушных и водных потоков), что и обычные продукты физического выветривания субстрата на начальных этапах формирования обломочных отложений. А застывшие на земной поверхности лавы, в отличие от туфов, не причисляются к осадочным образованиям на том основании, что они не соответствуют одному из важнейших признаков осадочного генезиса — низкотемпературности (см. определение осадочной породы в начале книги).

Итак, туфовый (пирокластический) материал — вулканическое стекло, фрагменты застывшей лавы и кристаллокласты (обломки минеральных вкрапленников) представляет собой наиболее яркий пример мобилизованного эндогенного вещества. Помимо него, в областях развития вулканизма из недр поступают горячие гидротермы с растворенными в них веществами, которые выпадают в осадок при резком охлаждении и падении давления растворов вблизи земной поверхности (это агрегаты различных цеолитов, полевых шпатов, сульфатов, сульфидов, слоистых силикатов и других минеральных видов).

Завершая краткий обзор процессов и обстановок трех разновидностей мобилизации веществ — гипергенной, биогенной и вулканогенно-гидротермальной, обратим внимание на то, что в некоторых учебниках приоритет отдан только первой из них и описание стадийности осадочного процесса начинается разделом «Гипергенез». Однако гипергенезом не исчерпывается многообразие природных преципитационных процессов. Они в современном их проявлении легко доступны наблюдению исследователя. О характере проявления этих процессов в геологическом прошлом приходится судить зачастую только по косвенным признакам, потому что древние коры выветривания и палеовулканы в большинстве своем бывают уничтожены последующей денудацией. Но информацию о них сохраняют в своих признаках породные компоненты. По их составам и формам можно уверенно судить, насколько интенсивным было изначальное выветривание и проявлялся ли прежде вулканизм. Подробнее об этом см. в гл. 5.

### 3.4. Надстадия седиментогенеза: перенос веществ и накопление осадков. Дифференциация веществ

Перенос (транспортировка) мобилизованного вещества осуществляется в твердой и жидкой фазах несколькими способами: под воздействием сил гравитации, суспензионных и водных потоков (наземных и подземных), льда, воздушных струй, а также животных организмов и техногенных средств. Своеобразия процессов и условий данной стадии на суше, в реках, озерах, морях и океанах изучены досконально. Знания о них можно почерпнуть из многих литературных источников: классических учебников и пособий — Л. В. Пустовалова, М. С. Швецова, Л. Б. Рухина, Н. В. Логвиненко и современных — В. П. Алексева, А. А. Байкова и В. И. Седлецкого (1997), В. Т. Фролова, а также из научных трудов академиков Н. М. Страхова (1963), А. П. Лисицына (1988, 1991, 2001) и др. Так же глубоко и подробно изучена следующая за переносом стадия накопления осадков. Прежде чем рассмотреть ее, отметим, что, по мнению Н. М. Страхова, перенос и отложение в сущности своей нераздельны. Он писал о том, что всякое осадкообразование предполагает движение — перенос осадочного материала и без такового невозможно. Перенос начинается на склонах водоразделов и кончается в бассейнах седиментации. В путях переноса в той или иной степени происходит отложение: делювий на склонах, пролювий у подножия склонов, аллювий в речных долинах, дельтовые отложения в устье реки. В конечных водоемах стока — озерах, морях — осажается и захороняется лишь та часть приведенного в движение осадочного материала, которая не успела осесть в пределах водосборов. Следовательно, перенос и отложение являются не чем иным, как двумя сторонами одного и того же явления — осадкообразования. Поэтому Н. М. Страхов утверждал, что вслед за гипергенезом следует выделять не стадию переноса, а стадию образования осадка, или, иначе, *стадию седиментогенеза*. Мы рассматриваем ее в ранге надстадии. В ней, следуя концепции Н. М. Страхова, целесообразно выделять два последовательных этапа: 1) водосборный — склоново-долинно-дельтовый седиментогенез; 2) бассейновый седиментогенез. Результаты первого этапа не всегда сохраняются в ископаемом состоянии, во многом уничтожаются последующими процессами; поэтому геологи чаще всего наблюдают в природе результат второго этапа — бассейнового седиментогенеза.

**Бассейн седиментации, осадочный бассейн** — термины, широко употребляемые с конца XX в.; однако они трактуются геологами и литологами разных школ не одинаково, а потому нуждаются в комментариях. Когда пишут об осадочном (или седиментационном) бассейне, то в одних случаях имеют в виду водоем — фраг-

мент зоны осадкообразования, а в других случаях подразумевают осадочно-породное тело — гигантское вместилище накопленных осадков, т. е. фрагмент стратисферы (описываемой в гл. 4). Вторым вариантом трактовки термина восходит еще к трудам Ч. Ляйеля 30-х гг. XIX в.: термин *basin* (бассейн) происходит от кельтского слова *bas*, обозначающего углубление, и Ч. Ляйель употребил его для описания осадков, которые заполнили впадину в более древних горных породах. К тому же английское слово *sedimentary* может означать рыхлый, недавно отложившийся осадок, а также любую осадочную породу; но в переводе на русский язык оно традиционно применяется только к осадку.

Для того чтобы избежать двойственности в трактовке понятия «осадочный бассейн» (ОБ), П. П. Тимофеев предложил оставить это словосочетание как обобщающее понятие и выделять две конкретные категории бассейнов: седиментационный (СБ) и породный, или бассейн породообразования (БП).

**Седиментационным бассейном** именуется участок земной поверхности, включающий как территорию конечного осадконакопления, так и окружавшие ее площади мобилизации и транспортировки вещества. Иногда под данным термином подразумевают только территорию накопления осадка. Но это лишь фрагмент гораздо более обширной площади, на которой реализуются многообразные, описанные выше процессы. К примеру, если бы мы задались целью выделить СБ современного Каспия, то нам пришлось бы провести линию по водоразделам всех впадающих в Каспий рек и их притоков. Естественно, что от докайнозойских СБ теперь сохранились только фрагменты, которые были опущены тектоническими движениями (это и есть БП), а остальная площадь водоразделов и путей транспортировки в основном оказалась эродированной. О ней мы можем судить, опираясь только на комплексный литолого-фациальный анализ, о котором рассказано в III части книги.

Совокупность всех синхронных СБ составляет нижнюю часть зоны осадкообразования. Ее подошва соответствует нижнему уровню проявления гипергенных процессов. Интервал между упомянутым уровнем и земной поверхностью соответствует области перекрытия зоной осадкообразования верхов более древней осадочной оболочки, или *стратисферы*, в которой реализуются процессы постседиментационного породообразования (см. гл. 4). Эта осадочная оболочка состоит из множества БП. Каждый из них представляет собой фрагмент отложений СБ, сохранившийся после всевозможных тектонических перестроек структуры СБ и денудаций. В такой трактовке *осадочный бассейн* является обобщающим термином: ОБ = СБ + БП.

Вернемся к механизмам транспортировки и накопления осадочных веществ и остановимся на одном из важнейших природ-



ных законов, который управляет многими процессами рассматриваемых стадий.

Это закон осадочной дифференциации веществ, природные проявления которого впервые констатировал в начале XX в. немецкий геохимик В. М. Гольдшмидт, а четкую концепцию всеобъемлющего закона сформулировал Л. В. Пустовалов (1940): «Можно сказать, что каждая осадочная порода представляет собой продукт дифференциации вещества изначальных пород».

Действительно, если бы процесс осадкообразования сводился к совместному и одновременному переотложению продуктов мобилизации, то на земной поверхности повсеместно накапливались бы хаотичные по вещественному составу смеси. Мы же имеем дело с осадочными отложениями чрезвычайно разнообразных типов как по их минеральному составу (кремни, известняки, доломиты, сидериты, различные соли, различные глины, бокситы и др.), так и по размерности породных компонентов (валунники, галечники, гравий, пески, алевриты, пелитовые осадки и др.). Формируются также и смешанные образования, например глинисто-карбонатные смеси — мергели или валунно-галечно-алевро-пелитовые накопления пролювиальных конусов выноса, ледниковых морен и др. Они, однако, по частоте своей встречаемости существенно уступают осадкам более или менее отдифференцированным.

Отсюда следует вывод о том, что на стадии транспортировки вещества действует целый комплекс разнообразных сил, которые разобщают это вещество, фракционируя его по весу и крупности твердых компонентов, по их минеральному составу, а также по степени растворимости и химическим свойствам растворов. Л. В. Пустовалов констатировал: «Разобщение составных частей изначальных пород, происходящее в зоне осадкообразования, мы будем называть осадочной или, пользуясь иностранным термином, седиментационной поверхностной дифференциацией. В зависимости от характера сил, приводящих к разделению вещества, можно различать механическую и химическую осадочные дифференциации» (рис. 3.4).

Механическая дифференциация реализуется буквально у нас на глазах. Начальные ее этапы можно наблюдать повсеместно на суше, в пределах и вокруг водосборных площадей. Это каменные обвалы, осыпи, оползневые тела, делювиальные шлейфы и пролювиальные конуса, где сортировка обломочного материала по размерам и удельному весу еще весьма несовершенна, хотя в зачаточном виде ее можно заметить. Тут же продолжают сортировочную работу ветры и речные водотоки. Последние разделяют мобилизованный материал по механическим и химическим свойствам весьма основательно. Реки переносят обломки пород и минералов тремя способами: волочением по дну, сальтацией (под-

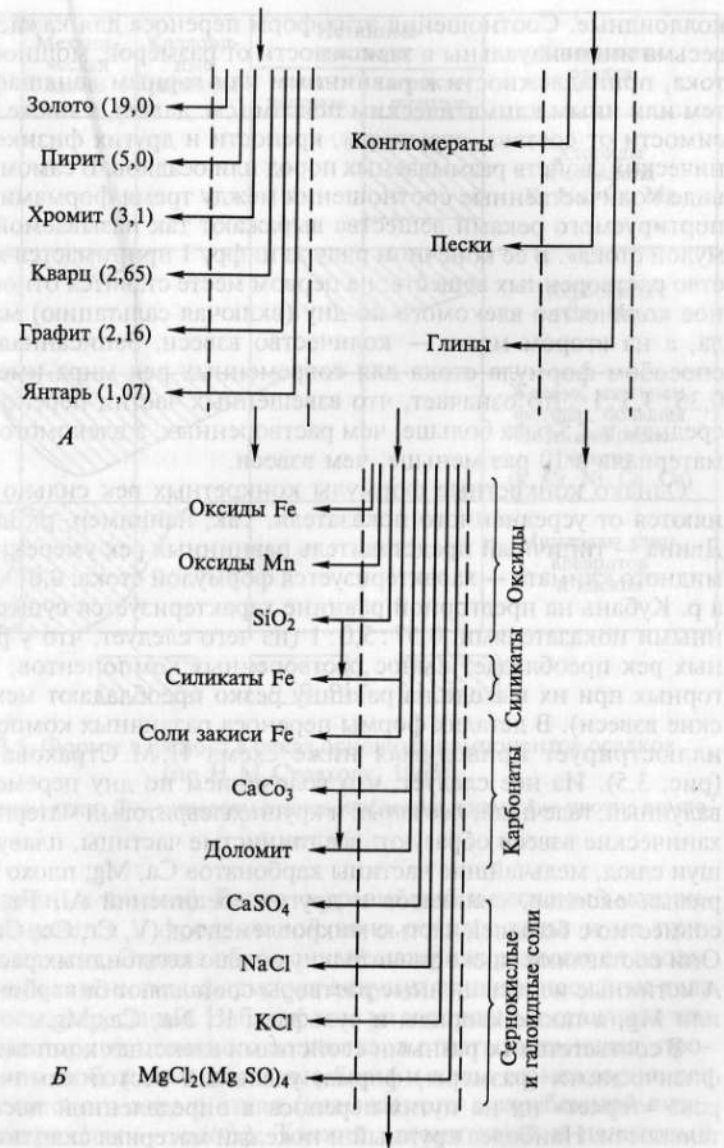


Рис. 3.4. Схемы осадочной механической (А) и химической (Б) дифференциации вещества (по Л. В. Пустовалову, 1940)

прыгиванием, или «кувырканием») и на плаву (в механических взвесах). Кроме того, в их водах содержатся извлеченные из кор выветривания растворы — в основном ненасыщенные ионные и

### 3.4. Надстадия седиментогенеза: перенос веществ и накопление осадков. Дифференциация веществ

Перенос (транспортировка) мобилизованного вещества осуществляется в твердой и жидкой фазах несколькими способами: под воздействием сил гравитации, суспензионных и водных потоков (наземных и подземных), льда, воздушных струй, а также животных организмов и техногенных средств. Своеобразия процессов и условий данной стадии на суше, в реках, озерах, морях и океанах изучены досконально. Знания о них можно почерпнуть из многих литературных источников: классических учебников и пособий — Л. В. Пустовалова, М. С. Швецова, Л. Б. Рухина, Н. В. Логвиненко и современных — В. П. Алексеева, А. А. Байкова и В. И. Седлецкого (1997), В. Т. Фролова, а также из научных трудов академиков Н. М. Страхова (1963), А. П. Лисицына (1988, 1991, 2001) и др. Так же глубоко и подробно изучена следующая за переносом стадия накопления осадков. Прежде чем рассмотреть ее, отметим, что, по мнению Н. М. Страхова, перенос и отложение в сущности своей неразделимы. Он писал о том, что всякое осадкообразование предполагает движение — перенос осадочного материала и без такового невозможно. Перенос начинается на склонах водоразделов и кончается в бассейнах седиментации. В путях переноса в той или иной степени происходит отложение: делювий на склонах, пролювий у подножия склонов, аллювий в речных долинах, дельтовые отложения в устье реки. В конечных водоемах стока — озерах, морях — осаждаются и захороняются лишь та часть приведенного в движение осадочного материала, которая не успела осесть в пределах водосборов. Следовательно, перенос и отложение являются не чем иным, как двумя сторонами одного и того же явления — осадкообразования. Поэтому Н. М. Страхов утверждал, что вслед за гипергенезом следует выделять не стадию переноса, а стадию образования осадка, или, иначе, *стадию седиментогенеза*. Мы рассматриваем ее в ранге надстадии. В ней, следуя концепции Н. М. Страхова, целесообразно выделять два последовательных этапа: 1) водосборный — склоново-долинно-дельтовый седиментогенез; 2) бассейновый седиментогенез. Результаты первого этапа не всегда сохраняются в ископаемом состоянии, во многом уничтожаются последующими процессами; поэтому геологи чаще всего наблюдают в природе результат второго этапа — бассейнового седиментогенеза.

**Бассейн седиментации, осадочный бассейн** — термины, широко употребляемые с конца XX в.; однако они трактуются геологами и литологами разных школ не одинаково, а потому нуждаются в комментариях. Когда пишут об осадочном (или седиментационном) бассейне, то в одних случаях имеют в виду водоем — фраг-

мент зоны осадкообразования, а в других случаях подразумевают осадочно-породное тело — гигантское вместительное накопленное осадков, т. е. фрагмент стратисферы (описываемой в гл. 4). Вторым вариант трактовки термина восходит еще к трудам Ч. Ляйеля 30-х гг. XIX в.: термин *basin* (бассейн) происходит от кельтского слова *bas*, обозначающего углубление, и Ч. Ляйель употребил его для описания осадков, которые заполнили впадину в более древних горных породах. К тому же английское слово *sedimentary* может означать рыхлый, недавно отложившийся осадок, а также любую осадочную породу; но в переводе на русский язык оно традиционно применяется только к осадку.

Для того чтобы избежать двойственности в трактовке понятия «осадочный бассейн» (ОБ), П. П. Тимофеев предложил оставить это словосочетание как обобщающее понятие и выделять две конкретные категории бассейнов: седиментационный (СБ) и породный, или бассейн породообразования (БП).

**Седиментационным бассейном** именуется участок земной поверхности, включающий как территорию конечного осадконакопления, так и окружающие ее площади мобилизации и транспортировки вещества. Иногда под данным термином подразумевают только территорию накопления осадка. Но это лишь фрагмент гораздо более обширной площади, на которой реализуются многообразные, описанные выше процессы. К примеру, если бы мы задались целью выделить СБ современного Каспия, то нам пришлось бы провести линию по водоразделам всех впадающих в Каспий рек и их притоков. Естественно, что от докайнозойских СБ теперь сохранились только фрагменты, которые были опущены тектоническими движениями (это и есть БП), а остальная площадь водоразделов и путей транспортировки в основном оказалась эродированной. О ней мы можем судить, опираясь только на комплексный литолого-фациальный анализ, о котором рассказано в III части книги.

Совокупность всех синхронных СБ составляет нижнюю часть зоны осадкообразования. Ее подошва соответствует нижнему уровню проявления гипергенных процессов. Интервал между упомянутым уровнем и земной поверхностью соответствует области перекрытия зоной осадкообразования верхов более древней осадочной оболочки, или *стратисферы*, в которой реализуются процессы постседиментационного породообразования (см. гл. 4). Эта осадочная оболочка состоит из множества БП. Каждый из них представляет собой фрагмент отложений СБ, сохранившийся после всевозможных тектонических перестроек структуры СБ и денудаций. В такой трактовке *осадочный бассейн* является обобщающим термином:  $ОБ = СБ + БП$ .

Вернемся к механизмам транспортировки и накопления осадочных веществ и остановимся на одном из важнейших природ-



коллоидные. Соотношения этих форм переноса для каждой реки весьма индивидуальны в зависимости от размеров, мощности потока, принадлежности к равнинным или горным ландшафтам, к тем или иным климатическим поясам (см. далее), а также в зависимости от состава, структуры, крепости и других физико-механических свойств размываемых пород или осадков. В самом общем виде количественные соотношения между тремя формами транспортируемого реками вещества выражают так называемой «формулой стока». В ее конечном ряду за цифру 1 принимается количество растворенных веществ; на первом месте ставится относительное количество влекомого по дну (включая сальтацию) материала, а на втором месте — количество взвеси. Записанная таким способом формула стока для современных рек мира имеет вид: 0,35 : 3,5 : 1. Это означает, что взвешенных частиц переносится в среднем в 3,5 раза больше, чем растворенных, а влекомого по дну материала в 10 раз меньше, чем взвеси.

Однако конкретные формулы конкретных рек сильно отклоняются от усредненного показателя. Так, например, р. Западная Двина — типичный представитель равнинных рек умеренного гумидного климата — характеризуется формулой стока: 0,01 : 0,25 : 1, а р. Кубань на предгорной равнине характеризуется существенно иными показателями: 0,57 : 5,0 : 1 (из чего следует, что у равнинных рек преобладает вынос растворенных компонентов, а у рек горных при их выходе на равнину резко преобладают механические взвеси). В деталях формы переноса различных компонентов иллюстрирует приводимая ниже схема Н. М. Страхова (1963) (рис. 3.5). Из нее следует, что волочением по дну перемещается валунный, галечный, песчаный и крупноалевритовый материал. Механические взвеси образуют: все глинистые частицы, плавучие чешуи слюд, мельчайшие частицы карбонатов Ca, Mg; плохо растворимых оксидов, силикатов и других соединений Al, Fe, Mn, P совместно с большей частью микроэлементов (V, Cr, Co, Cu и др.). Они составляют также значительную долю коллоидных растворов. А истинные ненасыщенные растворы составляют бикарбонаты Ca или Mg, а также хлориды и сульфаты K, Na, Ca, Mg.

В соответствии с разными свойствами влекомых компонентов — физическими (размеры, форма, удельный вес) и химическими река «теряет» их на путях переноса в определенной последовательности. Наиболее крупный и тяжелый материал скапливается в осадках руслового аллювия — в его пристержневой области и на перекатах; а более легкий и тонкий материал (алевритовые и частью пелитовые вещества взвеси) после паводков частично накапливается на пойме и в старичных озерах. Остальная масса влекомого, взвешенного вещества и растворы выносятся в конечный бассейн стока — озеро либо море. Там эти вещества подвергаются еще более тщательной сортировке процессами волнений и раз-

Волочение по дну	Механическая взвесь	Коллоидные растворы	Истинные растворы		Компоненты осадка
			насыщенные	ненасыщенные	
				▨	Хлориды и сульфаты K, Na, Ca, Mg
	▨			▨	Карбонаты Ca, Mg
	▨	▨			Железо, марганец, фосфор, большая часть микроэлементов (V, Cr, Ni, Co, Cu)
○	▨				Минералы глин, алевритов и песков

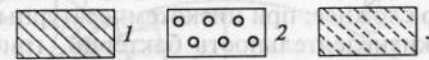


Рис. 3.5. Формы переноса в реках основных компонентов осадков (по Н. М. Страхову, 1963):

1 — минералы глин; 2 — минералы песков и обломки пород; 3 — прочие компоненты

личных донных течений. Галечно-гравийный и песчаный материал накапливается в фронтальной зоне речных дельт и на прибрежных пляжах. Отсюда обломочный материал разносится вдольбереговыми течениями, формируя аккумулятивные песчаные тела (бары, косы, пересыпи). Набегающие на них волны оставляют там очередные порции песчаного вещества, а откатываясь назад, промывают и освобождают песчаные бары и косы от межзернового алевропелитового заполнителя (называемого в зарубежной литературе матриком — *matrix*). Тонкий алевритовый и пелитовый материал выносятся в участки с более спокойной гидродинамикой. Глинистое вещество накапливается в застойных обстановках (центральных участках лагун, заливов или в западинах морского шельфа, ниже базиса действия волн).

В итоге такой механической дифференциации возникают осадки с более или менее однообразными размерами своих обломочных компонентов, т.е. относительно хорошо отсортированные.

основные ее продукты остаются внутри этих бассейнов. Весьма не совершенна дифференциация и при нивальном (ледовом) климате.

Труды Н. М. Страхова, признанные мировым сообществом литологов классическими, несмотря на содержащуюся в них критику представлений Л. В. Пустовалова, по сути своей развивают и конкретизируют основы сформулированного Л. В. Пустоваловым закона. Как известно, природные явления всегда сложнее наших теоретических схем. И теперешние наблюдения приносят все новые факты многоликости и всеобщности дифференциационных процессов, распространенных не только на седиментогенез, но и на постседиментационный литогенез (см. далее).

Во второй половине XX в. огромное количество новых данных было получено относительно механизмов дифференциации вещества в морских и океанских водоемах. Эти данные сконцентрированы в научных трудах академика А. П. Лисицына (1988, 1991 и др.). Он опубликовал ряд важнейших открытий. Прежде всего была поновому раскрыта сущность этапа нахождения вещества во взвеси в водоемах. Оказалось, что речные взвеси в большинстве своем не проникают в конечные водоемы стока, а на 92 % осаждаются на границе река — море. Участие в пелагической (глубоководной) седиментации принимают не более 8 % речной взвеси в совокупности с продуктами ледового и эолового разноса пыли. Подсчитано, что среднее содержание взвеси в пелагиали морей и океанов колеблется от менее 0,1 до 1 мг/л (для сравнения: в реках эта цифра поднимается более чем стократно или тысячекратно — до 500 мг/л).

Изучение взвешенных в воде частиц с помощью специально сконструированных приборов (так называемых «седиментационных ловушек») с применением изотопных методов исследования позволило А. П. Лисицыну раскрыть чрезвычайно важное природное явление — *биофильтрацию*. Ее сущность такова. До сих пор было хорошо известно, что в мелководных (озерных, лагунных) водоемах взвесь с размерами частиц мельче 0,05 мм осаждается по принципу частица за частицей со скоростями, соответствующими закону Стокса:  $v = 2/9gr^2 \cdot (\rho - \rho_1)/\mu$ , где  $v$  — скорость осаждения;  $g$  — константа ускорения земного притяжения;  $r$  — размер (радиус) частицы, см;  $\rho$  — удельный вес частицы;  $\rho_1$  — удельный вес жидкости;  $\mu$  — коэффициент вязкости, зависящий от температуры. Иными словами, скорость погружения частицы изометричной (шарообразной) формы прямо пропорциональна квадрату ее радиуса (у пластинчатых частиц слюды и глинистых минералов скорости погружения заметно меньше расчетных). По этому принципу осуществляется лабораторное разделение на фракции проб алевропелитовых осадков на установках А. Н. Сабанина и др., описанных в руководствах по инженерно-геологическим исследо-

ваниям В. Д. Ломтадзе и в учебниках Н. В. Логвиненко, В. Т. Фролова, Л. Б. Рухина и др. Но в природе работают иные, чем в лаборатории, механизмы. Оказалось, что такими способами в глубоких (котловинных) морях и океанах частицы глинистых минералов мельче 1 мкм никогда не смогли бы достичь дна глубже 1 км. Времени на их медленное и спокойное погружение потребовалось бы до года при условиях постоянного и полного штиля; однако различные движения вод и течения постоянно удерживают на плаву эту взвесь. Но она все же попадает на дно благодаря жизнедеятельности мельчайших обитателей морских вод — организмов-фильтраторов зоопланктона и бентоса. Пропуская минеральные частицы через свою пищеварительную систему, фильтраторы их связывают в пеллетные комки алевритовой размерности. Комки же опускаются вниз в сотни и тысячи раз быстрее рассредоточенной тонкой взвеси.

Эти внешне малозаметные процессы имеют в действительности грандиозные масштабы. Так, например, А. П. Лисицыным было показано, что все воды океана пропускаются биофильтраторами и очищаются ими от взвеси менее чем за год! «Возникло учение о биофильтрации осадочного вещества в океане.... Терригенный материал вне зон лавинной седиментации буквально тонет в огромных массах биогенного — его не более 1—5 %, а остальные 95—99 % принадлежат биогенному веществу. Таким образом, терригенное вещество оказывается тесно связанным с «диктатором» процесса — биогенным веществом» (А. П. Лисицын, 1991. — С. 7).

Другим распространенным способом осадконакопления является аклиматичная *лавинная седиментация* — термин, предложенный А. П. Лисицыным четверть века назад и ставший теперь общепризнанным. Это терригенное осадконакопление, реализуемое с высокими (более 100 мм / 1 000 лет) и сверхвысокими (более 1 000 мм / 1 000 лет) скоростями, при которых господствуют не «нормальные» процессы седиментации (т. е. осаждение частицы за частицей, обеспечивающее в океанической пелагиали скорости накопления порядка нескольких миллиметров или даже их долей за тысячелетие), но скоростные течения масс суспензий высокой плотности, устремившихся в понижения дна под влиянием сил гравитации. За очень короткие промежутки геологического времени лавинная седиментация способна обеспечить формирование песчано-алеврито-глинистых толщ с мощностями порядка многих сотен метров, а иногда и до нескольких километров включительно. В Мировом океане и окраинных котловинных морях существуют три уровня этого вида седиментации. Верхний уровень — это устья рек (дельты и эстуарии); средний уровень — это континентальный склон и его подножие на батиметрических глубинах от 1 до 3—4 км; третий — уровень дна глубоководных океанских впадин (до 11 км).



Граница река — море теперь и прежде была самым мощным гравитационно-геохимическим барьером, задерживающим большую часть (до 92 % — см. ранее) твердых веществ речного стока и около 40 % растворенных в нем веществ. Применительно к последним эстуарии со своим фито- и биопланктоном представляют собой системы так называемых *маргинальных фильтров*, которые обеспечивают изменения не только в количестве, но и в соотношениях взвешенных и растворенных форм химических элементов.

Маргинальный фильтр делится на три главные части в направлении от речного устья к открытому морю: 1) область гравитационного осаждения основной массы обломков пород и минералов гравийных, песчаных и крупноалевритовых фракций; 2) область коллоидно-дисперсная, где преобладают коллоидные фракции (глинистые минералы, а также коллоиды ОВ и гидроксидов Fe и Mn); 3) внешняя, или биологическая, часть фильтра, представляющая собой область захвата зоопланктоном растворенных форм элементов из воды и перевода их во взвесь — аутигенное образование биогенной взвеси. Здесь организмы-фильтраторы связывают необходимое для них ОВ вместе с остатками минеральной взвеси в крупные пеллетные комки, которые быстро осаждаются на дно. При этом мощность биофильтраторов оказывается настолько существенной, что весь объем вод эстуариев крупнейших рек (Обь, Енисей, Лена и др.) профильтровывается всего за сутки или несколько суток, а весь объем вод Мирового океана — практически за год. А общий итог работы маргинальных фильтров состоит в том, что в водах морей и океанов господствуют (в отличие от рек) не взвешенные, а растворенные формы элементов. Они активно потребляются планктоном и переводятся в биогенную взвесь. Ее в океане в 50—100 раз больше, чем терригенного вещества.

Последнее тем не менее перераспределяется и концентрируется на 2-м и 3-м уровнях лавинной седиментации. Там вдольбереговые и другие течения разносят значительную часть песчаного, алевритового и глинистого материала, заимствуемого из аккумулятивных тел 1-го уровня лавинной седиментации, а также из зон береговой абразии на обширных территориях шельфа. В тех местах, где бровка шельфа прорезана вершинами подводных каньонов, скапливаются критические массы обводненных осадков. Они время от времени наподобие снежных лавин устремляются со скоростями курьерских поездов вниз по руслам вышеупомянутых каньонов. Это насыщенные алевропелитовой и песчаной взвесью так называемые *гравититы* (в том числе и *турбидные потоки*). Их плотности за счет упомянутой взвеси существенно превышают плотность воды. Поэтому разрушительная сила таких потоков огромна (они рвали кабели телеграфной связи, проложенные по дну Атлантики на рубеже XIX и XX вв. между Америкой и Европой). У подножия континентального склона эти потоки затормаживаются

и формируют мощные глубоководные конуса выноса, по форме и макротекстурам напоминающие дельтовые речные выносы.

Этим образованиям свойственны массовые текстуры подводного оползания, всевозможные иероглифы, а также текстуры турбидитов, описанные и объясненные А. Воута и другими исследователями второй половины XX в. Подробнее о таких отложениях см. в упомянутых в гл. 1 книгах Р. К. Селли, Ф. Дж. Петтиджона, Г. Э. Рейнека и И. Б. Сингха, А. П. Лисицына, В. Т. Фролова и др. Считается, что отложения этих *турбидитов* в сочетании с продуктами их перемыва донными вдольматериковыми течениями, или *контуритами*, составляют важнейший элемент *флишевых* осадочных комплексов. Некоторые текстуры флиша — крупная рябь течения и иногда (хотя и редко) встречаемые включения донной мелководной фауны брахиопод и моллюсков (нечаянно попавших в катастрофический подводный «сель» и увлеченных им на большие глубины) создают иллюзию мелководности таких образований. Но здесь мы видим один из типичных примеров распространенной в природе конвергентности генетических признаков, т. е. их только внешней похожести при принципиально разных условиях формирования.

Подводя итоги вышесказанному, приходим к следующим выводам. Во-первых, осадочная дифференциация веществ вездесуща, но чрезвычайно многопланова. Вместе с ней существует противоположный ей процесс — смешения веществ. Смешение особенно явно выражено при начальных этапах склонового седиментогенеза (неотсортированные, многокомпонентные образования коллювия и пролювия) и в ледниковых моренах. Но оно наблюдается в менее заметной форме повсеместно, отчего, по замечанию Н. М. Страхова, процессы дифференциации никогда не доходят до своего полного логического конца. Это объясняется обилием встречных природных процессов, тормозящих дифференциацию. Так, например, как только растворы выделяют микрокристаллы или гелевый ступок какого-либо состава, новообразованные твердые фазы становятся в те же условия, что и гидравлически эквивалентные им кластические твердые частицы; они вместе переносятся, вместе захороняются. Данное обстоятельство тормозит дальнейшее отделение химико-биогенных продуктов от терригенных, как бы обрывает дальнейшую их дифференциацию. Другой пример: непрерывная пульсация силы переносящего потока приводит к тому, что на дне, в осадке, накапливаются кластические частицы не абсолютно одинаковых размеров, т. е. и здесь ограничивается эффективность механической дифференциации. Тем не менее, даже не в совершенной форме, итоги наличия дифференциации очевидны; они доминируют, и на их учете построена современная схема классификации осадочных пород, которая рассмотрена в части II книги.



Во-вторых, процессы седиментогенеза осуществляются прерывисто, импульсивно. Этапы накопления вещества везде, даже в морях, чередуются с гораздо более длительными седиментационными паузами. В любой осадочной толще имеются множество не явных (скрытых) перерывов, доступных опознанию только опытному наблюдателю.

В-третьих, на путях переноса вещества водными или воздушными потоками нередко происходит кратковременное накопление толщи рыхлых осадков, которые в случаях тектонической стабильности (отсутствия погружения земной поверхности на данном участке) вскоре вновь становятся объектами транспортировки и поверхностной дифференциации, а в иных обстоятельствах они сохраняются на месте вплоть до перекрытия их следующими порциями осадков. По предложению Н. М. Страхова, заключительным моментом образования осадка, или седиментогенеза, в любых случаях надо считать только тот момент, когда частицы осадка прочно зафиксированы на месте в данных гидродинамических условиях.

В завершение остановимся еще на одном аспекте. Это напоминание о том, что в периоды транспортировки вещества и его накопления твердая фаза испытывает не только морфологические изменения (раздробление, окатывание) под воздействием механических процессов. Твердое вещество, в особенности тонкоизмельченное, в определенных климатических условиях может претерпевать малозаметное хемогенное преобразование (трансформацию, перекристаллизацию и др.), которое в литературе именуется не часто употребляемыми терминами: *мотогенез* — применительно к стадии переноса, *сингенез* — для стадии седиментации.

## Стратисфера: процессы и стадии породообразования и породных изменений

### 4.1. Общая характеристика процессов, терминология

*Стратисферой* Л. В. Пустовалов назвал совокупность осадочных пород, возникших за всю историю Земли, сохранившихся от денудации и не перешедших в состояние метаморфических образований. Это создание зоны осадкообразования, т. е. космических и планетарных сил, которые господствовали в течение долгого геологического времени, с тех пор как на Земле появилась твердая кора. И это саморазвивающаяся сложная флюидно-породная система. В ней осадочные породы рождаются из осадков и претерпевают многоэтапные вещественно-структурные преобразования. Вместе с ними в стратисфере рождаются артезианские воды, нефть, горючий газ, каменные угли и стратиформные руды многих металлов.

Стратисфера представлена совокупностью множества бассейнов породообразования (разнотипных впадин, выполненных осадочными толщами) и складчатых систем (вторично дислоцированных породных бассейнов). Будучи порождением древних зон осадконакопления, она хранит в себе важнейшую о них информацию, которая воплощена в особенностях вещественного состава, структуры, текстуры пород и в закономерностях их сочетания внутри стратисферы. Однако эта информация, как правило, окazyвается в той или иной мере утраченной или же существенно искаженной разнообразными литогенетическими процессами, на которые оказывал влияние комплекс многих факторов экзогенной и эндогенной природы.

Отсюда следует, что любой исследователь геологического прошлого должен помнить о том, что стратисфера не есть нечто неизменное и закосневшее в своей первозданности. Напротив, она постоянно и длительно эволюционирует, все время меняя свой состав и строение под воздействием вышеупомянутых процессов. Их надлежит непременно раскрыть и понять с тем, чтобы постигнуть сущность событий геологического прошлого. Вместе с тем сведения о внутривстратисферных процессах в геологической литературе освещались до недавнего времени очень неравномерно.

Автор предпринял попытку систематизировать все эти сведения (О. В. Япаскерт, 1999). В ходе работы над данной проблемой становилось очевидным, что надо вернуться к конкретизации формулировок, упорядочению и типизации таких основополагающих

понятий, как «процесс» и «фактор» (см. гл. 3), а затем ранжировать иерархичность соответствующих им природных явлений. Ранжирование этих категорий — необходимый шаг к выполнению системного анализа условий длительного и сложного эволюционирования стратисферы. Свойственные ей процессы группируются по одному из нижеследующих шести признаков.

I. По *морфологическому* признаку: с учетом изменения состава компонентов осадка (минеральных и органических), а также их формы, размеров, взаиморасположения и пространственной ориентировки, т. е. с учетом возникновения вещественных, структурных и текстурных новообразований (и разрушения прежних образований).

II. По *генетическому* признаку: механические (механогенные); химические (хемогенные); физико-химические, к которым относится коагуляция коллоидных растворов; хемобиогенные; биологические (биогенные).

III. По *направленности* процессы: конструктивные; деструктивные.

IV. По *временной соподчиненности*: первичные (фоновые); вторичные (наложенные).

V. По *стадиально-возрастному* принципу: раннедиагенетические; позднедиагенетические; раннекатагенетические; позднекатагенетические; раннеметагенетические; позднеметагенетические; прогрессивно-метаморфические; регрессивно-эпигенетические.

VI. Процессы могут быть *ранжированы по масштабности* их проявления, для разных уровней системной организации вещества: всей стратисферы; отдельной ее формации; комплекса фаций; отдельной породы (литотипа); отдельного породного компонента. На последнем рубеже мы остановимся и с него начнем этот обзор, потому что на атомарном уровне процессы изучаются геохимией.

**Гравитационное уплотнение** — типично механогенный процесс, приводящий к компактной упаковке породных компонентов, вплоть до возникновения пластических или хрупких деформаций у некоторых из них. Этот процесс наиболее часто является предметом рассмотрения в учебниках и учебных пособиях, так как его признаки вполне очевидны и заметны при петрографических наблюдениях шлифов проб, взятых из однотипной породы в керне скважины на разных глубинах.

Особенно подробно уплотнение охарактеризовано при описаниях последствий «фактора давления» в книгах Н. В. Логвиненко (1968), Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой (1987), Б. А. Лебедева (1992). Там же наглядно показаны графики и формульные расчеты, связывающие разные степени уплотнения глинистых и обломочных пород с изменениями их пористости, проницаемости и других физико-механических параметров.

Следы сильного механического уплотнения бывают наиболее доступны прямому оптическому наблюдению в шлифах из песчаных пород полимиктового состава, насыщенных обломками пород, изначально пластичных (в основном глинистых) или слюд. В такие обломки вдавливаются, как стержни в пластилин, более твердые соседние минеральные частицы. Тогда в срезе шлифа видятся выпукло-вогнутые контакты между ними, именуемые конформными границами.

Конформность может быть обусловлена также иными причинами — химическим растворением минерала (см. ниже), а потому, описывая данное образование, следует особо подчеркивать, что здесь была проявлена «механическая конформность». Она возникает в БП, как правило, на начальных этапах погружения пород.

**Коррозия** минералов и ее признаки описаны в гл. 3. Однако в стратисфере мы чаще всего наблюдаем ее разновидность — гравитационную коррозию седиментогенных минералов. Они, будучи сдавленными и соприкасаясь друг с другом, образуют каркас, воспринимающий основную нагрузку вышележащих толщ. Из-за малых, почти точечных размеров мест соприкосновения компонентов, векторы давления внутри их каркаса распределяются очень неравномерно. В местах точечных контактов локализуются максимально высокие давления, которые способны активизировать процесс химического растворения любого минерала. Немаловажное значение здесь приобретает также глубинное повышение температуры, влияющее на изменения рН межзерновых растворов и ускоряющее химические реакции. Их результаты наиболее отчетливо видны при микроскопических наблюдениях шлифов песчаников, у которых в результате сочетания механического уплотнения с растворением минеральных частиц возникают своеобразные постседиментационные структуры: *конформные, инкорпорационные* и *микростилолитовые (сутурные)*; они в отечественной литературе именуется общим термином «структуры гравитационной коррозии» (рис. 4.1).

Перечисленные термины внедрил А. В. Копелиович (1965). Он же и раскрыл механизм их возникновения: так как растворимость вещества зависит от давления, а также от различия в давлении, под которым находится твердая и жидкая фазы, то в разных точках породы возникают различные концентрации растворенных элементов. Диффузия, приводящая к выравниванию концентраций, вновь создает неравновесное состояние раствора и погруженных в него зерен. В точках повышенных напряжений раствор окажется недонасыщенным, вследствие чего зерна будут продолжать растворяться. А в соседних участках, где напряжения менее значительны, раствор окажется перенасыщенным, и там будет происходить регенерация и рост обломочных зерен.



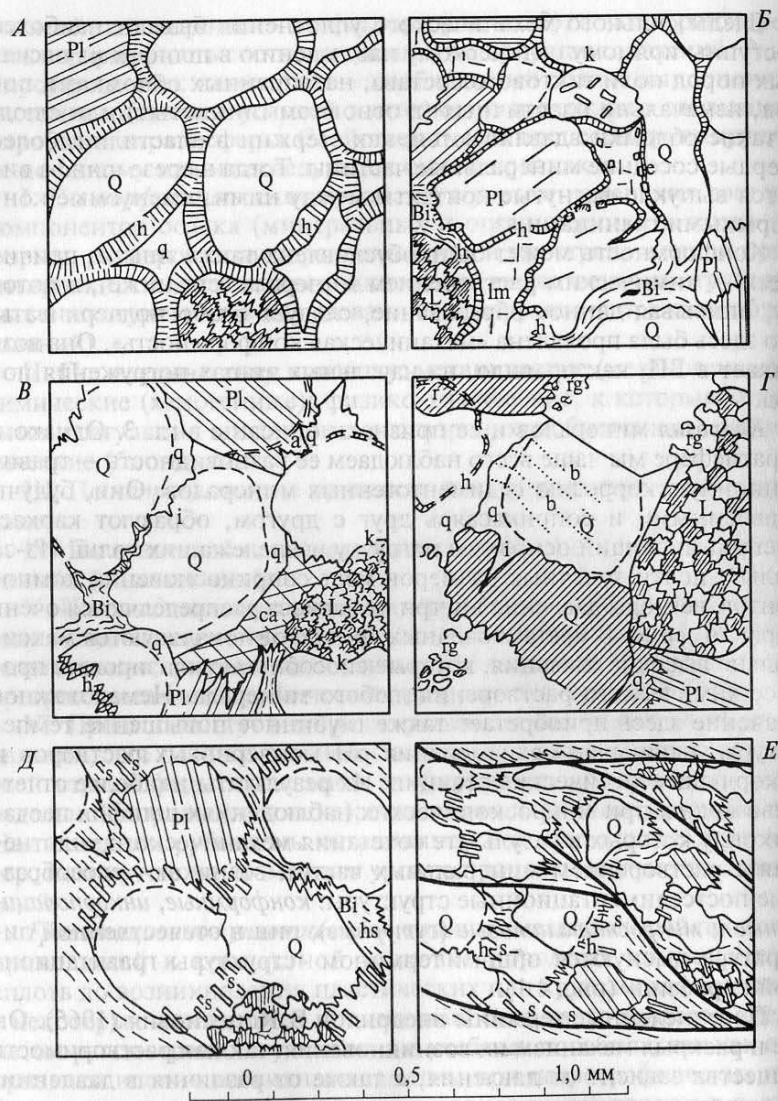
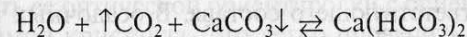


Рис. 4.1. Зарисовки шлифов песчаников из различных зон катагенеза (А — слабого, или начального; В, В — глубокого, или позднего) и метагенеза (Г — раннего; Д, Е — позднего) (по О. В. Япаскурту).

Состав обломков: Q — кварц; Pl — плагиоклаз; L — литокласты; Bi — биотит. Аутигенные образования: q — кварц (поровый и регенерационный); h — хлорит; s — гидрослюда и серицит; а — альбит; lm — ломонтит; са — кальцит; е — эпидот. Структуры: k — конформные; i — инкорпорационные; rg — рекристаллизационно-грануляционные бластические; b — полосы Бема (в кварце)

Эта цитата наглядно иллюстрирует генетическую взаимосвязь четырех «элементарных» процессов: двоих вышеописанных, а также диффузии вещества и аутигенеза, о которых речь пойдет ниже.

**Аутигенез** и его механизмы были кратко охарактеризованы в гл. 3. К их описанию добавим, что в стратифере эти процессы господствуют. Там хемогенной садке минералов из растворов поровых вод способствует физико-химическая открытость системы, т.е. возможность оттока из этой системы газоводных флюидов. Известно, что между флюидной и минеральной ее фазами существуют условия неустойчивого равновесия, нарушения которых влекут за собой в одних случаях растворение, а в других — кристаллизацию твердой фазы. Это наглядно иллюстрируют соотношения между углекислотой, водой и карбонатами:



При удалении из этой системы  $\text{CO}_2$  реакция, согласно принципу Ле-Шателье, сместится влево, в сторону кристаллизации  $\text{CaCO}_3$  (как известно, бикарбонат кальция хорошо растворим, а карбонат — растворим слабо). Удалению же  $\text{CO}_2$  способствует любое нарушение сплошности осадка, в том числе перемешивание его роющими животными — червями, моллюсками, ракообразными (биотурбации). На последиагенетических стадиях литогенеза оттоку  $\text{CO}_2$  способствует формирование зон трещиноватости, кливажных швов, разломов и микроскладок.

Все вышеперечисленное применимо не только к кальциту, но и к иным карбонатам — сидериту например. В результате подобных процессов возникают либо рассеянные в осадке кристаллически-зернистые карбонаты, либо их стяжения в форме разнообразных конкреционных тел. Таким способом обеспечивается перераспределение карбонатного вещества: из одних слоев оно полностью удаляется, а в соседних с ними слоях — концентрируется.

Если бы мы пожелали привести еще примеры, то они заняли бы очень много места. Следовало бы коснуться условий кристаллизации кварца, альбита, слоистых силикатов, сульфатов, фосфатов, оксидов и гидроксидов Fe и Mn, цеолитов и множества других минеральных образований. Адресуем интересующегося ими читателя к соответствующим учебным пособиям и монографиям В. А. Дрица и А. Г. Коссовской (ссылки см. в гл. 7) и О. В. Япаскурта (1999, 2004, 2005).

Задержимся только на некоторых характерных признаках аутигенности и конкретных примерах их наблюдения с помощью оптической и электронной микроскопии. Если это кристаллически-зернистые или аморфные агрегаты, то они приспособиваются к промежуточным плоскостям между компонентами седиментогенной природы (обломочными, биоморфными, биоморфно-детритовыми, вулканокластическими и др.). Кристаллически-зерни-

тый аутигенный агрегат обладает идиоморфной, гипидиоморфной и реже ксеноморфной микроструктурой с характерным «шахматным», т. е. попеременным, угасанием и просветлением разноориентированных кристаллов по мере вращения столика микроскопа (при скрещении николей). Такая картина свойственна многим видам цемента в обломочных породах. В случае пленочных окаймлений обломков аутигенные кристаллики группируются более или менее упорядоченно (например, радиально — в крустификационных каемках, см. рис. 4.1, А).

Хорошо известная форма проявления аутигенеза — *регенерация* седиментационных минералов — процесс восстановления обломками кристалла своей нормальной (плоскогранной и прямореберной) формы вследствие его нахождения в среде перенасыщенных растворов соответствующего состава. В осадочных толщах таким процессом бывают обычно затронуты в песчаниках и гравелитах минеральные зерна кварца (рис. 4.2), полевых шпатов, карбонатов, эпидота, граната и другие или фрагменты некоторых скелетных остатков в детритовых известняках (в основном членики кри-



Рис. 4.2. Массовая регенерация обломочных зерен кварца в песчанике рифейского возраста одного из авлакогенов Русской плиты.

Полуокатанные контуры первичных обломков хорошо заметны благодаря сохранившимся непрозрачным (черным) глинисто-железистым оторочкам раннего пленочного цемента. Более поздний регенерационный кварц, прорастая через эти пленки, крепко приплавляет друг к другу соседние зерна (шлиф с анализатором; размер обломочных зерен около 0,25—0,5 мм)

ноидей и иглы морских ежей кальцитового состава). Главным условием регенерации является подток извне необходимого вещества к поверхности зерна. Вот почему в нижних слоях стратисферы регенерационные структуры песчаников бывают так тесно связанными с гравитационно-коррозионными структурами (см. подразд. 4.2.3).

Отметим *общие морфологические признаки всех регенерационных структур*. Обрастая каймой, минерал осадочной породы почти никогда не достигает совершенной формы, потому что ему мешают соседние тесно сгруппированные компоненты. Из-за этого он имеет вид пленки или отдельных отростков и может выглядеть наподобие обыкновенного цемента пленочного или порового типа (см. рис. 4.1, В, Г). Но от последних регенерационную кайму отличает общность ее оптической ориентировки с ориентировкой окружаемого каймой кристалла. Это легко проверить, включая попеременно анализатор в микроскопе и поворачивая предметный столик. Погасание и просветление у зерна и регенерационных наростов будут синхронными.

Ранее речь шла о зернистых аутигенных новообразованиях. Применительно к слоистым силикатам (глинистым минералам в частности) аутигенность установить труднее. Но остается действенным главный ее принцип: упорядоченности «рисунка», созданного минеральными частичками. Наглядный пример — крустификационные иллитовые либо хлоритовые каемки вокруг песчинок (см. рис. 4.1, А). Они развиваются в неуплотненной осадке или в

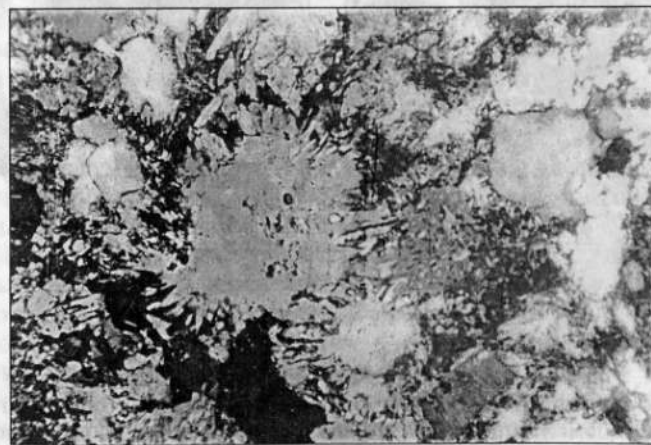


Рис. 4.3. Шиповидная структура, образуемая вростками слюды в регенерируемые края песчаных зерен кварца (размер песчинок до 0,2 мм в поперечнике). Карбон Орулганского хребта (Северное Верхоянье)





А



Б



В



Г

Рис. 4.4. Морфология агрегатов аутигенного хлорита, частично заместившего каркасные силикаты, и взаимоотношения его с аутигенным кварцем в цементе песчаника К<sub>1</sub> Западного Верхоянья, р. Леписке (по О. В. Япаскурту, 1992).

Растровый электронный микроскоп при разных увеличениях (А, Б, В — ×3000; Г — ×10000)

слабо уплотненной породе на начальных этапах литогенеза (диагенез, ранний катагенез).

Однако при напряженных *P-T* условиях нижних уровней стратисферы, где минеральные обломки приведены в тесное соприкосновение, структуры обрастания имеют иной вид — глубоко внедрившихся аутигенных минералов внутрь регенерированного обломочного зерна. Это так называемые *шиповидные*, или *бородатые*, структуры врастания слюд и хлоритов в кварцевые и полевошпатовые зерна (рис. 4.3; см. рис. 4.1, Д). Такие образования появляются на самых конечных этапах катагенетической стадии, однако наиболее характерны они для последующей стадии метадиагенеза (параметры этих стадий см. подразд. в 4.2.3 и 4.2.4).

Труднее выявить аутигенность слоистых силикатов в случаях наблюдений над обломочными породами с цементацией порового или базального типа. Здесь глинистое вещество может оказаться тоже седиментогенным — обломочным заполнителем, или, следуя терминологии Ф. Дж. Петтиджона, *матриксом*. Матрикс отличается от аутигенных агрегатов хаотичностью микротекстуры. Но это подтверждается только электронно-микроскопическими наблюдениями. Если же глинистая масса не была матриксом, а сформировалась в процессе аутигенеза, то электронно-микроскопический снимок покажет нам упорядоченное сочетание листоватых или пластинчатых частиц в формах: «столбиков монет», «карточных домиков», «лепестков» и др. (рис. 4.4). Такой элемент стадийного анализа чрезвычайно важен и для точной диагностики названия породы (например, при наличии матрикса, по классификации Ф. Дж. Петтиджона, обломочные породы должны быть названы вакки, а в случае аутигенности их глинистого цемента они же представляются как ареныты) (см. гл. 6), но еще более важен этот анализ для понимания условий и истории породообразования.

*Процессы диффузии* в жидкой и твердой фазах имеют чрезвычайно важное значение для обеспечения аутигенеза. Диффузия отмечена везде, в том числе и в стратисфере. А. Е. Ферсман считал ее одним из особенно важных проявлений свойств материи, с которыми связано разнообразие окружающей нас природы. Ученый писал, что отдельные вещества пробивают себе дорогу сквозь твердые тела подобно тому, как капли ртути под давлением проникают через деревянную доску. Далее он очень образно описывает процесс кристаллообразования с участием диффузии, который вполне применим к аутигенезу.

Когда кристалл растет под влиянием заложенных в нем сил взаимного притяжения, он извлекает из окружающей раствора необходимое ему вещество. Вокруг кристалла образуется зона, более бедная данным веществом, чем остальная масса раствора. Но силы диффузии стремятся пополнить эту зону новым притоком вещества. Таким образом, вокруг растущего кристалла мы видим ряд

движений и переносов вещества. В основе явлений кристаллизации лежит сила притяжения, с одной стороны, и сила диффузии — с другой. Однако в природе такая кристаллизация идет не только из водных растворов, циркулирующих по свободным трещинам, но и в более или менее сформировавшейся породе, в затвердевшем осадке глины или песка. Шире и интереснее всего сказываются явления диффузии в самой твердой земле (включая стратиферу). Здесь в мельчайших капиллярах и в трещинках, прорезающих породы, идут незаметно медленные, но огромные по своим результатам процессы переноса вещества. Этим сказано все самое существенное о роли диффузионных процессов.

**Трансформации** (см. гл. 3) тоже чрезвычайно распространены. О них будет подробно рассказано в гл. 7.

**Перекристаллизация седиментогенных, или аутигенных, минералов** с фазовыми переходами тоже является отличным от аутигенеза процессом. Она бывает присуща в основном изначально хемогенным породам: некоторым карбонатным и соляным (сульфатным и др.) и, возможно, некоторым кремневым. Ее порождения — некоторые разновидности гранобластовых структур. Однако такие же структуры могут возникнуть вследствие и аутигенеза, и кристаллобластеза, и метасоматоза, а потому относительно распространенности данного процесса на литогенетических стадиях до сих пор остается много неопределенностей, подлежащих уточнению в будущем.

**Кристаллобластез** — это процесс перекристаллизации породообразующих компонентов в твердом состоянии, без фазовых переходов, но при участии межкомпонентных растворов (так называемой кристаллизационной среды). Он нуждается в притоке извне энергии динамотермальной активации.

На своей зачаточной стадии структуры бластеза достаточно уверенно и просто опознаются в петрографических шлифах песчаников, содержащих обломочный материал и аутигенный кварц (рис. 4.5; см. рис. 4.1, Г). Методика обнаружения таких структур с помощью периодического включения и выключения анализатора в поляризационном микроскопе в подробностях описана И. М. Симановичем (1978) и (впоследствии) автором. Содержание ее сводится к следующему. Кристаллобластез на начальных этапах метагенеза затрагивает в основном периферические участки обломочных зерен и регенерационные кварцевые каемки. Сущность процесса сводится к бластическому замещению кварца кварцем, осуществляющемуся в результате движения границ зерен. Это можно увидеть при скрещении николей. В таком случае граница между минеральными агрегатами, имеющими вследствие разных оптических ориентировок разную тональность интерференционной серой окраски, далеко не везде совпадает с изначальными (конформными и инкорпорационно-регенерационными) контурами

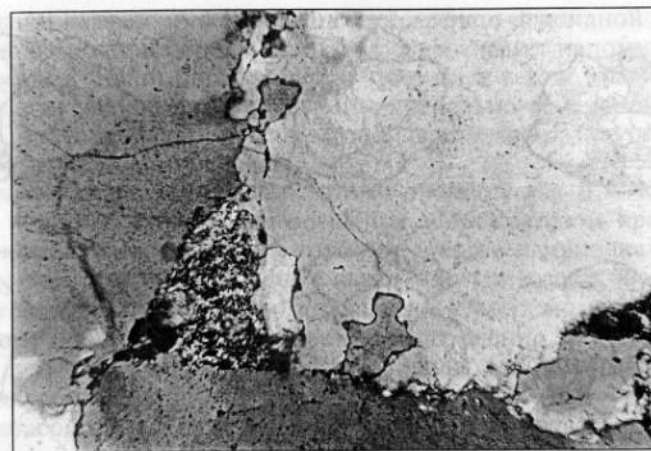


Рис. 4.5. Метагенетические структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза на контактах трех обломочных зерен кварца в метапесчанике  $S_2$  верхоянского комплекса (фотоснимок Д. А. Золотарева).

Шлиф с анализатором (размер обломков в поперечнике 0,2 мм)

раздела песчаных зерен, хорошо заметными при выключенном анализаторе. Происходит частичный переход оптической ориентировки из одного кварцевого зерна в другое (соседнее) зерно, совершающийся иногда даже через более раннюю регенерационную кайму между ними. При переменном включении и выключении анализатора представляется, что отдельные кварцевые ядра как бы увеличиваются в размерах, поглощая часть площади своего соседа, которая приобретает одинаковую с этим ядром оптическую ориентировку, «погасая» и «просветляясь» вместе с ним по мере вращения столика микроскопа (рис. 4.6, 3, 4).

Причем если на границах между начальными зернами были пузырьки жидкости или частички глинистого вещества, то они совершенно не препятствуют миграции границ в процессе рекристаллизации кварца. И. М. Симанович подчеркивает, что для подобного перемещения большеугольных границ минерала требуется энергия активации. Причиной их движения являются внутренние напряжения в зернах кварца или внешне приложенные напряжения (стресс), или стремление к уменьшению свободной энергии самих границ зерен. С повышением температуры начинает двигаться большая часть границ кварцевых зерен; миграция их происходит все глубже и так, что иногда соседние зерна целиком поглощаются мигрирующей границей. В итоге формируются *гранобластические (гранобластовые) структуры* (см. рис. 4.6).

А в динамически активных зонах метагенеза (см. подразд. 4.2.4) рекристаллизационные контакты бывают осложнены грануляци-



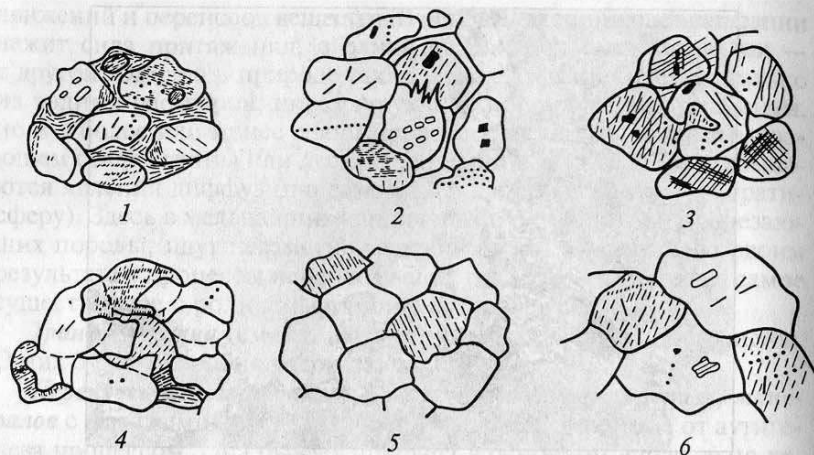


Рис. 4.6. Прогрессивный ряд структур кварцевых песчаных пород и эволюция внутреннего строения обломочного кварца (по И. М. Симановичу и В. А. Кудрявцеву):

1 — обломочная структура (в кварце — первичные включения — начальный катагенез); 2 — структуры растворения под давлением (регенерация кварца — глубинный катагенез); 3 — пластическая деформация кварца и начальный рекристаллизационный бластез (ранний метагенез); 4 — метаморфизм (отжиг) кварца, рекристаллизационный бластез (поздний метагенез); 5 — полнобластические структуры (кварц метаморфизован, включения в нем практически отсутствуют — метаморфизм средних ступеней); 6 — полнобластические структуры (в кварце появляются включения метаморфогенных минералов — метаморфизм высоких ступеней)

ей — развитием на участках контакта разноориентированных мельчайших кварцевых индивидов, угасающих в «шахматном порядке». Такие структуры *рекристаллизационно-грануляционного бластеза* отличны от упоминавшихся выше инкорпорационных катагенетических структур кажущейся «неразъемностью» контактирующих агрегатов зерен в первом случае (см. рис. 4.1, Г).

**Метасоматоз** — один из широко распространенных в природе процессов. Он свойственен также всем стадиям осадочного породообразования. Несмотря на это, в литологической литературе метасоматоз освещался в меньшей степени, о нем упоминалось реже, чем о других процессах, а иногда не упоминалось вовсе. За ним всегда признавалась большая роль в гипергенезе и локально-эпигенетических изменениях осадочных комплексов под воздействием на них эндогенных газо-флюидных эманаций в зонах различных тектонических дислокаций. Проявления метасоматоза на стадиях диагенеза и катагенеза многими литологами только молчаливо подразумевались или упоминались как бы мимоходом.

Масштабность этого процесса при литогенезе явно недооценивалась, а при обнаружении его следов их зачастую трактовали как

признаки непременно эндогенной термально-флюидной «проработки» осадочной породы. В связи с этим следует напомнить, что метасоматический процесс всегда протекает в ходе уравнивания изначально неравновесной минерально-флюидной системы, а именно такую систему представляют собой вступившие в стадии литификации осадки.

Классическое определение этому процессу дал Д. С. Коржинский в 1936 и 1953 гг., который под метасоматозом предлагает понимать всякое замещение горной породы с изменением химического состава, происходящее как в экзогенных, так и эндогенных условиях, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещаемые горные породы все время сохраняют твердое состояние.

Метасоматическое замещение по своей природе может быть разделено на реакционное и диффузионное, а по характеру соотношений исходных минералов с продуктами их замещения — на псевдоморфизацию и метасоматическое замещение с переложением. При этом процессы реакционного и диффузионного замещения тесно взаимосвязаны. Они совершаются не только через капилляры и реакционные пленочные растворы, но и сквозь кристаллическую решетку, легко проницаемую для многих ионов. По характеру переноса вещества метасоматоз подразделяют на диффузионный, инфильтрационный, ионно-диффузионный. В большинстве случаев он совершается посредством взаимодействия минералов горной породы с жидким или газообразным раствором, выполняющим поры упомянутой породы.

Следует обратить внимание на то, что к метасоматозу не относятся процессы образования в горных породах пустот выщелачивания и последующего (не синхронного) их выполнения новым минеральным агрегатом (это аутигенез) и процессы преобразования породы, связанные с изменениями в них содержания только воды и углекислоты.

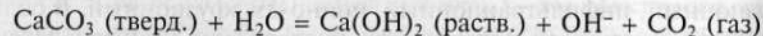
Наиболее характерным порождением метасоматических процессов в осадочных породах служит образование минеральных псевдоморфоз — как следствие установленного Линдгреном «закона постоянства объемов» при замещении, всегда сопровождаемым существенным привнесом-выносом вещества. Осуществляясь на атомно-молекулярном уровне посредством химических реакций в системе, горная порода — поровый раствор, метасоматические процессы оказались своего рода буфером или, точнее, инструментом приспособления состава пород к менявшимся условиям среды.

**Дегидратация минералов** — чрезвычайно распространенный и важный для литогенеза процесс, генетически тесно связанный со многими из вышеописанных процессов. Он сопутствует прежде

всего минеральным трансформациям, а также перекристаллизации минералов с фазовыми переходами и некоторым метасоматическим новообразованиям.

Наиболее изучена и досконально описана минералогами и литологами дегидратация смектитов вследствие их трансформации в слюды либо в хлориты вблизи границы между подстадиями раннего и позднего катагенеза. Масштабность этого процесса показана в работах В. Н. Холодова (1983, 2004, 2006 и др.), где были рассчитаны гигантские объемы вод, генерируемых в толщах вследствие трансформаций седиментогенных смектитов. Источниками  $H_2O$ , помимо смектитов, могут оказаться трансформации других минералов, а также постседиментационные преобразования рассеянного  $OB$ , которые хорошо известны из работ специалистов нефтяной геологии, упомянутых в начале перечня литогенетических процессов.

Можно присовокупить к этой же группе процессов *дегазацию* породных компонентов. Наглядные примеры ее описывались В. Н. Холодовым (1983), который объяснял неустойчивость значительной части рассеянных пород реакциями гидролиза, экспериментально обоснованными в работах 1967 г. гидрогеологов И. Г. Кисина и С. И. Пахомова. Эти исследователи показали, что при давлении насыщенного пара и нагревании до  $75-120^\circ C$  с дистиллированной водой карбонаты гидролизуются по схеме:



При этом первыми гидролизуются карбонатные соединения железа (сидерит), за ними магнезиальные карбонаты и близко к температуре  $120^\circ C$  с водой реагирует кальцит. Было установлено также, что примесь в этой системе магнезиальных силикатов (монтмориллонита) интенсифицировала данный процесс. В. Н. Холодов, описывая такое же природное явление, подчеркивал, что для успешного осуществления гидролиза рассеянных карбонатов должен действовать определенный фактор: проницаемость вышележащих глинистых покровов, обеспечивающая возможность для оттока  $CO_2$  и создающая условия совершенной открытости системы.

Дегазация, а также другие преобразования органических веществ в стратиффере, досконально описанные в трудах Н. Б. Васюковича (1986) и учебниках по геологии и геохимии горючих ископаемых В. Н. Волкова (2005), Ю. К. Бурлина и др. (1991), здесь не рассматриваются.

Все вышеизложенное относилось к разряду «элементарных» процессов, осуществляемых на уровнях породных внутрислоевых компонентов. Применительно к более высоким уровням организации вещества в рассматриваемой системе (стратиффере) различные комбинации элементарных процессов интегрируются в таксоны более крупного ранга, к анализу которых мы обратимся в

следующей главе. Это, например, конкрециеобразование. Оно представляет собой комплекс многих элементарных процессов: аутигенеза (на основе коллоидных и истинных растворов), минеральных трансформаций и перекристаллизаций с фазовыми переходами, диффузии и метасоматоза. К интеграционным процессам относятся также цементация породы, децементация породы, перекристаллизация породы (частичная и полная), стилолитизация, формирование швов флюидоразрыва, кливажирование, рассланцевание, будинирование. Все они порождают внутри литотипа парагенез соответствующих вторичных структур и текстур.

Внутри каждой толщи осадочных горных пород ее слои и пачки обмениваются между собой флюидами, растворами и переносимыми ими теплом и флюидным давлением, т. е. они обмениваются веществом и энергией. Элементарные и породно-слоевые процессы при этом суммируются не только механически, а объединяются на качественно новом уровне в такие категории сложнейших процессов, как: элизионные, инфильтрационные, гравитационно-рассольные, газогенерационные, нефтегенерационные, миграции нефти и газа, миграции и перераспределения рудных компонентов (об их механизмах см. в подразд. 4.2.3—4.2.6).

## 4.2. Стадии пороодообразования

### 4.2.1. Вводные замечания

Надстадия пороодообразования, реализуемая при том условии, что тектоническое опускание дна седиментационного бассейна либо воздымание его водосборных окраин будут благоприятствовать более или менее стабильному перекрытию осадка слоями все новых и новых отложений. Так начинает формироваться *бассейн пороодообразования* (БП), представляющий собой осадочное наполнение «отрицательной» тектонической структуры (прогиба, впадины).

Почти каждый такой бассейн на протяжении геологической истории своего существования (длительностью в десятки и сотни миллионов лет) претерпевал структурно-морфологические изменения разной интенсивности. В одних случаях это могли быть изменения темпов погружения дна бассейна, тектонические паузы, инверсионные воздымания или горизонтальные смещения, сопровождаемые малоамплитудными тектоническими дислокациями (смятие слоев в пологие складки и разрывы), а в иных случаях — коренные изменения структуры бассейна, вплоть до его полного превращения в элемент складчато-покровного сооружения (в складчатую систему).

Любой БП представляет собой сложно построенную *флюидно-породную систему*. Ее флюиды имеют различное происхождение.



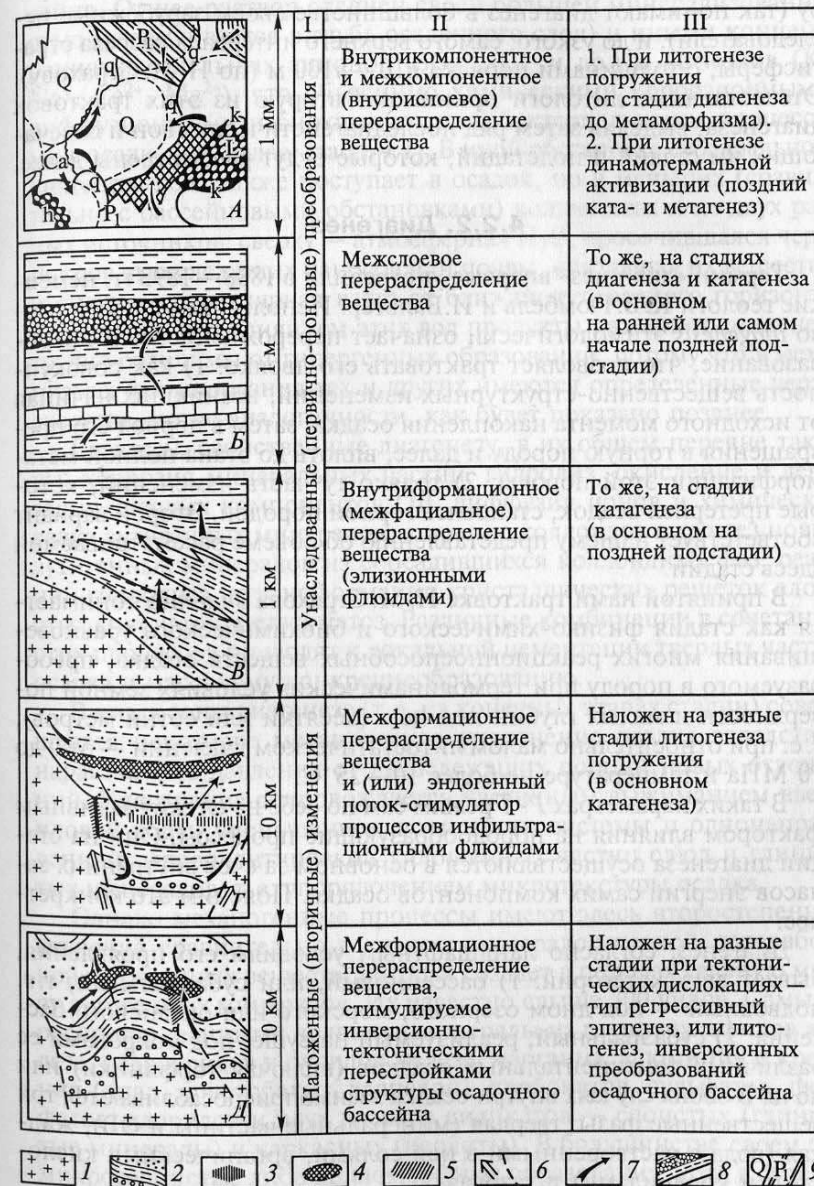
Здесь и погребенные в осадках воды, и воды элизионные, т. е. выдлившиеся при напряженных *P-T* условиях из кристаллических решеток различных глинистых и других минералов, жидкие и газообразные углеводороды, генерируемые органическими веществами (ОВ), и многие газы —  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_4$  и др., генерируемые все тем же ОВ, а также  $\text{CO}_2$ , возникающий в результате гидролиза карбонатов, и многие иные жидкие и газообразные компоненты. Сюда же могут поступать снизу ювенильные флюиды по разломам из фундамента БП.

И вот в этой многокомпонентной системе продолжают реализовываться начавшиеся на стадии мобилизации и седиментогенеза физико-химические процессы дифференциации осадочного вещества. Они осуществляются здесь в иных, чем на стадиях седиментогенеза, формах и на многих системных уровнях — между соседними слоями и пачками пород, между различными по составу и генезису мощными осадочными толщами — формациями (рис. 4.7). Породы постоянно претерпевают изменения своих вещественных составов, структур и текстур. Их изменения при этом характеризуются многофазностью и (как правило) *неравновесностью* конечных образований. Стремление многокомпонентного вещества к равновесию с постоянно меняющимися параметрами окружающей сред может иметь прогрессивную либо регрессивную направленность. В первом случае наращивание изменений вещества может привести в конечном счете к полной метаморфизации пород (при напряженных термобарических эндогенных режимах, см. далее), а метапороды — это внестратисферные образования. Во втором же случае инверсионные тектонические воздымания слоев могут завершиться попаданием их снова в сферу воздействия деструктивных гипергенных процессов, разрушающих породу и мобилизующих ее вещество для начала нового цикла осадкообразования (см. рис. 3.1).

Рис. 4.7. Схема ранжирования литогенетических преобразований и изменений осадочных пород и их комплексов.

Слева — схематические модели различных категорий преобразований, унаследованных от состава исходных осадков (А—В) и наложенных изменений (Г—Д). Справа: I — названия выделенных категорий; II — их масштабность применительно к способам перераспределения вещества; III — стадии и типы литогенеза, которым свойственны категории А—Д; 1 — фундамент ОВ; 2 — различные комплексы осадочных пород; 3 — зоны децементации и возникновения вторичной пористости; 4 — вторичная карбонатизация; 5 — вторичная каолинитизация, цеолитизация и другие новообразования; 6 — потоки флюидов и тепловой энергии (стрелки) вдоль разломов (пунктир); 7 — потоки флюидов, возникших вследствие трансформации осадочных минеральных и органических компонентов; 8 — различные литотипы; 9 — кластогенные компоненты в песчанике (состав обломков: кварц, плагиоклаз, биотит, литокласты; аутигенные образования: кварц, альбит, хлорит, кальцит, коррозийные микроструктуры)

Весь рассмотренный ранее этап глубинной эволюции осадочного вещества, на много порядков превышающий длительность предшествующей ему экзогенной надстадии седиментогенеза, не имеет общепризнанного наименования (см. подразд. 4.2.5). До сих



пор мнения литологов разных школ сходятся только в одном — в отнесении процессов начала литификации осадков к *стадии диагенеза*. Однако объем ее образований понимается исследователями очень различно: начиная от очень широкого диапазона, с толщиной в 5—10 км и более, охватившего практически всю стратисферу (так понимают диагенез в большинстве зарубежных исследователи), и до узкого, самого верхнего интервала разреза стратисферы, с толщинами порядка  $n10$ — $n100$  м (по Н. М. Страхову). Отечественные литологи принимают вторую из этих трактовок диагенеза, выделяя затем ряд последиагенетических зон и отвечающих им стадий и подстадий, которые будут рассмотрены далее.

#### 4.2.2. Диагенез

Термин «диагенез» впервые употребили в 1888—1893 гг. немецкие геологи К. В. Гюмбель и И. Вальтер. Использованное ими слово *diagenesis* этимологически означает перерождение, или преобразование, что позволяет трактовать его двояко: 1) как совокупность вещественно-структурных изменений, возникших начиная от исходного момента накопления осадка, затем в период его превращения в горную породу и далее, вплоть до этапа полной метаморфизации этой породы; 2) только ту часть изменений, которые претерпел осадок, становясь горной породой. Второй вариант соответствует нашему представлению об объеме рассматриваемой здесь стадии.

В принятой нами трактовке Н. М. Страхова *диагенез* понимается как стадия физико-химического и биохимического уравнивания многих реакционноспособных веществ осадка, преобразуемого в породу при термодинамических условиях земной поверхности и малых глубин под нею (десятки или сотни метров), т. е. при относительно малом литостатическом давлении — от 0 до 10 МПа и температуре не более 10—25 °С.

В таких параметрах *P-T* режим сам по себе не служит активным фактором влияния на породообразующие процессы. Они на стадии диагенеза осуществляются в основном за счет внутренних запасов энергии самих компонентов осадка. Поясним это конкретнее.

Диагенез, согласно ландшафтным условиям его проявления, бывает двух категорий: 1) бассейновый, или субаквальный, т. е. подводный — под дном озера, морского или океанского бассейна; 2) субаэральный, реализуемый на суше, под покровами ее различных континентальных осадков (включая торфяники) или почв. В обоих случаях внутри осадка взаимоприспосабливаются три вещественные фазы: твердая (минеральные частицы и ОВ), жидкая (вода с растворенными в ней солями, органическими кислотами и коллоидами) и газовая.

Межкомпонентная вода — обязательная составляющая всех диагенетических процессов. При субаквальном диагенезе, в самом его начале, она составляет 90—95 % всей массы осадка; позднее (глубже по разрезу) — порядка 80 % и меньше. Это так называемый *иловый раствор* — пропитавшая осадок придонная вода бассейна. От нее раствор отличен своей большей минерализованностью (увеличивается в глубь осадочного слоя) и иными концентрациями отдельных анионов ( $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$  и др.) и катионов ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ), что объяснимо химическими коррозионными, диффузионными и биохимическими бактериальными процессами в осадке (см. далее) (табл. 4.1). В иной обстановке субаэрального диагенеза вода также поступает в осадок, но в меньших (сравнительно с бассейновыми обстановками) количествах и из двух разных источников: сверху — атмосферная  $H_2O$ , просочившаяся через покровы вышележащих наносов или почвы, впитавшая их вещества, и снизу — капиллярная влага от ближайшего водного горизонта. Возникшие под влиянием этих вод продукты наземного диагенеза трудно отличимы от гипергенных образований, потому что в механизмах формирования тех и других имеются определенные черты сходства, но не аналогичности, как будет показано позднее.

*Процессы*, свойственные диагенезу, в их общем перечне таковы: коррозия минеральных частиц, гидролиз, окисление и дегазация твердых компонентов ОВ, диффузия ионов и химическая садка аутигенных минералов, старение коллоидов и синтез новых аутигенных минералов из соосадившихся коллоидных фаз, реакции гидролиза и трансформации кристаллических решеток слоистых силикатов, метасоматоз. Различные комбинации в сочетании этих процессов приводят к локальной цементации твердых частиц осадка и массовому конкреции образованию.

В низах зоны диагенеза (т. е. на конечных этапах стадии) совершается некоторое механическое уплотнение осадка вследствие нарастающего давления от вышележащих порций новых отложений. Уплотнение сопровождается частичным выжиманием вверх иловой воды, уменьшением пористости системы и однонаправленной переориентировкой уплощенных частиц слюд и глинистых минералов, т. е. упорядочением микротекстуры осадка.

Однако механогенные процессы имеют здесь второстепенное значение сравнительно с химико-минералогической переработкой осажденных веществ, которая создает в породах главную массу аутигенных минералов. Их известно свыше 300 видов. Самыми распространенными являются минералы из групп: сульфидов железа, гидроксидов и оксидов железа, марганца, алюминия и кремния (опал, кристобалит, халцедон), карбонатов, сульфатов, фосфатов, хлоридов и двух классов силикатов — слоистых (глинистые минералы) и каркасных (цеолиты). В большинстве своем это микрозернистые либо колломорфные образования, хотя в отдель-



Таблица 4.1  
Основной солевой состав иловых вод Черного моря (по О. В. Шишкиной, 1959)

Слой в колонке, см	Содержание в иловой воде, мг-экв/кг										pH иловой воды	
	Br <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Щелочной резерв	Σ анионов	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	(NH <sub>4</sub> ) <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>		Σ катионов
Колонка № 1 длиной 242 см (глубина моря 370 м)												
21—53	0,46	315	6,4	19,2	341	276	4,6	1,3	8,1	52	342	8,2
78—106	0,51	319	2,1	21,4	343	—	5,6	1,7	7,9	55	—	8,1
130—154	0,51	319	1,7	24,6	346	—	4,8	1,8	5,4	56	—	8,0
180—203	0,53	320	2,1	22,3	345	279	5,3	2,1	5,0	55	346	8,2
222—242	0,52	314	1,3	23,5	339	278	5,0	2,7	5,2	51	342	8,0
Колонка № 5 длиной 430 см (глубина моря 2 162 м)												
15—25	0,53	349	22,8	4,9	377	291	5,0	4,2	14,0	63	377	7,5
125—137	0,51	337	10,6	8,8	357	287	—	4,2	—	—	—	8,15
204—211	0,48	320	7,2	8,1	336	276	4,7	3,1	11,1	40	335	8,0
346—356	0,46	294	5,1	8,2	308	245	5,0	2,4	10,3	46	309	8,0
Колонка № 12 длиной 970 см (глубина моря 940 м)												
0—15	0,52	343	30	6,2	—	294	7,7	—	10,7	63	375	—
333—364	0,50	281	3,0	—	—	218	3,0	—	25,4	50	296	—
560—590	0,39	248	2,6	—	—	182	—	—	37,2	—	—	—
880—916	0,32	197	2,6	—	—	130	Следы	—	43,0	26	199	—

ных случаях формируются весьма крупные минеральные индивиды, например включения кристаллов гипса с размерами по длинной оси от 1—2 до 10—20 см и более.

Новообразованные минеральные частицы бывают рассредоточены в осадке либо сгруппированы в агрегатные скопления — округлые оолиты, сферолиты (от 0,1 до 1 мм), пизолиты, или бобовины (1—10 мм), а также в более крупные конкреционные стяжения (рис. 4.8). Местами кристаллики аутигенных минералов покрывают поверхности твердых обломочных или биогенных компонентов осадка в виде прерывистых или сплошных пленок. Соприкасаясь с пленками вокруг соседних компонентов и частично вставляя в них, аутигенные новообразования как бы слегка цементируют и консолидируют слой осадка.

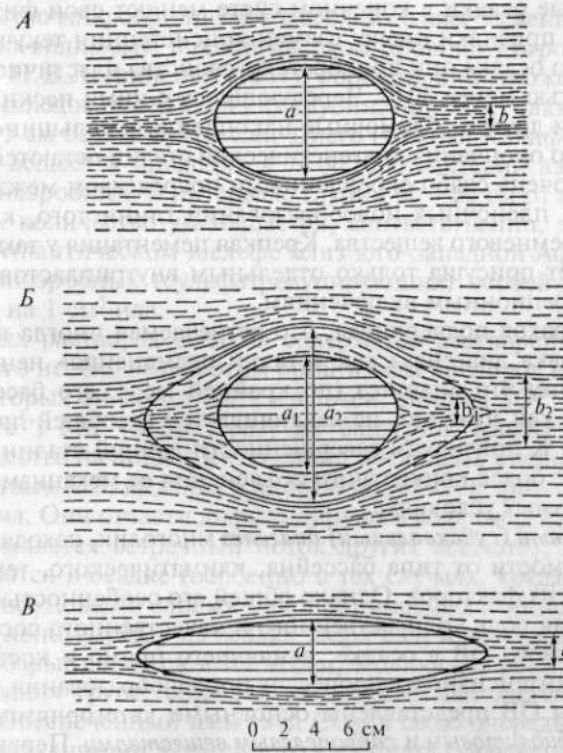


Рис. 4.8. Взаимоотношение диагенетических карбонатных конкреций со слоистостью (по Ю. О. Гаврилову, 1982) и схема вычисления «коэффициента усадки» вмещающего осадка  $K_y = a/b$ :

A — кальцитовая конкреция; B — зональная конкреция с кальцитовым ядром и сидеритовой оболочкой ( $K_{y1} = a_1/b_1$ ;  $K_{y2} = a_2/b_2$ ); B' — сидеритовая конкреция

Кое-где кристаллически-зернистые карбонаты, гипсы или аморфные образования опала, фосфата или другие минералы формируются в массовых количествах и заполняют все или почти все межкомпонентные поры. Тогда возникает внутрислоистый цемент порового типа (если цементирующее вещество аморфное и (или) мелкокристаллическое) или пойкилитового типа (в случаях, когда крупные аутигенные кристаллы поглощают более мелкие цементируемые ими компоненты).

Итог такого процесса — *литификация* (окаменение) пласта изначально мягкого и рыхлого осадка. Но литификация эта проявляется не сплошь, а избирательно. Она наиболее характерна для отложений карбонатных, а среди них чаще всего формируется на мелководье, вблизи границы: море-суша — в приливно-отливной обстановке. Иные по составу илы при бассейновом диагенезе в большинстве своем литифицируются слабо. Глинистые и алевроитоглинистые осадки в конечном счете меняют свои физико-механические признаки иначе: взамен консистенции текучего, грязеподобного осадка они приобретают свойства пластичной глины с пористостью менее 80 %. Чередующиеся с ними пески, гравий, галечники и другие обломочные накопления в большинстве своем вплоть до окончания диагенетической стадии остаются рыхлыми или же очень слабо скрепленными посредством межзерновых точечных и пленочных новообразований глинистого, карбонатного или кремневого вещества. Крепкая цементация у таких пород здесь бывает присуща только отдельным внутрислоистым линзам и конкреционным включениям.

Н. М. Страхов подчеркивал, что встречаемая иногда в литературе трактовка диагенеза как «стадии окаменения» нецелесообразна, потому что диагенез (по крайней мере, его бассейновая категория), как правило, не заканчивается всеобщей литификацией слоев. К признакам завершенности данной стадии мы вернемся после более конкретного объяснения ее механизмов в разных конкретных условиях.

**Бассейновый (субаквальный) диагенез** многолик, находясь в прямой зависимости от типа бассейна, климатического, тектонического и других факторов. Однако общей его особенностью служит очень важная роль количественного и качественного состава живого и мертвого ОВ в осадке, влияющего прямо и косвенно на характер и интенсивность процессов породообразования. Твердые компоненты ОВ представлены основными категориями: *гумусовым, липтобиолитовым и сапропелевым веществами*. Первые два из них — это производные высших наземных растений. Гумус представляют углеводно-белковые образования растительных тканей, а липтобиолитовое ОВ состоит из наиболее стойких к разрушению компонентов углеобразующей флоры (оболочек спор, кутикулы, смоляных тел и пробковой ткани). Первоисточником сапропеле-

вых веществ являются низшие растения и планктон. Гумусовые и липтобиолитовые компоненты поставляют в бассейн главным образом реки. Они же привносят и жидкие продукты гипергенной переработки наземной флоры: гуминовые кислоты, фульвакислоты, различные металлоорганические коллоидные соединения, которые накапливаются в иловых растворах. Ко всему этому в морских и некоторых озерных бассейнах добавляется аутигенное тонкодисперсное сапропелевое вещество. Сочетание его с гумусовым может быть самым разным, но в целом содержание сапропелевых компонент ОВ увеличивается в направлениях от прибрежных к удаленным от берега и глубоководным осадкам. И вся эта масса реакционноспособных веществ начинает окисляться растворенным в воде кислородом и перерабатываться разнообразными бактериями, грибами и другими микроорганизмами. Это главная их питательная среда.

Количество микроорганизмов в верхних слоях бассейнового ила ныне (и, по-видимому, в геологическом прошлом) огромно. Так, например, Н. В. Логвиненко (1987), обобщивший множество публикаций исследователей морских глубин, приводит такие цифры. В верхних 3 см осадка бухты Сан-Диего (Южная Калифорния) на 1 г сухого вещества приходится 74 000 000 бактерий аэробных и 1 160 000 анаэробных. В интервале глубин 66—68 см от поверхности дна их количество уменьшается, соответственно, до 4 200 и 2 300. На Атлантическом шельфе близ юго-западной Африки количество анаэробных (сульфатредуцирующих) особей достигает  $10^7$  клеток на  $1 \text{ см}^3$  ила.

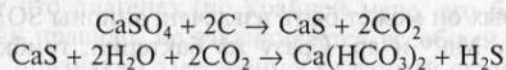
В иловых растворах осадков содержатся растворенные газы, прежде всего необходимый этим организмам кислород и соединения, из которых он может быть извлечен: анионы  $\text{SO}_4^{2-}$  либо гидроксиды  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{4+}$  и др. Сразу же бактерии, грибки и другие живые существа начинают интенсивно поглощать кислород и питаться мертвым ОВ, выделяя в иловую воду  $\text{CO}_2$  и иные продукты метаболизма. Они отчасти диффундируют в воду бассейна (откуда вниз устремляется встречный поток других веществ), а отчасти накапливаются в осадке (особенно в тех случаях, когда он перекрывается все новыми слоями малопроницаемых глинистых агрегатов). Активному уходу из осадка вверх  $\text{CO}_2$  и других газов способствуют зарывающиеся в ил черви, моллюски, раки, которые «перепашивают» грунт, создавая так называемые *текстуры биотурбаций*. Обеспеченный ими уход  $\text{CO}_2$ , в свою очередь, способствует кристаллизации аутигенного карбоната (кальцита либо доломита, либо сидерита), который локально цементирует твердые компоненты осадка. В иных же случаях под малопроницаемой и не биотурбированной глинистой пленкой создаются повышенные концентрации  $\text{CO}_2$ , которые способствуют местному понижению значений pH и, как следствие, коррозированию обломоч-



ных и биогенных силикатов и карбонатов. При этом мелкие раковинки фораминифер и других скелетных частиц могут быть растворенными полностью, создавая ложную «палеонтологическую немоту» одного из стратиграфических интервалов. А щелочной резерв илового раствора при этом увеличивается. К тому же мицеллы привнесённых с суши глинистых минералов обычно содержат поглощенные ими катионы, которые не отвечают химическому составу иловой воды, и потому неизбежно извлекаются ею, повышая степень ее минерализованности и поставляя резерв для последующей кристаллизации аутигенных минералов.

На некоторой глубине под дном бассейна (от долей см до 1,5 м) резерв кислорода, поглощаемого аэробными бактериями и другими обитателями ила, истощается. Возникает сфера господства анаэробных бактерий, которые извлекают кислород из растворенных сульфатов, а при их недостатке — из коллоидных фаз различных гидроксидов. Следствие — заметная убыль  $\text{SO}_4^{2-}$  в иловом растворе по мере углубления в осадок. Так, например, по данным О. В. Шишкиной (табл. 4.1), на глубине Черного моря 370 м ион  $\text{SO}_4^{2-}$  в 20—50 см от поверхности дна содержался в количестве 6,4 мг-экв/кг, а глубже 220 см содержание его уменьшилось до 1,3 мг-экв/кг. В другом месте, на глубине 940 м, содержание  $\text{SO}_4^{2-}$  менялось еще контрастнее: в интервале от 0 до 15 см под поверхностью дна — 30,0 мг-экв/кг, а ниже 330—360 см — всего лишь 3,0 мг-экв/кг (в 10 раз меньше!).

Хемобиогенные реакции окисления органических веществ и восстановления сульфатов морской воды бактериями в несколько упрощенном виде представляются так:

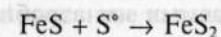


Следовательно, главные продукты метаболизма сульфатредуцирующих бактерий —  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{CO}_2$ ; продуцируются и другие газы —  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{N}_2$ . Их накопление резко меняет величины pH, Eh и другие геохимические параметры —  $P_{\text{CO}_2}$ ,  $P_{\text{H}_2}$ . Здесь, по данным Н. М. Страхова, возникает геохимический мир, резко отличный от мира наддонной воды, хотя и находящийся в ближайшем с ним соседстве: среда осадка из окисленной превращается в восстановительную. Eh ее понижается до минус 150—300, а pH после некоторого понижения в начале процессов обычно повышается и колеблется от 6,8 до 8,5. Этими процессами могут быть камуфлированы или даже полностью уничтожены следы прежнего окислительного минералообразования. Происходит это так. Начинается активное восстановление  $\text{Fe}^{3+}$  до  $\text{Fe}^{2+}$ . Оно осуществляется двояким способом. Первый — когда в иловых растворах морских осадков редукция ионов  $\text{SO}_4^{2-}$  приводит к накоплению бактери-

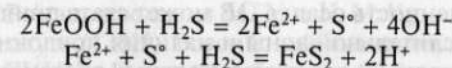
ального сероводорода. Геохимические исследования таких процессов, проведенные в морских и океанских осадках И. И. Волковым (1980, 1984), показали, что микробиологическое восстановление сульфатов до  $\text{H}_2\text{S}$  дает начало образованию целого ряда восстановленных соединений серы, характеризующейся различной растворимостью в иловой воде и различной стабильностью. Это свободный  $\text{H}_2\text{S}$ , тиосульфаты ( $\text{S}_2\text{O}_3$ ) и сульфиты ( $\text{SO}_3^{2-}$ ), преобразуемые по следующей схеме:



Сера здесь является соединением промежуточным, никогда не накапливаемым в осадках до высоких концентраций (ее содержание не превышает тысячных или сотых долей процента). Однако ее значение в диагенетических процессах важно для механизмов аутигенной пиритизации. Самый главный участник этих процессов — свободный сероводород, концентрация которого в зоне восстановленных осадков достигает до 100 мг/л. Продуктом его взаимодействия с железом осадков является черный порошковидный агрегат — коллоидный моносulfид  $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , который именуется гидротроилитом. Он в современных осадках достаточно быстро преобразуется в пирит посредством твердофазной реакции со свободной серой:



— Еще возможный вариант взаимодействия сероводорода с гидроксидом железа в растворе:



Другой механизм восстановительных преобразований существует в пресноводных или опресненных бассейнах. Там восстановительные реакции осуществляются не по сероводородному, а по так называемому *глеевому типу*: вместо пирита в растворе, насыщенном бикарбонатом, кристаллизуется аутигенный сидерит  $\text{FeCO}_3$ . Источником для него могут быть также и железоорганические коллоидные соединения, а потому в морских осадках весьма часто пирит и сидерит сосуществуют, но формируются они не синхронно, а на разных этапах рассматриваемой стадии. Совместно с этими минералами в восстановительной обстановке формируются железистые хлориты. Они в сочетании с гидротроилитом, микророзернистым пиритом, сидеритом и тонкодисперсным органическим веществом придают буровато-серому или красноватому осадку окислительной зоны иной цвет — темно-серый, с зеленоватыми или синеватыми оттенками. Изначальная окраска ила утрачивается нацело либо сохраняется только в реликтах (на участках, которые менее соседних насыщены  $\text{O}_2$ ).

Выявив, объяснив и описав в подробностях механизмы перечисленных здесь процессов, Н. М. Страхов констатировал наличие у бассейнового диагенеза *геохимической зональности*, которая отразила наличие двух стадийных этапов породообразования: 1) окислительного и 2) восстановительного. Граница между этими зонами представляет собой важный природный геохимический барьер. На нем активизируются процессы встречной диффузии веществ и дегазации осадков. Тем самым обеспечиваются условия, чрезвычайно благоприятные для конкрецииобразования. Напомним, что конкреции могут формироваться также до и после диагенетической стадии. Но здесь, на окислительно-восстановительной границе, по-видимому, зарождается большинство из них.

Однако данная граница не стабильна. Уровни ее глубины от дна бассейна и площади распространения испытывают непрерывные колебания и в геологическом времени, и в разнотипных бассейнах породообразования — вплоть до того, что при определенных палеогеографических ситуациях полностью исчезает одна из геохимических зон (окислительная либо восстановительная).

На местоположение внутридиагенетической окислительно-восстановительной границы оказывает решающее влияние конкретный фактор: степень насыщенности осадка компонентами органических веществ. В случае массовых захоронений ОВ вспышка жизнедеятельности питаемых им аэробных организмов вскоре приводит к полному истощению ресурсов растворенного кислорода, т. е. к гибели этих существ и расцвету жизни их антиподов — анаэробных микроорганизмов, сильно влияющих на понижение Eh. Перенасыщенность осадка ОВ может стать причиной полного отсутствия окислительной зоны и наличия придонных аноксических (бескислородных) восстановительных обстановок, подобных тем, которые наблюдаются в современном Черноморском бассейне. Напротив, в случаях очень малых количеств ОВ (в долях процентов) и его окисленности восстановительная обстановка при диагенезе осадка совсем или почти не возникает, что свойственно некоторым озерным, лагунным и мелководно-морским бассейнам аридных климатических областей в геологическом прошлом и нынешнему океанскому глубоководью.

Факторы влияния на способы и механизмы проявления диагенетических внутрибассейновых процессов таковы: тип бассейна, химический состав его воды, минеральный состав и насыщенность биосом осадков, темпы их накопления (взаимосвязанные с тектоническими режимами формирования БП) и климат.

*Климат* в большинстве случаев оказывает решающее влияние на способы реализации процессов диагенеза и их конечные результаты, воздействуя на эти процессы косвенно — в основном через биос и продукты его метаболизма, которыми обусловлены величины рН, Eh, парциальных давлений углекислоты, серово-

дорода, метана и других геохимические параметры осадка, превращаемого в горную породу. Кроме того, климат на территориях мобилизации, транспортировки и накопления осадочных веществ влиял на их состав, который мог стать либо очень однообразным, либо остаться поликомпонентным, а значит реакционноспособным при диагенетическом уравнивании этой смеси. Данный фактор породообразования настолько существенен, что Н. М. Страхов специально выявил и откартировал на земной поверхности (для современной и древних геологических эпох, вплоть до раннекембрийской включительно) *климатическую зональность обстановок седиментогенеза и диагенеза*, выделив следующие их типы: нивальный (ледовый), аридный и гумидный, подразделяемый в свою очередь на холодный, умеренный, субтропический и тропический подтипы. Было показано, что в целом интенсивность биохимической переработки седиментогенного вещества при диагенезе усиливается в порядке перечисления этих категорий. Для каждой из них были описаны свойственные ей диагностические признаки — сообщества аутигенных минералов, цвета, особенности компонентного состава и измененности ОВ, вторичные текстуры и др. К ним мы вернемся во II части книги при описании конкретных разновидностей пород.

Добавим к сказанному, что после Н. М. Страхова большой вклад в пополнение знаний о диагенезе различных климатических зон и эпох внесли его ученики и другие отечественные литологии и геохимики. Ледовые процессы породообразования глубоко освещены в трудах ученых-мерзлотоведов МГУ И. Д. Данилова, Э. Д. Ершова (2002), Н. Н. Романовского из МГУ и Н. М. Чумакова из Геологического института (ГИН) Российской академии наук. Другие исследователи ГИН РАН тоже опубликовали фундаментальные работы о диагенезе: аридных климатических зон — М. А. Жарков; гумидных областей торфонакопления и смежных с ними лагунно-морских обстановок — П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова; об историко-геологической эволюции геохимических процессов породообразования — В. Н. Холодов (2006). Специфику зональности океанского диагенеза можно познать из трудов сотрудников Института океанологии им. акад. П. П. Ширшова — Ю. А. Богданова, И. И. Волкова (1984), А. П. Лисицына и др., а также МГУ — Ю. Н. Гурского, В. С. Савенко, Б. А. Соколова и А. И. Конюхова и др. Специфику механизмов конкрецииобразования, как составного элемента диагенетических процессов, можно извлечь из трудов 60-х гг. XX в. А. В. Македонова (1966) и более поздних работ профессора Харьковского государственного университета П. В. Зарицкого, ученого ГИН РАН Ю. О. Гаврилова, упомянутого выше В. С. Савенко и других исследователей. К этим книгам мы адресуем читателя, углубляющего свои познания сверх учебной программы.



Вернемся снова к факторам влияния на диагенез, помимо климатического.

*Тектонический режим* в БП равнозначен климату по эффективности влияния на породообразование. Способы влияния тектоники сводятся либо к благоприятствованию климатическим воздействиям на осадочное вещество, либо к препятствованию их полной реализации. Все зависит от скоростей и степени прерывистости тектонического погружения дна ОБ и воздымания соседних участков суши, откуда поступают осадочные компоненты. При условиях «вялой» тектоники (БП в пределах платформенных тектонических структур, в особенности на антеклизях) дно бассейна погружается чрезвычайно медленно и процессы физико-химического уравнивания осадка могут успеть достичь стадии полного своего завершения. Тогда все нестойкие минеральные компоненты будут корродированы или трансформированы в аутигенные глинистые минералы, а ОБ — окислено и минерализовано. Противоположный этому случай — стремительные темпы провалов дна бассейна (в пределах рифтовых впадин или подвижных окраин континентов). При таких условиях факторы диагенеза, даже при благоприятнейших тропических гумидных обстановках, не успевают как следует «сработать», и изначально неравновесная реакционноспособная система, состоящая из седиментогенных минералов, ОБ и иловых растворов, в скором времени попадает в напряженные *P-T* условия последиагенетических стадий катагенеза (см. далее).

*Темп осадконакопления*, который находит отражение в толщине слоя, накопленного за конкретный временной интервал (100 лет), является функцией морфологии дна БП и соседней с ним суши, т. е. в конечном счете функцией конкретного тектонического режима формирования и преобразования БП. Он сказывается и на глубине нахождения окислительно-восстановительной границы (см. ранее), и на *толщине всей сферы диагенеза в целом, которая обратно пропорциональна темпу осадконакопления*. На эту закономерность свыше 30 лет назад обратили внимание А. Г. Коссовская, а также Б. А. Соколов и А. И. Конюхов; Н. В. Логвиненко и Л. В. Орлова (1987) и другие литологи, которые анализировали результаты исследования глубоководных скважин, пробуренных в океане американским кораблем «Гломар Челленджер». Оказалось, что толщина зоны незавершенного диагенеза глубоководных (гемипелагических) карбонатных и кремневых илов достигала в разных местах от 0,6—0,8 до 1—1,5 км, причем процессы их превращения в породы протекали там крайне медленно — на протяжении целых геологических эпох и даже периодов.

Объяснение «вялости» диагенетических преобразований в таких случаях основывается на малых темпах седиментации в пелагиали от 0,01 до 1 мм/1 000 лет (по принципу «частица за части-

цей»), вследствие чего у гранулометрически однообразного осадка большие межкомпонентные пространства успевала заполнить иловая вода, не потерявшая связей с водой морского или океанского бассейна. Благодаря этим связям общее гидростатическое давление распространялось не только на частицы осадка, но и на межзерновой флюид, тем самым уравнивая всю систему и препятствуя ее уплотнению. Напротив, в более мелководных условиях «лавиной седиментации», где ее темп на много порядков выше, связь поровых и придонных вод вскоре прерывалась, и давление литостатических нагрузок от быстро утолщаемых вышележащих слоев осадка на подстилающие слои проявляло себя как существенный фактор литификации. Вероятно, по этой причине усредненная толщина зоны диагенеза на морском шельфе определялась Н. М. Страховым в пределах 250—300 м, редко до 500 м; а вблизи побережья — 10—50 м и кое-где еще меньше.

Проблема диагностики границ диагенетических образований в разрезах осадочной толщи до сих пор еще дискуссионна. Исходя из рассмотренного здесь перечня диагенетических перерождений осадка в породу следует, что при этом меняются не только состав и консистенция вещества осадка, но отчасти и его седиментогенная структура (прежде всего форма поверхности кластогенных силикатных, глинистых, карбонатных зерен) и в известной мере микротекстура (переориентировка глинистых обломочных частиц, текстуры вдавливания и др.). Впрочем, такие слабые структурно-текстурные изменения заметны лишь опытному взгляду специалиста-литолога в ходе оптических и электронно-микроскопических наблюдений. Макроскопически же прошедшая через стадию диагенеза порода выглядит относительно «свежей» и не обязательно сцементированной. Из-за этого нижняя граница зоны диагенеза (т. е. признак завершенности этой стадии) трактуется исследователями по-разному.

А. Е. Ферсман в 1922 г. определял конечный момент диагенеза как *время наложения нового слоя, петрографически отличного от предыдущего*, отделившего подстилаемый им осадок от непосредственного соприкосновения с придонной водой. Примерно так же считал известный литолог Г. И. Бушинский (1954). Затем А. В. Копелиович (1965) обратил внимание на то, что скорости диагенетических преобразований различны в зависимости от структуры и минерального состава осадков. Он предлагал считать этапом окончания диагенеза переход глинистого вещества из текуче-полужидкой консистенции в пластично-полутвердую (пригодную к лепке), а для рыхлого песчаного пласта этот же этап условно соотносить с моментом литификации перекрывающего слоя глины. Это один из наиболее конкретных рецептов.

Консистенцию вещества (полутвердую, пластичную и, в особенности, твердую) большинство исследователей тоже склонны

принимать за один из главных признаков перехода осадка в породу. Однако и этот физико-механический параметр оказался постоянным в зависимости от генетической природы осадка, от темпов его захоронения и других рассмотренных нами причин. Более точным признаком завершения диагенетической стадии служит полное превращение торфа в бурый уголь (марки Б<sub>1</sub>), однако наблюдать его можно только там, где имеется много углистого вещества.

Н. М. Страхов и Н. В. Логвиненко (1959), отмечая огромную роль бактериального фактора в процессах диагенеза, считали, что одним из признаков завершения этой стадии служит исчезновение в породе живого ОВ. Однако точно выявить такой уровень практически очень нелегко. Тем не менее искать способы его диагностики следует непременно, потому что диагенез — это одна из составляющих биокосной системы.

Сущность упомянутого термина объяснена в гл. 3 при описании зоны гипергенеза. Там элементарной биокосной подсистемой представлена почва. Кроме нее к биокосным системам относятся илы материковых и океанических водоемов. По мнению видного геохимика А. И. Перельмана, подобием почвообразовательных процессов является диагенез. Для него и почвенных биокосных систем характерна единая геохимическая сущность, заключающаяся в процессах разложения и окисления ОВ микроорганизмами.

Близкое к этому представление развивает В. Т. Фролов (1994), причем его взгляды в корне меняют подход к оценкам не нижней, а верхней границы рассматриваемой стадии: окислительную зону субаквальных осадков этот исследователь относит не к диагенезу, а к *образованиям стадии подводного выветривания (или гальмиролиза)*. Такие образования почти непрерывно продолжают на дне морей и океанов глобальную сферу субаэрального выветривания пород и осадков суши. Границу же начала диагенеза В. Т. Фролов соотносит с уровнем, отделившим осадок от вышележащей области свободного просачивания в него придонной воды, т. е. там, где открытость природной системы во многом утрачена, а геохимические обстановки стали сплошь восстановительными. Это логически аргументированная, но не общепринятая концепция заслуживает специального обсуждения. Начнем его с базовой терминологии.

*Гальмиролиз* (от греч. *гальмирос* — соленый, *лисис* — распад) — это термин, предложенный в 1922 г. К. Гуммелем, в трактовке Л. В. Пустовалова понимался как совокупность различных химических процессов, совершающихся под влиянием морских факторов и приводящих к изменению состава минеральных тел, находящихся в море, как во взвешенном состоянии, так и на его дне. Сюда относятся явления растворения, окисления, гидратации, катионного обмена и другие химические, биохимические и мине-

ралогиические процессы, в частности палагонитизация стекла в излившихся на морском дне базальтовых лавах, трансформация прослоев вулканического пепла в монтмориллонитовую глину — бентонит и др.

*Гальмиролититы* — это продукты гальмиролиза придонных осадков и пород. Способы формирования их похожи на процессы субаэрального выветривания и местами гомологичны почвообразованию с той разницей, что гальмиролититы развиваются на морском дне, в периоды седиментационных пауз или при весьма замедленных темпах накопления осадков (доли мм в 1 000 лет). К гальмиролититам на мелководье относятся сцементированные аутигенным карбонатом корки «твердого дна», интенсивно биотурбированные, т. е. пронизанные ходами моллюсков-сверлильщиков, раков и червей, обеспечивших проникновение в глубину осадка насыщенных О<sub>2</sub> донных вод и ОВ, создавших там окислительную и близкую к нейтральной, слабощелочную геохимическую среду, благоприятную для синтеза аутигенных глауконитов (см. гл. 7). В. Т. Фролов причислял все эти образования к категории «подводного элювия» и классифицировал их на группы и типы: физический элювий — каменистые развалы, горизонты конденсации (перлювий); биоэлювий — биотурбиты и хемозэлювий — твердое дно, панцири, монтмориллонитовые глины (возникшие в результате подводного перерождения пироклаستيки), глауконититы, зернистые фосфориты и красные пелагические глины океанов. Такая точка зрения не нашла всеобщего признания. М. В. Кленова, А. И. Перельман, Н. М. Страхов, В. Н. Холодов и другие относят вышеперечисленные объекты к образованиям ранней подстадии диагенетического превращения осадка в породу, считая, что процессы этой стадии *гомологичны*, но никак не аналогичны субаэральному выветриванию.

Главные доводы относительно внешней схожести (гомологичности), но не тождественности условий выветривания и раннего диагенеза таковы. Во-первых, биохимическое выветривание на суше осуществляется главным образом под влиянием водных потоков сверху (атмосферные осадки), а субаквальный диагенез обеспечивается привнесением веществ в основном снизу, из подстилающих слоев обводненного осадка. Во-вторых, внешне похожие на карбонатные и железисто-марганцевые корки морского дна, карбонатные, силикатные и железистые панцири, покрывающие кору выветривания на суше, хотя и формируются при участии капиллярного подъема влаги снизу вверх, но механизм ее подъема на суше в действительности принципиально иной, чем при субаквальном гальмиролизе. Там осуществляется массовая диффузия и метасоматоз, а на суше — только физические процессы межкомпонентной инфильтрации раствора и аутигенез. Масштабы и генетические сущности этих двух разновидностей процессов диф-



ференциации веществ не одинаковы. Да и сама граница между окислительной и восстановительной средой бассейнового осадка не повсюду отчетлива, как мы выяснили это в предыдущих разделах.

Следуя таким доводам, О. В. Япаскурт разделяет основы концепции о диагенезе Н. М. Страхова. Автор при этом считает, что понятие о подводном выветривании тоже правомочно, но применительно только к условиям длительных седиментационных пауз и в тех местах (на участках подводных возвышенностей либо склонов рифтовых впадин), где глубинными течениями были смыты рыхлые осадки, и с морской либо океанской водой контактируют древние горные породы, прошедшие в свое время через стадию диагенеза, даже, возможно, через какие-то этапы катагенеза. Именно они и попадают под воздействие новых, существенно окислительных обстановок подводного выветривания и в какой-то мере видоизменяются ими.

Относительно термина «гальмиролиз» можно добавить, что он изначально не имел стадийного смыслового значения. Это символ процесса (точнее, целого комплекса процессов), но не имя определенной стадии. А потому гальмиролиз рыхлых отложений, включая и формирование литифицированных панцирей, вполне можно соотносить с ранними этапами бассейнового диагенеза, считая, что это одно из многоликих проявлений начальной стадии осадочного породообразования. Впрочем, природные образования всегда сложнее любых теоретических построений, и вопросы о конкретизации геологических границ надолго еще останутся предметами для дискуссий. Но исследователь (и начинающий студент) обязаны знать противоположные версии, а в своих работах давать на них конкретные ссылки.

**Субаэральный диагенез** свойственен осадкам аккумулятивных ландшафтов. Толщина зоны проявления его процессов существенно меньше сравнительно с бассейновым диагенезом: она колеблется в среднем от 5—10 до 20—50 м. Нижняя граница ее соответствует области развития ближайших грунтовых или фреатических вод. А верхняя граница меняет свое местоположение в зависимости от толщины почвенного горизонта или покрова торфяников либо различных элювиальных и коллювиальных рыхлых образований. Естественно, что в таких условиях зависимость процессов диагенеза от климатических обстановок проявлена весьма определенно. Наибольшая интенсивность процессов изменения осадочных веществ присуща гумидным климатическим областям — с обилием атмосферных осадков, растительного и животного мира, с активной бактериальной средой. Атмосферные воды, просачиваясь через горизонты почвы, насыщаются органическими кислотами, приобретают пониженные значения pH. Их кислород быстро тратится на окисление  $OB$ , что способствует формированию

восстановительной среды. Наиболее низкие значения Eh и pH возникают под торфяниками. Однако там восстановительная среда отлична от таковой в иных морских бассейнов тем, что отсутствуют или содержатся в малых количествах сульфат-ионы. Поэтому нет (или мало) сульфатредуцирующих бактерий, продуцирующих  $H_2S$ . А восстановительная среда без  $H_2S$  именуется *глеевой*. В ней процессы восстановления  $Fe^{3+}$  до  $Fe^{2+}$  осуществляются по иному сценарию. Конечные продукты — сидерит  $FeCO_3$  либо сидероплезит. Они образуют рассеянные в осадке включения, а зачастую — шаровидные или эллипсоидные конкреции. Если такие конкреции развиваются под подошвой торфяника, то впоследствии, после прохождения породой через стадию катагенеза, возникают угольные пласты с включениями очень крепких сидеритовых стяжений (рис. 4.9), которые могут оказаться серьезной помехой для технологических операций угледобычи: быть причиной поломки техники.

Вместе с сидеритизацией осуществляются массовые трансформационные процессы: глинистое вещество осадка и обломочные слюды трансформируются (частично, а иногда и полностью) в каолинит. Каолинизации подвержены также частицы полевых шпатов и некоторых других минералов. А амфиболы, пироксены и другие темноцветные минералы корродируются.

Глеевые воды, постепенно насыщаясь катионами  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ , переносят их в самые нижние горизонты осадочного покрова, где соответствующие карбонаты локально цементируют

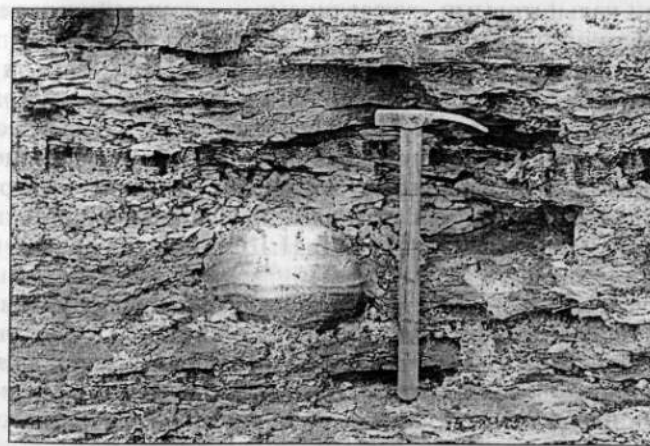


Рис. 4.9. Шаровидная конкреция глинисто-сидеритового состава внутри пласта углистого аргиллита в толще угленосных пород раннемелового возраста в низовьях р. Лены (фото Г. Ф. Крашенинникова)

пески либо в качестве конкреций с причудливыми формами, либо в форме линзовидно-пластовой цементации.

Совсем по-иному диагенез осуществляется в аридных климатических областях — с малой и очень неравномерной концентрированностью ОВ и недостатком влаги. Там господствует щелочная среда и окислительные обстановки, на фоне которых встречаются разрозненные очаги с глеевой средой. Усиливается роль капиллярного поднятия растворов снизу (от ближайшего водоносного уровня). Эти воды переносят в себе растворенные бикарбонаты, сульфаты или коллоиды кремнезема. На путях миграции кристаллизуются карбонаты, гипс или ангидрит, а местами — выпадает в осадок опал. Эти аутигенные новообразования локально цементируют компоненты рыхлого осадка; местами скапливаются в конкреционные тела; образуют также слои крепко сцементированные кальцитом либо опалом (кристаллизуемым в халцедон) в виде корок. Кальцитовые корки в осадках пустынь и полупустынь именуют *каличе*, кремневые — *силъкретами*.

В областях развития ледниковых отложений, по их периферии в позднекайнозойское время формировались покровы алевритовой пыли — так называемые *лэссы*. Одной из их особенностей является сочетание рыхлости со скрепленностью частиц, благодаря чему стенки обрывов, сложенные лёссом, вертикальны, а жители южной части Китая делали там достаточно прочные пещерные жилища. Скрепленность лёссовых частиц обеспечивается микрозернистыми карбонатами, возникшими вследствие субаэрального диагенеза. Там же каналы, оставшиеся от корневой системы растений, и различные пустотки заполняются так называемыми кальцитовыми «журавчиками» — конкрециями величиной с грецкий орех или небольшое яблоко.

Миграция при субаэральном диагенезе внутри осадков аридных зон (в Казахстане и Средней Азии) вод, содержащих растворенные соли урана (вымытые из более древних магматических и метаморфических пород), обеспечивает повышенные концентрации этого элемента в цементируемых песках аллювия. О формировании таких «гидрогенных» урановых руд в подробностях писали А. И. Перельман, В. Н. Холодов, В. Н. Щеточкин и другие геохимики и литологи.

Замечания о диагенезе для студентов разных специальностей: знание процессов диагенетической стадии имеет важное прикладное значение для решения разнообразных практических задач геологами-поисковиками полезных ископаемых, а также специалистами по экологической, инженерной геологии, гидрогеологии и геокриологии.

Генезис множества видов полезных ископаемых — металлических, неметаллических и горючих находится в прямой зависимости от особенностей диагенетической стадии: ее процессы мо-

гут в одних условиях благоприятствовать, а в иных — препятствовать концентрированию рудного вещества или приобретению породой необходимых нам вещественных и физико-механических свойств. Так, например, специалисту по геологии и геохимии горючих ископаемых всегда необходимо учитывать историю трансформаций ОВ в период превращения осадка в породу. Известно, что накопление на стадии седиментогенеза в морском водоеме больших масс ОВ сапропелевого типа создает благоприятные предпосылки для формирования нефтегенерирующих глинистых, карбонатных или кремнистых толщ. Эти «нефтематеринские» толщи, погружаемые тектоническими силами на многокилометровые глубины, проходят через диапазон температур порядка  $100 \pm 20^\circ\text{C}$  или через названную Н. Б. Вассоевичем (1986) главную зону нефтеобразования (ГЗН). Она отвечает примерно середине последиагенетической стадии катагенеза. Так, от особенностей диагенеза зависит, сохранит ли ОВ свои необходимые для генерирования жидких углеводородов свойства или утратит их еще до попадания в ГЗН. Последнее обстоятельство случается при длительном наличии окислительных обстановок в пределах диагенетической стадии. В этом случае все компоненты ОВ или большая их часть будут окислены, и вместившие такое количество ОВ толщи пород окажутся «выхолощенными» и бесплодными даже в благоприятных обстановках ГЗН. Напротив, если диагенез был восстановительным или кратковременным (при высоких скоростях погружения дна БП), то соответствующие по исходному сапропелевому составу ОВ в ГЗН смогут реализовать свой нефтегенерационный потенциал. Существенно влияет диагенез и на изначальные качества каменных углей.

Из прочих категорий минерального сырья его виды, прямо или косвенно связанные с диагенезом, многочисленны. Это многие железные, марганцевые, урановые и ванадиевые руды, отчасти медные и полиметаллические руды (они полигенетичны, но диагенетическая стадия играет важную роль в концентрировании их металлов), а также неметаллические полезные ископаемые: фосфориты, опалолиты, доломиты, цеолиты, каолиновые глины субстрата угольных пластов (бывших торфяников) и монтмориллонитовые глины, сформированные за счет диагенетического преобразования пепловой вулканокластики — гумбрин, бентонит, кефкалит и др. Поэтому особенности диагенеза рассматриваются как важный раздел в учении о полезных ископаемых.

Кроме того, должно быть понятно, насколько понимание диагенетических процессов (так же как процессов гипергенных и седиментогенных) важно специалистам, работающим в областях экологической и инженерной геологии. Во-первых, диагенезом предопределяются многие физико-механические свойства пород. Во-вторых, диагенетические процессы существенно влияют на



изменение концентраций химических элементов, губительных либо полезных для жизни человечества, а также животного и растительного мира. Приведем некоторые примеры.

Начнем с того, что при диагенетическом аутигенном минералообразовании в основном происходят довольно простые химические реакции, хотя они усложняются из-за протекания в системах открытого типа вследствие сложного состава системы. Как отмечал Суйковский (Sujkowski, 1958), время любой реакции может быть небольшим, однако диагенетические процессы развиваются скачкообразно по мере изменения химической среды и физических условий. Преобразование некоторых метастабильных смесей начинается только при достижении критических геохимических барьеров. Диагенез в общем ведет к уменьшению числа компонентов породы. *Главные химические процессы* — это гидратация — дегидратация; гидролиз — дегидролиз; адсорбция ионов; обмен катионов или оснований; окисление — восстановление; декарбонизация — карбонатизация.

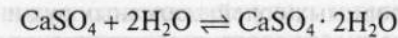
Остановимся на примере экологической роли *ионной адсорбции*. Она реализуется при низких температурах в коллоидных и комплексных (глинисто-коллоидных) фазах. Напомним, что частицы глинистых минералов обычно тяготеют к гидроксильным ионам и несут отрицательные заряды на своих поверхностях. Они поэтому адсорбируют различные катионы, в результате чего пропитывающие осадок так называемые *поровые воды* лишаются большей части своих редких элементов.

Около 30 с лишним лет назад известный американский исследователь постседиментационных процессов Р. У. Фербридж (R. W. Fairbridge) написал следующее. Количество ядовитых металлов, выносимых из первичных пород в океан в течение геологического времени, настолько велико, что могло бы вызвать отравление вод океана. Если бы не действовал процесс их удаления, эволюция жизни на Земле протекала бы иным путем, причем развивались бы организмы, не восприимчивые к отравляющим металлам. Все вышесказанное относится, например, к меди, свинцу, мышьяку, селену, ртути, сурьме и висмуту. Во многих случаях эти элементы выносятся из водных растворов способом, хорошо известным в медицине, а именно с помощью адсорбции их на свежесаженных гидроокислах железа. В осадочных железных рудах всегда присутствуют значительные количества селена, мышьяка и свинца. Содержание мышьяка в этих рудах в большинстве случаев настолько велико, что значительное количество его входит в железо и сталь, из которых его очень трудно извлечь обычными методами технического рафинирования. Молибден концентрируется в осадочных месторождениях марганца.

Экологические комментарии к вышесказанному, как видим, излишни. Теперь вернемся к инженерно-геологическим аспектам.

*Декарбонизация — карбонатизация* резко меняют пористость и плотность осадка. Процессы эти управляются балансом растворенных в поровой воде газов  $\text{CO}_2$  (продуцируемых бактериями и разлагающимся мертвым ОВ). Насыщение газами морского ила обеспечивает растворение карбонатных примесей в глинистом, алевроитовом или песчаном осадке (исчезновение там мелких раковин и кристаллических зерен кальцита). В ином случае в обстановке активного оттока  $\text{CO}_2$  вверх (в вышележащий слой осадка или в придонную воду бассейна) происходит кристаллизация агрегатов  $\text{CaCO}_3$  либо  $\text{FeCO}_3$ , которые прочно цементируют глинисто-алевритовые или песчаные частицы. Возникают пластообразные конкреционные стяжения. Они обладают «нулевой» пористостью и повышенной крепостью. А потому эти отложения, будучи выведенными тектоникой на поверхность и подверженными там процессам денудации и выветривания, приобретают характерный внешний облик: в обрывах природных обнажений они образуют ступенчатые стенки. Ступени возникают в результате малой податливости к разрушению крепких карбонатизированных прослоев, находящихся внутри пачки рыхлых либо пластичных пород.

Подобный эффект может достигаться при реакциях *гидратации — дегидратации*, наглядным примером которых служат взаимопереходы гипс — ангидрит:



Здесь дегидратация упрочняет осадок. Обратный процесс захвата воды (гидратации) с утратой этих физико-механических свойств, как правило, сопровождает процессы карбонатизации, окисления и гидролиза соседних минеральных частиц. Осадочный слой гидратируемого ангидрита при этом сминается в мелкие складки.

Итак, претерпевшая диагенез слоистая пачка осадочных пород приобретает характерную *анизотропию* физико-механических параметров у разных слоев. И при этом их разные степени цементированности аутигенными веществами влияют на разный характер пористости и, в конечном счете, на разную степень их проницаемости для воды и газовых флюидов, т. е. по завершении диагенетической стадии порода обретает свои индивидуальные *коллекторские свойства* (они могут потом меняться на последующих стадиях). Их специально исследуют и используют в своих работах нефтяники, гидрогеологи и исследователи так называемых *стратиформных* (пластовых) руд железа, меди, полиметаллов и благородных металлов.

И наконец, познание особенностей диагенеза очень важно в фундаментальных теоретических исследованиях геологической истории формирования и эволюции осадочных бассейнов, а также для реконструирования палеогеографии.

Очень важным элементом палеогеографических построений служит выделение внутри отдельных стратиграфических интервалов так называемых аутигенно-минералогических провинций.

**Аутигенно-минералогические провинции** — территории в пределах единого бассейна седиментации, характеризующиеся определенными парагенетическими ассоциациями аутигенных компонентов осадочных пород, в которых запечатлены признаки геохимических обстановок, свойственных моментам накопления осадка и начальным этапам его превращения в породу. Методику анализа этих провинций разработали Л. В. Пустовалов (1940) и Г. И. Теодорович (1958), которые использовали для данной категории термин «геохимические фации». Под ним подразумевались пласт или свита пластов, которые на всем протяжении обладают одинаковой изначальной геохимической характеристикой, возникшей в результате условий образования осадочной породы и проявляющейся в совместном нахождении одного и того же комплекса сингенетичных аутигенно-минеральных выделений. Л. В. Пустовалов описал 9 морских геохимических фаций: сероводородную (с сульфидами), сидеритовую, шамозитовую, глауконитовую, фосфоритовую, окислительную, ультраокислительную (оксиды, гидроксиды Fe и Mn), доломитовую и морских солей, а также 6 континентальных геохимических фаций: латеритную, ортштейновую, пустынную, растворимых солей, железных руд и углей. Г. И. Теодорович существенно расширил и детализировал данную типизацию. Она ценна для палеогеографических и металлогенических построений, однако сам термин «геохимическая фация» не нашел приверженцев среди большинства литологов, будучи отчасти преокупированным (см. далее, раздел о фациях), поэтому рекомендуется вместо него использовать понятие «аутигенно-минералогическая провинция». Выделяя ее, исследователь должен строго дифференцировать многоэтапные минеральные новообразования, отделяя седиментогенные и диагенетические компоненты от более поздних минеральных агрегатов, свойственных последиагенетическим стадиям катагенеза и гипергенеза (см. гл. 15).

#### 4.2.3. Катагенез

По завершении диагенеза (в том случае, если сформированная за счет осадка порода не была поднятой в зону гипергенеза, а продолжала свое погружение в глубь стратисферы) начинается следующая стадия породных изменений, которая у исследователей именуется не одинаково. Первое и наиболее емкое определение ей дал в 1922 г. А. Е. Ферсман, назвавший *катагенезом* (от греч. *kata* — вниз и *genesis* — рождение) всю совокупность преобразований осадочной породы после того, как она оказалась отде-

ленной от водного бассейна новым слоем осадка и вплоть до момента, когда эта порода снова становилась земной поверхностью на границе с атмосферой, исключая отсюда только метаморфические изменения, обусловленные воздействием на породу особо высоких температур и давлений.

В сущности, так же представлял эту стадию Л. В. Пустовалов (1940), назвавший ее иначе — *эпигенезом* (*epi* — после). Именно такое название в 50—60-х гг. XX в. получило широкое распространение в трудах советских литологов — А. Г. Коссовской, Л. Б. Рухина, В. Д. Шутова и многих других авторов. Но принято было не всеми по двум причинам. Во-первых, термин этот оказался переокупированным от более раннего, по-иному трактуемого понятия в учении о полезных ископаемых, где эпигенезом традиционно именуют процессы и этапы *послерудных* минеральных новообразований в любых (не только осадочных) породах. Во-вторых, приставка «эпи» распространяется на все последиагенетические события, ничем не ограничивая их, а такими событиями могут оказаться и полные метаморфические изменения в глубоких недрах, и новый подъем породы в приповерхностную область выветривания. Поэтому в конце XX в. под влиянием авторитетной аргументации Н. Б. Вассоевича (1983), Н. В. Логвиненко (1987), Н. М. Страхова (1959), П. П. Тимофеева (1974) и других ученых большинство отечественных литологов вернулись к термину А. Е. Ферсмана, несколько конкретизировав введенное им понятие, с учетом нынешней научной информации.

**Катагенез** — это стадия преобразования и изменения вещественных и структурно-текстурных особенностей осадочных горных пород под воздействием глубинных температур ( $T =$  от 20—25 до 200  $\pm 25$  °C) и давлений ( $P =$  от 10 до 200 МПа), при активном участии флюидной газовой фазы — генерируемой самими породами и отчасти привнесенной из нижележащих геосфер.

Любой осадочный комплекс, погружаемый и перемещаемый тектоническими движениями на разные внутрилитосферные уровни, представляет собой многокомпонентную саморазвивающуюся флюидно-породную систему, которая постоянно стремится достигнуть состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местонахождения. Именно в противоречии «система — среда» заложена суть движущих сил для большинства механизмов породных изменений. Кроме того, эта система сама по себе внутренне противоречива. Она формируется как изначально неравновесное образование еще на стадии седиментогенеза и не достигает состояния равновесности (хотя стремится к нему) при катагенезе. Поэтому в самой внутрисистемной структуре заложена возможность для функционирования множества описанных в подразд. 4.1 процессов, а факторы среды интегрируют и ускоряют их.



Факторы влияния среды на преобразования горных пород — это в первую очередь внутриземное тепло и различные виды давлений. Главным ускорителем процессов катагенеза служит *температурный градиент*  $\Delta T$ : его возрастание на каждые  $10^\circ\text{C}$  ускоряет, как известно, протекание химических реакций вдвое. Тем самым активизируются процессы трансформаций кристаллических решеток глинистых и других минералов и ускоряются процессы аутигенного минералообразования. Очень сильное влияние  $\Delta T$  оказывает на углефикацию и другие процессы преобразований ОВ, имеющих непосредственное отношение к генерации жидких и газообразных углеводородов.

Другой внешний фактор — *литостатическая нагрузка давления* вышележащих пород и осадков ( $P_s$ ), которая обеспечивает уплотнение пород и взаимосвязанные с этим коррозионные, дегидратационные и диффузионно-метасоматические процессы. Их активизация в еще большей мере способствуют импульсы давления сжатия, или *стресса* ( $P_{st}$ ), которые присущи не всем БП, а только тем, что приурочены к тектонически подвижным структурам земной коры, например к границам передовых прогибов со складчато-надвиговыми поясами.

Еще очень действенными факторами катагенеза служат: *флюидное давление* ( $P_f$ ) и *химические составы газовой фазы* в осадочной толще. Эта фаза полигенетична. Она включает и остатки диагенетических иловых растворов, и новообразованные при катагенезе воды — кристаллизационную и конституционную, которые выделяются под воздействием  $P_s$  и  $\Delta T$  из межслоевых промежутков кристаллических решеток смектитов и из кристаллических структур других минералов. К этим же образованиям можно причислить различные газы —  $\text{CO}_2$ , который выделяется в результате перестройки молекулярных структур ОВ и в процессе глубинного гидролиза карбонатов, а также метан, аммиак, горючие и (иногда) жидкие углеводороды, рождаемые трансформациями рассеянных включений ОВ. В осадочную толщу по тектонически проницаемым структурам мигрируют также газоводные флюиды от нижележащих геосфер.

Из приведенного перечня следует, что газоводная фаза принадлежит отчасти к внутрисистемным, а отчасти к внешним факторам среды. Помимо своих прямых влияний на катагенетические процессы этот фактор оказывает на них сильные косвенные воздействия. Они состоят прежде всего в том, что водно-газовый или чисто водный флюид является универсальным теплоносителем. Он же находится в явной генетической связи с  $P_{st}$ , обеспечивая тем самым усиленный разогрев осадочной толщи от тектонических напряжений сжатия. Кроме того, по расчетным данным академика Ф.А. Летникова и других петрологов, общий подъем геотерм в стратисфере осуществляется за счет тепла, выделяемого при окис-

лении восстановленных мантийных флюидов коровым веществом, включая и вещество пород осадочной оболочки.

Катагенетические процессы пребывают в сильной зависимости от еще двух внутрисистемных факторов — *вещественного состава компонентов исходных отложений*, или *седиментофонда*, и от их *генезиса*, которым обуславливаются вещественно-структурно-текстурные особенности и характер сочетания вошедших в стадию катагенеза пород.

Для каждого БП в отдельности набор этих и иных (не всегда нам известных) факторов влияния на катагенез индивидуален. Кроме того, на разных историко-геологических этапах формирования и бытия бассейна значимость любого отдельного фактора и характеры его сочетания с остальными факторами периодически меняются. По такой причине структурно-вещественные особенности катагенетических породных новообразований очень разнообразны (здесь коснемся их только в самой обобщенной форме). И по той же самой причине толщина зоны катагенеза внутри стратисферы очень изменчива: в пределах  $n \cdot 1000$  м, где  $n = 2-9$ . Она минимальна там, где максимальны величины либо  $\Delta T$  совместно с  $P_{st}$  при  $P_s > P_f$  (в складчато-надвиговых системах), и максимальна при условиях малых  $\Delta T$  и  $P_s \leq P_f$  (например, превышает 8 км в Прикаспийской синеклизе Русской плиты).

В самом начале стадии катагенеза (в верхах разреза катагенетической зоны) породные изменения в целом мало интенсивны, но контрастны. Здесь, например, сосуществуют рыхлые пески с включениями раннекатагенетических карбонатных конкреций и пласты различно сцементированных песчаников. Их литифицированность тоже неоднородна. В одних слоях зерна-песчинки очень слабо скреплены пленочками глинистого вещества, в других — более крепкая цементация обеспечивается аморфным агрегатом опала, кристаллизуемого впоследствии в халцедон, а еще в иных — песчаные частицы очень прочно запечатаны кристаллически-зернистыми агрегатами аутигенных карбонатных минералов (кальцита, доломита или сидерита). Карбонатные породы здесь тоже частично перекристаллизованы, но в большинстве своем они сохраняют еще ясные признаки структуры исходного осадка. Гипсы ангидризируются, отдавая свою  $\text{H}_2\text{O}$ . Кремневые породы остаются преимущественно опаловыми. А глины пористы (80—60%). Их минеральные составы полностью унаследованы от диагенетической стадии.

Далее вниз по разрезу стратисферы пористость всех видов пород, как правило, уменьшается, а сцементированность и перекристаллизованность отдельных пластов учащаются. Происходит как бы противоборство двух категорий разнонаправленных процессов: уплотнения и цементации, которая препятствует уплотнению. Легче всего поддаются уплотнению глины (рис. 4.10), ко-

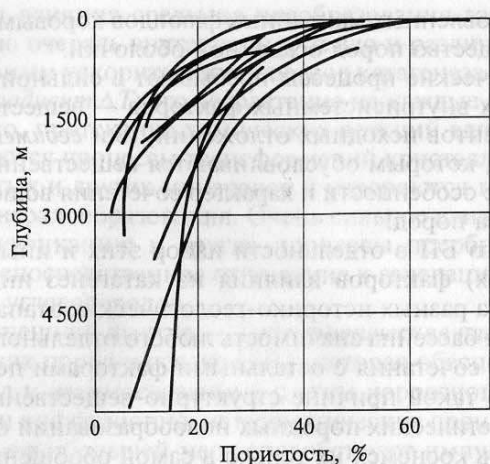


Рис. 4.10. Связь пористости с глубиной захоронения глин (по данным Г. Чилингаряна и Х. Рике; из кн. Н. Б. Вассоевича, 1990)

торые уменьшают свою пористость до 5—10 %, а потом — до 2—3 % и становятся в конечном итоге неразмокающими аргиллитами. Листоватые и игольчатые частички глинистых минералов при этом приобретают плоско-параллельные ориентировки, предельно сближаются друг с другом. В итоге пласты глин, превращаемых в аргиллиты, уменьшают свою толщину до 1,5—3 раз, иногда даже больше. Но песчаники и некоторые виды известняков ведут себя в тех же условиях иначе. Многие из них вскоре после начала катагенетической стадии прочно цементируются аутигенным кварцем либо карбонатами и, погружаясь глубоко, не поддаются литостатическому давлению, не меняют толщины своих пластов. Их цементация обусловлена проникновением в поры внутрисистемных флюидов. Если же таковые по какой-то причине отсутствовали или не успевали повлиять на аутигенное минералообразование (при быстрых темпах погружения породы), то пески уплотнялись, но иначе, чем глины. В песках сперва происходила переукладка обломочных частиц. Их изначально свободная укладка по кубической сетке обеспечивала пористость осадка в 47,6 % (расчетная величина для идеализированной — шарообразной формы и одинакового размера песчинок).

Возникшая под давлением более компактная, тетраэдрическая, переукладка частиц снижает пористость до 25,9 %. Жесткий каркас минеральных зерен до некоторых пор выдерживает нагрузку  $P_s$ . При ее интенсивном росте наступает в конце концов момент, когда минеральный каркас не способен выдержать сопротивление к  $P_s$ . Однако массового механического раздробления зерен при

этом не происходит, потому что они находятся не под односторонним нажимом лабораторного пресса, а пребывают внутри крупного геологического тела, где вектор  $P_s$  встречает противодействие среды не только снизу, но и со всех остальных сторон. Поэтому сдавленные кристаллические частицы вместо хрупкого разрушения поддаются процессам химического растворения и отчасти пластическим деформациям. Эти процессы стимулируются, помимо  $P_s$ , ростом  $\Delta T$  и обязательным присутствием межзерновой пленочной или гигроскопической воды. Так возникает гравитационная коррозия минеральных агрегатов (см. подразд. 4.1). Ее результаты отчетливо видны под микроскопом: различно ориентированные обломочные частицы кварца, полевых шпатов и других минералов вклиниваются друг в друга, как будто металлические шарики в пластилин. Но в данном случае это не пластилин, а твердый кристалл (его обломок), который под нажимом более прочного соседа испытал частичное растворение. Микросцепления взаимовклинившихся зерен придают бесцементному песчанику почти такую же механическую прочность, какая бывает свойственна цементированным песчаникам, при ничтожных величинах пористости — в пределах единичных процентов или их долей.

Тут надо особо подчеркнуть, что прогрессирующие породные преобразования не сводятся лишь к формам вторичных микроструктур и к количественным изменениям физико-механических параметров.

Главный признак углубления катагенеза — это *качественные изменения* составов седиментофонда и аутигенных минералов, а также ОВ. Например, распространенные при начальном катагенезе аморфные минералы (опал, коллофан и др.) вскоре уступают место хорошо окристаллизованным модификациям; водонасыщенные цеолиты (десмин, гейландит и др.) заменяются маловодными (ломонтит, сколецит); появляются аутигенные минералы из семейств, которые часто бывают породообразующими в метаморфических сланцах, но здесь они представлены в относительно скромных количествах — такие как альбит, эпидоты, хлориты, сфен, рутил, турмалин и др. Вещества, необходимые для их синтеза, извлекаются из корродируемых седиментогенных и диагенетических минералов.

Очень существенны, хотя внешне малозаметны, трансформационные изменения минеральных составов крупнолистоватых обломочных частиц слюды и мельчайших частичек различных глинистых минералов. Диагностические признаки и механизм их трансформаций подробно рассмотрены в гл. 7. Туда мы адресуем того из читателей, кто мало сведущ в строении кристаллических решеток глинистых минералов, с тем, чтобы, вернувшись к данному разделу, он легче усвоил все здесь излагаемое.



Итак, трансформационные процессы, по мере вхождения пород во все более напряженные  $P$ - $T$  обстановки, активизируются. Легче всего трансформациям поддаются триоктаэдрические слюды (биотит) и минералы группы смектитов (монтмориллонит, бейделлит, нонтронит и др.). По биотиту развиваются иллит (светлая слюда) и хлорит в сочетании с аутигенными оксидами кремнезема, железа и титана. Смектиты через смешанослойные образования преобразуются в иллит или хлорит и при этом исторгают из своих кристаллических решеток воду вместе с излишками растворенного в ней  $\text{SiO}_2$ . Такой процесс особо активизируется вблизи изограды  $T = (100 \pm 20)^\circ\text{C}$ . Горячие водные флюиды вместе с растворенными в них кремнеземом и иными веществами выжимаются в так называемые коллекторы — пласты пород, сохранивших к тому времени открытые и не заполненные аутигенными минералами поры. Обычно коллекторами бывают песчаники, известняки или доломиты. Поступившие в них из глин растворы обеспечивают дополнительные резервы веществ и благоприятные условия для дальнейших этапов аутигенного минералообразования.

По мере усиления и нарастания степени породных катагенетических преобразований интенсифицируются процессы фазовой дифференциации веществ. Дифференциация осуществляется на разных уровнях организации флюидно-породной системы: внутрислойном, межслоевом, межформационном и общестратиферном (см. рис. 4.7). Из них первые два уровня особенно представительны для понимания сущности рассматриваемой стадии.

Один из наглядных примеров внутривидовой дифференциации можно продемонстрировать на примере оптических наблюдений шлифа песчаника, претерпевшего глубокие катагенетические преобразования (см. рис. 4.1, В, Г), в результате которых возникло характерное парагенетическое единство двух видов микроструктур: 1) гравитационная коррозия множества обломочных частиц; 2) регенерация некоторой части кварцевых обломков (сущность ее механизмов и диагностические признаки описаны выше, в подразд. 4.1). Теперь проанализируем генетические взаимосвязи этих антагонистических по своей природе новообразований. Главным условием регенерационного процесса служит подток извне вещества, необходимого для роста кристалла, т. е. в нашем конкретном случае — подток раствора кремнезема к поверхности кварцевого обломка. Близкое соседство корродируемых и регенерируемых обломочных частиц не вызывает сомнения во внутривидовом перераспределении  $\text{SiO}_2$ . При этом одни обломки растворяются и уменьшают свои размеры по вектору  $P_s$ , а соседние с ними зерна увеличиваются в диаметре регенерационными наростами, которые ориентированы нормально или под углом к тому же вектору сжатия. Следовательно, аутигенный кварц заполняет свободные поровые пространства зон растяжения.

Масштаб таких процессов при оптических наблюдениях может выглядеть скромным. Однако расчеты изучавшего преобразования песчаников рифейского возраста в основании Русской плиты А. В. Копелиовича (1965) показали, что коррозионные углубления и регенерационные наросты на поверхностях песчинок, которые как бы «незначительно» меняют их размеры в поперечном сечении всего на 5, 10 или 20 %, отвечают изменениям объемов этих зерен соответственно на 14,2; 27,1 и 48,8 %, что применительно к мощным толщам песчаных пород свидетельствует об огромных количествах ремобилизованного  $\text{SiO}_2$ .

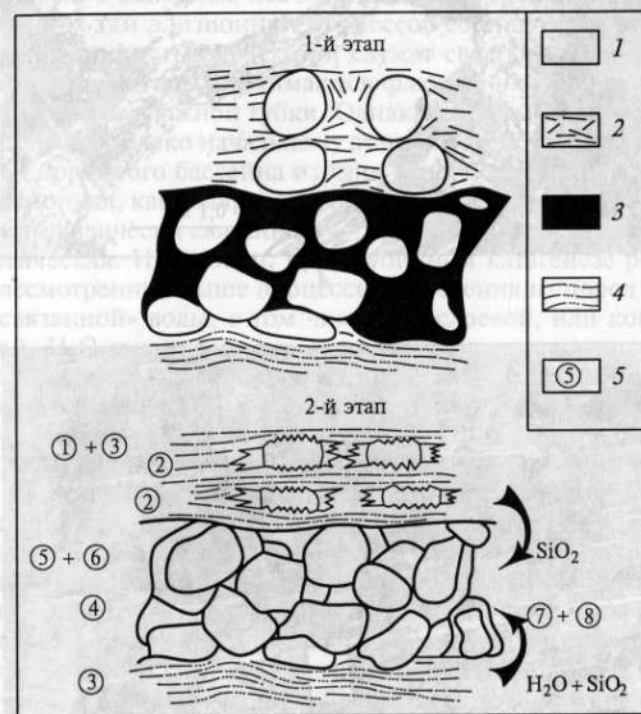
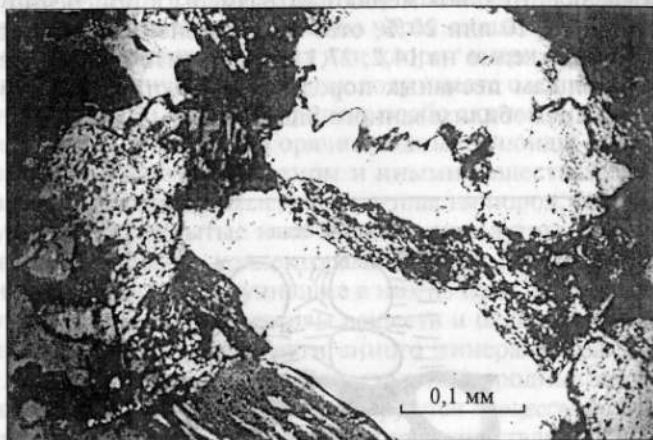


Рис. 4.11. Схема процессов перераспределения вещества между тремя прослоями различных литотипов:

1 — кварц (обломочный и аутигенный); 2 — слюды триоктаэдрические и смектиты; 3 — открытые поры; 4 — слюды диоктаэдрические, хлориты; 5 — процессы (цифры в кружках): 1 — гравитационное уплотнение; 2 — коррозия; 3 — трансформации в минеральных решетках; 4 — аутигенез; 5 — перекристаллизация с фазовыми переходами; 6 — перекристаллизация без фазовых переходов, или бластез; 7 — метасоматоз; 8 — диффузия. Стрелками показаны направления миграций  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  из трансформируемых глинистых частиц в поровые межзерновые полости

Еще больше  $\text{SiO}_2$  может быть поставлено в пласт-коллектор из соседних с ним пластов глин при условии, что последние содержали смектитовые компоненты. Здесь мы подошли к примеру межпластовой дифференциации веществ, которая обуславливается



А



Б

Рис. 4.12. Сочетание микростилолитовых коррозионных швов со структурами регенерации кварцевых зерен в песчанике верхоянского комплекса (А) (шлиф с анализатором) и прожилки кварца внутри пласта (Б) того же песчаника (по О. В. Япаскурту)

процессами минеральных трансформаций, обезвоживания и аутигенеза (рис. 4.11; 4.12).

Если в осадочной толще таких глинистых пластов было много, то при катагенезе они служат ценными генераторами артезианских вод. Процессы извлечения вод из глин при катагенезе именуются *элизионными* (от греч. *elisia* — выталкивание, опускание). Они детально исследованы А. А. Карцевым и другими гидрогеологами, а также литологами А. А. Махначем и В. Н. Холодовым (1983). Последний выделил и описал особую категорию так называемого *элизионного катагенеза* применительно к глубоко и интенсивно погружавшимся платформенным впадинам, которые заполнялись отложениями в основном песчано-глинистого состава. Суть господствующих там элизионных процессов состоит в том, что при уплотнении глинистых пачек они служат своеобразными «компрессорами», из которых отжимаются флюиды наподобие ручного отжатия воды из влажной губки. Однако чисто механическое отжатие воды присуще только начальному этапу катагенеза. В верхних горизонтах породного бассейна из глин уходит «свободная вода» — гравитационная, капиллярная и вакуольная. После этого извлекается вода «физически связанная» — гигроскопическая, пленочная и осмотическая. И наконец, при глубинном катагенезе реализуются рассмотренные выше процессы извлечения из пород «химически связанной» воды, в том числе межслоевой, или конституционной,  $\text{H}_2\text{O}$  смектитов.

Там, где в испытывающей глубинный катагенез осадочной толще находится множество мощных глинистых прослоев, их водоотдача приобретает гигантские масштабы. Примером такой толщи может послужить майкопская серия существенно глинистых отложений кайнозоя Восточного Предкавказья. Изучавший ее постседиментационные преобразования В. Н. Холодов в 1983 г. рассчитал объем катагенетической водоотдачи. При этом он опирался на расчеты американского минералога Дж. Ф. Берста (J. F. Burst, 1959), согласно которым потеря межслоевой и пленочной воды при дегидратации монтмориллонита достигает 10—15% объема исходного осадка; а если считать объемный вес глин равным  $2,3 \text{ г/см}^3$ , то из  $1 \text{ м}^3$  чистой от примеси монтмориллонитовой глины должно высвободиться 230—250 кг  $\text{H}_2\text{O}$ . Применительно к майкопским глинам расчетное количество на  $1 \text{ м}^3$  составило 100—110 кг  $\text{H}_2\text{O}$ . Если принять мощность майкопских глин 1 000 м, а площадь, на которой они подвергались катагенетической иллитизации, равной  $9\,000 \text{ км}^2$ , то рассчитанное В. Н. Холодовым суммарное количество высвободившихся вод составило  $1 \cdot 10^{12} \text{ т}$ , что только на один порядок уступило нынешнему количеству воды в Каспии ( $75 \cdot 10^{12} \text{ т}$ )!

Выжатые элизионными процессами воды устремляются в соседние с глинами пласты пористых пород-коллекторов либо в тек-



тонически ослабленные зоны трещиноватости и брекчирования возле разрывных нарушений. Проникшая туда конституционная вода сильно нагрета — от 70 до 100 °С, а иногда и больше, но сохраняется при этом в жидкой фазе из-за высоких давлений —  $P_s$  и  $P_f$ . По сути своей это гидротермальный приток, рожденный процессами катагенеза и никак не связанный ни с магматизмом, ни с мантийным влиянием. Фильтруясь через пласты-коллекторы, он извлекает из них многие катионы и насыщается ими. Такими способами при известных благоприятных условиях могут возникнуть рудоносные гидротермы. Они под влияниями  $P_f$  выжимаются в направлении от центра к периферии впадины и вверх, где значения  $P_s$  и  $T$  существенно понижены и внутри отдельных карбонатных пластов метасоматическим способом формируются *стратиформные* (пластовые) руды Mg, Fe, Cu, Pb, Zn и др. Такими механизмами, например, были образованы пластовые магнезиты Саткинского и сидериты Бакальского месторождений в рифейских песчано-глинисто-карбонатных толщах Башкирского мегантиклинория на Южном Урале — это доказано екатеринбургскими литологами Л. В. Анфимовым, М. Т. Крупениным и В. В. Масловым в 1997—2004 гг. (см. гл. 8).

В иных случаях, когда элизионные воды обогащаются ионами  $Mg^{2+}$ , их проникновение в известняки способствует массовой катагенетической доломитизации последних. Вторичные доломиты генерируются еще и в тех случаях, когда над известняками залегает толща соленосных пород, из которых перенасыщенные  $MgSO_4$  и  $MgCl_2$  тяжелые рассолы просачиваются через известняки. Эту категорию процессов В. Н. Холодов назвал *гравитационно-рассольным катагенезом*, а белорусские литологи А. А. Махнач и др. доказали реальное ее существование в отложениях нижнего палеозоя Белорусской синеклизы Восточно-Европейской платформы.

Образования гравитационно-рассольной доломитизации и стратиформных руд представляют собой примеры перераспределения веществ внутри и между осадочными толщами разной вещественно-генетической природы, т.е. осадочными формациями (см. ч. III).

Еще одну из важнейших производных от внутри- и межформационной дифференциации веществ на стадии катагенеза представляет собой генерация и миграция нефти. *Главная фаза нефтеобразования* и территориально отвечающая ей ГЗН (см. подразд. 4.2.2), согласно учению Н. Б. Вассоевича, возникают в диапазоне температур 80—140 °С, в комплексах глинистых, карбонатных или кремнистых пород морского генезиса, изначально насыщенных неокисленным рассеянным ОВ сапропелевого типа. Тесная пространственно-генетическая взаимосвязь между формированием ГЗН и элизионным катагенезом благоприятствует дальнейшей миграции нефти в природные резервуары (вода, не смешиваясь с

жидкими углеводородами, вытесняет их в области меньших давлений).

Химическая агрессивность вод, контактирующих с нефтью, оказывает сильное влияние на структурно-вещественные изменения водовмещающих и экранирующих пород. Эти воды обладают сильными кислотными свойствами. А потому вначале растворяют рассеянные в песчаниках и глинах карбонаты, постепенно насыщаются ими и переотлагают их на иных стратиграфических уровнях.

Таким способом возникшие вторичные карбонаты нередко скапливаются в породах, генезис которых исключал карбонатонакопление во время седиментации. Например, кальцитовый цемент развивается по песчаным породам, возникшим из осадков абсолютно бескарбонатного речного аллювия. Геологу, занимающемуся палеогеографическими реконструкциями древних СБ, необходимо знать о парадоксах катагенеза, в противном случае можно легко прийти к ложному генетическому заключению.

Возвращаясь к водно-нефтяному контакту, надо добавить, что вблизи него активизируется окварцевание пород, в частности массовые регенерации кварцевых песчаных зерен. Благодаря им формируются очень крепкие и непористые слои пород-флюидоупоров. Тем самым создается контрастность в разной степени литифицированности и измененности переслаивающихся между собой литотипов. Поэтому процессы катагенеза не должны представлять себе как постепенное и непрерывное уплотнение и линейное усложнение вещественных изменений осадочного комплекса. Множество импульсивно-дискретных процессов создают очень сложную картину неоднородной измененности пород.

Несмотря на это, отечественные литологи давно стремились детализировать обстановки катагенеза и расчленять эту стадию на более дробные интервалы — подстадии и градации. Работами А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова в 1955—1965 гг. в Верхоянье и бассейнах рек Лена и Вилюй, А. В. Копелиовича 1960—1965 гг. в Приднестровье, Н. В. Логвиненко в то же время в Донбассе и других литологов на разных природных объектах было установлено и доказано, что наряду со всяческими флуктуациями породных изменений в однообразно построенных разрезах многокилометровой толщины заметна некая *общетерриториальная тенденция — зональность* в конкретных изменениях минеральных парагенезов и различных параметров аутигенных слюд, кварца, ОВ и других породных компонент. Эта зональность рассматривалась как отражение стадийности катагенеза. Оказалось, что она более четко отражается изменениями углей и некоторых песчаников; несколько расплывчато — преобразованиями (трансформациями) составов пород глинистых и кремнистых; и совсем нечетко проявлена в породах карбонатных.

**Углистое вещество** очень чутко реагирует на тепловое воздействие. При этом из углей начинают удаляться летучие компоненты (метан, водород, кислород), вследствие чего возрастает процентное содержание углерода. Одновременно совершается перестройка микроструктур ОВ на их молекулярном уровне — подробнее см. в учебнике В. Н. Волкова (2005). Меняются технологические качества, в частности, увеличивается измеряемая в килокалориях теплотворная способность топлива. Происходит так называемая «метаморфизация» углей. Это термин, широко применяемый геологами-угольщиками, но не имеющий прямого отношения к общепринятому понятию «метаморфизм пород»; а потому вместо этого слова будем использовать более точное определение «степень углефикации ОВ» (табл. 4.2).

В соответствии с нарастанием степени углефикации выделяют до 12 технологических марок углей: 3 марки бурых (Б<sub>1</sub>, Б<sub>2</sub> и Б<sub>3</sub>), 5 марок каменных (длиннопламенные — Д; газовые — Г; жирные — Ж; коксовые — К и отощенно-спекающиеся — ОС); затем следуют угли тощие (Т), полуантрациты ПА и 2 марки антрацитов (А<sub>1</sub>, А<sub>2</sub>). Из них рассматриваемой нами стадии катагенеза отвечают первые 8, а остальные — коррелируются с метагенезом (см. далее). При полном метаморфизме антрациты превращаются в графит.

Каждой из вышеперечисленных угольных марок соответствует вполне конкретный диапазон температур, установленный экспериментально — лабораторными способами. По данным И. И. Амосова (1976), пределы температур, потребных для возникновения соответствующих стадий углефикации, таковы: буроугольная стадия — 70—100 °С; каменноугольная стадия — от 100 до 230 °С (внутри нее для марки угля Г — в пределах 130—150 °С, для К — около 200 °С). Послекатагенетическим стадиям тощих углей температуры соответствуют 240 °С, а антрацитам — от 250 до 300 °С и более. Считается, что для достижения соответствующей кондиции углестым веществом оно должно пребывать в обстановке соответствующих температур в течение времени не менее 50 млн лет. Сформировавшийся в таких условиях уголь может быть использован в качестве природного «палеотермометра».

Геологам с конца XIX в. стало известно, что в крупных угленосных бассейнах (Рурском, Донецком и др.) степень углефикации направленно возрастает сверху вниз по стратиграфическому разрезу. Получается так, что чем глубже залегал угольный пласт, тем сильнее он «метаморфизован». Эта природная закономерность получила название «правило Хильта» (по имени немецкого исследователя). В некоторых бассейнах оно усложняется вследствие воздействия на породы не только глубинных, но и локальных источников тепла (внедрение интрузий, повышенный тепловой фон со стороны соседних с бассейном складчато-надвиговых сооружений и другие причины). Тем не менее зональность углефикации —

Таблица 4.2.  
Шкала углефикации (Э. Штах и др., 1978; Метаморфизм углей..., 1975; Н. Б. Вассович, 1975, 1990)

Стадия и подстадия литогенеза	Градация	С, %		V, %		R, %		Соотношение градаций углефикационного ряда		
		на поверхности	на витринит	на поверхности	на витринит	Донбасс	Германия	США		
Диакатенез	ПК <sub>1</sub> ПК <sub>2</sub> ПК <sub>3</sub>	60	63	0,25	0,25	Торф		Peat		
		67	56	0,3	0,3	Мягкий (Б <sub>1</sub> )	Weich-Torf	Lignite		
		71	50	0,4	0,4	Магтовый (Б <sub>2</sub> ) Блестящий (Б <sub>3</sub> )	Matt-Torf Glanz-Torf	Sub-bituminous	C	
Мезокатагенез (МК)	МК <sub>1</sub> МК <sub>2</sub> МК <sub>3</sub> МК <sub>4</sub> МК <sub>5</sub>	75	44	0,5	0,5	Длиннопламенный (Д)	Flamm-Torf	C	42	A
		77	40	0,65	0,65	Газовый (Г)	Gas-flamm-Torf	B	40	B
		81	37	0,85	0,85	Жирный (Ж)	Gas	A	35	A
		86	31	1,15	1,15	Коксовый (К)	Fett-Ess	Medium volatile bituminous	28	Medium volatile bituminous
		89	21	1,55	1,55	Отощенно-спекающийся (ОС)	Ess-Mager-Anthrazit	Lou volatile bituminous	19	Lou volatile bituminous
Апокатагенез	АК <sub>1</sub> АК <sub>2</sub> АК <sub>3</sub> АК <sub>4</sub>	90	14	2,0	2,0	Тощий (Т)	Anthrazit	14	14	Semi-Anthrazite
		91	8	2,5	2,5	Полуантрацит (ПА)	Meta-anthrazit	10	10	Anthrazite
		93,5	4	3,5	3,5	Антрацит (А)	Semi-graphit	4	4	Anthrazite
		96,5	1,5	11,0	11,0					

Примечание. С, V — содержание углерода и выход летучих веществ (на сухой беззолый уголь); R\* — показатель отжаривания витринита в масле.



объективно существующий критерий, который легко доступен лабораторной диагностике, выполняемой углепетрографами с помощью микроскопических замеров так называемой отражательной способности витринита-R (описание см. в учебнике В. Н. Волкова, 2005, и др.).

Для комплексов осадочных пород морского генезиса, которые не содержат углей или крупных включений обугленной древесины, вышеописанный метод оказался неприемлемым. Однако геологи-нефтяники школы Н. Б. Вассоевича (1986) разработали методику оценки степени постседиментационной измененности тонкорассеянного в породах *ОВ сапропелевого типа*. Была создана схема зональности преобразований ОВ, четко коррелируемая со шкалой углепетрографической. Согласно этой схеме, этапы постдиагенетических процессов были расчленены на ряд *градаций*, обозначаемых буквенной символикой. Катагенезу соответствовали 8 градаций, группируемые в две стадии (точнее — подстадии): *протокатагенеза* (ПК) и *мезокатагенеза* (МК). Протокатагенезу отвечают градации ПК<sub>1</sub>, ПК<sub>2</sub> и ПК<sub>3</sub>, приблизительно коррелируемые с углями бурыми (Б<sub>1</sub>, Б<sub>2</sub>, Б<sub>3</sub>). Мезокатагенезу отвечают градации МК<sub>1</sub> (соответствует углям Д), МК<sub>2</sub> (Г), МК<sub>3</sub> (Ж), МК<sub>4</sub> (К) и МК<sub>5</sub> (ОС). Еще более интенсивные преобразования ОВ нефтеносных комплексов относят к стадии *апокатагенеза* (АК), которая адекватна *метагенезу*.

**Минерально-парагенетический принцип** диагностики подстадий катагенеза разработали в 50—60-х гг. прошлого века А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1976, 1993) (называвшие данную стадию эпигенезом) и Н. В. Логвиненко (1987). Затем применили их принцип на практике многие последователи. Принцип был основан на выявлении этапности формирования сообществ (парагенезов) синхронно возникших аутигенных минералов и микроструктур в песчаниках. Дополнительно исследовались и учитывались параметры кристаллических решеток аутигенных глинистых минералов и типоморфные особенности кварца, полевых шпатов и цеолитов.

Таким способом с помощью оптических и рентген-дифрактометрических исследований, а впоследствии — еще дополнительных электронно-микроскопических и микрозондовых анализов типоморфных особенностей аутигенных минералов в песчаных и глинистых породах выявлялись две подстадии катагенеза: 1) *начального (слабого)*; 2) *позднего (глубинного, или глубокого)*. Граница между ними определялась по целому комплексу признаков, из которых главнейшими были следующие: 1) полная трансформированность смектитов в иллит и (или) хлорит, которая, как упоминалось ранее, обеспечивается при параметре  $T = (100 \pm 20) ^\circ\text{C}$ ; 2) превращение всех глин в аргиллиты; 3) начало смены полиптии иллитов: из 1M<sub>d</sub> переход в 2M<sub>1</sub> (см. гл. 7); 4) массовое разви-

тие структур гравитационной коррозии совместно с регенерацией кварца и плагиоклазов в песчаниках (но только тех из них, которые не были наполнены глинистым матриксом).

Последний признак легко опознается оптически, а большинство остальных нуждаются в кропотливом лабораторном исследовании. Тем не менее данная стадийность была опознана в большинстве терригенных (глинисто-обломочных) комплексов. Труднее ее узнать в породах иного состава. Так, например, в толщах кремнистых (кремневых) пород только в самом обобщенном виде можно констатировать, что на стадии начального катагенеза эти породы сложены в основном опалом, который при глубоком катагенезе перекристаллизуется в халцедоновые либо кварцево-халцедоновые криптозернистые агрегаты (яшмы, кремни, фтаныты).

Карбонатные породы, напротив, в большинстве своем претерпевают интенсивную раскристаллизацию в самом начале катагенеза (а иногда еще при диагенезе) и впоследствии изменяются не так явно, как песчаники. Объясняют это тем, что у минералов-карбонатов податливость к коррозионным или регенерационным процессам находится в гораздо большей зависимости от гидрогенных режимов, чем от *P-T* значений; вторичные же структуры породы сами по себе (в отрыве от кристаллохимических параметров ее аутигенных минералов) не принадлежат к надежным индикаторам стадийности процесса.

Тем не менее исследователи стремятся по возможности коррелировать стадийность катагенеза по многим регионам и разным бассейнам.

С самого начала второй половины XX в. предпринимались попытки коррелировать минерально-парагенетическую схему двухстадийного катагенеза с углепетрографической шкалой и со шкалой преобразований рассеянного ОВ, по Н. Б. Вассоевичу. В первом приближении получилось, что в длительно и стабильно погружавшихся впадинах подстадия начального (слабого) катагенеза совпадала с градациями ПК и МК<sub>1</sub>, а позднего (глубинного) — соответствовала МК<sub>2</sub> — МК<sub>5</sub>, т. е. ГЗН находилась преимущественно в начале глубинно-катагенетической подстадии.

Но все это справедливо только в первом приближении и не для всяких бассейнов. Работы О. В. Япаскурта в тектонически подвижных поясах (Верхоянье, Кавказ) и внутриплитных рифтовых структурах (Колтогорско-Уренгойская мезозойская впадина на севере Западно-Сибирской плиты), работы И. М. Симановича, В. И. Виноградова на Кавказе, а также В. В. Петровой, И. Е. Стукаловой в геологических структурах с тектоническим режимом первоначального растяжения и последующего сжатия показали, что там, где бассейн претерпевал всяческие тектонические перестройки, сопровождаемые импульсами высоких  $\Delta T$  и  $P_{st}$ , всеобщая прямая

корреляция между стадийной измененностью минерального и органического веществ не существует. Обусловлено это тем, что кристаллохимические параметры минеральных веществ и ОВ не одинаково зависят от одинаковых факторов влияния: ОВ очень чувствительно к  $\Delta T$  и мало восприимчиво к  $P_{st}$  и к флюидным воздействиям, которые существенно преобразуют минеральный состав и структуры осадочных пород. Однако полученный исследователями отрицательный результат содержит важное рациональное начало. Благодаря ему мы получили ценный методический прием реконструирования палеотектонических режимов геологического прошлого. Так, например, в случае, когда породы по всем признакам их минеральных трансформаций претерпевают подстадию глубинного катагенеза, а изменения их ОВ не выходят за уровень ПК, то, вероятнее всего, в данном месте проявил себя фактор тектонического стресса. А обратные соотношения — между градациями МК<sub>4</sub> — МК<sub>5</sub> и слабой катагенетической измененностью вмесившихся ОВ пород могут быть следствием от локальных и кратковременных эндотермических аномалий в сочетании с режимом тектонического растяжения БП.

Теперь, по результатам исследований начала XXI в., стало очевидно, что абсолютные значения максимальных палеоглубин погружения горной породы не являлись фактором определяющего значения для интенсивности ее катагенетических преобразований, на которые влияют следующие причины: 1) своеобразие и неодинаковость реакций на одинаковые  $P$ - $T$  условия пород разного состава и различной генетической природы; 2) взаимовлияние соседних или ближних пород посредством флюидообмена и межслоевых миграций растворенных веществ (кремнезема, карбонатов и др.); 3) активизации минералогенетических процессов на вводно-нефтяных контактах; 4) активизации минералообразования под влиянием тектонического стресса; 5) межформационные перераспределения газоводных флюидов, вступающих в активное взаимодействие с чужеродными для них горными породами; 6) возможные притоки флюидов из фундамента впадины; 7) изменения гидрогеологических режимов в ней, обусловленные инверсионно-тектоническими перестройками ее структуры и усилением открытости флюидно-породной системы.

Последнее стимулирует наложенные процессы каолинизации, декарбонатизации и децементации обломочных пород вперемежку с формированием горизонтов массовой их карбонатизации или окварцованности. К таким разновидностям локально наложенных низкотемпературных вторичных изменений пород мы вернемся в подразд. 4.2.6. Здесь лишь отметим, что ими в отдельных БП, например на Западно-Сибирской эпипалеозойской плите, очень сильно осложнена и камуфлирована общерегиональная зо-

нальность глубинного усиления катагенетических новообразований.

По этой причине В. Н. Холодов (2004) предложил вовсе отказаться от расчленения катагенеза на подстадии. Вопрос пока еще остается открытым, хотя О. В. Япаскурт считает уместным сохранить двучленную схему стадийного деления фоновых (региональных) катагенетических преобразований, отделяя от них гидрогенные процессы локальной децементации либо усиленной литификации пород и относя последние к категории наложенных на фоновый катагенез, или вторичных породных изменений (см. рис. 4.7).

#### 4.2.4. Метагенез

Литологи, работавшие в тектонически подвижных областях, заметили, что в дислоцированных осадочных толщах, которые претерпели зональный метаморфизм, между площадями развития пород неметаморфизованных, испытавших только глубинно-катагенетические преобразования, и тех же самых пород, превращенных в кристаллические сланцы, существует промежуточная зона. Там породные изменения очень существенны, но осадочный облик еще сохранен, и внешний вид пород позволяет их диагностировать достаточно уверенно даже без специальных петрографических исследований.

Стадию, соответствующую этой промежуточной между катагенетическими и регионально-метаморфическими изменениями пород зоне, именуют различно: отечественные литологи (в большинстве своем) — *метагенезом*, нефтяники (следуя рекомендации Н. Б. Вассоевича) — *апокатагенезом*, зарубежные геологи — *анхиметаморфизмом*. Краткое определение сущности данной стадии можно сформулировать так.

**Метагенез** — это стадия формирования наложенных на образования катагенеза минеральных, структурных и текстурных изменений осадочных пород — предельно уплотненных и перекристаллизуемых (не полностью) при температуре 200 — 350 °С и  $P_s + P_{st} > 200$  МПа с участием минерализованных растворов.

Термин ввели в середине XX в. советские литологи, но трактовали его различно.

Н. Б. Вассоевич предложил его взамен общепринятого наименования метаморфизма (чтобы имена всех стадий имели окончания «-генез»), однако это не привилось. А. Г. Коссовская (1993), Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутов считали эту стадию промежуточной между катагенезом (региональным эпигенезом) и метаморфизмом и картировали площади развития соответствующей зоны метагенеза в Верхоянье, Донбассе и на Северном Урале. Н. М. Стра-



хов изначально назвал метагенезом все последиагенетические изменения осадочных пород (включая сюда катагенез и ранний метаморфизм). Но потом он согласился с трактовкой термина по Н. В. Логвиненко, о чем опубликовал совместную с ним статью в Докладах Академии наук СССР в 1959 г. С тех пор у нас трактуют эту стадию, как сказано в приведенной формулировке.

Процессы данной стадии во многом отличны от катагенетических. Здесь уплотнение пород практически достигло предела, система взаимосвязанных пор исчезла и начинается господство химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии, в том числе активизируется *диффузия ионов* к границам этих частиц. Поэтому в стадии метагенеза преобладают процессы *перекристаллизации* вещества и появляются первые признаки сланцеватых вторичных текстур. В песчаниках, например, происходят массовое окварцевание либо альбитизация периферийных участков обломочных зерен полевых шпатов; возникают принципиально новые микроструктуры рекристаллизационного или рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца (см. рис. 4.5 и 4.6). *Бластез*, по мнению И. М. Симановича и О. В. Япаскурта, *служит надежным признаком P-T активизации и начала метагенети-*

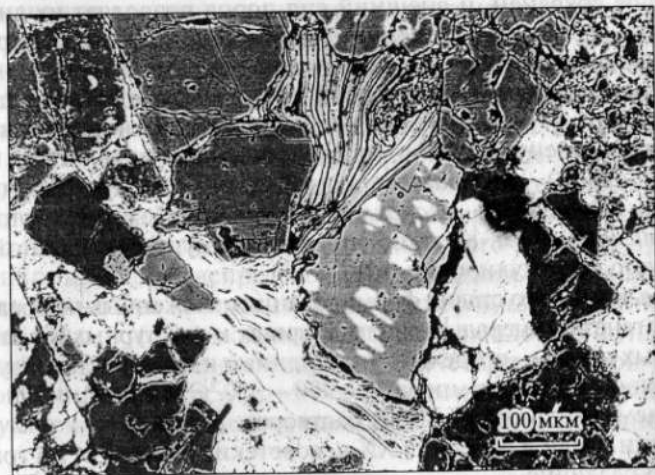


Рис. 4.13. Продукты трансформаций деформированных чешуй кластогенного биотита в аркозовом песчанике нижнего мела Приверхоянского прогиба (шлиф с анализатором) (фото О. В. Парфеновой; по О. В. Япаскурту, 1999).

Светлые полосы — пластины вторичного хлорита, серые — иллит; темно-серые клинья — аутигенный кварц, возникший за счет излишков кремнезема, выносившегося из биотитовой кристаллической решетки

*ческой стадии.* Этот признак легко диагностируется в петрографических шлифах (см. подразд. 4.1).

Так же скачкообразно активизируются процессы минеральных трансформаций слоистых силикатов в обломочных и глинистых породах: гидрослюды модификации 1Md полностью трансформируются в серицитоподобную слюду 2M<sub>1</sub>; каолинит становится дикситом, а хлориты существенно повышают степень своей магнезиальности; смектиты не сохраняются нигде. Наблюдается также массовое и полное разрушение терригенных биотитов (их хлоритизация и серицитизация совместно с обособлениями мельчайших кристалликов аутигенных кварца, рутила и магнетита) (рис. 4.13). При этом продолжается начавшаяся при катагенезе термическая дегидратация глинистых минералов, а также некоторых других минералов и, как следствие, появление новых порций возрожденных вод, как показал А. А. Карцев в 1982 г. Их количество пополняется также за счет конверсии метана при  $T > 270^\circ\text{C}$ , генерируемого на предшествующей стадии катагенеза.

Аномально высокие водно-флюидные давления обуславливают развитие в породах параллельно ориентированных *швов флюидоразрыва* и текстур *кливажа* (см. рис. 4.1, E). В обстановках повышенных односторонних давлений (стресса) кливаж наследует кристаллизационную сланцеватость, не совпадающую с пространственными ориентировками седиментогенной слоистости. Сланцеватость обусловлена одинаковыми ориентировками удлиненных чешуек аутигенных слюд, хлоритов или вытянутых по кристаллографической оси «с» агрегатов кварца, альбита и других минералов, образующих отростки от кластогенных частиц (см. рис. 4.1, D).

Итак, при метагенезе наблюдается *метаморфизация осадочной толщи*, но она имеет здесь еще *избирательный характер*. Полную метаморфизацию претерпевают лишь отдельные литотипы. Это угли, становящиеся *тощими* либо *антрацитами* (марки Т, ПА, А), и многие известняки и доломиты, перекристаллизованные в *мраморы*.

Породы обломочные и глинистые заметно меняют свой облик, но на микроуровне они остаются узнаваемыми; их значительные минерально-структурные и текстурные изменения фиксируются при микроскопических наблюдениях петрографических шлифов, а также методами рентгенографии и электронной микроскопии. Эти методы показывают, что в обломочных и глинистых породах, прошедших через стадию метагенеза, сообщества аутигенных минералов одинаковы с минералами серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевого регионального метаморфизма. Это серицитоподобные слюды модификации 2M<sub>1</sub> (и ее разновидностей — парагонита и фенгита), магнезиальные хлориты, альбиты, эпидоты, стильпно-мелан и другие новообразования.

Однако в отличие от полностью метаморфизованных пород ассоциации этих минералов неравновесны (метастабильны), потому что в реликтах остаются недоразрушенными много других минеральных видов, «запрещенных» для зеленосланцевой фации (например, реликты обломочного, не полностью альбитизированного среднего плагиоклаза и др.).

Аргиллиты превращаются в *глинистые сланцы*, а при наиболее интенсивном преобразовании — в так называемые *филлитовидные сланцы* (см. гл. 7). Песчаники становятся в большинстве крепко сцементированными («кварцитовидными»); а по сути своей они превращены в *метапесчаники*, потому что под микроскопом у них невозможно увидеть ни одного зерна, полностью сохранившего свою изначальную форму — подавляющее большинство песчаных обломков затронуто здесь процессами гравитационной коррозии, регенерации или кристаллобластеза (см. рис. 4.1, Д, Е; 4.3).

Относительно стадийной принадлежности метазенеза существует у литологов два разных мнения. Многие традиционно рассматривают метазенез как стадию дальнейшего (после глубинного катагенеза) погружения осадочной толщи. Однако этому противоречат многие факты из накопленных ныне геологических наблюдений.

Появление типоморфных признаков метазенеза, как правило, не коррелируется с мощностями разреза осадочных комплексов, т.е. с палеоглубинами их залегания в геологическом прошлом. Чаще всего метазенезу бывают подвержены породы покровно-складчатых систем, в тектонически подвижных поясах (герциниды Урала, мезозоицы Верхоянья, альпиды Большого Кавказа и др.), т.е. там, где бассейны породообразования претерпели инверсионные воздымания, стрессовые нагрузки и эндогенные флюидно-палеотермальные воздействия.

Предпринятое И. М. Симановичем и О. В. Япаскуртом детальное картирование метазенетической зональности на различных участках Верхоянского складчатого пояса и на Южном Кавказе показало, что границы метазенетической стадии не имеют постоянного положения внутри осадочных толщ: они местами резко воздымаются вверх по разрезу и искривляются на площади, пересекая стратиграфические рубежи. Всюду метазенез в виде сплошного ореола окаймляет зоны полного метаморфизма осадочной толщи.

Все это дает основание придерживаться мнения о стадийной обособленности метазенеза от катагенетических преобразований. Рассматриваемая стадия определяется как *наложенная*, высоко-температурная, обуславливаемая резкими сменами геодинамического режима породного бассейна, которые выражены в деформации толщ осадочных горных пород и воздействиями на них горячих эндогенных флюидов. Последние изменяют породы вдоль

тектонических зон повышенной проницаемости, практически вне зависимости от глубин залегания изменяемых толщ. В данной трактовке (не всеми разделяемой) метазенез может рассматриваться как самая начальная стадия метаморфизма, а в старой трактовке — предметоморфическая стадия литогенеза. Поясним это в следующем подразделе.

#### 4.2.5. Кратко о метаморфизме и литогенезе

Метаморфические процессы традиционно изучаются в курсах петрологии, поэтому здесь мы их подробно рассматривать не станем, пояснив только некоторые из них.

**Метаморфизм горных пород** — понятие, введенное в 1833 г. Ч. Ляйелем, не утратило в наше время своего изначального смысла, обозначая изменения, которым подверглись древние слоистые осадочные и магматические породы под влиянием внутренней теплоты Земли (за исключением их переплавления). Особо подчеркнем, что *при метаморфизме процессы перекристаллизации исходных пород происходят в твердом состоянии, но при участии флюидов.*

Характерной особенностью метазенеза является их полнокристаллическое строение (кристаллически-зернистые, или *гранобластовые*, микроструктуры; а также листовато-чешуйчатые, или *лепидобластовые*, и смешанные *гранолепидобластовые*, микроструктуры в различных кварцитах, мраморах, кристаллических слюдяных сланцах и гнейсах). Главными факторами, определяющими развитие метаморфизма, являются температура ( $T > 300 - 350$  °C), давление и концентрация циркулирующих растворов. Механизмы таких процессов досконально исследованы академиком Д. С. Коржинским и его учениками или последователями — академиками В. А. Жариковым, А. А. Маракушевым, Н. Л. Добрецовым, В. С. Соболевым, а также профессорами В. В. Ревердатто, И. Ф. Трусовой, В. И. Черновым и др. Из зарубежных исследователей большой вклад в изучение метаморфизма внесли Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, а также Р. Х. Вернан, Х. Вильямс, Ф. Тернер и Ч. Гилберт, Г. Винклер, К. Гиллен, А. Файф и др. — обзор см. в книге О. В. Япаскурта (1999).

Д. С. Коржинский показал, что любой метаморфизм силикатных пород сопровождается изменением содержания  $H_2O$  и  $CO_2$ , а вызывается он воздействием на породы водных растворов, восходящих из глубин вследствие гравитационной дифференциации. Несмотря на очень высокие значения температуры, вода может сохраняться в жидкообразном состоянии, будучи насыщенной различными веществами, которые препятствуют переходу воды в критическое состояние.



А. А. Маракушев считает, что режим воды при региональном метаморфизме зависит не только от температуры, но и частично от давления. Благодаря последнему (при  $P > 300$  МПа) водные растворы в надкритическом состоянии характеризуются высокой плотностью и в отношении главных характеристик — растворимости солей, электролитической диссоциации, удельных объемов — ведут себя как жидкость.

В отличие от катагенетического преобразования осадочных пород, которое, как мы видели ранее, происходит при погружении слоистых толщ на глубину в режиме нормального геотермического градиента, метаморфизм горных пород связан с дислокациями земной коры и подъемом глубинных флюидов, создающих аномальное повышение температуры относительно геотермического градиента.

Согласно учению А. А. Маракушева (2005), *метаморфизм осуществляется при температурах, повышенных по сравнению с фоновыми (геотермическими) соответствующих фаций глубинности*. Одно только погружение флюидопородной системы не приводит к региональному метаморфизму потому, что в этом случае давление вышележащих пород распространяется в равной мере на твердые фазы ( $P_s$ ) и на газовый флюид ( $P_f$ ), что термодинамически определяет систему как закрытую в отношении летучих компонентов ( $P_s = P_f$ ). Процессы метаморфизма в такой закрытой системе затруднены из-за высоких парциальных давлений  $H_2O$  и  $CO_2$ , препятствующих метаморфической дегидратации и декарбонатизации минералов. Но если проявляются тектонические дислокации глубинного заложения, то они увеличивают проницаемость пород, которая создает условия неравновесного давления ( $P_s > P_f$ ) и способствует образованию восходящих горячих флюидных потоков подкорового происхождения, стимулирующих развитие метаморфизма.

Метаморфизм — это мир господства эндогенных процессов, стремящихся камуфлировать вещественно-структурные образования экзогенеза. Последние, впрочем, способны долго сохраняться в малозаметных реликтах (так называемых теневых структурах и текстурах) вплоть до стадии самых интенсивных породных изменений (до так называемой гранулитовой фации метаморфизма). Литологи научились опознавать признаки седиментогенного происхождения у значительной части метапород.

В середине XX в. возникло научное направление, именуемое «литология докембрия» (основатель — академик А. В. Сидоренко) и успешно развиваемое в настоящее время (см. гл. 2). Однако для того чтобы овладеть этой сложной проблемой, необходимо предварительно освоить знания о дометаморфическом литогенезе.

Трактовки понятия «*литогенез*» до сих пор не общеприняты. Этот термин, появившийся сто с небольшим лет назад, успел

претерпеть за столь непродолжительное время существенные смысловые трансформации. Впервые в 1884 г. И. Вальтер (J. Walther) именовал литогенезом новое для того времени научное направление, ставившее целью познание генезиса древних (ископаемых) пород, исходя из изучения современных породообразующих процессов. В такой трактовке данный термин распространения не получил. Гораздо более широкое признание у геологов получило его толкование, заимствованное из работ начала XX в. Ога (Haug): как наименование стадии геологического цикла, которая охватывает всю совокупность процессов образования и эволюционирования осадочных горных пород.

Затем некоторые исследователи стали понимать тот же термин еще шире, распространяя его на процессы образования абсолютно всех горных пород. Однако греческое слово «*литос*» (камень) вскоре стало традиционно закрепляться только за осадочными образованиями в противовес его латинскому синониму «*петра*» (камень), символизирующему продукты магматизма и глубокого метаморфизма. Таким образом оформилось терминологическое разделение сфер интересов литологии и петрологии (см. гл. 1, 2).

В современной научной литературе термин «литогенез» используется исследователями разных школ в разных трактовках. Наиболее известны три из них.

Первая трактовка принадлежит академику Н. М. Страхову, опубликовавшему в середине XX в. фундаментальные труды, где писал, что в истории любой осадочной породы следует различать две радикально различные фазы: образование породы, или *литогенез*, и последующие вторичные ее преобразования. Образование породы проходит через две стадии: образование осадка, или седиментогенез, и превращение осадка в породу, или диагенез. Впоследствии смысловое содержание слова «литогенез», адекватное седиментогенезу + диагенезу, нашло многих своих сторонников. В их числе авторы учебника А. А. Байков и В. А. Седлецкий, а также В. Н. Холодов (2004, 2006) и др.

Значительно более широкий спектр процессов назывался литогенезом в работах Н. Б. Вассоевича (1983). Он писал о том, что литогенез представляет собой совокупность процессов образования осадков (седиментогенез), превращения осадков в осадочные горные породы (диагенез) и последующего изменения осадочных пород до превращения их в метаморфические породы (катагенез), а также процессов гипергенеза, которые в зависимости от истории геологического развития каждого конкретного региона, а также в силу особого положения этих процессов в цикле литогенеза могут выступить в качестве как предыстории осадкообразования, так и завершающих процессов осадочного цикла.

Принципиально иначе формулирует это понятие П. П. Тимофеев (1974). В его трактовке литогенез (или собственно «породооб-

разование») начинается диагенезом осадка и распространяется на все последиагенетические преобразования породы. Такое понимание сущности анализируемого термина со временем находит очень многих приверженцев (Л. В. Анфимов, В. И. Копорулин, И. М. Симанович, В. Т. Фролов, автор и др.). Будет ли оно общепризнано — покажет время. По мнению автора, оно наиболее логично. И если принять данную трактовку, то *литогенез должен рассматриваться в ранге надстадии, которая включила все стадии и этапы формирования стратисферы.*

Метаморфическая надстадия — это уже внестратисферная категория. Вопрос о том, куда отнести пограничную между ней и литогенезом зону метагенеза, в настоящее время дискусионен. Сейчас не вызывают сомнения доводы о ее стадийной обособленности.

Метагенез может рассматриваться как категория наложенных высокотемпературных раннеметаморфических породных изменений. Но бывают еще и низкотемпературные наложенные изменения.

#### 4.2.6. Регрессивный эпигенез

Ранее были охарактеризованы процессы, протекающие в осадочной толще с участием в ней газоводных флюидов в ходе *прогрессивного* литогенеза и метаморфизма. Однако на любом рубеже этой стадийной последовательности может возникнуть *регрессивный* ряд породных изменений. Они побуждаются тектоническими причинами, главным образом, воздыманием осадочной толщи и выведением ее в область понижения *T-P* параметров, а также попаданием пород в чужеродную для них гидрохимическую среду (см. рис. 3.1).

Петрологи-метаморфисты давно выделяют стадии *регрессивного метаморфизма*, или *диафтореза*, — когда медленно перемещаемые тектоническими силами пласты глубокометаморфизованных пород попадают, например, снова в обстановки начального (зеленосланцевого) метаморфизма и остаются там на протяжении десятков или сотен миллионов лет. За это время минеральные парагенезы высокотемпературных фаций вновь успевают заместиться хлоритом, серицитом, альбитом, эпидотом и другими низкотемпературными образованиями; но малая часть исходных высокотемпературных минералов при этом сохраняется в реликтах, по которым петрологи и диагностируют факт регрессивности.

Отечественный литолог Л. Б. Рухин в 1953 г. стал выделять *регрессивный эпигенез* (иногда именуемый в литературе регрессивным катагенезом, что не желательно, ибо приставка «ката» означает по-гречески «вниз», а регрессивные процессы, напротив, побуждаются воздыманием пород или малоинтенсивными глыбово-

складчатыми дислокациями на инверсионной стадии эволюции БП).

При очень существенном воздымании горных пород регрессивно-эпигенетические процессы могут сомкнуться с гипергенными. Их общая сущность: появление в породе не свойственных ей физико-химических качеств (разуплотнение) и не свойственных фациальным обстановкам ее формирования и даже «запрещенных» для этих обстановок минеральных новообразований (таких, например, как карбонатизация континентальных терригенных отложений или каолинизация пестроцветных отложений аридных климатических зон, для которых каолинит «противопоказан»).

Регрессивно-эпигенетические новообразования бывают присущи таким участкам стратисферы, которые испытывали погружения вперемежку с инверсионными воздыманиями (например, в пределах чехла Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты) либо с латеральными тектоническими смещениями своих отдельных блоков.

Меняющиеся тектонические режимы всегда оказывают влияние на изменения инфильтрационных режимов глубинных вод (артезианских в том числе).

Проникновение в какой-либо участок породного бассейна воды с чужеродными для местной среды гидрохимическими свойствами нарушает химическое равновесие растворов с минеральным веществом. В особенности это относится к тем водам, которые прежде контактировали с разрушающейся нефтяной залежью, а потому насытились углекислотой и углеводородами и имеют пониженные значения pH. Эти воды вначале способствуют активному корродированию терригенных и аутигенных минералов вплоть до возникновения зон децементированных, вторично разрыхленных пород. Их при беглом осмотре можно ошибочно принять за слабо измененные, как бы не подвергшиеся процессам катагенеза. Но если прибегнуть к микроскопическим наблюдениям, то реликты предшествовавших новообразований все же удастся увидеть.

Вслед за коррозией может последовать другой этап, связанный с выделением из воды  $\text{CO}_2$  и уходом его вверх по трещинам и тектонически ослабленным зонам. Уход  $\text{CO}_2$  стимулирует массовую кристаллизацию растворенных в воде карбонатов, «безразличных» к изначальной фациальной принадлежности вмещающей их породы. Не учитывая этого, можно сделать серьезную ошибку при генетическом анализе осадочной породы.

Другим проявлением регрессивного эпигенеза на начальных его этапах служит массовая каолинизация пород (чему способствуют низкие значения pH воды). Каолинит может путем трансформаций замещать более ранний аутигенный хлорит, а также развиваться по терригенным биотитам и плагиоклазам. Зоны массовой



вторичной каолинизации приобретают пластово-линзовидный характер, отчего их можно ошибочно принять за погребенные коры выветривания. Для того чтобы отличить последние, надо детально исследовать их профиль и установить наличие или отсутствие в нем признаков преемственности от состава подстилающих пород.

Регрессивно-эпигенетические процессы всегда имеют наложенный характер, а потому относятся к категории низкотемпературных *вторичных изменений* (противопоставляемые им процессы катагенеза, который реализуется при погружении пород, следует именовать *преобразованиями*). К ним следует привлечь особое внимание студентов специальности «Геохимия», указав на желательность критического осмысления результатов петрохимических пересчетов валового состава осадочных метаспоров (используемых с целью диагностики состава исходных отложений по диаграммам и трендам).

Если, например, изучаемые породы испытывали явления регрессивного эпигенеза, то их итоговый химизм, характеризующий вторично измененные литотипы, будет существенно отличаться от изначального. И если такая порода оказалась впоследствии регионально метаморфизованной, то что тогда покажет нам результат петрохимического пересчета ее состава? Конечно же мы получим сведения не об осадке, а о породе в ее предметаморфическом состоянии, и наши палеогеографические заключения окажутся некорректными. Все это обязательно должно приниматься во внимание петрологами.

#### 4.3. Некоторые выводы о цикличности процессов и стадий осадко- и пороодообразования

Если обратиться к последовательности проявления рассмотренных ранее стадий (см. рис. 3.1), можно отчетливо видеть происходящий в пределах земной коры круговорот вещества. Он реализуется циклично.

Самый полный цикл (см. рис. 3.1, V) — от экзогенной мобилизации вещества к седиментогенезу, диагенезу, катагенезу, а затем через метакатагенез к региональному метаморфизму, прогрессивно нарастающему вплоть до термобарических режимов переплавления вещества, а потом его застывания в виде магматических тел, воздымаемых в зону гипергенеза. Там начинается следующий очередной цикл.

Разновидностью полного цикла (см. рис. 3.1, IV) является вариант, при котором метаспоровые породы не подвергаются переплавлению, а поступают либо через стадию регрессивного метаморфизма (при

крайне замедленных темпах воздымания), либо минуя ее (в случаях быстрых тектонических перемещений) в приповерхностные условия господства гипергенных процессов.

В природе известен также ряд укороченных циклов осадочно-геогенных процессов (см. рис. 3.1, III и II), когда неметаморфизованные или очень слабо метаморфизованные породы подвергаются регрессивному эпигенезу, смыкаемому затем с гипергенезом. Возможен также прерванный цикл (см. рис. 3.1, I), при котором едва только подвергшиеся процессам диагенеза осадки разрушаются и их компоненты тут же вовлекаются в новую стадию седиментогенеза.

Границы перехода от стадии к стадии, как правило, нерезкие. Однако свойственные каждой из них процессы реализуются импульсивно, или *дискретно*, о чем подробно можно прочесть в книгах О. В. Япаскурта (1999, 2005).

### Компонентные составы и принципы классификации осадочных горных пород

#### 5.1. Вводные замечания

Осадочные горные породы отличаются от всех прочих полигенетичностью своих составных частей — компонентов, т. е. множественностью не всегда зависимых друг от друга способов их образования, разнообразием источников вещества. Сравним между собой, к примеру, пески, глины, соли, кремни, угли, известняки, бокситы и др. (их полный список оказался бы чрезвычайно длинным) и убедимся, что каждая из этих пород возникла в результате очень индивидуальных по своей природе процессов (механогенных, биогенных, хемогенных или всех их в совокупности); каждая разновидность принципиально отличается от других пород своими вещественными составами и структурно-текстурными признаками, а потому она нуждается в своих специфических методических приемах изучения (одинаковые методики, например, не приемлемы к изучению конгломератов, глин и углей).

В качестве произвольно выбранного примера мы перечислили только представителей «чистой классификационной линии». Но надо помнить, что существуют еще во множестве смешанные образования типа мергелей (карбонатное вещество + глина) или фосфоритов (фосфатное вещество + глинистая, обломочная, карбонатная и иная примеси) и др. Кроме того, многие разновидности пород даже с малыми содержаниями чужеродных седиментогенных примесей формировались полистадийно (мы это видели в предыдущих разделах), вследствие чего они состоят из нескольких разновозрастных минеральных парагенетических ассоциаций. Пример тому — полимиктовый песчаник с хемогенными глинисто-кварцево-карбонатными цементами нескольких генераций (возникшими на стадиях диагенеза, катагенеза и регрессивного эпигенеза).

Уже из этих примеров должно быть понятно, отчего систематизировать и типизировать петрографическую информацию об оса-

дочных образованиях непросто, по крайней мере гораздо труднее, чем типизировать породы магматогенные.

В первой половине XX в. естественным «ключом» к ранжированию сведений о вещественных и генетических признаках осадочных пород представлялся сформулированный Л. В. Пустоваловым закон осадочной дифференциации. Данный принцип, как вскоре выяснилось, пригоден к использованию не везде и не всегда, потому что в зоне осадкообразования наряду с дифференциацией проявляется и противоположная ей тенденция — интеграция, в результате которой формируются упомянутые выше смешанные отложения. И хотя таковые встречаются в природе реже, чем осадки отдифференцированные, но даже среди последних не бывает представителей с абсолютно (стопроцентно) одинаковыми по своим размерам и составу минеральными либо органическими компонентами. Любой породный слой содержит некое, пусть даже совсем незначительное, количество примесей веществ, чужеродных по отношению к веществам породообразующим.

Вот почему к осадкам и осадочным породам не применимы принципы той ясной и логичной классификации на петрохимической основе, которая давно используется применительно к диагностике пород магматических. Для литолога данные о валовом химическом составе объекта исследования могут представлять только вспомогательный интерес.

Поясним это примером. Если мы зададимся целью диагностировать какую-либо глину на основе ее полного химического анализа, то будем вынуждены до производства этого анализа предварительно удалить из глины все имеющиеся там примеси мельчайших осколочков кристаллов кварца, полевых шпатов, различных акцессорных минералов, а также удалить вероятные примеси аутигенных пиритов и других сульфидов либо сульфатов, карбонатов, гидроксидов и избавиться от ОВ. Только после этого химический состав глинистой фракции будет корректно отражать ее минеральный состав. Однако последний тоже может оказаться смешанным: глины чаще всего бывают не монокомпонентными, но поликомпонентными. Из-за этого мы рискуем получить конечный результат, похожий на «усредненную температуру пациентов в больнице». К тому же все перечисленные аналитические операции хотя и достижимы на современном техническом уровне, но слишком громоздки для массового породного классифицирования, которое изначально должно быть легко доступным любому исследователю, желательнее даже на уровне его макронаблюдений, дополняемых простейшими лабораторными уточнениями.

Из такой, казалось бы, пессимистической ситуации все же находится выход. Он сводится к извлечению из главных породных компонентов вещественно-морфологической и генетической информации.



## 5.2. Генетические признаки породных компонентов

Составные части осадочных горных пород, или породные компоненты (ПК), бывают представлены тремя категориями: отдельными минералами, фрагментами минеральных агрегатов и фрагментами ОВ. Учет вещественных составов и морфологических особенностей ПК заложен в основу всех ныне существующих схем петрографических классификаций осадочных пород. Из них большинство именуется в соответствии с названием главного ПК, на долю которого приходится свыше 50 % объема вещества породы (например, различия между песчаником известковым и известняком песчаным условно определяются барьером соотношений между одним и другим компонентами в пропорции 51 : 49). Исключение из этого правила распространяется только на отдельные виды смешанных пород, у которых точная диагностика количественных соотношений между ПК нуждается в трудоемких анализах (к ним относятся: мергели, фосфориты, некоторые железистые, медистые и цеолитовые разности пород).

Исходя из признаков степени однородности состава ПК, осадочные породы подразделяют на категории: 1) однородных, или *монокомпонентных* (в том числе *мономинеральных*); 2) *олигомиктовых* — с явным преобладанием единого ПК над прочими примесями; 3) *поликомпонентных (полимиктовых)* разностей. Граница первых с остальными обычно проводится по количеству единого ПК от 90 % и выше, а вторых — от 60 (иногда 50 %) до 90 %.

При этом следует иметь в виду, что абсолютно монокомпонентных пород в природе, по-видимому, не бывает, так как практически у каждого однообразного по своему составу литотипа всегда находится (хотя бы в ничтожных количествах) примесь инородных веществ. Тем не менее относительная «чистота» состава наблюдаемой породы сама по себе служит важным признаком, нуждающимся в генетическом объяснении. Монокомпонентность осадка — явное следствие завершенности процессов осадочной дифференциации вещества, на которую, как известно, влияют вполне определенные климатические и ландшафтно-тектонические факторы. Так, например, мономинеральность (кварцевый состав) обломочных отложений обуславливается в первую очередь сочетанием гумидного тропического или субтропического климата с «вялыми» темпами конседиментационного тектонического режима в питающих провинциях седиментационного бассейна. Это обстоятельство объяснил и доказал в своих трудах Н. М. Страхов. Именно в таких условиях нестойкие ПК активно разрушались в периоды мобилизации вещества и его транспортировки, и при диагенезе осадка. При этом сохранившиеся в осадке самые стойкие к химическим и физическим воздействиям ПК (в нашем примере — кварц), несмотря на кажущуюся их одинаковость, в дей-

ствительности сохраняют на своем кристаллохимическом уровне типоморфные признаки различия в зависимости от составов тех исходных пород, из которых минералы были исторгнуты.

Породные компоненты из поликомпонентных пород информативны в еще большей мере относительно составов субстрата питающей провинции, степени расчлененности ее палеорельефа и интенсивности темпов седиментации в палеобассейне.

Однако не только главные, но и количественно второстепенные ПК чрезвычайно важны для генетического анализа. Примеси, которые существенно отличны от порообразующих ПК, традиционно именуется *включениями* в породе. Включения принадлежат к числу особо ценных объектов для генетической интерпретации пород, будучи даже более информативными, чем порообразующие компоненты. В качестве очевидного подтверждения вышесказанному можно сослаться на общепризнанную роль биоморфных включений: скелетных остатков животных, фрагментов обугленной флоры и других внутри пород самого разного состава. Не меньший интерес представляют также включения хемогенных минеральных агрегатов (в форме конкреционных стяжений либо рассеянных в породе тонкодисперсных примесей) и чужеродных обломков различных пород (например, глыб и галек в тиллитовых глинах):

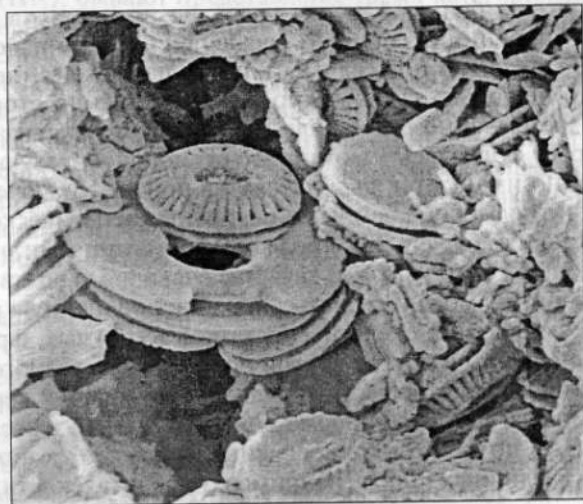
Обратимся теперь к конкретным признакам генетической принадлежности ПК и к их типизации согласно схеме, которая, на наш взгляд, наиболее проста и удобна для практического использования. Принцип ее построения сводится к следующему.

Прежде всего каждый и любой ПК вне зависимости от своего вещественного состава может быть причислен только к одной из двух «антагонистических» категорий: I — *аллотигенных* или II — *аутигенных* образований (соответственно, привнесенных извне или местных). В составе каждой из них выделяются более дробные таксоны согласно конкретным механизмам (способам) возникновения ПК. О каждом из таких способов свидетельствуют (иногда явно, а иногда и менее отчетливо) вещественно-морфологические признаки изучаемого ПК. Последние отчасти доступны визуальному наблюдению, но в большинстве своем раскрываются с помощью оптических, а иногда также и электронно-микроскопических наблюдений (рис. 5.1). Рассмотрим это подробнее.

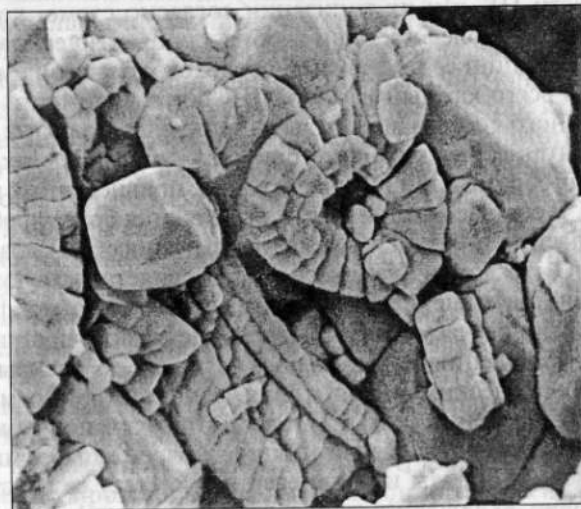
I. *Аллотигенные ПК*, т. е. возникшие до времени формирования содержащей их породы и привнесенные к месту ее рождения откуда-то извне, включают в свой состав 5 классов: 1-й — терригенные; 2-й — эдафогенные; 3-й — вулканогенные; 4-й — биогенные; 5-й — космогенные.

Представители 1-го и 2-го классов именуется в литературе как *обломочные*, или *кластические* ПК; 3-го — иногда как *вулканогенно-обломочные*, или *вулканокластические (пирокластические)*;

4-го — как *органогенно-обломочные*, или *детритовые* ПК. Представители 5-го класса встречаются в породах чрезвычайно редко (в основном в составе глубоководных океанских глин, накаплива-



А



Б

Рис. 5.1. Электронно-микроскопические снимки биоморфной структуры пещего мела с увеличением около 15000 раз. Отчетливо видны биоморфные компоненты (А) (панцири кокколитофорид), а также отдельные кристаллы аутигенного кальцита (Б)

ющихся столь медленными темпами, что на относительное содержание в них примесей космогенных частиц приходится большее число долей процентов, нежели во всех остальных отложениях); они здесь не рассматриваются. Остальные классы ПК и их признаки характеризуются далее.

1. *Терригенные компоненты* (от лат. *terra* — земля) представляют собой продукты гипергенного разрушения самых разных пород, привнесенные в седиментационный бассейн из соседней либо отдаленной эродируемой суши (из так называемой «питающей провинции» бассейна). Эти ПК принадлежат к числу самых распространенных в природе.

**Признаки:** прежде всего, автономность формы (рис. 5.2) каждого индивидуального ПК, без всякой зависимости от его соседей — полное отсутствие конформности (конечно же, только для тех случаев, когда порода не претерпела сильного постседиментационного уплотнения, а также химического коррождения или регенерирования своих компонентов).

Контуры ПК отчетливы. Они характеризуются разными степенями угловатости либо сферичности, изометричности либо удлиненности. В соответствии с ними литологи подразделяют такие ПК на угловатые или неокатанные виды, слабо окатанные, полуокатанные, окатанные и хорошо окатанные, а каждый из перечисленных видов бывает представлен либо относительно изометричными, либо удлиненными разновидностями. Генетический смысл данных признаков очевиден: это прежде всего показатели, важные для оценок дальности транспортировки, а также однородности либо многократности переотложения терригенного вещества. Состав упомянутых ПК может быть мономинеральным (кварц, различные силикаты) либо минерально-агрегатным (фрагменты магматических, метаморфических или осадочных пород с прису-

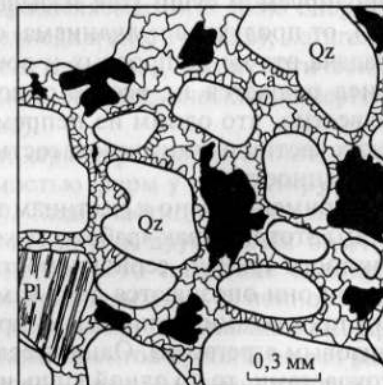


Рис. 5.2. Сочетание обломочных компонентов окатанной и полуокатанной формы — кварца (Qz) и плагиоклаза (Pl) с кристаллически-зернистым агрегатом цементирующего их аутигенного кальцита (Ca) в мелко-среднезернистом песчанике. Черным цветом отмечены не заполненные кальцитом поры. Зарисовка шлифа



щими им структурами). Относительно важности его оценок применительно к палеогеографическим и палеотектоническим заключениям говорилось ранее.

2. *Эдафогенные компоненты* представляют собой продукты разрушения и переотложения осадков и пород дна водного бассейна — того самого, в котором они затем накопились. По способу формирования эти ПК также относятся к категории механогенных (обломочных) накоплений, однако источники вещества у них принципиально разные. В данном случае разрушение донных отложений может быть вызвано процессами гальмиролиза, а перемещение остаточного вещества обуславливается либо воздействием сил гравитации на крутых склонах подводных уступов, либо работой придонных течений (в том числе и турбидных потоков). Кроме того, к эдафогенным ПК может относиться также изначально терригенный материал шельфовых осадков, переотложенный впоследствии высокоплотными потоками в тальвегах глубоководных каньонов.

Признаки первой из упомянутых разновидностей эдафогенных ПК: своеобразные их формы наподобие «пластилиновых слепков» или «мягких окатышей», свидетельствующие об отрыве от дна фрагментов не полностью затвердевшего ила. Это так называемые *интракласты* глинистого, алевроито-глинистого или известкового состава. Сюда же можно причислить окатанные глобулы глауконитового состава (без остатков трещинок синерезиса) и фосфатных желваков.

3. *Вулканогенные компоненты* представляют собой частицы пепла (витрокласты, кристалло- или литокласты), лапилли, бомбы и другие продукты извержений, осуществлявшихся вне территории седиментации.

Признаки этих ПК очень важно сравнить с таковыми у терригенных ПК, с тем чтобы уметь отличать обломки более древних вулканогенных пород, которые могли привноситься в бассейн из эродированной суши (так называемый вулканомиктовый материал), от продуктов вулканизма, синхронного осадкообразованию. Задача эта не из простых и вопреки кажущейся ясности критериев решается не всегда однозначно. Так, например, хорошо известно, что одним из неперменных признаков пирокластических частиц служит угловатость их формы, отсутствие признаков окатанности.

Применительно к частицам вулканического стекла (витрокластам) этот признак «работает» хорошо; благодаря характерной вогнутости граней, серповидности, клиновидности или каплевидности они опознаются даже там, где стекло замещено вторичными продуктами (глинистым, кремневым, карбонатным или цеолитовым агрегатом). Однако если иметь дело с кристаллами и литокластами, то по одной лишь их форме решить вопрос о принад-

лежности к синхронным продуктам извержения нельзя: ведь и терригенный материал из некоторых генетических типов отложений (пролювия, делювия и др.) может быть угловатым и совершенно неокатанным. Обязательность наличия «свежего» вулканического стекла в составе основной массы литокластов — тоже недостаточный признак, так как вулканическое стекло, как крайне нестойкий к термальному и водному воздействию продукт, на стадии катагенеза интенсивно «девитрифицируется».

Однако есть один надежный признак принадлежности кристаллов и литокластов к вулканогенному классу ПК: это однообразие их состава. Кратковременный импульс вулканизма поставляет практически одинаковые фрагменты застывшей лавы или кристаллокласты 2—3 минералов с совершенно одинаковыми типоморфными признаками. В случаях же терригенности мы будем наблюдать гораздо более поликомпонентные смеси.

Выше перечислялись только самые очевидные признаки. Подробнее о данной проблеме см. в методическом учебном пособии В. Т. Фролова (1964).

4. *Биогенные ПК* представлены переотложенным скелетно-раковинным детритом или перемещенными в осадки водоема фрагментами наземной растительности (*амтритом*).

Признаки этих ПК опознаются главным образом по оскольчатой (не цельносkeletalной) или неправильной — «обрывчатой» (применительно к фрагментам флоры) форме их контуров.

II. *Аутигенные ПК*, т. е. образованные на месте их нахождения (*in situ*), объединяют 4 класса: 1-й — хемогенные; 2-й — вулканогенные; 3-й — биохемогенные; 4-й — биогенные.

1. *Хемогенные ПК* формируются химическими процессами множеством способов и на разных стадиях седименто- и литогенеза (см. рис. 4.2—4.5).

Во временном (стадиальном) аспекте эти образования могли быть: сингенетическими (т. е. возникшими на стадии накопления осадка) и эпигенетическими, подразделяемыми, в свою очередь, на диагенетические (ранне- и позднедиагенетические), катагенетические (ранне- и позднекатагенетические), метагенетические (или метаморфогенные), регрессивно-эпигенетические, гипергенные (включая гальмиролитические).

Признаки сингенетичности характеризуются, в отличие от кластических ПК, взаимозависимостью форм у контактирующих минеральных частиц (см. рис. 5.2). Такие частицы внутри породы выглядят как будто «припаянными» друг к другу, имея обычно неровные контуры границ сочленения. Это следствие одновременности их возникновения (путем кристаллизации из ионного раствора либо вследствие твердофазной перекристаллизации аморфного вещества), когда каждый из компонентов препятствовал развитию совершенной кристаллической формы у своих соседей и

сам подвергался такому же их влиянию. О других признаках см. в подразд. 4.1.

2—4. *Биогенные и вулканогенные КП* относятся к группе аутигенных в том случае, когда доказывается их безусловно местное зарождение.

Обращаясь к признакам компонентного состава пород, надо не упускать из вида вероятности разновозрастности их. В данном случае сообщества компонентов, одновременно вошедшие в состав рассматриваемой породы (т. е. возникшие на одинаковой подстадии седименто- или литогенеза) образуют единую парагенетическую ассоциацию. Породе могут быть присущи одна или (чаще всего) несколько таких ассоциаций. Если установить относительно-возрастные соотношения между ними и обосновать способы их формирования, то можно оправданно считать, что тем самым задача генетического анализа предрешена наполовину, потому что первичные (генетические) признаки надо извлекать только из безусловно *седиментогенных* ПК. Ошибочное отнесение прочих ПК к продуктам седиментогенной стадии неминуемо повлечет за собой ошибочные заключения относительно палеогеографических условий седиментации. Отсюда следует, что генетический анализ осадочных компонентов необходимо осуществлять в единстве со стадийным анализом. Сущность его сводится к выявлению с помощью визуальных, оптических (Наумов, 1989) и электронно-микроскопических наблюдений признаков последовательности (этапности) формирования, изменения или разрушения породных компонентов. Задача эта ответственнейшая, ибо от ее решения зависит, как назвать породу, к какому ее классу и виду отнести и как оценить ее генезис, хотя последний устанавливается на ином уровне — генотипов и фаций (описанных в книгах Г. Ф. Крашенинникова, П. П. Тимофеева, В. Т. Фролова). А оценка компонентного состава породы — это первый шаг, который может повести либо по ложному, либо по верному пути.

### 5.3. Основы классификации осадочных пород

С первого взгляда может показаться парадоксальным тот факт, что литологами до сих пор еще не создана общепринятая схема типизации осадочных пород, которая была бы равнозначна типизации пород магматических по ее стройности, цельности и единству классификационного принципа. Такое состояние проблемы имеет свои субъективные причины, если принять во внимание чрезвычайную разнофакторность экзогенных процессов осадочного пороодообразования. Именно поэтому классификации 20—60-х гг. XX в. Л. В. Пустовалова, Л. Б. Рухина, Ф. Дж. Петтиджона и других видных литологов оказались громоздкими, а наиболее компактная и популярная у геологов схема профессора М. С. Шве-

цова, в которой все осадочные породы сведены в обломочные (1), глинистые (2), химические и биохимические (3) группы, в сущности эклектична, потому что в ней нарушен единый принцип обобщения (первая группа объединяется по структурному, вторая — по вещественному, а третья — по генетическому признакам).

Новейшие разработки схем классификаций осадочных пород сосредоточены сейчас в России. Им посвящены труды А. А. Байкова, Н. И. Бойко и В. И. Седлецкого (1980), Ю. П. Казанского и др. (1987), Н. В. Логвиненко (1983), В. Т. Фролова, В. Н. Шванова и некоторых других ученых. Суть их подходов к данной проблеме примерно одинакова. Она состоит в том, что роль базисного классификационного признака отводится *вещественному составу*, вместе с которым непременно учитывается и особенность строения — *структура* породы (т. е. размеры, формы компонентов и их внутрипластовые соотношения). Формализованная по этим двум параметрам схема считается объективно-морфологической. Она же содержит важный генетический смысл. Применительно к генезису осадочной породы структурный признак нередко оказывается даже более информативным показателем по сравнению с ее вещественным составом.

На данной основе Н. В. Логвиненко выделял 10 главнейших категорий осадочных пород: 1) обломочные; 2) глинистые (алюмосиликатные и силикатные); 3) глиноземистые (аллитные); 4) железистые; 5) марганцевые; 6) фосфатные; 7) кремнистые; 8) карбонатные; 9) соли; 10) каустобиолиты. Позднее В. Т. Фролов существенно детализировал и во многом видоизменил эту схему. В названиях всех ее таксонов, включая и обломочные, был исключен приоритетный признак вещественного состава; при этом исключен из терминологии суффикс «ист», имеющий уменьшительное смысловое содержание (вместо «кремнистых», «глиноземистых» пород использованы слова «кремневые», «алюминиевые»).

Общий вид варианта классификации В. Т. Фролова (1987) следующий:

#### I. Оксидные образования.

1. Аквалиты, или водные породы (лед).
2. Силициты, или кремневые породы.
3. Манганолиты, или марганцевые породы.
4. Ферритолиты (ферролиты), или железные породы.
5. Аллиты, или алюминиевые породы (бокситы).

#### II. Солевые.

6. Эвапориты, или собственно соли.
7. Карбонатолиты, или карбонатные породы.
8. Фосфориты, или фосфатные породы.

#### III. Органические.

9. Каустобиолиты, или органические породы.





жий в котловинных морях и океанских окраинах выявили широкую распространенность и большие мощности таких накоплений. В древних разрезах их аналогами теперь считаются элементы так называемых *флишевых* комплексов отложений. Подробности об условиях и механизмах их седиментации см. в книгах Ф. Дж. Петтиджона (1981), Р. К. Сели (1981) и др.

Древние (дочетвертичные) обломочные породы являются прекрасными индикаторами условий и обстановок прежней седиментации, потому что в их структурах, текстурах и вещественном составе содержится обильная и легко извлекаемая информация, потребная для палеогеографических реконструкций геологического прошлого. С учетом этих особенностей разработаны две взаимодополняемые категории классификационных схем обломочных пород.

Первая категория — это классификация по структуре и степени связности («окаменения»). Главный ее классификационный признак — это размеры ПК; на втором месте и не всегда — их форма, на третьем — связность аутигенным цементом либо рыхлость. Размерность компонент доминирует. Поэтому данную категорию классификаций кратко именуют *гранулометрической* (от греч. *granula* — зерно).

Вторая категория — вещественные классификации, учитывающие минеральный состав обломочных ПК. Обычно они устанавливаются исследователями в тесном единстве с гранулометрическими данными, однако для удобства восприятия материала мы их рассмотрим отдельно.

## 6.2. Гранулометрические классификации

Наиболее популярная у отечественных литологов классификационная схема такова. По размеру компонентов выделяются: грубообломочные, или *псефитовые*, породы (от греч. *psephos* — галька) с размерами зерен свыше 2 мм; песчаные, или *псаммитовые* (от греч. *psattos* — песок), с размерами от 2 до 0,05 мм; пылеватые, или *алевритовые* (от греч. *alevros* — пыль) — от 0,05 до 0,005 мм. Их нижний рубеж размерности весьма условен, о чем будет подробно сказано позднее, при рассмотрении глин.

В классе псефитов выделяют виды, различающиеся как размерами, так и формой обломков. Если обломки окатанные, то их называют *валунами* (крупнее 20 см), *галькой* (20 см — 1 см), *гравием* (1 см — 2 мм). Если же обломки угловатые, их именуют соответственно *глыбами* (крупнее 20 см), *щебнем* (20 — 1 см) и *дресвой* (1 см — 2 мм). В классе псаммитов (песков) выделяют такие виды: грубозернистый (2 — 1 мм), крупнозернистый (1—0,5 мм), среднезернистый (0,5—0,25 мм), мелкозернистый (0,25—0,1 мм) и тонкозерни-

стый (0,1—0,05 мм); форма частиц здесь не учитывается, так как она заметна только микроскопически, а классификация предназначена в первую очередь для полевых макронаблюдений и не должна быть перегружена излишней детальностью. Алевриты иногда разделяют на крупнозернистые (0,05—0,025 мм), среднезернистые (0,025—0,01 мм) и мелкозернистые (0,01—0,005 мм).

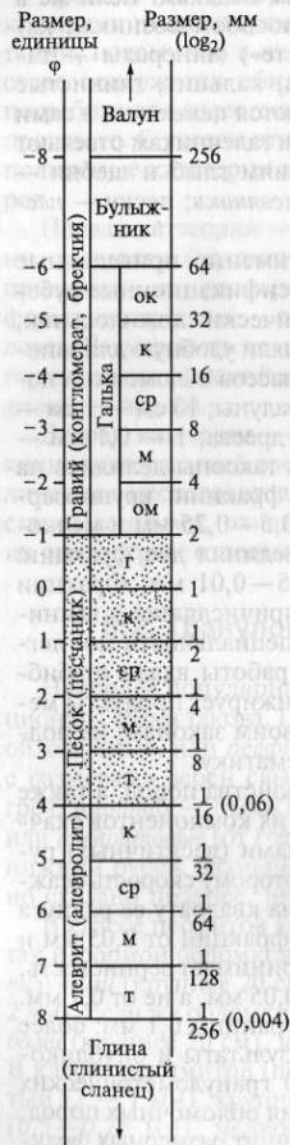
Указанные названия относятся к рыхлым осадкам. Если же в межзерновом пространстве химическим способом возникли какие-либо *аутигенные* («рожденные на месте») минералы — такие, например, как опал, халцедон, кварц, кальцит, глинистые или иные минералы, то их агрегаты называются *цементом*, а сами породы — *сцементированными*. Валунникам и галечникам отвечают сцементированные *конгломераты*, скопления глыб и щебня — *брекчии*; гравию — *гравелиты*; дресве — *дресвяники*; песку — *песчаники* и алевриту — *алевролиты*.

Наверняка возникнет вопрос: почему именно приведенные выше числовые значения приняты как классификационные рубежи в данной схеме? Даем пояснения. Исторически сложилось так, что в начале прошлого столетия геологи приняли удобную для запоминания десятичную схему ранжирования классов обломочных пород: свыше 1 м — глыбы; 100 см — 10 см — валуны; 10 см — 1 см — гальки и щебень; 1 см — 1 мм — гравий и дресва; 1 — 0,1 мм — песок; 0,1 — 0,01 мм — алеврит. Затем эти таксоны делились на фракции, например песок объединял три фракции: крупнозернистый — 1—0,5 мм, среднезернистый — 0,5—0,25 мм и мелкозернистый — 0,25—0,1 мм; а алеврит объединял две фракции: крупный — 0,1—0,05 мм и мелкий — 0,05—0,01 мм. Фракции мельче 0,01 мм именовались *пелитовыми* и причислялись к глинистым породам. Такую схему геолог любой специальности мог легко удержать в памяти, выполняя полевые работы вдали от библиотек и справочников. Однако природа ранжирует продукты механической дифференциации веществ по своим законам, не подгоняя их под нашу формализованную систематику.

Вещественные, физико-механические свойства пород, а также способы их транспортировки и накопления их компонентов скачкообразно меняются не на придуманных нами (десятичных) рубежах. В частности, закон Стокса, согласно которому скорость осаждения частицы в жидкости пропорциональна квадрату ее радиуса (см. гл. 3), идеально «работает» только для фракций от 0,05 мм и мельче. Кроме того, наш глаз без лупы воспринимает зернистость, начиная приблизительно от того же рубежа 0,05 мм, а не от 0,1 мм. И еще один аргумент о несостоятельности границы 0,1 мм: более 40 лет назад Р. Вольф систематизировал результаты и опубликовал суммарную кривую распределения 930 гранулометрических анализов, т. е. результатов фракционирования обломочных пород, и на этой кривой отчетливо обозначился дефицит размерных фрак-



ций в интервалах 0,03—0,06 мм и 1,41—4,0 мм. Этот факт, по мнению литологов В. Н. Шванова, В. Т. Фролова и др., опубликованных в 1998 г. фундаментальный труд по систематике и классификации осадочных пород, однозначно свидетельствует о том, что *алевритовые, песчаные и псефитовые породы представляют собой самостоятельные распределения в общей совокупности зернистых пород.*



И граница между алевритами и песками была сдвинута вниз — к размеру 0,05 мм. А сам класс алевритов и алевролитов был при этом расширен до уровня 0,005 мм, как предлагал это сделать еще в 1953 г. Л. Б. Рухин. Такое ранжирование основано на фактах — оптических и электронно-микроскопических свидетельствах о том, что в диапазоне между 0,05 и 0,005 мм осколки зерен кварца, полевых шпатов, слюд и некоторых других минералов количественно преобладают сравнительно с глинистым веществом.

Класс песков был расширен также вверх по шкале фракций до 2 мм. Одна из причин — статистические данные о том, что в смешанных породах, начиная от уровня 2 мм и выше, скачкообразно возрастает полимиктовость обломков. Причина этого явления состоит в том, что при мобилизации терригенных веществ за счет разрушения интрузивных и метаморфических пород, их кристаллически-зернистые агрегаты сохраняют свою изначальную структуру в основном в псефитовых фракциях. При раздроблении зерен до размерности мельче 2 мм фракции приобретают мономинеральный или (реже) биминеральный состав. Соответственно была передвинута граница между песками и гравием до 2 мм, а граница между гальками и валунами — с 10

до 20 см. Запомнить все эти рубежи довольно просто, если исходить из изначально идеализированной десятичной схемы. Обновленная таким способом шкала структурной классификации обломочных пород нашла широкое признание у нас в конце XX в. Она приблизилась к шкалам американских литологов (рис. 6.1). Их построения производились по несколько иным принципам: согласно изменениям размерности обломков в геометрической прогрессии.

Целесообразность именно такого (трудного для запоминания) ранжирования фракций иллюстрирует нижеследующий пример. Что значит для диагностики породы колебание размеров ее частицы в пределах  $\pm 1$  мм? Для псефитовых фракций оно не существенно, но для песчаных — принципиально. А колебания  $\pm 0,1$  мм, не очень существенные для диагностики гравия или крупнозернистых песков, имеют важное значение для определения алевритов и их границ с песками.

Опираясь на эти аргументы, американский литолог Дж. Аден предложил схему геометрического ранжирования размерности фракций с шагом 2: 1—2—4—8—16 мм и т.д., а также  $1/2$ — $1/4$ — $1/8$ — $1/16$  мм и т.д. Затем в 1922 г. Уэнтуэрт, в соответствии с результатом опроса мнений многих геологов, модифицировал предложенные Аденом понятия, что было принято в 1947 г. Комитетом геологов и гидрогеологов (Комитет Лейна). Эта шкала, общепринятая среди исследователей в Северной Америке, была дополнена удобным для статистической обработки понятием  $\phi = -\log_2 d$  (где  $d$  — диаметр зерна), которое в 1938 г. предложил литолог Крам-бейн.

Итак, были выделены классы (см. рис. 6.1): алеврит (silt) — от  $1/256$  (0,004 мм) до  $1/16$  (0,06 мм), где  $\phi$  — в пределах от 8 до 4. Песок (sand) почти в точности отвечал принятым у нас градациям: тонкий — от 0,06 до 0,125 мм ( $\phi = 4-3$ ), мелкий — от 0,125 до 0,25 мм ( $\phi = 3-2$ ), средний — от 0,25 до 0,5 мм ( $\phi = 2-1$ ), крупный — от 0,5 до 1,0 мм ( $\phi = 0-1$ ). Далее выделялись: гравий (granule) — от 2 до 64 мм ( $\phi = -1--6$ ), бульжник, или крупная галька, (cobble) — от 64 до 256 мм ( $\phi = -6--8$ ) и валун (boulder) — крупнее 256 мм. В некоторых схемах диапазон гравия (granule) сужен в пределах 2—4 мм ( $\phi = -1--2$ ), а в диапазоне 4—64 мм выделяется галька (pebble); размерность cobble сужена от 64 до 256 мм. Коэффициент  $\phi$ , трудный для мысленного представления размеров, оказался удобен для статистических обработок многих сотен анализов размерности осадочных частиц в осадках морей и океанов.

Сопоставление американских классификаций с принятой у нас схемой показывает близость границ алевритов, почти одинаковость границ у псаммитов и расхождения в рамках псефитовых подразделений.

Рис. 6.1. Классификация некарбонатных обломочных отложений по размеру частиц и номенклатура (Дж. Гринсмит, 1981): ок — очень крупная; к — крупная; ср — средняя; м — мелкая; ом — очень мелкая; г — грубый; т — тонкий

Применяя эту классификацию к конкретной породе, следует учитывать еще один структурный параметр — сортировку осадочного вещества, т. е. количественные соотношения фракций и степень преобладания одной из них над всеми остальными. Обломочную породу называют хорошо отсортированной в случае явного преобладания одной или двух соседних фракций над всеми прочими. Тогда мы называем породу кратко: в первом случае двумя, а во втором случае тремя словами, причем на последнем месте ставится обозначение господствующей фракции. Например, песчаник мелкозернистый или песчаник мелко- и среднезернистый. Последнее название свидетельствует о том, что фракции среднезернистого песка (0,25—0,5 мм) в этой породе больше, чем песка мелкозернистого (0,1—0,25 мм).

Сортировка может быть средней, т. е. преобладать одна фракция, но не так явно. И тогда дается многословное название, вроде: песчаник средне-мелкозернистый, алевритистый с включениями гравия. И наконец, порода может обладать плохой сортировкой или таковая вовсе отсутствует, и тогда эта порода именуется разнозернистой, и в ее названии указывается присущая ей смесь фракций.

Однако то, о чем сказано выше, представляет субъективную оценку параметров сортировки. Для точной их констатации применяют так называемый *гранулометрический анализ*, дающий конкретное соотношение фракций в процентах, и на этой основе строят различные графики — гистограммы, кумулятивные кривые и вычисляют по ним медианные диаметры зерен, асимметрию их распределения, коэффициенты отсортированности и другие параметры.

Подробные описания метода см. в учебнике Н. В. Логвиненко (1984), учебном пособии В. Т. Фролова (1965) и книге Л. Б. Рухина (1969). Здесь рассказывается только о принципе и возможностях этого анализа.

**Гранулометрический анализ** — это метод количественного определения размеров зерен, слагающих осадки и обломочные горные породы. Он производится в классификационных целях, при решении прикладных задач геологии — для оценки пород как грунтов для сооружений, коллекторов нефти, газа, воды, а также для выявления генетических признаков отложений, необходимых при палеогеографических реконструкциях и др. Приемы анализа сводятся к разделению навески в 100 г и более осадка или породы (ситам, отмучиванием, центрифугированием, подсчетом в шлифе и другими способами) на фракции по размеру зерен и к определению их количественного содержания. В зависимости от типа отложений в практике используются различные виды гранулометрического анализа. Ситовой анализ применяется для рассеивания несцементированных алевритовых, песчаных и более грубых от-

ложений ручным способом или автоматически с помощью сит с определенными диаметрами отверстия. Для рассеивания галечников применяются грохота. Наборы сит отличаются различной дробностью и шагом между отверстиями. В более совершенных просеивающих машинах, позволяющих проводить сухое и влажное просеивание, количество обычных сит достигает нескольких десятков с размерами ячеек от 63 до 0,02 мм. Но на практике используют самый мелкий ситовой диаметр 0,1 мм. Оставшиеся после просеивания алевритовые и пелитовые фракции взвешивают, а затем разделяют в водной суспензии.

Существуют 10 способов водного фракционирования. Назовем наиболее распространенные: 1) осаждение частиц в спокойном столбе жидкости и сливание их через разные промежутки времени — методы А. И. Сабанина и Осборна; 2) определение содержания отдельных фракций путем отбора части объема суспензии пипеткой определенного размера через заданные промежутки времени; пробы суспензии выпариваются и содержание в них сухого вещества рассчитывается на всю пробу — пипеточный метод Робинсона; 3) замер изменения плотности суспензии по мере осаждения частиц — ареометрический или гидрометрический методы; 4) определение распределения частиц по размерам в суспензиях, эмульсиях и порошках с помощью лазерной дифракции и др. Все эти методы основаны на различиях скоростей осаждения частиц в водной среде в соответствии с законом Стокса (см. гл. 3).

Метод двойного отмучивания А. Н. Сабанина особо популярен. Он предпочтительнее пипеточного метода, потому что позволяет не только определить содержание алевропелитовых фракций в породе, но выделяет их физически, а это дает нам возможность изучить их минеральные составы.

Суть этого метода состоит в удалении из суспензии сперва фракции с размером частиц мельче 0,01 мм (первое отмучивание), а потом разделение остатка на фракции 0,1—0,05 и 0,05—0,01 мм (второе отмучивание). Установка для отмучивания предельно проста (рис. 6.2).

Последовательность работы такова: 1) заливают большой градуированный стакан дистиллированной водой до отметки 6 см; 2) заполняют сифон водой и опускают в стакан до отметки 2 см; 3) замеряют  $T$  воды, которая должна быть в пределах 17—20 °С; 4) высыпают в стакан навеску с фракциями мельче 0,1 мм и взмучивают (желательно без круговых движений мешалки); 5) отстаивают суспензию в течение 8 мин, при этом большинство частиц с размерами > 0,01 мм опустятся ниже уровня 2 см; 6) сливают суспензию между уровнями 6 и 2 см в большую батареиную банку; 7) доливают воду в градуированный стакан снова до уровня 6 см и повторяют операции 4—6 многократно, пока над отметкой в 2 см после 8-минутного взмучивания не будет воз-



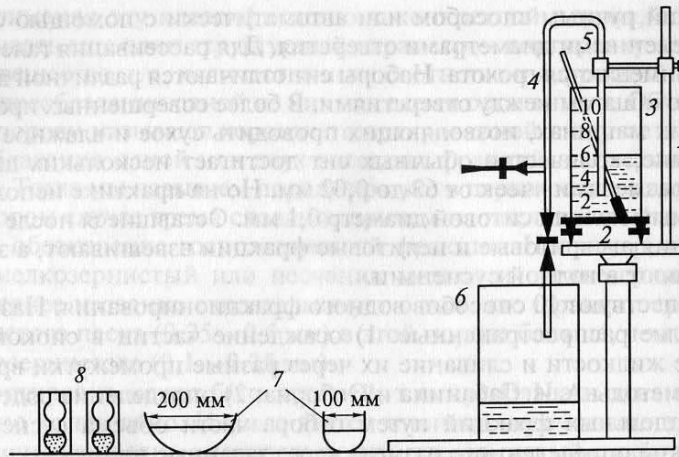


Рис. 6.2. Прибор Сабанина (из кн. В. Т. Фролова, 1964):

1, 2 — штатив (1) со столиком (2); 3 — большой градуированный стакан; 4 — сифон; 5 — мешалка; 6 — батарейные банки; 7 — фарфоровые чашки; 8 — песочные часы

никать слой прозрачной воды (значит, все частицы мельче 0,01 мм слиты в большую батарейную банку); 8) из батарейной банки осторожно сливается вода, а влажную фракцию мельче 0,01 мм перемещают в фарфоровую чашку, ставят в сушильный шкаф и после просушивания взвешивают; 9) доливают воду в стакан до 8 см, взмучивают остаток и сливают в батарейную банку через 30 с; 10) повторяют операцию многократно, пока верхний слой воды над отметкой 2 см не станет по прошествии 30 с прозрачным. Значит, в батарейной банке находится фракция 0,01—0,05 мм, а в стакане — 0,05—0,1 мм; 11) переводят из банки и стакана фракции в фарфоровые чашки, высушивают и взвешивают; 12) вычисляют процентные содержания этих фракций применительно к весу изначальной пробы; 13) изучают минеральные составы выделенных фракций. Для этого предварительно разделяют каждую из них отмучиванием в бромформе или другой жидкости с удельным весом 2,87 г/см<sup>3</sup> на две весовые фракции — так называемую легкую, объединившую зерна минералов, плавающих в жидкости (кварц, полевые шпаты, карбонаты, слюды и др.), и тяжелую фракцию, т. е. зерна, погружившиеся на дно (сульфиды, оксиды Fe, Ti, пироксены, амфиболы, гранаты, рутил, сфен, циркон и много иных аксессуарных минералов). Их типоморфные признаки и количественные соотношения исследуются особо.

Для гранулометрического анализа цементованных пород необходимо предварительно удалить цемент с использованием различных физических и химических методов (кипячение, обра-

ботка ультразвуком, растворение в воде или неорганических растворителях и т. д.). В противном случае гранулометрический анализ выполняется в шлифах. Но, замеряя размеры зерен под микроскопом, следует учитывать, что срез шлифа рассекает обломки не всегда по максимальному диаметру, а у многих зерен пересекаются только верхушки. Следовательно, при оптическом наблюдении шлифа усредненная размерность обломков искусственно занижается иногда на 15—20%. В таком случае используют поправочные коэффициенты, экспериментально вычисленные Л. Б. Рухиным и Н. В. Логвиненко.

**Графические способы изображения гранулометрического состава** обломочной породы включают: диаграммы треугольные и столбчатые, гистограммы и кумулятивные кривые (рис. 6.3; 6.4; 6.5).

Треугольные диаграммы показывают соотношения только трех компонент, например, таких групп фракций: все песчаные и гравийные (в сумме) — все алевритовые — пелитовые. Каждую из них символизирует вершина одного из углов, отвечающая 100% количества данной группы фракций. А на противоположной от вершины стороне треугольника содержание этих фракций нулевое. Поэтому в случае, когда порода сложена только двумя компонентами, то их количественные соотношения символизирует точка, которая наносится на сторону треугольника, соединившую

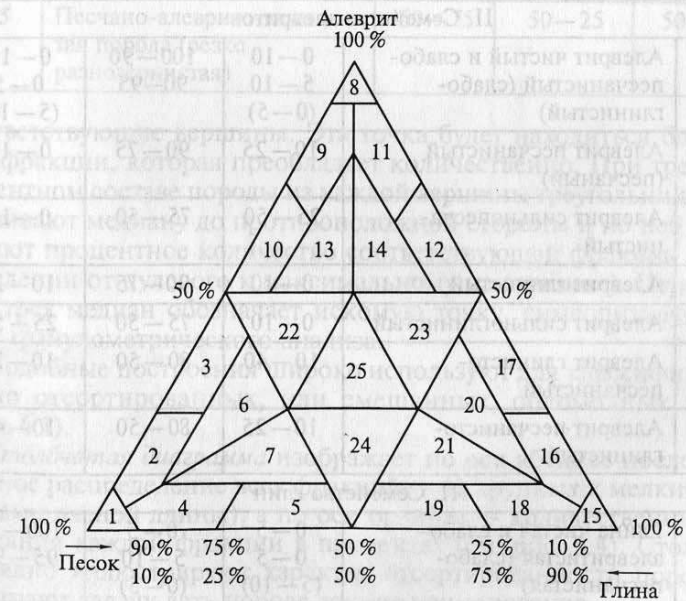


Рис. 6.3. Классификация пород смешанного гранулометрического состава (названия типов пород см. в табл. 6.1)

Таблица 6.1

Номенклатура средне-, грубообломочных и глинистых пород смешанного гранулометрического состава (по В. Т. Фролову)

Номер поля на рис. 6.3	Название пород	Содержание фракций, %		
		песка (>0,1 мм)	алеврита (0,1—0,01 мм)	глины (<0,01 мм)
I. Семейство песков				
1	Песок чистый	100—90	0—10	0—10
2	Песок слабоалевритистый (слабоглинистый)	95—90	5—10 (0—5)	0—5 (5—10)
3	Песок алевритистый (алевритовый)	90—75	10—25	0—10
	Песок сильноалевритистый	75—50	0,5—50	0—10
4	Песок глинистый	90—75	0—10	10—25
5	Песок сильноглинистый	75—50	0—10	25—50
6	Песок глинисто-алевритистый	80—50	10—40	10—25
7	Песок алевритисто-глинистый	80—50	10—25	10—40
II. Семейство алевритов				
8	Алеврит чистый и слабопесчаный (слабоглинистый)	0—10	100—90	0—10
		5—10 (0—5)	90—95	0—5 (5—10)
9	Алеврит песчаный (песчаный)	10—25	90—75	0—10
10	Алеврит сильнопесчаный	25—50	75—50	0—10
11	Алеврит глинистый	0—10	90—75	10—25
12	Алеврит сильноглинистый	0—10	75—50	25—50
13	Алеврит глинисто-песчаный	10—40	80—50	10—25
14	Алеврит песчанисто-глинистый	10—25	80—50	10—40
III. Семейство глин				
15	Глина чистая и слабоалевритистая (слабопесчаная)	0—5	0—5	100—90
		0—5 (5—10)	5—10 (0—5)	95—90
16	Глина алевритистая (алевритовая)	0—10	10—25	90—75

Окончание табл.

Номер поля на рис. 6.3	Название пород	Содержание фракций, %		
		песка (>0,1 мм)	алеврита (0,1—0,01 мм)	глины (<0,01 мм)
17	Глина сильноалевритистая	0—10	25—50	75—50
18	Глина песчаная (песчаная)	10—25	0—10	90—75
19	Глина сильнопесчаная	25—50	0—10	75—50
20	Глина песчанисто-алевритистая	10—25	10—40	80—50
21	Глина алевритопесчаная	10—40	10—25	80—50
IV. Семейство неотсортированных пород				
22	Песчано-алевритовая порода	50—25	50—25	0—25
23	Алеврито-глинистая порода	0—25	50—25	50—25
24	Песчано-глинистая порода (смешанная)	50—25	0—25	50—25
25	Песчано-алеврито-глинистая порода (резко разнозернистая)	50—75	50—25	50—25

соответствующие вершины. Эта точка будет находиться ближе к той фракции, которая преобладает количественно. При трехкомпонентном составе породы из каждой вершины треугольника прочерчивают медиану до противоположной стороны и по ней определяют процентное количество соответствующей фракции (в направлении от нулевого к максимальному на вершине). Пересечение трех медиан обозначает искомую точку, символизирующую итог гранулометрического анализа.

Подобные построения широко используют для классификации плохо отсортированных, или смешанных, обломочных пород (табл. 6.1).

Столбчатая диаграмма изображает по оси абсцисс последовательное распределение всех фракций — от крупных к мелким (отрезками равной длины), а по оси ординат — количественные содержания каждой фракции в процентах (см. рис. 6.4). Столбики наглядно иллюстрируют характер отсортированности породы и облегчают задачу дать породе точное наименование.

Гистограмма строится путем соединения вершин столбиков предыдущей диаграммы плавной кривой (см. рис. 6.4). Ширина



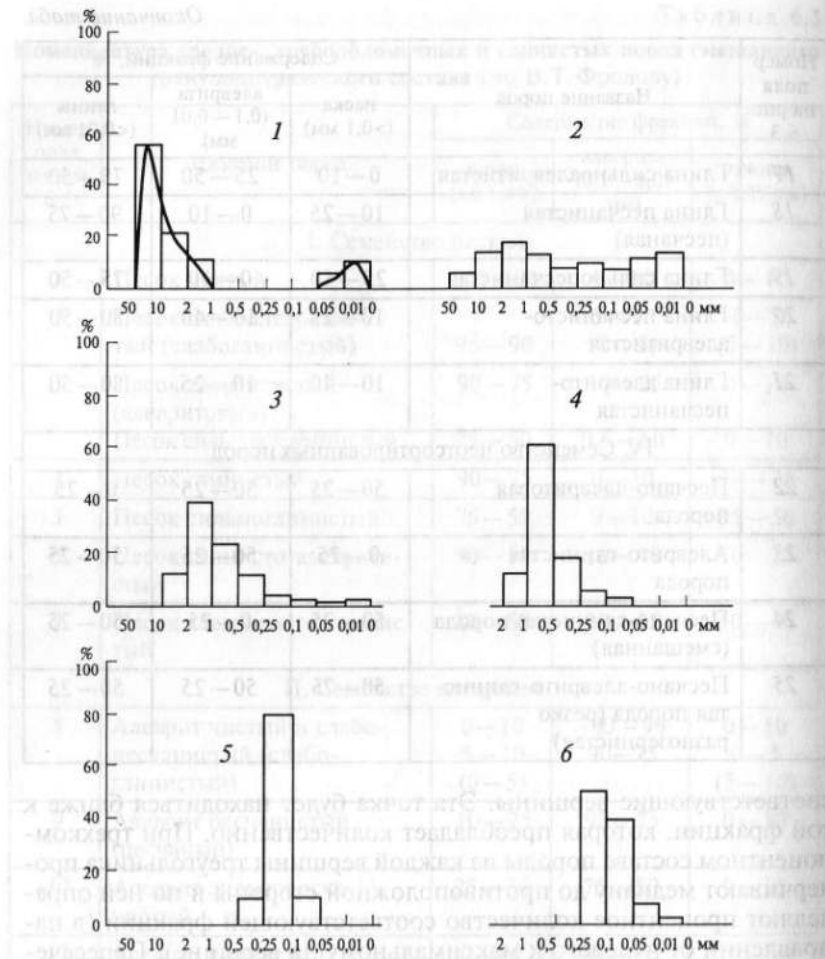
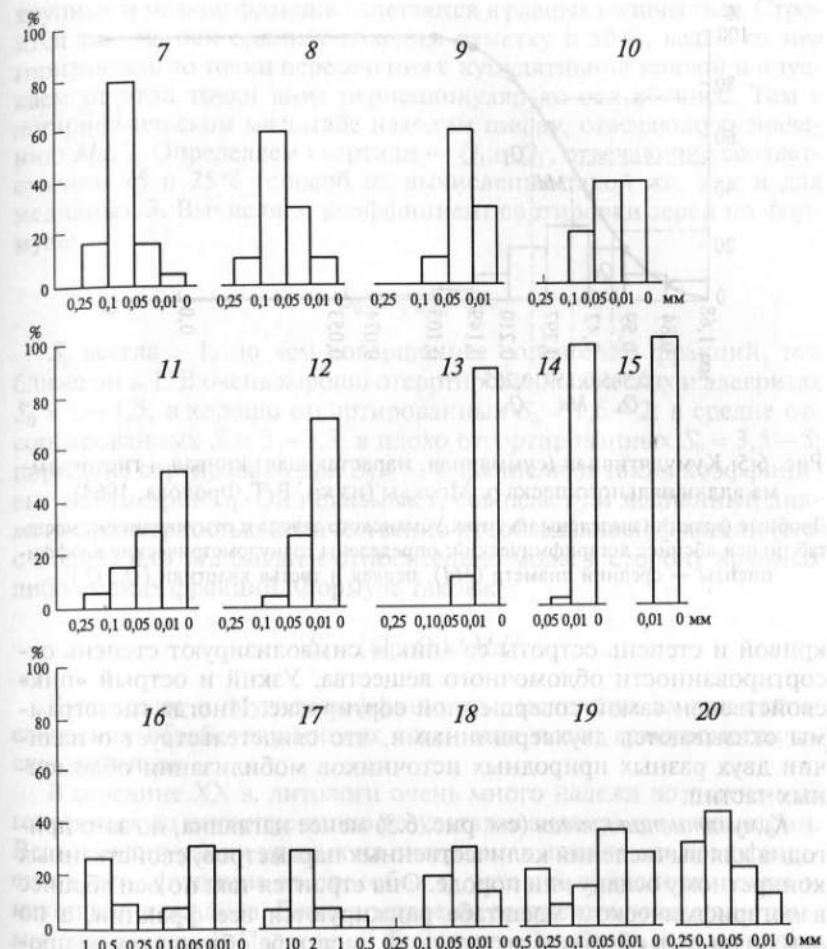


Рис. 6.4. Диаграммы грануло-

1 — конгломерат мелкогалечный крупнопесчаный, слабглинистый; 2 — песок стый; 3 — песок крупногубозернистый, плохо сортированный, с гравием; 4 — рошо сортированный; 6 — песок мелкозернистый, среднесортированный, сильно- крупнозернистый, хорошо сортированный, песчаный; 8 — алеврит мелко-, рит мелкозернистый, средне (или хорошо) сортированный, сильноглинистый; стый; 11 — глина сильноалевритовая, плохо отмученная; 12 — глина алеврито- ная; 14 — глина тонко отмученная; 15 — глина слабоалевритистая, довольно ной примеси); 16 — разнозернистая (смешанная), песчано-алеврито-глинистая да; 18 — разнозернистая (смешанная), песчано-алевритовая, глинистая порода; слабглинистый; 20 — алеврит мелко-



метрического состава гистограммы:

разнозернистый, неотсортированный, с гравием и галькой, глинисто-алеврити- песок крупнозернистый, среднесортированный; 5 — песок мелкозернистый, хо- нокрупноалевритовый, переходящий в алеврито-песчаную породу; 7 — алеврит крупнозернистый, среднесортированный (или хорошо сортированный); 9 — алев- 10 — алеврит крупно-, мелкозернистый, среднесортированный, сильноглини- вая, средне отмученная; 13 — глина слабоалевритовая, довольно тонко отмучен- тонко отмученная; 14, 15 — глины тонко отмученные (15 — чистая от обмолоч- порода; 17 — резко разнозернистая (смешанная), гравийно-алевритовая поро- 19 — алеврит мелко-крупнозернистый, среднесортированный, песчаный, крупнозернистый, песчаный, среднесортированный

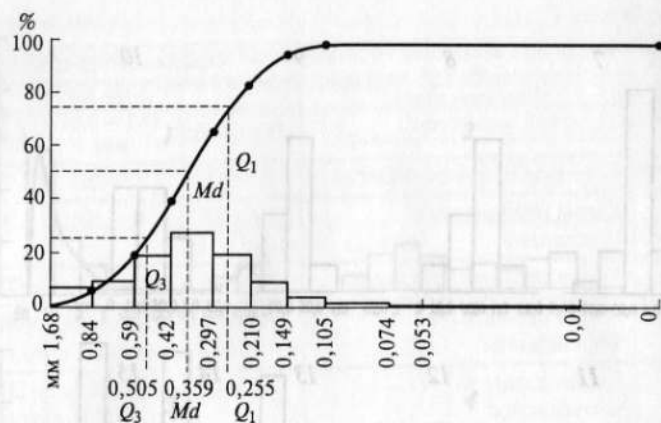


Рис. 6.5. Кумулятивная (суммарная, нарастающая) кривая и гистограмма аллювиального песка р. Москвы (из кн. В. Т. Фролова, 1964).

Дробные фракции выделены на ситах Усманского завода и отмучиванием; масштаб по оси абсцисс логарифмический; определены гранулометрические коэффициенты — средний диаметр ( $Md$ ), первая и третья квартили ( $Q_1$ ,  $Q_3$ )

кривой и степень остроты ее «пика» символизируют степень отсортированности обломочного вещества. Узкий и острый «пик» свойственен самой совершенной сортировке. Иногда гистограммы оказываются двухвершинными, что свидетельствует о наличии двух разных природных источников мобилизации обломочных частиц.

*Кумулятивная кривая* (см. рис. 6.5) менее наглядна, но зато пригодна для вычисления количественных параметров, свойственных конкретному осадку или породе. Она строится так: по оси абсцисс в логарифмическом масштабе ранжируются все фракции, а по оси ординат в обычном десятичном масштабе обозначаются проценты от 0 до 100%. Первая фракция обозначается точкой, соответствующей ее количеству и помещаемой над правым окончанием интервала фракции (по оси абсцисс). Затем к этой цифре прибавляется количество следующей фракции и обозначается очередной точкой, возвышающейся над первой. Далее содержание каждой фракции суммируется с предыдущими, и если мы не ошиблись, то последняя точка будет отвечать 100%. Затем все точки соединяют плавной кумулятивной кривой. Она у плохо отсортированных пород будет пологой, со многими ступенчатыми изгибами, а у хорошо отсортированных будет расти вверх. Это менее наглядно, чем при столбчатой и кумулятивной диаграммах, но зато пригодно для определения следующих констант: 1. Медианный диаметр  $Md$  — размер зерна, относительно которого более

крупные и мелкие фракции сочетаются в равных количествах. Строится так: на оси ординат находим отметку в 50%, ведем от нее горизонталь до точки пересечения с кумулятивной кривой и опускаем от этой точки вниз перпендикуляр до оси абсцисс. Там в логарифмическом масштабе находим цифру, отвечающую значению  $Md$ . 2. Определяем квартили —  $Q_1$  и  $Q_3$ , отвечающие соответственно 75 и 25% (способ их вычисления такой же, как и для медианы). 3. Вычисляем коэффициент сортировки зерен по формуле:

$$S_0 = \sqrt{Q_3 / Q_1}.$$

$S_0$  всегда  $> 1$ , но чем совершеннее сортировка фракций, тем ближе он к 1. В очень хорошо отсортированных песках и алевритах  $S_0 = 1-1,5$ ; в хорошо отсортированных  $S_0 = 1,6-2$ ; в средне отсортированных  $S_0 = 2-3,5$ ; в плохо отсортированных  $S_0 = 3,5-5$ ; порода не сортирована при  $S_0 > 5$ . 4. Вычисляют также коэффициент асимметрии  $S_k$ . Он показывает, совпадает ли медианный диаметр с размерностью количественно преобладающей фракции (т. е. с модой) или  $Md$  смещен относительно моды в сторону крупных либо мелких фракций. Формула такова:

$$S_k = (Q_1 \cdot Q_3) / Md^2.$$

Вычисляют и другие коэффициенты, используя их при статистических обработках многих сотен или тысяч гранулометрических анализов.

В середине XX в. литологи очень много надежд возложили на генетическую интерпретацию результатов анализа гранулометрии. Ведь конфигурации кривых на диаграммах и значения коэффициентов суть функции от способов и условий транспортировки и накопления осадков. Были построены соответствующие диаграммы (например, Р. Пассеги, Л. Б. Рухина, Дж. Фридмана и других исследователей), на которых поля, отвечающие различным сочетаниям  $S_0$ ,  $S_k$  и другим параметрам, отводились для различных осадков — эоловых дюн, руслового аллювия, лагунов, прибрежных баров и других генетических типов.

Однако впоследствии оказалось, что разные по генезису осадки нередко обладают схожими структурными особенностями. В природе очень распространена конвергентность признаков, т. е. внешняя их одинаковость при различной генетической природе. Это же справедливо и применительно к текстурным особенностям пород. Поэтому генетическое значение гранулометрических исследований ценно только в комплексном сочетании их с другими методами литологических наблюдений, о чем поговорим в ч. IV учебника.



### 6.3. Классификации по вещественному составу

В соответствии с составом обломков выделяют: *мономинеральные* породы, как правило, состоящие из кварца и кварцитов; *олигомиктовые* породы с преобладанием кварца в количестве от 60 до 90 % от объема обломочного материала; *полимиктовые* породы, в которых содержатся обломки разного состава. Псефиты в большинстве своем полимиктовы, алевроиты чаще всего олигомиктовы, песчаники — всякие.

Среди полимиктовых пород традиционно выделяются две контрастирующие по своему составу разновидности: *аркозы*, или продукты разрушения гранитоидов и кислых эффузивов (главные породообразующие компоненты — кислые плагиоклазы, калишпаты и кварц), и *граувакки*, насыщенные обломками либо андезитов и базальтов (*вулканомиктовые*), либо осадочных и метасадочных пород (*литокластовые*); бывают также смеси — *аркозо-*

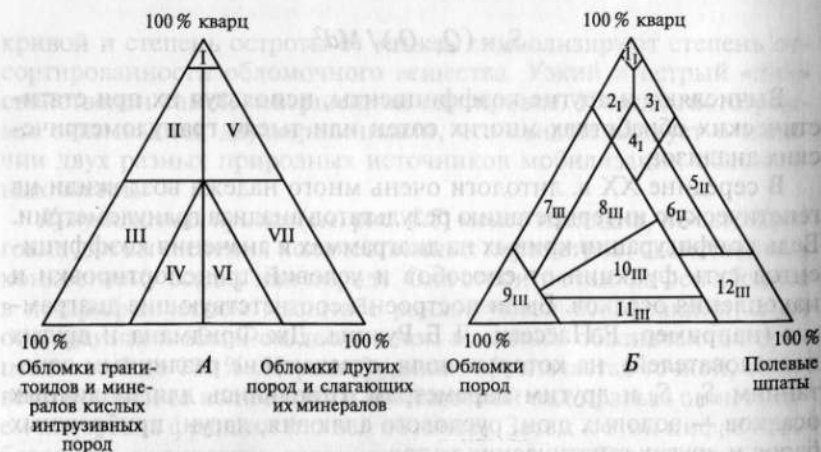


Рис. 6.6. Обломочные породы по минерально-петрографическому составу: А (по Г.Ф. Крашенинникову) — классификация: I — кварцевые, II — субаркозовые; III — аркозовые, IV — граувакко-аркозовые, V — субграувакковые, VI — аркозо-граувакковые, VII — граувакковые; Б (по В.Д. Шутову) — кварцевая группа: 1<sub>I</sub> — мономиктовые кварцевые, 2<sub>I</sub> — кремнекластито-кварцевые, 3<sub>I</sub> — полевошпат-кварцевые, 4<sub>I</sub> — мезомиктовые кварцевые; аркозовая группа: 5<sub>II</sub> — собственно аркозы, 6<sub>II</sub> — граувакковые аркозы; граувакковая группа (граувакки): 7<sub>III</sub> — кварцевые, 8<sub>III</sub> — полевошпат-кварцевые, 9<sub>III</sub> — собственно граувакки, 10<sub>III</sub> — кварц-полевошпатовые, 11<sub>III</sub> — полевошпатовые, 12<sub>III</sub> — породы не чисто терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления)

*граувакки* и *граувакко-аркозы* (в конце наименования пишется преобладающий вещественный ПК).

Происхождение вышеназванных терминов таково. «Аркоз» — это слово ввел в конце XIX в. известный геолог Броньяр как производное от названия провинции Арко во Франции. А «граувакка», или по-немецки «серая земля», — название, примененное еще в Средних веках рудокопами провинции Гарц в Германии к распространенным там полимиктовым песчаникам позднедевонского и раннекаменноугольного возрастов. Внешне эти породы отличны от аркозов значительно более темными окрасками: цвета литокластовых песчаников выглядят наподобие смеси соли с черным перцем, а вулканомиктовые граувакки тоже всюду серые, но с характерной зеленоватостью.

Аркозы в основном светло-серые, а те из них, которые содержат много калишпатов, выделяются красновато-оранжевыми цветовыми оттенками. Впрочем, бывают исключения из этого правила, связанные с цветовыми окрасками аутигенных минералов цемента. Так, например, если в межзерновых порах аркозового песчаника кристаллизовался на стадии катагенеза хлорит, то он придаст такому песчанику зеленоватый цвет, а в случае обилия примесей углефицированного ОВ аркоз может выглядеть темно-серым. Окраска, как функция вещественных составов аллотигенных и аутигенных ПК, является не очень надежным, а лишь предварительным классификационным признаком.

В принятой у нас классификации учитывается состав только аллотигенных ПК.

Этот состав наглядно отражают треугольные диаграммы (рис. 6.6). Принцип их построения аналогичен описанному в разделе о гранулометрическом анализе, однако в вершинах треугольника здесь помещают не фракции, а минерально-породные ассоциации. Обычно в верхнем углу помещают точку со 100 % кварца (Q), в одном нижнем — со 100 % плагиоклазов и калишпатов (F), а в другом нижнем углу — со 100 % всех прочих (темноцветных) минералов и различных литокластов (L). Если мы имеем дело с псефитовыми породами, то точке Q будут отвечать не только зерна кварца, но и обломки кварцевых агрегатов и кварцитов, точке F — обломки гранитоидов и риолитов, точке L — обломки всех прочих пород (магматических и осадочных).

Применительно к песчаникам существует самая простая для восприятия и легко запоминаемая классификационная схема Г.Ф. Крашенинникова (см. рис. 6.6, А). В ней поля треугольника разделены геометрически прямыми линиями, которые соединяют точки на противоположных сторонах с одинаковыми отметками: 10 % (90 %), 50 % и по 25 %.

Таким способом площадь треугольника расчленяется на 7 полей, каждое из которых отвечает определенному виду песчани-

Таблица 6.2

Содержание главных породообразующих компонентов полимиктовых обломочных пород, % (по Г. Ф. Крашенинникову)

Порода	Кварц	Обломки гранитоидов, калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов и цветных минералов кислых интрузивных пород	Обломки других пород, средних и основных плагиоклазов и цветных минералов средних и основных пород
Аркоз	0—50	35—100	0—25
Субаркоз	35—90	5—35	0—25
Граувакка	0—50	0—25	35—100
Субграувакка	35—90	0—25	5—35
Аркозо-граувакка	0—50	25—75	25—75
Кварцевый песчаник	>90	<10	<10

ков: кварцевым (I), субаркозам, или кварцевым аркозам (II), субграуваккам, или кварцевым грауваккам (V), аркозам (III), грауваккам (VII), граувакко-аркозам (IV) и аркозо-грауваккам (VI).

Соответствующие им процентные соотношения минералов (табл. 6.2) запомнить труднее, но воспроизведя треугольник и поместив туда точку, координаты которой установлены в результате микроскопического количественного подсчета составов от 100 до 300 обломочных зерен конкретного песчаника, мы сможем дать этому песчанику точное наименование.

Метод чрезвычайно удобен простотой исполнения. Однако на практике российские литологи гораздо чаще прибегают к более сложной классификационной схеме В. Д. Шутова (см. рис. 6.6, Б). В ней обособлены 12 полей, и границы раздела между ними трудно воспроизводимы по памяти. Объясняется это тем, что автор диаграммы стремился подогнать эти границы к параметрам реально существующих природных образований. Он поместил на треугольник несколько тысяч конкретных анализов песчаников одинакового гранулометрического класса (мелко- и среднезернистых) из разных по возрасту и по структурно-тектонической приуроченности осадочных толщ (свит и серий), например: нижне-меловые Вилуйской впадины и Приверхоанского прогиба, меловые Саратовского Поволжья, меловые Северо-Американской платформы, пермские пещорской серии Печорского угольного бас-

сейна, верхнепермские Западного Верхоянья, нижнепермские там же, нижнекаменноугольные Восточного Урала, такие же Подмосковного каменноугольного бассейна, кайнозойские Индии и многие другие.

Точки анализов по каждому из этих объектов группировались кучно, и В. Д. Шутов оконтурил их кривыми линиями границ естественных полей, после чего передвинул геометрически ровные границы внутри треугольника так, чтобы большая часть природных полей попала внутрь правильных геометрических фигур. Таким способом было сильно уменьшено поле мономинерально-кварцевых пород и добавилось еще два поля: полевошпато-кварцевых и кремнекластито-кварцевых (последние с обломками кремней и яшм).

Место олигомиктовых пород отчасти заняли мезомиктовые песчаники (см. рис. 6.6, Б, поле 4<sub>1</sub>) и отчасти сильно расширенное поле граувакк. В их составе выделены: кварцевые граувакки (7<sub>III</sub>), собственно граувакки (9<sub>III</sub>), полевошпатовые граувакки (11<sub>III</sub>), а также полевошпато-кварцевые (8<sub>III</sub>) и кварцево-полевошпатовые (10<sub>III</sub>) их разновидности. Сузилось поле аркоз (5<sub>II</sub>), а между ним и граувакками выделены так называемые граувакковые аркозы (6<sub>II</sub>).

Для более точной характеристики песчаников В. Д. Шутов прибегал к построению так называемых дочерних треугольников. Один

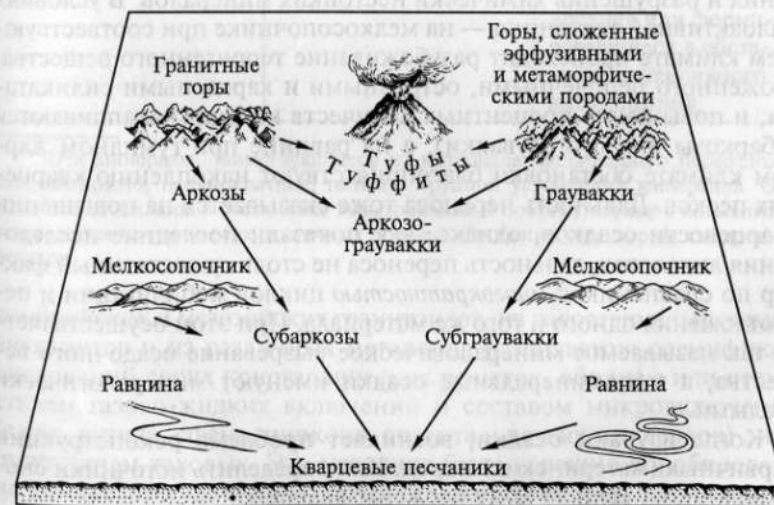


Рис. 6.7. Схема происхождения главных типов полимиктовых обломочных пород (Г. Ф. Крашенинников, 1956).

Стрелки обозначают направления и дальность переноса обломочного материала



из них отражал особенности составов полевых шпатов (в сумме принятых за 100 %): в его вершинах помещались, соответственно, калишпат, альбит и анортит. На другом дочернем треугольнике вершины соответствовали породам: осадочным, кислым и средним + основным магматическим. Тем самым достигалась детальнейшая вещественная характеристика природного образования. Она чрезвычайно информативна для палеогеографических построений.

Дело в том, что, по справедливому утверждению Г. Ф. Крашенникова, *петрографический (минеральный) состав обломочных пород позволяет судить, с некоторыми ограничениями, о составе материнских пород в исчезнувшей к настоящему времени области размыва, о процессах выветривания в этой области и о дальности переноса обломков.*

Наглядно это демонстрирует схема (рис. 6.7). На ней изображены три главных источника сноса: гранитные горы, размыв которых дает аркозовый материал; горы, сложенные различными эффузивными и метаморфическими породами, размыв которых дает граувакковый материал; вулканы, поставляющие туфовый материал.

Смешение материала из разных источников приводит к образованию смешанных аркозо-граувакк. Все эти полимиктовые разности заполняют предгорные впадины в любых климатических условиях, потому что активное влияние тектоники на рельефообразование не оставляет времени для формирования кор выветривания и разрушения химически нестойких минералов. В условиях малоактивной тектоники — на мелкосопочнике при соответствующем климате происходит разубоживание терригенного вещества, сложенного цепочечными, островными и каркасными силикатами, и повышение процентных количеств кварца (накапливаются субаркозы или субграувакки), а на равнине при гумидном жарком климате обстановки благоприятствуют накоплению кварцевых песков. Дальность переноса тоже сказывается на повышении кварцевости осадков, однако, как показали последние исследования литологов, дальность переноса не столь существенный фактор по сравнению с *многократностью* циклов мобилизации и перееотложения одного и того же материала. При этом осуществляется так называемое минералогическое вызревание осадочного вещества, а мономинеральные осадки именуют минералогически зрелыми.

Когда изучают осадки, возникает проблема реконструкции первичных (материнских) пород. Как определить источники сноса обломков, если 99 % их сложены кварцем?

Немногим более 30 лет назад задачу определения источников сноса по типоморфным признакам этого минерала решил в своей докторской диссертации, а потом в монографии 1978 г. «Кварц песчаных пород» И. М. Симанович. Он показал, что кварцы из до-

Таблица 6.3

Ассоциации минералов-индикаторов и породы питающей провинции (по В. П. Батурину, 1947)

Ассоциация минералов-индикаторов		Породы питающей провинции
в тяжелой фракции	в легкой фракции	
Циркон, биотит, сфен, апатит	Кварц, полевые шпаты (альбит, олигоклаз, микроклин, ортоклаз), мусковит	Граниты, гранодиориты
Пироксены, роговые обманки	Обломки основной массы эффузивов, основные плагиоклазы	Основные и средние эффузивы
Дистен, ставролит, силлиманит, гранат	Много кварца с волнистым и мозаичным погасанием	Формации метаморфических пород
Пироксены, шпинель (главным образом пикотит), хромит	Обломки основной массы эффузивов, основные плагиоклазы, змеевик	Ультраосновные породы
Циркон, рутил, гранат, турмалин*	Преобладание кварца (не обязательно)	Осадочные породы, группы кластических, главным образом древние или сформировавшиеся в обстановке интенсивного выветривания

\* Эти минералы, заимствующиеся из материала, испытавшего переотложение, возможно, неоднократное, названы группой устойчивых минералов. Они наиболее стабильны в обстановке выветривания и поэтому наряду с ильменитом встречаются почти во всех осадочных породах. Особенно характерны для древних осадков.

кембрийских и мезозойских гранитоидов, из гидротермальных жил, вулканитов и из различных метапород различаются спецификой дислокаций своих кристаллических решеток, обилием или отсутствием газовой-жидких включений и составом микровключений (слюд, рутила, сфена, циркона, апатита и других минералов) либо отсутствием таковых. Эта методика была успешно апробирована на конкретных природных объектах, однако она не нашла широкого применения, поскольку нуждается в углубленных познаниях специфики кристаллографии и минералогии.

Геологи продолжают традиционно решать вышеназванную задачу иначе — с помощью изучения состава «тяжелых фракций»

Таблица 6.4

**Основные петрографические типы питающих провинций  
и их минералы-индикаторы** (по М. Г. Бергеру)

Петрографический тип [обозначение]	Преобладающий класс и тип пород	Типоморфные минералы-индикаторы
Гранитоидный (салический) [a]	Кислые, средние и щелочные магматические и подобные им по составу породы и связанные с ними пегматиты, пневматолито-гидротермальные и контактово-метасоматические образования	Кварц, калишпаты, кислые плагиоклазы, мусковит, биотит, роговая обманка, щелочные амфиболы и пироксены, циркон, турмалин, апатит, монацит, ксенотим, касситерит, топаз, титанит, флюорит
Базитовый (мафический) [b]	Основные и ультраосновные магматические и подобные им по составу породы и связанные с ними поздне- и постмагматические и контактово-метасоматические образования	Основные плагиоклазы, пироксены, оливин, хромит, шпинель, магнетит, титаномагнетит, ильменит, пироп
Метаморфический [m]	Разнообразные по составу кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, кварциты и другие породы различных зон и типов регионального и локального метаморфизма	Кварц, кианит, ставролит, силлиманит, андалузит, тремолит, актинолит, глаукофан, минералы группы эпидота, алмандин, хлоритоид, корунд
Осадочный [s]	Древние осадочные породы различного состава	Переотложенные кварц (особенно показательны переотложенные зерна регенерированного кварца), глауконит, кальцит, доломит, циркон, рутил, турмалин, барит, анатаз и др.

тонкопесчаной или крупноалевритовой размерности (способ их выделения см. в подразд. 6.2). Это акцессории, но они в своих типоморфных признаках содержат много ценной информации. Например, если такие очень твердые и стойкие к химическим воздействиям минералы, как циркон или турмалин, обнаруживают признаки окатанности, то их источниками, несомненно, были древние осадочные породы (потому что в мелких фракциях, переносимых водными течениями преимущественно во взвеси, и в течение одного цикла седиментации отшлифовать эти минералы не удалось бы). Если они имеют вид правильно ограненных кристаллов, значит, попали в осадок из интрузивных либо метапород. А из каких именно пород они извлечены — можно решить, оценивая присущие «тяжелой фракции» минеральные парагенетические сообщества и сравнивая их с известными петрологами сообществами акцессориев в гранитах, диоритах, габбро, различных гнейсах и других породах. К такому методическому приему прибегнул в 30—40 гг. XX в. советский литолог В. П. Батурин (табл. 6.3), а в конце XX в. данное направление исследований у нас же в стране развил М. Г. Бергер в книге 1986 г. «Терригенная минералогия» (табл. 6.4).

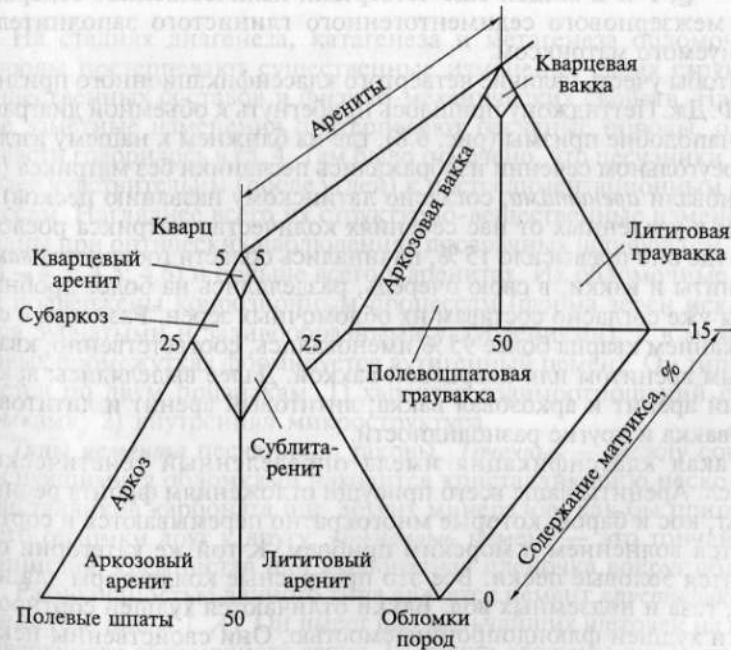


Рис. 6.8. Классификация песчаников (по Ф. Дж. Петтиджону)



Большой научной заслугой В. П. Батурина было введение понятия о *терригенно-минералогических провинциях* — областях развития одновозрастных осадочных пород, каждая из которых характеризуется одинаковым комплексом обломочных минералов (породообразующих либо акцессорных, из тяжелой фракции). Любая такая провинция имела свой собственный источник поступления обломочного материала — свою так называемую питающую провинцию. Она в древних осадочных образованиях не сохранилась, будучи полностью денудированной, но после того, как геолог откартировал какую-то пачку песчаных пород на значительной площади и выявил в ее пределах две или несколько терригенно-минералогических провинций, исследователь может наметить с достаточной степенью надежности местонахождение соответствующих питающих провинций и показать их на палеогеографической схеме. Такое построение будет иметь не только научный, но также инновационный интерес для прогноза вероятного местонахождения древних россыпей и коренных источников соответствующих им руд.

Из всего этого очевидно значимость вещественной классификации обломочных пород. В англоязычной литературе принцип такой же классификации отличен тем, что помимо трех параметров —  $Q$ ,  $F$  и  $L$  введен еще четвертый: количественное содержание межзернового седиментогенного глинистого заполнителя, именуемого матриксом.

Чтобы учесть наличие четвертого классификационного признака, Ф. Дж. Петтиджону пришлось прибегнуть к объемной диаграмме, наподобие призмы (рис. 6.8), где на ближнем к нашему взгляду треугольном сечении изображались песчаники без матрикса (их именовали *аренитами*, согласно латинскому названию песков), а затем в удаленных от нас сечениях количество матрикса росло и там, где оно превысило 15 %, начинались области господства *вакк*. Арениты и вакки, в свою очередь, разделялись на более дробные виды уже согласно составам их обломочных зерен. Разности с содержанием кварца более 95 % именовались, соответственно, кварцевым аренитом или кварцевой ваккой. Далее выделялись: аркозовый аренит и аркозовая вакка; литовый аренит и литовая граувакка и другие разновидности.

Такая классификация имела определенный генетический смысл. Арениты чаще всего присущи отложениям фронта речных дельт, кос и баров, которые многократно перебиваются и сортируются волнением и морским прибоем. К той же категории относятся эоловые пески. Все это прекрасные коллекторы для нефти, газа и подземных вод. Вакки отличаются худшей сортировкой и худшей флюидопроницаемостью. Они свойственны некоторым породам пролювия, а также морским отложениям турбидных потоков, формирующих флишевые комплексы. Именно

такими были изначально названные граувакками палеозойские породы Гарца.

Схема Ф. Дж. Петтиджона вопреки ее очевидным достоинствам у нас не прижилась по одной лишь причине. В открытых поровых промежутках аренитов при катагенезе усиленно формируются разные аутигенные минералы, включая глинистые (хлориты и иллиты), которые образуют постседиментационный цемент. Отличить его от седиментогенного матрикса можно только с помощью электронного микроскопа (матрикс хаотичен, а у цемента листоватые глинистые минералы группируются упорядоченно, создавая определенную архитектуру межзернового заполнения, см. рис. 4.4), реже — с помощью максимальных увеличений поляризационного микроскопа (см. рис. 4.3).

Такая диагностика доступна только опытному профессионалу-литологу. Из-за этого основное требование к рабочей классификации — общедоступность для всех геологов — в схеме Ф. Дж. Петтиджона не обеспечено. Тем не менее схема весьма полезна при исследовании коллекторских свойств обломочных пород в нефтегазовой геологии.

#### 6.4. Постседиментационные преобразования

На стадиях диагенеза, катагенеза и метагенеза обломочные породы претерпевают существенные изменения своих структур, вещественных составов и физико-механических свойств. Наиболее заметные изменения претерпевают песчаные породы, о чем отчасти говорилось в гл. 4. Там было отмечено, что песчаники наиболее чувствительны (после углей) к постседиментационным процессам. Нагляднее всего их структурно-вещественные изменения видны при оптических наблюдениях прозрачных шлифов (см. рис. 4.1 — 4.3; 4.5; 4.6) и больше всего в аренитах. Их обломочные зерна подвержены коррозионным процессам (форма зерен искажается зубчатыми и заливообразными углублениями), а в межзерновых промежутках формируется аутигенный цемент. Он типизируется по двум признакам: 1) характер взаимоотношений с обломками; 2) внутренняя микроструктура.

*Типы цемента* песчаников таковы. *Точечный* — между соприкоснувшимися обломками находится кристаллик либо несколько кристалликов карбоната или других минералов, как бы припаявшего обломки друг к другу. *Пленочный* цемент — это тончайшая глинистая, кремнистая или карбонатная пленочка вокруг обломка. Разновидностью данного типа является цемент *крустификационный* (см. рис. 4.1, А). Он имеет вид мельчайших щеточек на всей поверхности обломочного зерна. Щеточки сложены либо листочками хлорита, гидрослюда, либо удлиненными кристалликами

фторapatита, кварца и других минералов. В случае сплошного заполнения аутигенными веществами межзерновых промежутков цемент именуется *поровым* (см. рис. 4.6, *А*), а если при этом обломки сильно рассредоточены и количество цемента приближается к 40—45 % от всего объема породы, то он называется *базальным* (см. рис. 5.2).

Здесь следует заметить, что поровым или базальным цемент именуется в тех случаях, когда его минеральные индивиды своими размерами не превышают размеры обломков. Это может быть либо аморфное вещество (опал, фосфат — коллофан), либо каркас из хорошо окристаллизованных глинистых частиц (с пелитовой микроструктурой), либо микро- и мелкокристаллические агрегаты кварца, кальцита, доломита, сидерита, цеолитов и других минералов.

В некоторых случаях — при диагенезе или в начале стадии катагенеза, когда порода еще не уплотнена или уплотнена слабо, крупные кристаллы (величиной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) аутигенного гипса либо кальцита, барита, флюорита могут прорасти сквозь каркас из песчинок, как бы поглощая их и вбирая внутрь кристалла. Такой цемент именуется *цементом прорастания*, или *пойкилитовым*. Его отличия от порового и базального типов легко выявляются с помощью поляризационного микроскопа — наблюдениями шлифа при включенном анализаторе и вращении предметного столика. Тогда все поле зрения или его части будут попеременно угасать и просветляться, обозначая площади среза кристаллов, поглотивших более мелкие обломочные частицы.

Еще один часто встречаемый в аренидах тип цемента — *регенерационный* (см. рис. 4.2). О нем и процессах его возникновения достаточно много сказано в подразд. 4.2.3 о катагенезе. На подстадии глубокого катагенеза регенерационные структуры песчаников бывают так тесно связанными с гравитационно-коррозионными структурами: уходящие в раствор компоненты реализуют себя по соседству (в участках относительно меньшего давления) в виде аутигенных наростов. Но источник вещества их может быть и иным (например, из прослоев глин или опок). А потому данные структуры бывают свойственны не всегда только глубокому катагенезу. Они иногда присущи начальному катагенезу и даже диагенезу. Массовая регенерация способствует резкому усилению крепости обломочной породы и снижению ее проницаемости для водных и газовых флюидов.

В одном и том же песчанике могут сосуществовать от двух до четырех типов цемента, сформированных в разное время. Этапность их формирования и увязку с геологическими событиями обеспечивает специфический стадийный анализ (см. ч. III).

Последний тип скрепления каркаса из обломочных зерен — бещементный. Это так называемая цементация вдавливанием (см.

рис. 4.1, *Б—Г*) с сопутствующими ей *микроструктурами гравитационной коррозии* обломков: *конформными* (выпукло-вогнутыми), *инкорпорационными* (клиновидными) и *микростилолитовыми* (пильчатými). Все они подробно охарактеризованы выше (см. подразд. 4.2.3).

*Признаки начала стадии метагенеза* фиксируются в таких переплотненных или крепко сцементированных песчаниках (аренидах) очень четко. Главный признак — *структуры рекристаллизации* или *рекристаллизационно-грануляционного бластеза* на границах регенерированных и вдавленных друг в друга кварцевых обломков (см. рис. 4.5, 4.6). Механизм и условия их возникновения см. в подразд. 4.2.4. Вместе с бластическими структурами формируются так называемые *шиповидные* (см. рис. 4.3) и *бородатые* (см. рис. 4.1, *Д*) микроструктуры. Они возникают как результат глубокого вставания аутигенных слюд или хлоритов внутрь обломков кварца и полевых шпатов. От крустификационных цементов отличаются тем, что первые разрастались от поверхностей зерен во внешнее пространство, а шиповидные — устремлены внутрь зерна. Бородатыми Н. В. Логвиненко назвал такие вроски слюд, которые ориентированы однонаправленно, поперек вектора сжатия. Они развиваются под влиянием  $P_{st}$  в складчато-надвиговых областях.

Вместе с этими новообразованиями на стадии метагенеза широко развиты процессы краевого окварцевания, а также альбитизации обломочных полевых шпатовых зерен; полного разрушения чешуй терригенного биотита и сильной хлоритизации или эпидотизации обломков пироксенов и амфиболов. Псаммитовые микроструктуры у большинства ПК искажаются коррозионно-бластическими процессами, из-за чего порода, воспринимаемая зрительно как песчаник определенного гранулометрического класса, при микроскопическом ее описании может называться *металесчанником* (см. рис. 4.1, *Д, Е*; 4.12).

Итог: наблюдая постседиментационные изменения песчаных пород в мощных и однообразно построенных терригенно-глинистых толщах, исследователи Н. В. Логвиненко, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, И. М. Симанович и другие литологи фиксировали определенную зональность прогрессирующих структурно-вещественных изменений сверху вниз по разрезу толщи, на основании чего ими фиксировалась стадийность катагенеза и метагенеза (см. гл. 4). Однако при этом сравнивались между собой и имелись в виду только те песчаные отложения, которые были изначально промыты от межзернового глинистого заполнителя. Прочие глинистые пески (вакки) преобразуются не контрастно. Их глинистый матрикс претерпевает трансформации — такие же, как и вещество соседних пластов глин (см. гл. 8), однако выявляются эти малозаметные преобразования в основном только рентгенострук-



турными, электронно-микроскопическими и другими прецизионными методами.

В завершение можно добавить, что на стадиях ката- и метазенеза первичное вещество (седиментофонд) песчаных осадков служит главным источником для многих аутигенных новообразований, а потому песчаникам разных видов (согласно их вещественной классификационной схеме) будут отвечать неодинаковые сообщества аутигенных минералов в цементе и во включениях. Н. В. Логвиненко, А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов назвали сообщества аутигенных минералов, принадлежащие конкретному вещественному виду песчаника, *минеральными фациями* ката- и метазенеза. Например, мономинеральным кварцевым породам свойственны такие аутигенные компоненты: опал, халцедон, кварц и каолинит, трансформируемый при метазенезе в диккит. Литокластовым грауваккам свойственны: хлориты и иллиты, трансформируемые при метазенезе в серицит, а также кварц. Вулканомиктовым грауваккам — помимо вышеназванных минералов, свойственны цеолиты, альбит, эпидот, пренит. А аркозам сопутствуют иллиты, хлориты, кварц, альбит и иногда (при наличии обломочного среднего плагиоклаза) кальциевый цеолит — ломонтит, эпидот и сфен. В список не включались аутигенные карбонаты и сульфиды, которые присутствуют везде и причинно обусловлены не только особенностями седиментофонда, но многими внешними факторами (трансформации ОВ, привнос флюидами из соседних пластов и пр.).

Знание и учет особенностей постседиментационных изменений песчаных пород абсолютно необходимы для грамотных палеогеографических реконструкций. Например, коррозионные и регенерационные структуры могут быть ошибочно сочтены за якобы плохую окатанность песчаных зерен. Аутигенный глинистый цемент, также ошибочно принятый за исходный матрикс, может стать источником неправильной информации о изначальном седиментофонде и о геохимической обстановке дна бассейна седиментации. Кроме того, понимание закономерности минерально-структурных изменений песчаных пород может дать ответ на многие вопросы о причинах обретения ими конкретных инженерно-геологических свойств, о водоносности и процессах изменения экологической среды. Поэтому кропотливые петрографические описания шлифов песчаников должны быть непременным спутником всех видов геологических работ.

## Глинистые (глиняные) породы

### 7.1. Определение, распространенность, генезис

Глинистые (глиняные) породы — самые распространенные (свыше 40 %) осадочные породы. Они состоят в основном из частичек слоистых силикатов — глинистых минералов: *каолинита*, различных *сметтитов* (*монтмориллонита*, *бейделлита*, *нонтронита*, *сапонита* и др.), *гидрослюд* (именуемых в англоязычной литературе *иллитами*), различных *хлоритов*; реже ленточных силикатов (*пальгорскита*, *сепиолита* и др.). Размер глинистых частиц, как правило, близки к 0,001 мм и меньше (исключения известны для более крупных пластин преимущественно каолинита — с наиболее прочными связями ионов в его кристаллической решетке). Образованная ими структура именуется *пелитовой* (от греч. *pelos* — глина).

Особо подчеркнем, что *главным критерием принадлежности пород к классу глинистых служит не размерность, но состав компонентов*. Технически можно измельчить любые минералы до пелитовой размерности, но при этом получится, по образному сравнению М. С. Швецова, пудра — тонкий порошок, лишенный главного свойства глины: *пластичности* при размокании. Такое свойство придают породе агрегаты глинистых минералов с присущими только им особенностями структуры кристаллических каркасов.

Глинистые породы, подобно обломочным, подразделяются по вещественному составу на *мономинеральные*, *олигомиктовые* и *полимиктовые*, именуемые соответственно названиям преобладающих глинистых минералов. Но абсолютно мономинеральные породы представляют собою минералогическую редкость. В большинстве своем они содержат различные примеси. В качестве примесей могут присутствовать обломочные зерна кварца, полевых шпатов, слюд и других минералов, а также ОВ и аутигенные минералы (карбонаты, цеолиты, фосфаты, сульфаты, сульфиды, оксиды и др.). Эти примеси нередко влияют на окраску породы: оксиды железа обуславливают красные тона, ОВ — коричневато-бурые или черные. Некоторые глинистые минералы (например, глауконит и хлориты) имеют собственный зеленый цвет. В сочетании с примесями микрорекристаллического золотисто-желтого аутигенного пирита они придают породам характерный синеватый оттенок окрасок, который типичен, например, для глины кембрийского возраста в Ленинградской области.

Глинистые минералы возникают преимущественно в процессе химического выветривания или (реже) гидротермальной переработки различных пород на суше и на дне морских водоемов, а затем они переоткадываются водными потоками, льдом или ветром, формируя слои глинистых отложений. По степени их уплотнения выделяют: *глинистые илы* — водонасыщенные осадки с пористостью свыше 80—90%; *глины* — породы с пористостью около 80—40%, которые обладают наиболее отчетливо выраженным свойством пластичности; *уплотненные глины*, размокающие только через несколько часов после смачивания, и неразмокающие в воде *аргиллиты*, имеющие пористость от 5 до 2%.

Последние формируются из глин, погруженных на глубины не менее 2—4 км, где температуры приближаются к 80—120 °С. Глинистые частицы при этом сближаются настолько тесно, что их удерживают в связанном состоянии межмолекулярные силы. Вместе с тем в вышеупомянутых термобарических условиях у уплотненных глинистых пород меняются вещественные составы значительной части компонентов исходного осадка. В их кристаллических решетках осуществляется замена отдельных катионов на иные, обладающие, как правило, меньшими ионными радиусами сравнительно с вытесненными частицами; а из межслоевых промежутков кристаллических решеток удаляются молекулы связанной воды и ОВ. Такие минеральные преобразования, происходящие без фазовых переходов и с сохранением общей «архитектуры» кристаллического каркаса глинистой частицы, именуется *трансформациями*, о которых кратко рассказано в гл. 4.

## 7.2. Краткая характеристика породообразующих минералов

Для того чтобы лучше представить себе процессы формирования и изменения глинистых пород, обратимся к основам кристаллографии и минералогии слоистых силикатов. Вспомним об архитектуре кристаллических решеток глинистых минералов. Их основными «строительными микроблоками» служат кремнекислородные тетраэдры и алюминиево-кислородно-гидроксильные либо магниевые-кислородно-гидроксильные октаэдры. Тетраэдры и октаэдры через общие анионы  $O^{2-}$  либо  $(OH)^-$  выстраиваются в слои (рис. 7.1) либо в поясные ленты. Комбинации тетраэдрических и октаэдрических слоев образуют пакеты, различные по своему устройству для различных семейств глинистых минералов.

Проще всего устроены пакеты минералов семейства *каолинита*: они двухслойны (рис. 7.2, А). Каждый тетраэдрический слой через общие анионы  $O^{2-}$  структурно связан со слоем октаэдрическим. В центре каждого тетраэдра располагается катион  $Si^{4+}$ , а внутри

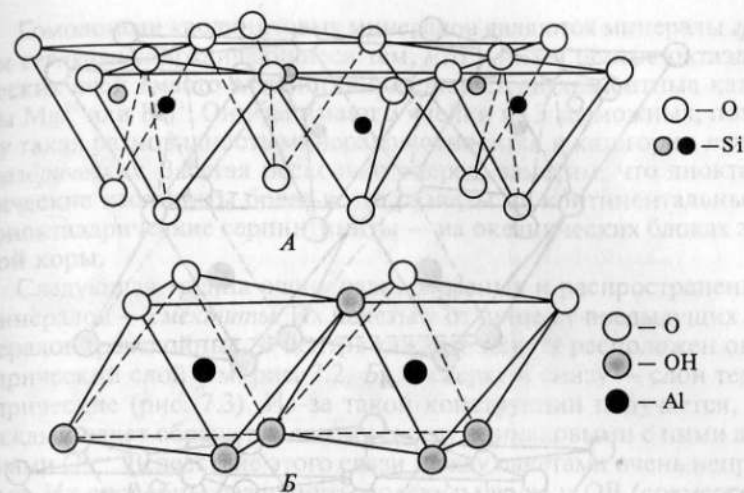


Рис. 7.1. Схема строения тетраэдрического (А) и октаэдрического (Б) слоев в структуре слоистых силикатов

каждых двух из трех октаэдров помещается  $Al^{3+}$  (каждый третий октаэдр остается незаселенным, отчего данная разновидность минералов именуется *диоктаэдрической*). Пакеты каолинита чередуются между собой таким образом, что группы  $(OH)^-$  основания октаэдрического слоя находятся напротив анионов  $O^{2-}$  вершин тетраэдров нижележащего пакета. Расстояния между ними очень небольшие — немногим больше  $2\text{Å}$  при общем параметре каолинитовой решетки — ее межслоевым расстоянием около  $7\text{Å}$  (напомним, что  $1\text{Å}$  — *ангстрем* равен  $10^{-10}$  м, или  $10^{-7}$  мм; в настоящее время вместо упомянутой меры в физике используют *нанометры* ( $1\text{ нм} = 10^{-6}$  мм), однако таблицы для расчетов межплоскостных расстояний методами лабораторных рентген-дифрактометрических анализов и градуировки приборов издавна опубликованы в ангстремах, и литологи-глинщики по традиции продолжают пользоваться данной единицей измерения). Так, на столь мизерных расстояниях между вышеупомянутыми пакетами их объединяют и прочно удерживают известные физикам силы ближнего действия — так называемые водородные связи. По этой причине кристаллы каолинита бывают наиболее правильно ограниченными и вырастают зачастую на несколько порядков крупнее чешуек иных глинистых минералов.

Родственники каолинита — *диксит* и *накрит*, имеющие одинаковые с ним химические формулы, отличаются определенными разворотами пакетов друг относительно друга вокруг кристаллографической оси «с», подобно тому, как на иголку нанизывают



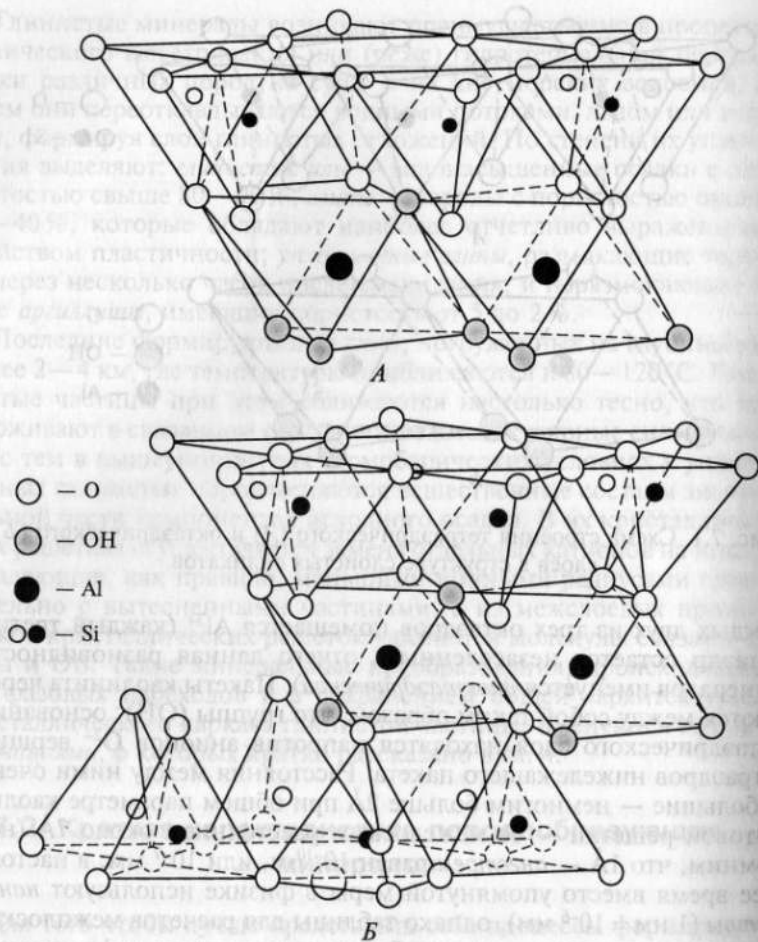


Рис. 7.2. Пакеты слоистых силикатов:  
 А — двухслойных; Б — трехслойных

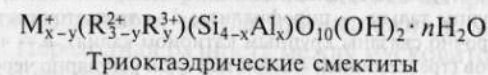
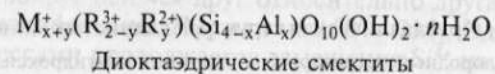
картонные карточки, попеременно поворачивая их в разные стороны. Такое свойство изменений кристаллической решетки именуется *политипией*, т. е. диксит и накрит — это политипные модификации каолинита. Для их формирования требуется тепловая активизация ( $T > 200^\circ\text{C}$  на стадии метagenеза либо при эндогенно-гидротермальном прогреве породы).

Имеется еще один «родственник» этих минералов — *галлуазит*, у которого межплоскостное расстояние больше  $7\text{\AA}$ , и туда помещаются молекулы  $\text{H}_2\text{O}$ . Этот минерал бывает развит в корях выветривания по пирокластическим осадкам кислого состава.

Гомологами каолиновых минералов являются минералы группы *серпентина*, отличающиеся тем, что у них в центре октаэдрических ячеек вместо алюминия поселились двухвалентные катионы  $\text{Mg}^{2+}$  или  $\text{Fe}^{2+}$ . Они занимают 3 ячейки из 3 возможных, поэтому такая разновидность минералов относится к категории *триоктаэдрических*. Забегая несколько вперед, заметим, что диоктаэдрические каолиниты более всего развиты на континентальных, а триоктаэдрические серпентиниты — на океанических блоках земной коры.

Следующая группа очень разнообразных и распространенных минералов — *сметиты*. Их пакеты в отличие от предыдущих минералов трехслойные. В центре каждого пакета расположен октаэдрический слой (см. рис. 7.2, Б), а сверху и снизу — слои тетраэдрические (рис. 7.3). Из-за такой конструкции получается, что каждый пакет обращен к своему соседу одинаковыми с ними анионами  $\text{O}^{2-}$ . Вследствие этого связи между пакетами очень непрочные. Их способны раздвинуть молекулы воды и ОВ (совместно с так называемыми «обменными» катионами —  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и др.). Такие кристаллические решетки называются лабильными. Межплоскостные расстояния у них колеблются в пределах  $10\text{--}17\text{\AA}$ . Именно таким строением кристаллических решеток обусловлено главное физическое свойство сметитовых глин: их сильная разбухаемость при смачивании. Разновидностей сметитовых минералов известно много по двум причинам. Во-первых, в зависимости от заселения октаэдров трех- либо двухвалентными катионами, сметиты бывают диоктаэдрическими (преобладают в природе) и триоктаэдрическими. Во-вторых, в октаэдрах и иногда в тетраэдрах катионы замещают друг друга:  $\text{Al}^{3+} \text{—} \text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+} \text{—} \text{Fe}^{2+}$ , и наоборот;  $\text{Si}^{4+} \text{—} \text{Al}^{3+}$  и др. Это свойство именуется *изоморфизмом*. Благодаря ему сметиты представлены многими изоморфными разновидностями: диоктаэдрическими — *монтмориллонитами* глиноземистыми, глиноземисто-железистыми и железисто-глиноземистыми, а также целиком железистыми разновидностями, именуемыми *нонтронитами*; а также триоктаэдрическими — разнообразными *сапонитами*.

Структурные формулы этих сметитов представлены в работе В. А. Дрица и А. Г. Коссовской (1990) следующим образом:



Здесь буква  $\text{M}^+$  обозначает одновалентные катионы, символ  $\text{R}^{3+}$  — трехвалентные катионы, обычно представленные  $\text{Al}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , а  $\text{R}^{2+}$  — двухвалентные —  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ .

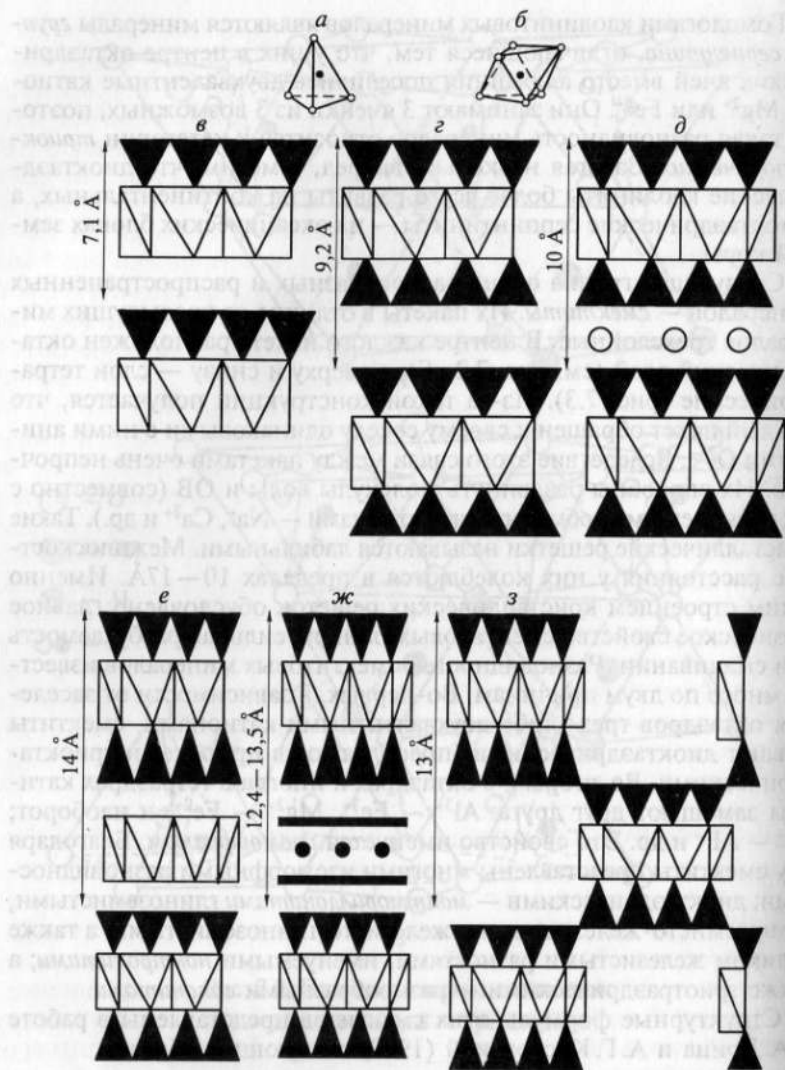


Рис. 7.3. Кристаллическая структура глинистых минералов:

*a* — кремнекислородный тетраэдр; *б* — алюминиево-гидроксильный октаэдр; *в* — двухсеточная структура группы каолинита — серпентинита; *г* — трехсеточная структура группы талька — пиррофиллита; *д* — трехсеточная структура группы слюд (слои прочно связаны крупным катионом калия); *е* — четырехсеточная структура хлоритов (трехсеточный слюдястый слой регулярно чередуется с октаэдрической бруситовой сеткой); *ж* — трехсеточная подвижная структура смектитов — монтмориллонитов (межслоевое пространство вмещает много разных катионов и полярные молекулы воды); *з* — ленточно-слоистая структура магнезиальных силикатов — палыгорскита — сепиолита

Все перечисленные разновидности смектитов под микроскопом неотличимы друг от друга. Можно лишь констатировать, что смектиты среди глинистых минералов — единственные, обладающие очень низкими показателями преломления (ниже, чем у канадского бальзама, либо ненамного выше). Интерференционные окраски их — желтые 1-го порядка, угасания прямые. Точную диагностику этих минералов могут обеспечить только рентгеноструктурные и микронзондовые анализы.

*Гидрослюды* — *диоктаэдрические* (родственники мусковита — иллиты) и *триоктаэдрические* (гомологи биотитов), распространены так же широко, как и смектиты. Они тоже имеют 3-слойные решетки, но их конструкции стабильные, с межплоскостными расстояниями в 10, 1 Å. Стабильность обеспечивается межслоевыми катионами  $K^+$ . Они располагаются напротив каждого 4-го или 3-го тетраэдра, в котором центральный катион  $Si^{4+}$  изоморфно замещен на  $Al^{3+}$ . Возникший при этом дефицит зарядов сбалансирован зарядами катионов калия (см. рис. 7.3).

В октаэдрических слоях гидрослюды, как и у смектитов, развит изоморфизм. В соответствии с ним выделяются разновидности *железистых слюд*. При высоких содержаниях  $Fe^{3+}$  (до 27%) и  $Fe^{2+}$  (до 2—7%) образуется широко распространенная в осадочных породах разновидность диоктаэдрической гидрослюды — *глауконит*. Родственный ему минерал, но с преобладанием над железом катионов  $Mg^{2+}$ , именуется *селадонитом*.

Избранные формулы упомянутых минералов следующие (В.А. Дриц, А.Г. Коссовская, 1991):

$KAl_2[Si_3Al]O_{10}(OH)_2$	слюда-мусковит
$K_{0,7}(Al_{1,5}Fe_{0,2}^{3+}Mg_{0,3})[Si_{3,6}Al_{0,4}]O_{10}(OH)_2$	один из иллитов
$K_{0,8}(Al_{0,5}Fe_{1,0}^{3+}Fe_{0,1}^{2+}Mg_{0,5})[Si_{3,7}Al_{0,3}]O_{10}(OH)_2$	глауконит
$K_{0,9}(Al_{0,3}Fe_{0,8}^{3+}Fe_{0,2}^{2+}Mg_{0,7})[Si_4O_{10}]O_{10}(OH)_2$	селадонит

Слюдам свойственна политипия. Седиментогенные иллиты, у которых пакеты ориентированы параллельно один под другим, относятся к политипной модификации 1Md. Тепловая активизация при глубинном катагенезе и метагенезе приводит к вращению пакетов вокруг оси «с» друг относительно друга на  $\pm 120^\circ$  — политипная модификация 2M<sub>1</sub> или на  $\pm 60^\circ$  — 2M<sub>2</sub>. Одновременно с этими процессами продолжается замещение  $Si^{4+}$  на  $Al^{3+}$  в тетраэдрах и увеличивается содержание  $K^+$  вплоть до формирования слюды-мусковита, которая всегда принадлежит к модификации 2M<sub>1</sub> либо 2M<sub>2</sub>. Переходная разность между мусковитом и иллитом именуется *серицит* (тоже 2M<sub>1</sub>).

В минералогических справочниках написано о том, что трансформации иллит — серицит — мусковит сопровождаются повышением яркости интерференционных окрасок: от светло-желтых че-



рез оранжевые до красных и сине-зеленых. Однако в микрзернистых агрегатах глинистых частиц, которые мельче толщины шлифа (а потому эффект интерференции здесь занижен) установить точно вышеупомянутые переходы не представляется возможным. Здесь так же, как и для диагностики смектитов, необходимы прецизионные лабораторные методики. Однако отличить слюды от смектитов легко по весьма высоким показателям преломления у первых из них (выше, чем у кварца).

Добавим к вышесказанному, что довольно легко диагностируются *глаукониты* благодаря их ярко-зеленому цвету, затмевающему цвета интерференции (почти одинаково зеленым агрегат выглядит при выключенном анализаторе и при скрещении николей), а также благодаря эффектам агрегатной поляризации, при которых комочек аутигенного глауконита, состоящий из многих тысяч сросшихся между собой и разно ориентированных минеральных частичек, в скрещенных николях не обладает эффектом «угасания» при полном обороте предметного столика микроскопа. Вместе с тем *селадонит* от глауконита оптически не отличим.

Седиментогенные *хлориты*, так же как и глаукониты, обладают зелеными (обычно менее яркими) окрасками, но при скрещении николей хлориты становятся совсем малозаметными из-за крайне низких (темно-серых) интерференционных цветов. Показатели преломления их высокие, угасания прямые. Строения кристаллических решеток наиболее сложные — многослойные (см. рис. 7.3). Трехслойные пакеты у хлоритов расклиниваются вместо калиевых катионов (свойственных слюдам) целым слоем октаэдров с двух- или трехвалентными катионами ( $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ) в центральных позициях. В соответствии с этим разнообразие минеральных видов хлоритов едва ли не максимальное сравнительно с остальными минералами глин. Выделяются диоктаэдрические, триоктаэдрические и смешанные ди-, триоктаэдрические их разновидности; а по составу катионов — существенно железистые, магнетизальные и переходные между ними хлориты.

Между смектитами и гидрослюдами, а также смектитами и хлоритами существует множество переходных разновидностей, именуемых *смешанослойными минералами*. В кристалле смешанослойного минерала чередуются пакеты смектитовые (лабильные) с пакетами иллитовыми либо хлоритовыми (стабильными). В тех случаях, когда лабильных и стабильных пакетов содержится равное количество (50 % на 50 %), минералы получили индивидуальные названия: слюда-смектиты — *ректориты*, хлорит-смектиты — *корренситы*. Через фазы ректоритов и корренситов проходят смектиты на стадиях катагенеза, по мере своего трансформирования в слюды либо в хлориты неразмокающих аргиллитов.

Завершая минералогический обзор, несколько слов надо сказать и о реже встречаемых минералах *сепиолит-пальгорскитовой*



Рис. 7.4. Электронно-микроскопические фотографии кристаллов пальгорскита (по Л. Г. Рекшинской)

группы (в составе вещества некоторых кор выветривания, а также океанических и морских глин). В структуре кристаллической решетки этих минералов тетраэдры и октаэдры структурированы не послойно, а ленточно, следствием чего является игольчатый и волосовидный облик этих минералов в электронно-микроскопических препаратах (рис. 7.4).

### 7.3. Условия седиментации

Исходное глинистое вещество осадка (не трансформированное глубинным катагенезом) принадлежит к числу ценных индикаторов палеогеографических и палеоклиматических обстановок седиментации. Это обусловлено тем, что глинистые минералы в зоне осадкообразования очень чутко реагируют на изменения pH и Eh окружающей среды. Так, в зоне гипергенеза кислая среда способствует выносу из породного субстрата в первую очередь легкоподвижных щелочей и щелочноземельных элементов, а малоподвижный  $Al_2O_3$  соединяется с  $SiO_2$  в каолинит либо родственный ему галлуазит. В их кристаллических решетках количества Al и Si приблизительно равны; иные примеси, кроме гидроксильной, не типичны. Формула минералогически чистого каолинита —  $Al_2[Si_2O_5](OH)_4$ , или  $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ , что отвечает содержанию:  $SiO_2 = 46,54\%$ ,  $Al_2O_3 = 39,50\%$ ,  $H_2O = 13,96\%$ . Каолиновая кора выветривания свойственна жаркому гумидному (т.е. очень влажному) климату, при котором буйно развивается раститель-

ность, а листопады и гибнущие растения насыщают почву гумусом, что резко снижает рН вследствие образования там различных органических кислот (гуминовых, фульвокислот и др.). Подробнее к этому вопросу мы вернемся ниже в разделе о латеритных корах выветривания.

Кислотная среда развивается в условиях не обязательно жаркого, но умеренного и холодного влажного климата в почве торфяников и на дне зарастающих тростниками и заиляющимися озерами — их осадкам свойственна перенасыщенность гуминовыми соединениями, как и в вышеупомянутых корах выветривания. В результате угольные пласты (возникшие в процессе катагенеза торфяных осадков) всегда подстилаются каолинизированными породами; а нередко они сочетаются с кондиционными каолиновыми глинами — ценным сырьем для производства фарфора и огнеупорным материалом.

Смектиты, будучи антагонистами каолинитов, генерируются в щелочных обстановках. Таковые наблюдаются при аридном климате в зонах гипергенеза, в соленых озерах и лагунах, а также на дне всех морей и океанов, где смектиты распространены особенно широко.

Вместе с тем не следует считать, что каолинит отсутствует в морских осадках. Он туда приносится ветром и речными водами, размываемыми почвы и коры выветривания суши. Однако этот минерал «чувствует себя» в щелочной среде неуютно, о чем свидетельствует его облик на электронно-микроскопических снимках. В наземных корах или почвах угольных пластов аккуратные шестигранные пластинки каолинита сростаются в относительно крупные агрегаты в виде «столбиков монет» или червеобразных «гармошек» и имеют размеры, зачастую намного превышающие границы пелитовой фракции (в отдельных случаях до 0,1 мм и более). А в морских осадках каолинитовая примесь состоит из деформированных пластинок с расщепленными и рваными краями; хорошо ограненные кристаллы встречаются только внутри норков червей-илоедов, где обилие ОВ создавало «точечные» очаги понижения рН на фоне общей щелочной среды.

В целом можно утверждать, что каолинит (и его политипные разновидности — галлуазит, диккит и накрит) представляют собой минерал (минералы) континентальных блоков земной коры, а в окраинно-морских и океанских осадках он всего лишь аксессуар. Зато там господствуют очень разнообразные смектиты. Их генезис тоже различен.

Во-первых, здесь присутствует много переотложенных (из кор выветривания, из более древних эродированных осадочных толщ или из солеродных бассейнов и др.) частиц глиноземистых монтмориллонитов, которые сравнительно с прочими глинистыми минералами обладают наилучшей плавучестью, и потому далеко раз-

носятся морскими течениями, а потом посредством организмов-фильтраторов осаждаются в виде агрегатных комочков на дно бассейна в достаточно глубоководных, гидродинамически застойных условиях.

Во-вторых, разновидность в основном мелководно-морских и лагунных смектитов формируется хемогенным способом за счет осевшего на дне вулканического пепла, в процессе *гальмиролиза* (Б. Т. Фролов, 1992; 1995), в обстановках крайне замедленных темпов осадконакопления (так называемых седиментационных пауз, когда за длительное время, иногда на протяжении сотен лет, осадок не перекрывается новыми слоями). И в таких обстановках стекловидные пепловые частицы трансформируются в глиноземистый либо глиноземисто-железистый монтмориллонит. Трансформация доказывается наблюдаемыми под микроскопом так называемыми реликтивными витрокластическими структурами (*vitros* — стекло, *klastos* — обломок).

Формы витрокластических агрегатов разнообразные — рогульчатые, оскольчатые с вогнутыми краями частицы, оптически изотропные. Они прорастают чешуями монтмориллонита. Монтмориллонит стремится полностью заместить витрокласты, от которых в конечном счете сохраняются едва заметные контуры. Возникает (по завершении диагенеза) весьма пластичная монтмориллонитовая глина, именуемая *киловой* либо *бентонитом*; *гумбрином* (по названию месторождения Гумбрия в Грузии), или *аскангелем* (по названию Асканского заповедника); *кефекалитом* (от средневекового наименования г. Феодосия — Кафа). Это местные названия ценного полезного ископаемого, поскольку именно такая разновидность смектитов обладает повышенными сорбционными свойствами и может быть используется для различных фильтров (в виноделии и других видах пищевой промышленности), для отбеливания шерсти, производства мыла и других хозяйственных нужд. Но вести строительные работы на грунтах из таких глин затруднительно, ибо сухие килевые глины интенсивно поглощают воду и при этом существенно разбухают.

Еще существуют разновидности глубоководных *железистых смектитов* (в том числе *нонтронита*), которые формируются на океанском дне при застывании там излившейся базальтовой лавы или частиц базальтовой пирокластики, быстро охлаждаемых на контакте с океанской водой и покрывающихся корками аморфного вещества — *палагонита*, частично преобразуемого затем в смектиты в парагенезе с микрокристаллическим *цеолитом* (в основном *филлипситом*).

На максимальных глубинах океана (5—6 км и более) широко развиты илы кирпично-красного цвета цеолит-смектитового состава — так называемая *красная глубоководная глина*. Некоторые исследователи (В. А. Дриц и А. Г. Коссовская, 1990) считают эти



осадки продуктами гальмиролитической переработки подводной вулканокластики. Их красноцветность обусловлена окислительной обстановкой на океанском дне: в поверхностных водах много кислорода поглощается фитопланктоном и зоопланктоном, и с глубиной содержание этого газа сильно убывает, но ближе к дну его количество снова увеличивается (почти до приповерхностного) вследствие вековой циркуляции океанской воды. Возле полюсов при таянии льда более плотные воды (+4 °С) погружаются и медленно движутся вдоль дна, пополняя там запасы растворенного O<sub>2</sub>. Этот газ окисляет соединения железа, марганца и примеси ОВ, обуславливая побурение илов.

В перечисленных осадочных отложениях господствуют диоктаэдрические разности смектитов. Триоктаэдрические смектиты до недавнего времени к породообразующим не относились, но недавние сведения заставили пересмотреть это мнение. Оказалось, они широко развиты в продуктах разгрузки на дне горячих гидротерм в рифтогенных океанических структурах. Кроме того, получены сведения, что триоктаэдрические магнезиальные смектиты характерны для осадков высокоминерализованных эвапоритовых комплексов, — таких, как озера содового типа западных штатов США и Восточной Африки (В.А. Дриц, А.Г. Коссовская, 1990). Таким образом, эти минералы полигенетичны.

Гидрослюда тоже полигенетичны, но менее чувствительны к колебаниям рН окружающей среды. Эти минералы развиты в континентальных корах выветривания и осадках морей и океанов, где они зачастую находятся в сочетании с хлоритами. Своеобразие парагенетической ассоциации железистая гидрослюда + магнезиальный хлорит свойственно высокощелочной среде солеродных озерно-лагунных бассейнов аридных климатических зон. Там гидрослюда характеризуются особо повышенной железистостью, а хлориты — магнезиальностью. Во всех прочих обстановках и прежде всего в осадках лагун и морского мелководья при гумидном климате хлориты в основном железистые (включая наиболее насыщенные Fe<sup>3+</sup> лептохлориты). Однако в процессе интенсивного постседиментационного изменения осадков и пород в кристаллических решетках этих минералов происходит вытеснение железа магнием (с меньшими размерами ионных радиусов), так что в метапородах все трансформированные хлориты становятся магнезиальными.

Возвращаясь к гидрослюдам, обратим внимание на одну их разновидность, имеющую строго детерминированный генезис, — *глауконит*. Эти минералы формируются только в морских илах, на стадиях гальмиролиза в щелочной и слабо окислительной средах — при обилии животного и бактериального ОВ, на глубинах от 50 до 200 м (неритовая область внешнего шельфа). Они затем перемещаются течениями в разные места, в том числе и на большие глубины — до 1200—1500 м.

Механизму возникновения глауконитов посвящено множество исследований, но до сих пор окончательные точки над *i* еще не расставлены, хотя многое стало очевидным. Очевидны, в частности, разные способы формирования этого минерала. Один из них, наблюдаемый непосредственно в петрографических шлифах, состоит в трансформационном замещении глауконитом терригенных биотитов и других триоктаэдрических слюд. Постепенная их глауконитизация бывает заметна очень явно. Известны еще случаи метасоматического замещения глауконитом мелких (мельче 0,05 мм) обломков кристаллических зерен различных силикатов — роговых обманок, плагиоклазов и других, а также пепловых частиц вулканического стекла.

Другой механизм глауконитизации — это синтез из иловых растворов SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Fe(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> и др. О наличии такого синтеза свидетельствуют микроструктуры комочков (глобуль) этого минерала, размеры которых в поперечнике достигают иногда 0,1—0,25 мм; на их поверхностях сохраняются характерные *трещинки синерезиса*, которые описаны химиками при лабораторных экспериментах — результаты обезвоживания гелевых сгустков, которые затем раскристаллизуются и, сокращаясь в объеме, покрываются трещинками, по облику своему подобными таковым на поверхности комочков запеченного хлебного теста. Такие разновидности глауконитовых агрегатов заполняют в глинисто-карбонатных отложениях норки зарывающихся животных, а также полости раковин погибших аммонитов и других моллюсков и полости раковин донных фораминифер. Недавние исследования зарубежных и отечественных литологов позволили сделать вывод о том, что в низкотемпературных обстановках химический синтез глауконитовых включений обеспечивают интенсивные бактериальные процессы при наличии в осадке больших количеств разлагаемых этими бактериями ОВ.

Новообразованный глауконит из зон гальмиролиза разносится донными течениями (вероятно, по этой причине горизонты с повышенными содержаниями глауконитов тяготеют к участкам стратиграфических перерывов и трансгрессивных слоев в геологических разрезах древних морских отложений). В результате механической дифференциации могут возникнуть пласты, нацело сложенные из глауконитовых глобуль. Наглядным примером служат слои пакерортского горизонта ордовика Прибалтики, где скопления глауконитов находятся в тесном парагенетическом единстве с отложениями фосфатного раковинного детрита брахиопод рода *Obolus* (так называемых оболочковых фосфоритов). Такие глауконитовые породы по своим структурным признакам гомологичны мелкозернистым или тонкозернистым песчаникам (под микроскопом видны плотно упакованные овальные глобули мелко- или тонкопсаммитовой фракций), однако по своему вещественному составу

ву это глины с небольшой примесью кварцевых песчаных обломков и осколков фосфатных створок раковин. Учитывая своеобразный облик таких пород, применительно к ним используют термин *глауконититы*. Надо помнить, что это не песчаники, а глины с агрегатно-псаммитовыми макроструктурами. Однако в тех случаях, когда содержание кварцевых и полевошпатовых зерен в этих слоях превысит уровень 50 %, к ним следует применять термин *глауконито-кварцевые* или *глауконито-полевошпато-кварцевые песчаники*.

Глауконититы являются ценными индикаторами палеогеографических обстановок. Они же служат и ценными полезными ископаемыми: агросырьем (источники калиевых почвенных удобрений, которые имеют большое преимущество перед калийными солями, потому что не содержат в себе их хлора и не заражают им ландшафт), химическим сырьем для изготовления зеленых красок и малокондиционной железной рудой.

Внешне похожий на глаукониты *селадонит* (железисто-магнезиальный слоистый силикат) относится тоже к индикаторам морских обстановок. Однако генезис его несколько иной: этот минерал возникает в процессе подводно-гальмиролитического преобразования излившихся на дно базальтоидов.

Рассмотрим своеобразие игольчато-волосовидных обособлений минералов *сепиолит-пальгорскитовой* группы (ленточно-слоистые силикаты). Долгое время считалось, что они служат индикаторами аридного седиментогенеза, будучи развиты в корях выветривания по ультраосновным магматическим породам, а также в почвах и в кальцитовых корках «высаливания» мелководных пересыхающих озер. Однако в конце XX в. исследования О. С. Ломовой и других литологов Геологического института АН СССР под руководством А. Г. Коссовской расширили представления о генетических типах минералов рассматриваемой группы. Было доказано, что обязательным условием их формирования является щелочная среда и активность Si-Mg растворов при участии (в случае пальгорскитов) алюминия. Такая среда возникает не только в зависимости от характера водных растворов озер, почв и кор выветривания площадей с аридным климатом. Похожая среда обуславливается составом щелочно-основной гиалокластичности осадков, преобразующихся диагенетически в бассейнах окраинно-морского и океанского типа. Вышеупомянутыми литологами были описаны минералы сепиолит-пальгорскитовой группы в составе мощной толщи палеоэоцен-эоценовых красных глубоководных глин Западной Атлантики. Там эти минералы замещали примеси богатых магнием базальтовых гиалокластических частиц, а под электронным микроскопом было замечено, в частности, что новообразования пальгорскита как бы «разъедали» ранее образованные минералы, в том числе цеолит — клиноптилолит. Отсюда был сделан вывод о

том, что в данных обстановках климатическая среда никак не сказывалась на минералогенезе, а необходимая для пальгорскитов щелочная среда создавалась при диагенезе и начальном катагенезе за счет переработки вышеупомянутой гиалокластичности и возможного подтока эндогенных гидротермальных растворов.

В заключение еще раз отметим множественность способов и условий образования большинства однотипных глинистых минералов. Некоторые из них (глаукониты, селадониты) имеют сравнительно узкие генетические «рамки», другие полигенетичны. Они чутко реагируют на особенности условий их формирования и постседиментационного преобразования особенностями строения своих кристаллических решеток и изменениями вещественных составов благодаря их податливости к изоморфизму и политипии.

Следует всегда помнить, что любое генетическое заключение ненадежно, если оно основано только на признаках единственного минерала (или единственной породы) вследствие широко распространенной в природе конвергентности структурно-вещественных признаков геологических образований (т.е. из-за внешнего подобия облика объектов с неодинаковой генетической природой). Гораздо более уверенную генетическую информацию может представить нам анализ парагенетических сообществ многокомпонентных пород, например глинистых совместно с обломочными (В. Д. Шутов, 1975). Приведем самые простые примеры таких сочетаний.

Среди мезозойских отложений чехла Восточно-Европейской платформы распространен парагенез каолиновых глин с мономинеральными кварцевыми песчаниками. Это так называемые минералогически зрелые отложения. Н. М. Страхов, Ю. П. Казаринов, Г. Ф. Крашенинников и другие литологи подчеркивали, что подобное этому минералогическое созревание порождено интенсивнейшим химическим (биохимическим) выветриванием суши в условиях жаркого гумидного климата и переотложением продуктов выветривания в обстановках пассивного тектонического режима, способствующего наиболее полной механической дифференциации трансформируемых веществ.

В иных случаях слабой активизации тектонических движений пенеппенизированный рельеф становится более расчлененным (мелкосопчатым), и тогда дифференциация может быть не столь совершенной, вследствие чего терригенные и глинистые осадки становятся олигомиктовыми. Если же рядом с бассейном седиментации происходят горообразовательные тектонические процессы, то даже в самых благоприятных к тому климатических условиях сколько-нибудь мощные коры выветривания сформироваться не успевают, и из питающей провинции в СБ транспортируется едва затронутый гипергенными процессами обломочный материал. И в конечном счете накапливаются полимиктовые обломоч-



ные осадки (аркозы либо граувакки — в зависимости от состава пород денудированного субстрата) совместно с полимиктовым глинистым веществом (гидроглинистым-хлоритовым, смектито-гидроглинистым-хлоритовым и др.). А в случаях активизации вулканических процессов или при разрушении вулканических толщ в обстановке интенсивных тектонических процессов формируются туфы либо вулканомиктовые гравийно-песчано-алевритовые осадки в парагенезе со смектитовым или хлорито-смектитовым веществом.

#### 7.4. Постседиментационные преобразования

Постседиментационные преобразования глинистых пород на стадиях диагенеза, катагенеза и метагенеза обусловлены, прежде всего, трансформационными процессами, изменениями полиптики кристаллических решеток и общим увеличением степени кристалличности глинистых частиц. Признаки минеральных трансформаций не всегда бывают визуально очевидными, но они надежно выделяются путем сочетания прецизионных методов рентген-дифрактометрии, микронзондовой аналитики и электронографии.

Яснее всего проявляется трансформация терригенной триоктаэдрической слюды — биотита. Она частично (а на стадии метагенеза полностью) замещается пакетами хлорита и иллита, а излишние количества  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{TiO}_2$  выводятся при этом из кристаллических решеток в форме мельчайших аутигенных кристалликов кварца, сидерита либо титаномагнетита, рутила и других минералов (см. рис. 4.13).

Гораздо масштабнее (а внешне менее заметно) совершаются трансформации седиментогенных глинистых минералов, в особенности *смектитов* — различных монтмориллонитов, бейделитов, нонтронитов, сапонитов и других — у них при температуре  $70-80^\circ\text{C}$  и выше начинают активизироваться процессы ухода межслоевых молекул  $\text{H}_2\text{O}$  совместно с ОВ и обменными катионами ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ), а в тетраэдрических элементах кристаллической решетки осуществляется частичная замена каждого 3-го катиона  $\text{Si}^{+4}$  на катион  $\text{Al}^{+3}$ , обладающий меньшим ионным радиусом. Этим процессом нарушается баланс кристаллических зарядов. Он тут же восстанавливается привнесом в межслоевое пространство (на место «выдавленной» молекулы воды) катионов  $\text{K}^+$  (рис. 7.5). Источником последних могут послужить корродируемые полевые шпаты и другие минералы из соседних слоев алевритовых, песчаных пород либо кислых эффузивов. Таким путем совершается межслоевой обмен веществом: из глин в песчаники поступают растворы  $\text{SiO}_2$  (пополняющие резерв кремнезема, необходимого для развития кварцевого регенерационного цемента), а в

глины привносится из песчаников  $\text{K}^+$ , что влечет за собой трансформацию смектита в диоктаэдрическую слюду — *иллит*.

В некоторых случаях, когда песчаные породы имели граувакковый состав или в разрезе присутствуют прослои туфов и вулкаников основного состава (насыщенных железом и магнием), в решетки трансформируемых смектитов вместо калия поступают в массовом количестве катионы  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ . Они совместно с анионами  $\text{OH}^-$  и  $\text{O}^{2-}$  формируют пакеты октаэдрических слоев, и в итоге возникает новообразованный *хлорит*.

Зоны трансформаций смектитов в иллиты или хлориты имеют толщины порядка многих сотен метров. Процессы эти осуществляются не сразу, а через переходные, так называемые *смешанослойные* образования. В последних часть слоев трансформирована, а другая часть на какое-то время сохранилась в прежнем виде. Постепенно, сверху вниз по разрезу процентные соотношения исходных и трансформированных слоев внутри глинистого кристалла меняются в

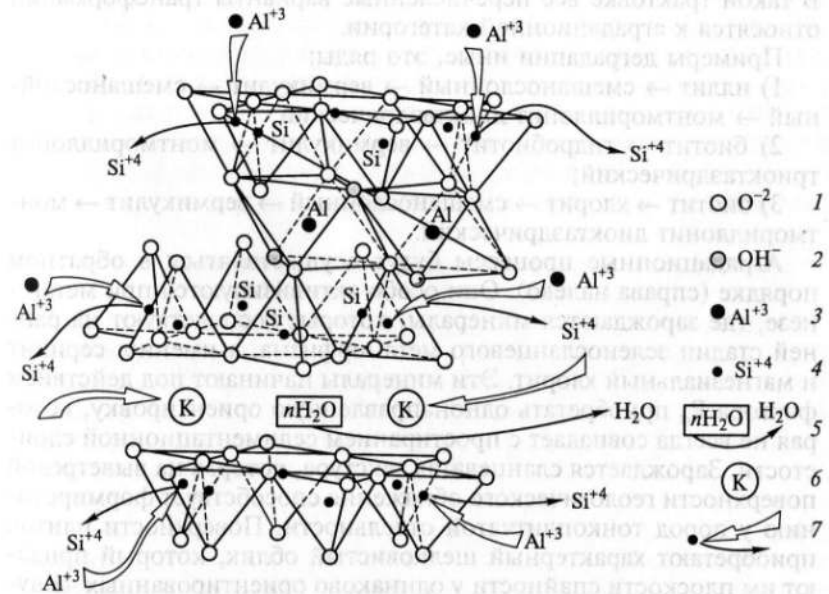


Рис. 7.5. Принципиальная схема процесса трансформирования кристаллической решетки монтмориллонита в иллитовую:

1—2 — анионы в вершинах тетраэдрических и октаэдрических позиций; 3—4 — катионы внутреннего выполнения этих позиций; 5 — межслоевая молекула воды (вместе с ОВ и обменными катионами); 6 — катион калия; 7 — направления миграции компонентов, привносимых в кристаллическую решетку (полая стрелка) и выносимых из нее (черная стрелка)

сторону увеличения последних. Полная их трансформация в слюду или хлорит завершается синхронно с предельным уплотнением породы (пористость 5—2%), превращаемой в аргиллит.

В термобарических условиях глубокого катагенеза трансформационные иллиты и хлориты начинают испытывать политипные преобразования структур своих кристаллических решеток. Иллиты политипной модификации 1М превращаются в серицитоподобную слюду 2M<sub>1</sub>, на стадии метакатагенеза все слюды трансформируются в политипную модификацию 2M<sub>1</sub>, а хлориты, также меняя политипную модификацию, становятся более магнезиальными и менее железистыми.

Трансформации структур слоистых силикатов могут осуществляться в двух противоположных направлениях, названных французским литологом Ж. Милло в 1968 г. деградацией и аградацией. Деградацией он именует «отрицательные» преобразования, связанные с выветриванием и выносом вещества, а аградацией — «положительные» преобразования, связанные с совершенствованием кристаллической структуры и присоединением вещества. В такой трактовке все перечисленные варианты трансформаций относятся к аградационной категории.

Примеры деградации иные, это ряды:

- 1) иллит → смешанослойный → вермикулит → смешанослойный → монтмориллонит диоктаэдрический;
- 2) биотит → гидробиотит → вермикулит → монтмориллонит триоктаэдрический;
- 3) биотит → хлорит → смешанослойный → вермикулит → монтмориллонит диоктаэдрический.

Аградационные процессы будут осуществляться в обратном порядке (справа налево). Они особо активизируются при метакатагенезе, где зарождаются минералы, которые господствуют на ранней стадии зеленосланцевого метаморфизма, а именно: серицит и магнезиальный хлорит. Эти минералы начинают под действием фактора P<sub>ст</sub> приобретать однонаправленную ориентировку, которая не всегда совпадает с простиранием седиментационной слоистости. Зарождается сланцеватая текстура, которая на выветрелой поверхности геологического обнажения способствует формированию у пород тонкоплитчатой отдельности. Поверхности плиток приобретают характерный шелковистый облик, который придают им плоскости спайности у одинаково ориентированных чешуек серицита. В этом случае можно констатировать, что аргиллит превращен в *глинистый сланец*. Его разновидность в случаях существенной раскристаллизации слюд и хлоритов именуется *филлитовидным сланцем* (от греч. *philos* — листок), который в быту называют «*кровельным сланцем*» за его вязкость (не раскалывается при аккуратном пробивании гвоздем) и пригодность для покрытия домов декоративной кровлей.

Уместно также упомянуть о важнейшей роли глинистых пород как генераторов, а также экранов (пластичные глины) либо как коллекторов (трещиноватые аргиллиты) нефтяных и газовых залежей. Отсюда становится понятно, почему именно глинистые отложения продолжают привлекать к себе первоочередное внимание исследователей самого различного профиля. К тому же следует заметить, что глинистое вещество в большем или меньшем количестве, как правило, присутствует почти во всех видах осадочных пород, а при большом его содержании (25—50%) литологами выделяются разновидности смешанных образований: глинисто-алевритовых, глинисто-песчаных, глинисто-карбонатных и др. Последние настолько широко распространены в природе, что получили собственное наименование — *мергели*. О них рассказано в гл. 8.

### 8.1.1. Порообразующие процессы

Порообразующие процессы — это совокупность процессов, приводящих к образованию пороков. Они могут быть вызваны различными факторами, такими как механические воздействия, химические реакции, физические процессы и т.д. В зависимости от характера воздействия пороки могут быть классифицированы по различным признакам. Например, по месту возникновения пороки делятся на поверхностные и внутренние, по времени возникновения — на первичные и вторичные, по характеру воздействия — на механические, химические, физические и т.д. Пороки могут быть как дефектами, так и признаками определенных процессов. Например, трещины могут быть признаком механического воздействия, а коррозия — признаком химического. Пороки могут быть как дефектами, так и признаками определенных процессов. Например, трещины могут быть признаком механического воздействия, а коррозия — признаком химического.



## Карбонатные породы

## 8.1. Известняки

Карбонатные породы, сложенные кальцитом либо арагонитом ( $\text{CaCO}_3$ ), доломитом ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), сидеритом ( $\text{FeCO}_3$ ), магнезитом ( $\text{MgCO}_3$ ), родохрозитом ( $\text{MnCO}_3$ ) (родохрозит многими условно причисляется к другой категории пород — марганцевым, или манганолитам), занимают по распространенности (около 18 %) третье место после глинистых и обломочных пород. Кальцитовые и более редкие арагонитовые разновидности карбонатных пород именуется *известняками*. Остальные породы имеют названия, соответствующие преобладающему минералу: *доломиты, сидериты, магнезиты, родохрозиты*.

Известняки пользуются наибольшим распространением и видовым разнообразием. Основой их классификации служат компонентные составы и структурные особенности, в которых находят свое отражение конкретные способы седиментации и постседиментационных изменений известковых отложений. Морфология их компонент несет в себе ценную генетическую информацию. Рассмотрим это на конкретных примерах.

## 8.1.1. Породообразующие компоненты

Породообразующие компоненты известняков весьма разнообразны. Одну их группу (большую) представляют несомненно биогенные разновидности, которые можно разделить на две основные категории: 1) цельные скелетные образования, относимые к группе аутигенных компонентов (см. гл. 4) — это остатки колониальных кораллов, мшанок, мшанково-водорослевых накоплений, а также цельных раковин брахиопод, двустворок, остракод, фораминифер, кокколитофорид и других организмов, когда-то обитавших и захороненных здесь же; 2) обломки скелетов, привнесенных извне, т. е. компоненты аллотигенные. Последние именуется *детритом* — русифицированным термином «детритус», который переводится с греческого языка как «перетертый». Детрит различается по составу исходных организмов (раковинный, мшанковый, криноидный и др.) и по размерности обломков: грубый — крупнее 2 мм, крупный — от 2 до 0,5 мм, средний — от 0,5 до 0,25 мм, мелкий — от 0,25 до 0,05 мм и тонкий — мельче 0,05 мм, называемый иногда «шламовый» (по аналогии с механогенным тонкорастер-

тым шламом в буровых растворах, закачиваемых в скважину и выносящих из ее забоя мельчайшие частички разрушенной породы).

Другая группа компонентов представляет собой округлые и эллипсообразные, так называемые *сфероагрегатные образования*. Они имеют различные микроструктуры и способы формирования — хемогенные и биогенные (включая сюда и водорослево-бактериальные). Главнейшие их представители — оолиты, пизолиты, пеллеты, копролиты и онколиты.

*Оолиты* (рис. 8.1) — это сферические зерна диаметром менее 2 мм (с булавочную головку), обладающие характерным концентрически-зонарным строением вокруг какого-нибудь мелкого «зародышевого» фрагмента (осколка раковины, мшанки либо алевритового зернышка кварца, кальцита или иного минерала). В поперечном срезе они напоминают годовые древесные кольца с центральной сердцевинкой. Сходство вполне естественное, потому что оолиты, наподобие древесных колец, формируются сезонно — в результате нарастания микрокристаллического карбонатного вещества на различные обломочные зерна (обстановки их генерации см. в подразд. 8.1.3). Некоторые оолиты, претерпевшие постседиментационную перекристаллизацию, приобретают радиально-лучистое строение вследствие того, что соседствующие многочисленные кристаллики кальцита теснят друг друга на поверхностях сферы и удлиняются только в радиальных направлениях. Сильно перекристаллизованные оолиты именуют *сферолитами*. А особо крупные их разновидности (диаметром более 2 мм — с горошину) получили название *пизолитов*. Все они представляют

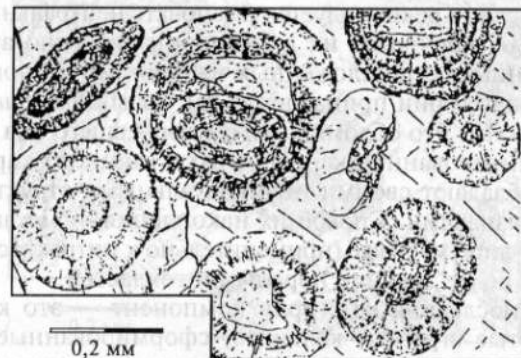


Рис. 8.1. Оолитовый известняк, средняя юра, Центральная Англия (по Дж. Гринсмиру, 1981).

В большинстве оолитов можно видеть характерную радиально-лучистую и концентрическую текстуру. В некоторых оолитах видны зародыши в виде отдельных обломков раковин, тогда как в других — сложные зародыши (в центре)

собой преимущественно хемогенные либо бактериально-хемогенные образования.

Внешне похожие на оолиты продукты жизнедеятельности цианобактерий называются *онколитами*, механизм формирования которых описан в подразд. 8.1.2. Морфологически онколиты отличны сильно извилистой и петлеобразной формой своих известковых налетов вокруг обломочной «затравки» и наличием заметных примесей тонкодисперсного непрозрачного органического вещества (ОВ).

Другие округлые образования, соразмерные с оолитами и онколитами, но имеющие совсем иное внутреннее строение и происхождение, именуются *пеллетами*. Они, в противоположность оолитам, не обладают внутренней структурой, образованы хаотичной смесью микрозернистых карбонатных частиц с некоторой примесью тонкоалевритового, глинистого вещества и (или) ОВ, благодаря чему в петрографическом шлифе эти комочки отчетливо выделяются своими относительно темными, буровато-серыми окрасками с очень слабо выраженной агрегатной поляризацией. Предполагается, что пеллеты образованы либо в результате деятельности илоядных организмов на дне водоема, либо вследствие выделения там газовых пузырьков, либо в результате «почкования» водорослей. Во всяком случае биогенная их природа сомнений не вызывает. В этой группе присутствуют и фекальные комочки моллюсков, раков и других донных обитателей морей и лагун, именуемые *копролитами* (от греч. «копрос» — помет). Морфологические их признаки трудно отличимы от признаков пеллет. Поэтому бесструктурные комковатые образования (имеющие в составе известковых пород очень широкое распространение) при общем их описании рекомендуется именовать нейтральным термином «пелоиды», причисляя их к категории биогенно-аутигенных либо эдафогенных (переотложенных течениями) компонентов.

К данной категории принадлежат так называемые *интракласты* и *литокласты*. Это обломки полужатвердевшего ила либо полностью сцементированных карбонатных и глинисто-карбонатных пород; они обладают своими индивидуальными структурно-текстурными признаками. Способ их накопления — механогенный. Источники — либо местные (применительно к интракластам), либо разрушаемые более древние породы (литокласты).

Наконец, последняя категория компонент — это кристаллически-зернистые агрегаты кальцита, сформированные хемогенными способами — путем кристаллизации из растворов либо вследствие вторичной перекристаллизации карбонатного осадка (см. подразд. 8.1.2). По своим структурным признакам эти образования подразделяются на два вида. Один из них представляет собой кристаллические агрегаты мельче 1 мкм, которые именуются *пелитоморфными*, а в англоязычной литературе — *микритовыми*. Более

крупные агрегаты зерен именуются *гранобластовыми* сростками кальцита, а в англоязычной терминологии — *спаритом*; очень крупные, макроскопически заметные кристаллы называются также *шпатовым* кальцитом.

### 8.1.2. Основы классификаций

Здесь мы вплотную подошли к характеристикам структуры известняков, составляющей главную основу их классификаций. Таковых существует несколько. Отечественные литологи выделяют следующие главные классы и виды пород описываемой группы.

1. Известняки биоморфные цельноскелетные — коралловые, мшанковые, водорослевые, брахиоподовые, двустворковые, остракодовые, фораминиферовые и др.

2. Известняки биоморфно-детритовые, сложенные более чем на 50 % осколками скелетных остатков — брахиоподовые, мшанковые, криноидные (рис. 8.2), полидетритовые.

3. Известняки биоморфные пелоидные, состоящие более чем на 50 % из пеллет, копролитов и подобных им комковатых частиц.

4. Известняки сфероагрегатные — оолитовые (см. рис. 8.1), пизолитовые, сферолитовые.

5. Известняки обломочные, состоящие в основном из карбонатных литокласт или интракласт. Подразделяются на виды в соответствии с формой и размерами кластических зерен — наподобие классификации пород обломочных, т.е. со структурами: брекчиевыми, конгломератовыми, дресвяными, гравийными, песчаными, алевритовыми и пелитовыми.

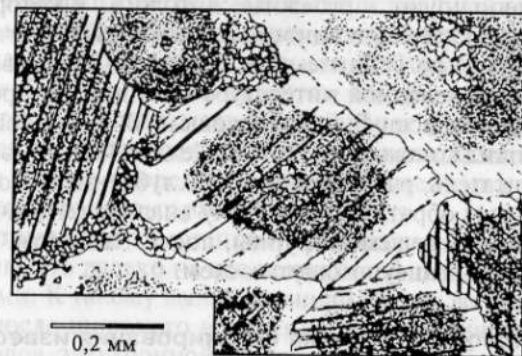


Рис. 8.2. Криноидный известняк, Форест-оф-Дин, Англия (по Дж. Гринсмиу, 1981).

На замутненные членики криноидей ориентированно нарастает цементирующий кальцит. Это регенерационный цемент. Его оболочки имеют одинаковую оптическую ориентировку с кальцитом члеников. Бывшие небольшие межзерновые поры выполнены микрокристаллическим цементом



6. Известняки кристаллически-зернистые, или криптогенные (т.е. неясного генезиса, вторично перекристаллизованные — вплоть до превращения их в мраморы).

При диагностике данных разностей макронаблюдения обязательно сочетаются с петрографическими, а по возможности и с электронно-микроскопическими наблюдениями. С первого взгляда исследуемую породу относят к одной из двух структурных категорий: яснозернистых либо скрытозернистых (пелитоморфных) известняков. Из них первые довольно легко причисляются к одному из перечисленных таксонов. Виды пелитоморфных известняков бывают в основном такие же, но их можно выявлять только с помощью микроскопов. В частности, пелитоморфный *писчий мел* обнаруживает под электронным микроскопом явную биоморфную микроструктуру (см. рис. 5.1). Он состоит из мельчайших (менее 0,001—0,0001 мм) известковых оболочек покровных панцирей одноклеточных морских организмов — кокколитофорид из типа золотистых водорослей, а также фораминифер из группы простейших. До внедрения в практику литологических исследований электронной микроскопии эта порода ошибочно принималась за хемогенное образование. Другие пелитоморфные породы оказались шламово-детритовыми преимущественно, и только небольшая их часть несет в себе признаки хемогенного способа седиментации.

Приведенная систематика сознательно упрощена ввиду краткости курса. В отечественной научной литературе классификационные схемы карбонатных образований построены очень многоступенчато и детально (В.Г. Кузнецов, 2000; Н.К. Фортунатова, В.Т. Фролов, 1995 и др.). Совершенно иные классификационные принципы используют зарубежные литологи, у которых весьма популярны две классификационные схемы карбонатных пород: 1) по Р. Фолку; 2) по Р. Данхему, А. Эмбри и Дж. Кловену. В русскоязычной и переводной литературе принцип построения этих схем популярно описан В.Г. Кузнецовым, В.Т. Фроловым, а также Ф. Дж. Петтиджоном (1981) и Р. К. Селли (1981). К этим трудам адресуется читатель, работающий над углублением своих знаний; а ниже мы с ним обратимся к общему анализу генетических особенностей пород изучаемой группы, после чего снова вернемся к краткому обзору вышеупомянутых схем.

### 8.1.3. Способы и условия формирования известковых отложений

Способы и условия формирования известковых отложений по сравнению с другими группами осадочных пород узнаются легче и определеннее благодаря выразительным признакам порообразующих компонентов кальцитового и арагонитового состава. Если они в основной своей массе представлены так называемыми «фор-

менными элементами» (Кузнецов, 2000), т.е. скелетно-раковинными остатками животных организмов либо продуктов их жизнедеятельности (например, окаменелыми комковатыми экскрементами червей, моллюсков, рыб и других морских животных — *колоритами* или пленками обызвесткования *цианобактериальных матов*), то в таких случаях становится очевидным биогенный генезис исходного осадка. Иные по своему облику обломочные структуры служат свидетелями механогенных процессов седиментации. А сфероагрегатные (оолитовые) образования присущи хемогенному либо биохемогенному способам карбонатонакопления (подробнее см. ниже). Несколько труднее узнать генезис разностей с кристаллически-зернистым строением по нижеследующим причинам.

Кристаллически-зернистая (гранобластовая) структура породы любого вещественного состава свидетельствует о хемогенной кристаллизации вещества. Однако такая структура не всегда может показать, на какой именно стадии реализован хемогенный процесс: во время накопления осадка или гораздо позднее — при его диагенетической, катагенетической или метагенетической перекристаллизации? В случае с карбонатными породами нам помогают наблюдения над современными осадочными процессами. Достоверно известно, что в зоне осадконакопления, при нынешних условиях относительно низких температур и давлений, химически осажденные карбонатные кристаллики не бывают крупнее 1 мкм. Все остальное — результат их раскристаллизации на более поздних стадиях. В качестве примеров можно сослаться на сезонные, связанные с цветением фитопланктона, появления известкового материала в виде белесых пятен тончайшей взвеси в водах Красного моря, Персидского залива и иных бассейнов. Но крупные (так называемые спаритовые или шпатные) кристаллы размерами в  $n \cdot 0,01$  —  $n \cdot 10$  мм при этом нигде не возникают. Они формируются в поровых межкомпонентных промежутках накопленных осадков путем длительной раскристаллизации микрочастиц или же посредством роста аутигенных кристаллов из высокощелочных иловых растворов.

Итак, изначально хемогенные известковые осадки всегда пелитоморфны. Но далеко не все пелитоморфные известняки были хемогенными. К такому выводу пришли только во второй половине XX в., после широкого внедрения в литологические исследования методов электронной микроскопии (наиболее наглядный пример тому — ультра-микробиоморфная структура писчего мела, упомянутая в подразд. 8.1.2).

Установлено, что, начиная от древних времен (по крайней мере, от начала мезозойской эры) и до наших дней включительно, среди известковых пород господствуют биогенные образования при весьма подчиненных значениях чисто хемогенных и обломочных

накоплений. Допускается вероятность версии о том, что в домезойское время роль хемогенных карбонатных осадков была значительнее, чем теперь; но и в те времена, вплоть до раннего докембрия, жизнедеятельность оказывала существенное влияние на извлечение из вод солей угольной кислоты.

Во все времена карбонатонакопление присутствовало везде. На континентах в субаэральных условиях химическое выпадение  $\text{CaCO}_3$  известно вблизи мест разгрузки источников минерализованных подземных вод (так называемые *известковые туфы*, или *травертины* — пористые налеты и корочки несомненно хемогенных осадков), а также в пещерах (известные вам сталактиты и сталагмиты) и в почвах аридных климатических зон, где глинисто-алевроитовые частички цементирует так называемое *каliche* — пелитоморфный карбонатный агрегат, который образуется в результате капиллярного подтока известьсодержащих вод к земной поверхности, где они испаряются и осаждают известь. Еще интенсивнее известковые илы формируются в субаквальных условиях озер, лагун и внутренних морей на территориях преимущественно аридных климатических поясов. В значительно больших масштабах карбонатонакопление охватывает территории шельфов, лагун и заливов окраинно-континентальных морей. Оно же покрывает более половины площади дна океанов. Всюду доминируют биогенные механизмы карбонатообразования, но проявлены они в разной ландшафтно-палеогеографической среде неодинаково.

Начнем со способов образования морских известковых илов. Они продуцируются как донными (бентосными), так и плавающими (планктонными) организмами — животными, растительными и бактериальными. Из курсов общей геологии и палеонтологии известно, что многие животные извлекают из воды кальций, который они используют на построение своих раковин, панцирей и скелетов из арагонита либо кальцита. Это представители планктона: многие фораминиферы, птероподы, головоногие моллюски; а также бентосные обитатели: донные фораминиферы, кораллы, мшанки, археоциаты, трилобиты, криноидеи, морские ежи и звезды, брахиоподы, двустворки, гастроподы и др. Они своей жизнедеятельностью, гибелью и воспроизводством новых поколений вносят большой вклад в карбонатонакопление так называемой литорали — участка морского шельфа с небольшими глубинами, куда проникал солнечный свет, необходимый для существования большинства из вышеназванных обитателей. При этом надо заметить, что накопление чистых известковых осадков происходит на тех обширных площадях морского дна, куда не поступают вовсе или поступают в малом количестве песчаные и алевроито-глинистые компоненты, т. е. вдали от речных дельт и от обрывистых берегов. Иначе может возникнуть парадоксальное несоответствие: при обильной садке  $\text{CaCO}_3$ , он подавляется терриген-

но-глинистым материалом, в котором карбонатное вещество составляет второстепенную примесь. Характерный пример — осадки Черноморского шельфа вдоль Кавказского и Турецкого побережий. Там извлечение карбонатов из морской воды совершается интенсивнее, чем в срединной части Черноморского бассейна, но несмотря на это, только в илах черноморской пелагиали известны ленточные (сезонные) карбонатные прослои, а синхронные им накопления вблизи побережий Кавказа и Турции образованы галечниками, песками и алевропелитовыми илами с рассредоточенным в них карбонатным веществом.

Этот парадокс Н. М. Страхов объяснил с помощью разработанной им методики «абсолютных масс»: расчета количества вещества, выпавшего в осадок на единицу площади дна водоема в  $\text{г/см}^2$  за 1 000 лет. Оказалось, что абсолютные массы карбонатов кальция, железа, ОВ и других компонентов у восточных и южных побережий Черного моря намного большие, чем в его срединной части, однако распределения абсолютных масс терригенных веществ имеют обратную зависимость вследствие их обильного приноса из ближайших горных сооружений Кавказа и Малой Азии. Если обратиться теперь для сравнения к бассейнам Персидского залива и Красного моря, то можно увидеть противоположную черноморской картину: садку карбонатов возле побережья (рис. 8.3). Потому что там гор нет, а аридный климат и близость пустынь не создают условий для наличия мощных речных водотоков, вследствие чего терригенные осадки дельт, баров и пляжей в этих бассейнах отсутствуют и не «подавляют» карбонатную седиментацию.

Вернемся к литоральному карбонатонакоплению. Очень большой вклад в него вносят не только животные, но водоросли совместно с цианобактериями, продуцирующие на дне водоема так называемые *цианобактериальные маты*. Их окаменелые (карбонатизированные) остатки представляют собой пластовые либо бугорчатые и столбообразные *строматолиты*, широко распространенные в разновозрастных отложениях — от позднедокембрийских (где они используются в качестве стратиграфических индикаторов неопротерозоя) и до современных. В старых учебниках эти образования описывались как синезеленые водоросли. Сейчас биологи признают их бактериями, имеющими прокариотный уровень организации (с доядерным клеточным строением) и относящимися к царству *Procaryotae*. Все прочие водоросли (кроме синезеленых) причислены к более организованным представителям царства эукариот — *Eucaryotae*, т. е. истинных ядерных.

Механизмы их карбонатизации обусловлены процессами фотосинтеза. Поглощение  $\text{CO}_2$  из воды стимулирует перевод растворенного в ней бикарбоната в твердую фазу  $\text{CaCO}_3$ . Он концентрируется двояким способом: заполняет полости прежних газовых пузырьков (создается микроструктура так называемого птичьего



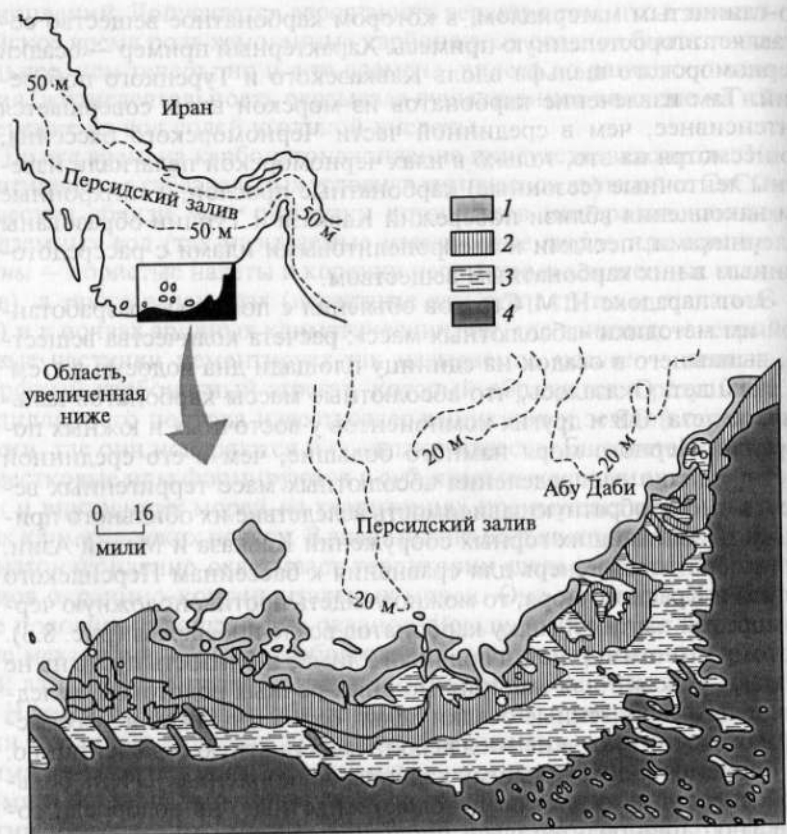


Рис. 8.3. Распределение карбонатных фаций в Персидском заливе (по Prothero, Shwab, 1996):

1 — рифовые, оолитовые и дюнные барьеры; 2 — лагунные отложения (в основном пеллетовый известковый ил); 3 — межприливные и надлиторальные строматолиты и эвапориты; 4 — подстилающие породы

глаза) и покрывает микритовой пленкой само бактериально-водородное тело. Оно в конечном счете отмирает, но на известковой корочке поселяются его потомки, которые повторяют историю своих предков многократно. Возникшие корки повторяют неровности дна, нередко возвышаются над дном. Твердые тела пластообразной формы именуется *биостромами*, а возвышающиеся (в форме плоско-выпуклой линзы) — *биогермами* (рис. 8.4).

Цианобактерии и водоросли поселяются нередко на мелких галечках и обломочных песчаных зернах (минеральных или скелетно-детритовых), обволакивая их в форме эллипсоидальных или шаровидных тел. Они называются *онколитами* (см. подразд. 8.1.2).

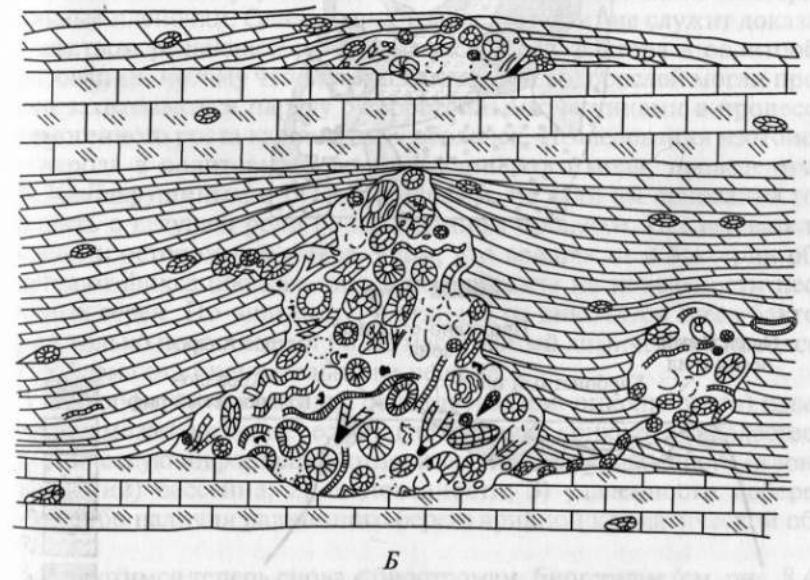
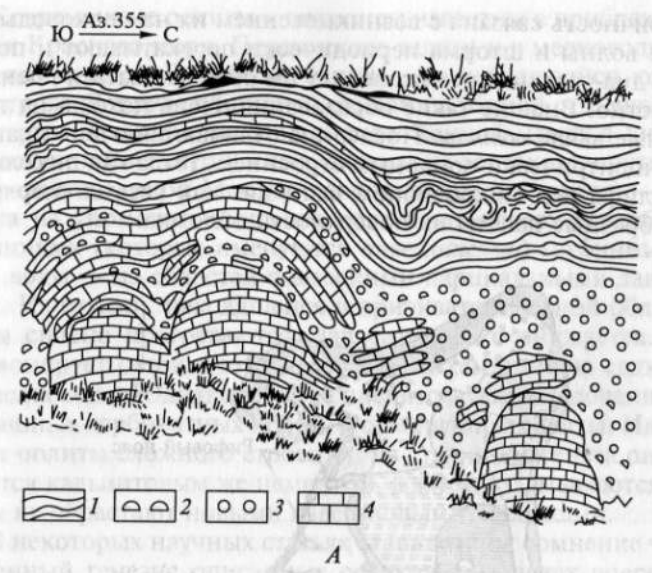


Рис. 8.4. Морфологические особенности органогенных построек — биогерм (Атлас текстур, 1969):  
 А — средний протерозой, Карелия: 1 — доломиты, 2 — строматолитовые доломиты, 3 — онколитовые доломиты, 4 — известняки; Б — археоциатовые биогермы, нижний кембрий, правый берег р. Лены

Их сферичность связана с возникновением их на мелководье, где морские волны и шторма периодически перекачивают и поднимают со дна частицы, что позволяет им обволакиваться пленками повсеместно. Внешне такие образования очень похожи на также описанные выше *оолиты*. Последние отличаются очень правильным концентрически-зонарным строением, тогда как онколиты в срезе шлифа под микроскопом выглядят как весьма «корявые», петлеобразные налеты на поверхности обломка.

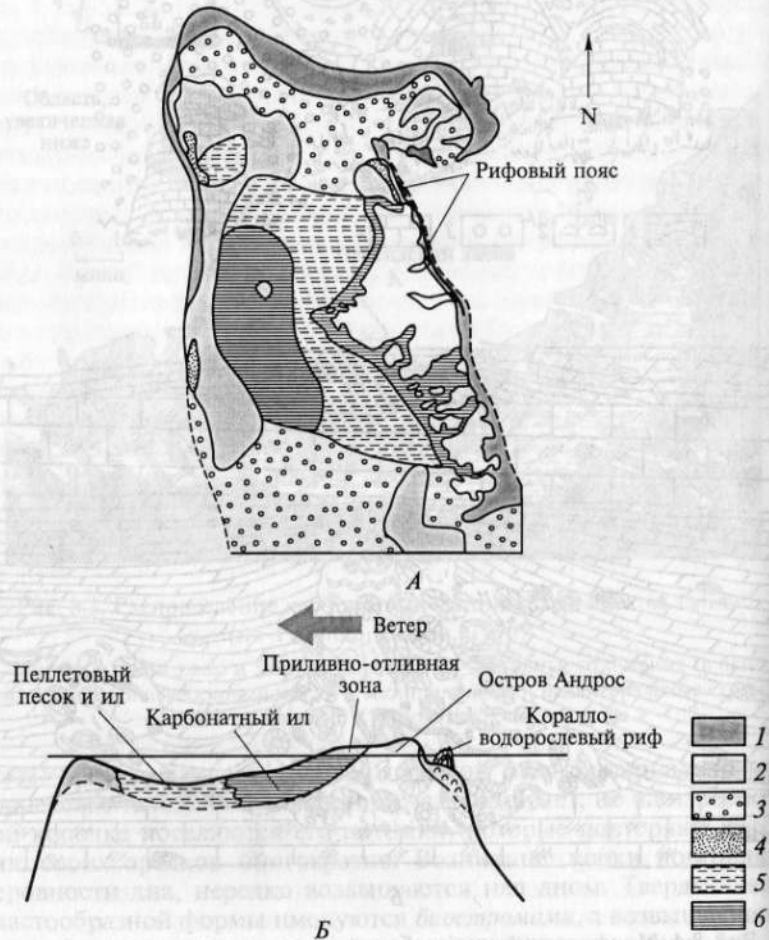


Рис. 8.5. Литолого-фациальная схема (А) и профиль (Б) строения Багамской отмели (по Prothero, Shwab, 1996):

1 — коралло-водорослевые рифы; 2 — оолитовые и скелетные пески; 3 — грейнстоун; 4 — оолиты; 5 — пеллетовые пески и илы; 6 — ил

Современные оолиты и онколиты известны в прибрежных участках Красного моря, Персидского залива и в мелководной зоне, так называемой Багамской банки, — в находящейся южнее полуострова Флорида обширной отмели (глубиной от первых метров до первых десятков метров), расположенной между 4-километровой впадиной Атлантического океана (на востоке) и почти 2-километровой впадиной Мексиканского залива (на западе) — рис. 8.5. Сюда из упомянутых впадин поступают навстречу своеобразными течениями (которые именуются *апвеллингами*) глубинные холодные воды — из областей с высокими парциальными давлениями  $\text{CO}_2$ . На отмели, находящейся в приэкваториальной области, эти воды сильно прогреваются; давление резко снижается. Все это провоцирует отток в атмосферу  $\text{CO}_2$  и хемогенную садку  $\text{CaCO}_3$  на мелководье. Однако шторма препятствуют образованию на дне сплошных карбонатных корок. Формируются оолиты. Иногда бывают оолиты сложного строения: на стадии диагенеза они скрепляются кальцитовым же цементом, а затем взламываются, и агрегаты их обрастают новыми известковыми корочками.

В некоторых научных статьях ставится под сомнение чисто хемогенный генезис описанных осадков: в оолитах вперемежку с карбонатными сфероидными стали находить тончайшие бактериальные пленочки. Однако сам по себе этот факт не служит доказательством решающей роли бактериального фактора в оолитообразовании, потому что остатки бактерий и водорослей могли просто захватываться наряду с терригенными частицами в процессе хемогенного роста карбонатных оболочек. Исследования изотопов углерода в оолитовых осадках Каспийского моря, проведенные В. Ю. Лаврушиным и В. Н. Кулешовым, не дали им основания говорить о ведущей роли биоса в данном процессе. Исследователи сделали осторожный вывод о том, что водоросли и бактерии облегчают фиксацию кальцита или арагонита на поверхности песчаных зерен. По-видимому, в отличие от онколитов здесь бактерии только провоцируют более масштабный химический процесс. Проблема эта окончательно не решена.

В любом случае находка оолитового (или онколитового) известняка может дать интереснейшую и вполне конкретную палеогеографическую информацию относительно: 1) мелководности (в зоне волнений) бассейна; 2) теплопроводности; 3) удаленности побережья либо наличия равнинного берега аридной климатической области.

Обратимся теперь снова к биостромам, биогермам (см. рис. 8.4) и формируемым ими *рифовым постройкам*. Подробный обзор их морфологических особенностей, генезиса и эволюции в истории Земли опубликовал в работах 1996—2003 гг. профессор В. Г. Кузнецов. *Рифы* — это сложные геологические образования, возникающие в результате жизнедеятельности колониальных или нарас-



тающих организмов и представляющие собой карбонатный массив, сложенный, по крайней мере частично, остатками организмов и продуктами их разрушения. Поскольку скорость роста рифа превышает скорость накопления окружающих осадков, его мощность больше мощности синхронных отложений, и он возвышается над ними.

Среди рифов выделено два крупных типа — *каркасные* и *бескаркасные*. В формировании первых определяющую роль играют разнообразные колониальные животные — кораллы, строматопоридеи и др., а также водоросли, которые образуют жесткий скелет. Типичные представители рифов первого типа: нижне-среднекембрийские археоциатовые, верхнеюрские — губковые и среднемиловые — рудистовые. В этих рифах количество скелетных организмов относительно невелико, сами они находятся не в прижизненном положении и не обеспечивают создание волноустойчивого каркаса. Эти остатки служили субстратом, на котором селились цианобактерии и водоросли, которые были основными рифостроителями.

Во втором типе рифов каркасные структуры практически отсутствуют, и ведущую роль приобретают организмы-цементаторы. Выделены три группы рифов этого типа: 1) постройки, созданные скелетными кубковидными организмами; 2) так называемые *иловые холмы*, или микритовые купола с незначительными количествами скелетных включений в однородной известковой массе; 3) постройки, сложенные онколитоподобными образованиями. В формировании 2-го и 3-го типов ведущим фактором была водорослево-цианобактериальная жизнедеятельность.

Рифовые постройки формировались либо в виде изолированных тел среди отложений литорали, либо образовывали цепь тел на перегибе мелкого моря к глубокому, либо формировали атоллы на подводных возвышенностях вулканогенной природы в океанах.

В пределах глубоководья, морского и океанского, карбонатные илы имеют иной облик. Это пелитоморфные отложения почти без признаков сезонной слоистости (т. е. с беспорядочными, массивными текстурами). Механизм их накопления практически полностью биогенный — за счет длительного осаждения частица за частицей раковин nektonных организмов (главным образом головоногих моллюсков), а с позднего мела в основном обитателей планктонных — кокколитофорид, птеропод, фораминифер (В. Г. Кузнецов, 2000).

Глубоководные известковые илы пользуются широкой распространенностью на океанском дне, однако не повсеместно, а до батиметрических уровней в 3,5—5,5 км. Ниже развиты только красные глубоководные глины либо кремнистые илы (диатомитовые и радиоляриевые), несмотря на то что над ними, в приповерхностных прогреваемых и освещаемых солнечным светом водах, про-

должают интенсивно плодиться и погибать организмы-карбонатонакопители. Этот кажущийся парадокс объясняется тем, что на больших глубинах при увеличении давления и уменьшении температуры воды (она у дна океана снижается почти до +2 °С) повышается растворимость газов, а следовательно, возрастает содержание CO<sub>2</sub>. Он способствует растворению опускающихся на эти глубины карбонатных раковин.

Глубина, с которой начинается интенсивное растворение карбонатных раковин, именуется *лизоклином*. Ниже располагается зона, где количество поступающего материала равно его растворению — так называемый *уровень карбонатной компенсации*. И еще ниже, где в осадке остается не более 10 % карбонатного материала, расположен уровень, именуемый *критической глубиной карбонатонакопления* (к.г.к.). В геологической истории абсолютные к.г.к. менялись в зависимости от географической широты местности, от биологической продуктивности бассейна и других причин. Ныне это уровни глубин порядка 3,5—5,5 км, но прежде они могли временами подниматься до 1—1,5 км.

Пелитоморфные планктоногенные известковые осадки формировались не только в океанах. В прошлом они накапливались и в мелководных эпиплатформенных морях. Типичным представителем таких отложений является писчий мел. По своим структурным особенностям и компонентному составу он представляет собой типичный гомолог (но не аналог!) глубоководных кокколитовых илов кайнозой в Атлантике. Однако вся геологическая обстановка обширных территорий развития отложений писчего мела на Русской плите Восточно-Европейской платформы свидетельствовала против версии о существовании там океанических глубин в бассейнах мелового периода (рис. 8.6). Писчий мел фашиально замещали кремнисто-глауконитовые и глауконито-кварцевые песчаные отложения с мелководной фауной. Однако необъяснимой и, казалось бы, несвойственной мелководным осадкам была монолитная, неслоистая текстура меловой толщи. Внешний ее вид оказался обманчивым: известный литолог Г. И. Бушинский в середине XX в. применил простой метод для ее расшифровки. Он смазал поверхность обнажения трансформаторным маслом, и на этой поверхности, как на проявляемой фотопленке, проявились петлеобразные текстуры биотурбирования. Писчий мел предстал перед исследователем как осадок, пропущенный через утробы червей и других обитателей бентоса, а потому гомогенизированный ими! Его неслоистая текстура обусловлена биотурбированием. Такая обильная жизнедеятельность бентоса противоречила версии о большом глубоководье. Абсолютные глубины седиментации здесь вряд ли превышали 0,5—1 км. Это были западины обширного шельфа морского мелководного водоема, трансгрессировавшего на платформенную сушу.

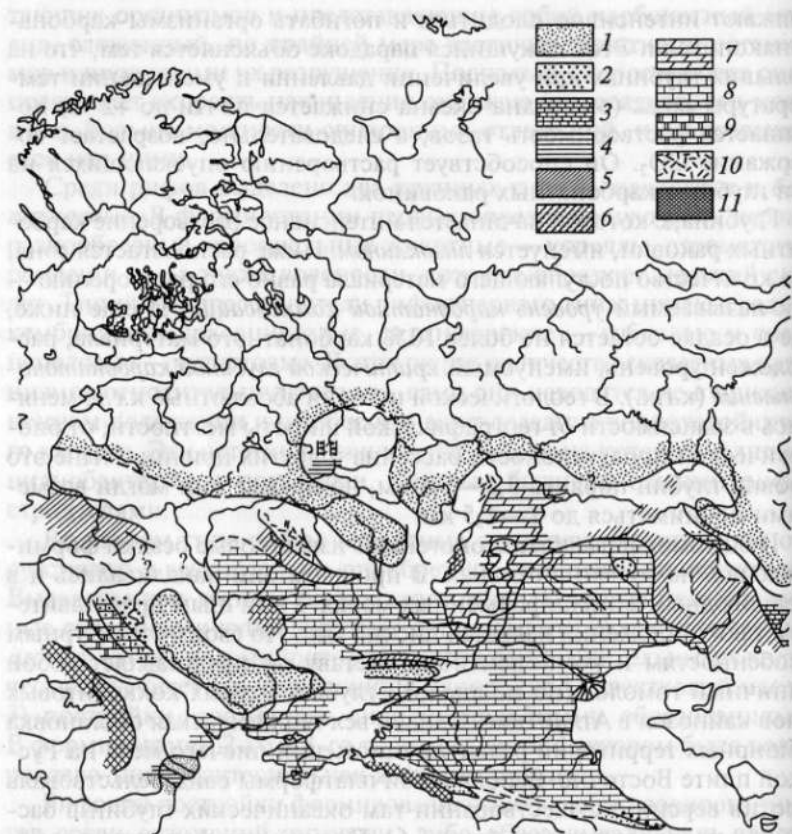


Рис. 8.6. Палеогеография Русской платформы в туроне (по В. Н. Соболевской; из кн. Н. М. Страхова, 1963):

1 — суша; 2 — кварцевые пески; 3 — глины песчаные; 4 — глины; 5 — мергели; 6 — песчаные мергели; 7 — мел грубый песчанистый; 8 — мел типичный; 9 — кремнистые известняки; 10 — опоки; 11 — флиш. Внутри контуров моря показаны участки (белые), где морские осадки уничтожены последующим размывом

Следует напомнить о том, что поздне меловая эпоха была эпохой талассократической — низкого стояния материковой суши, которая характеризовалась сильно пенепленизированным рельефом. По такой причине реки поставляли в море относительно немного терригенных веществ, и карбонатные осадки придвинулись к береговым участкам. В современную геократическую эпоху, при резко активизированной расчлененности рельефа суши и океанского дна, лавинообразные выносы терригенного вещества «потеснили» планктоногенные карбонатные и кремневые осадки в сторону океанских глубин.

На этом примере можно убедиться в необходимости комплексного, историко-геологического подхода к палеогеографическим реконструкциям древних осадочных толщ. А теперь снова вернемся к вопросам их типизации и классификации с учетом всего выше изложенного.

#### 8.1.4. Еще раз о номенклатуре и классификациях известковых пород в англоязычной литературе

Необходимо рассмотреть этот вопрос в связи с неуклонно возрастающим обилием иностранных публикаций на эту тему и с повышенным интересом к проблемам реконструкции условий карбоната накопления со стороны исследователей и практиков нефтегазовой отрасли. Вам необходимо понимать язык их терминов в переводе на детальнейшие классификационные схемы отечественных литологов.

В подразд. 8.1.2 приведена распространенная у нас классификация известняков, основанная на принципе учета господствующей роли какого-либо одного или 2—3 компонентов (более 50 % объема породы) и на особенностях структуры (биоморфной, детритовой, обломочной, сфероагрегатной, гранобластовой либо пелитоморфной). Однако эта испытанная практикой и временем систематика все-таки не может охватить всю информацию о полистадийности процессов возникновения породы и ее постседиментационных изменений. Когда мы имеем дело не со свежим осадком, а с отложением, претерпевшим процессы диагенеза, катагенеза или гипергенеза, мы встречаемся с такими явлениями, как корродирование седиментогенных компонентов, их частичное гранулирование (т. е. превращение их поверхностей в полупрозрачный криптозернистый кальцитовый агрегат под влиянием разрушительных процессов жизнедеятельности водорослей, бактерий, организмов-сверлильщиков и др.) либо регенерирование (обрастания аутигенным шпатовым кальцитом с такой же оптической ориентировкой, как в исходном компоненте, см. рис. 8.2); а также цементация биогенных, обломочных и сфероагрегатных компонентов. Последняя бывает двух видов. Это либо пелитоморфный седиментогенный межзерновой заполнитель — карбонатный (глинисто-карбонатный) *матрикс*, либо постседиментогенный кристаллически-зернистый карбонатный *цемент* (рис. 8.7). Их различия см. в подразд. 8.1.3.

Количественные соотношения матрикса или цемента с прочими породными компонентами бывают самыми разными, вплоть до нередких случаев преобладания матрикса. А в иных обстоятельствах биоморфные, детритовые или обломочные компоненты упакованы вовсе без матрикса и без цемента, на месте которого остаются открытые поры. Все эти породные особенности очень инте-



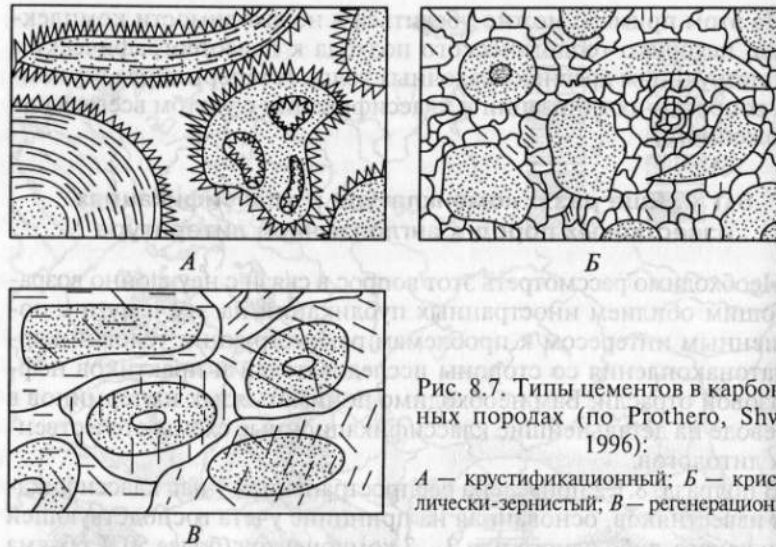


Рис. 8.7. Типы цементов в карбонатных породах (по Prothero, Shwab, 1996):

A — крустификационный; Б — кристаллически-зернистый; В — регенерационный

ресны для практиков — нефтяников, гидрогеологов и инженеров-геологов. Причины вышеупомянутого разнообразия способов цементации породных компонент чрезвычайно многофакторны, но главные — это фациальная обстановка осадконакопления, гидродинамический режим водной среды (пассивный режим благоприятствует хомогенному цементированию осадка, активный — ему препятствует), а также темпы погружения дна бассейна и захоронения под вышележащими толщами, температурные режимы недр, солевые и газовые составы подземных вод и др. (рис. 8.8).

Вполне естественно, что у исследователей возникло стремление отразить хотя бы частично все эти вариации строения и генезиса пород в своих классификационных схемах. Из них в англоязычной литературе наибольшей популярностью пользуются две, которые будут рассмотрены здесь в несколько упрощенных вариантах.

Р. Фолк предложил наиболее простую схему (рис. 8.9). В ней все известковые породы разделены на четыре класса. Из них первые два сложены более чем на 10 % зернами, названными *аллохемами*. Ими могут быть интракласты, оолиты, органические скелетные остатки и пеллеты. В первом классе они все сцементированы кристаллически-зернистым *спаритовым цементом*, а во втором классе — пелитоморфным матриксом, именуемым как *микрит*. Согласно сочетаниям аллохем и межзернового заполнителя в каждом из упомянутых классов выделено по четыре вида известняков с соответствующими наименованиями: первый класс — интраспарит, ооспарит, биоспарит и пелспарит и второй — интрамикрит



Рис. 8.8. Основные обстановки цементации карбонатных осадков (по Prothero, Shwab, 1996)

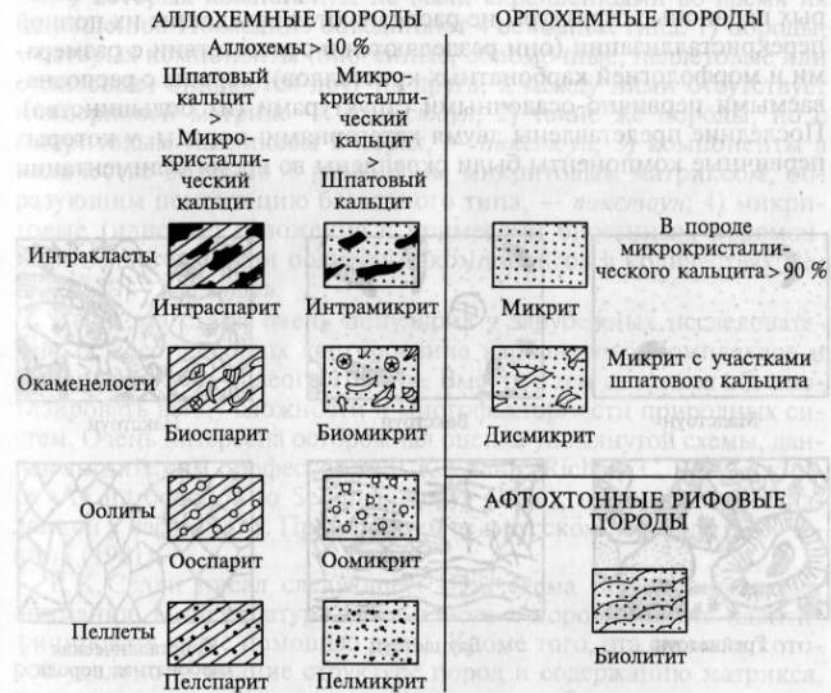


Рис. 8.9. Классификация известняков по Р. Фолку (терминология применительно к главным разновидностям известняка)

рит, оомикрит, биомикрит и пелмикрит. Все это так называемые *аллохемные (аллохимические)* породы. Третий класс объединяет *ортохимические* породы. Они представлены *микритом* (в котором аллохемы отсутствуют или находятся в очень малых количествах). Этот вид аналогичен нашему пелитоморфному известняку. Если в нем встречаются вторичные каверны и пустоты, заполненные шпатовым кальцитом, то в таком случае используется термин *дисмикрит*. Четвертый (последний) класс представлен породами, каркас которых построен *in situ* скелетными остатками организмов (кораллов, мшанок, археоциат и др.), и назван *биолититом*.

Эта схема удобна для запоминания, но не охватывает всего породного многообразия. В ней не нашлось места также для большинства перекристаллизованных (криптогенных) разновидностей (исключая лишь фрагментарно перекристаллизованный дисмикрит).

Другая схема Р.Х.Данхема (1962), удобная для макроскопических описаний, содержит элементы количественных параметров (рис. 8.10, табл. 8.1). Целью ее создателя была попытка увязать структурные особенности таксонов этой схемы с гидродинамикой в палеобассейнах карбонатной седиментации. Автор схемы разделил все известняки на две большие группы: породы, у которых первичные структуры не распознаются вследствие их полной перекристаллизации (они разделяются в соответствии с размерами и морфологией карбонатных кристаллов); породы с распознаваемыми первично-осадочными структурами (их большинство). Последние представлены двумя категориями: породы, у которых первичные компоненты были скреплены во время седиментации

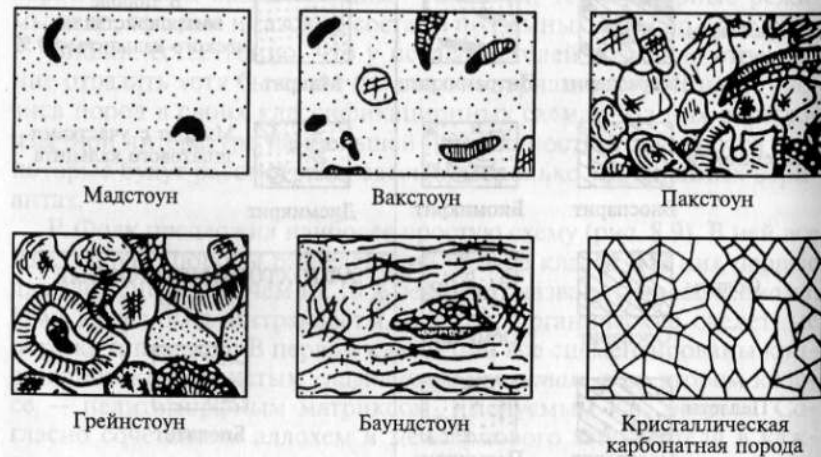


Рис. 8.10. Классификация известняков (по Р.Х.Данхему).

Мелким крапом обозначен иловый матрикс

Таблица 8.1

Классификация карбонатных пород, основанная на осадочных структурах (по Р.Х.Данхему)

Осадочные структуры определимы				Осадочные структуры не определимы	
Содержит карбонатный ил		Ил отсутствует, структура соприкосновения зерен	Первичные компоненты связаны вместе	Кристаллические карбонаты	
Сцементированы илом	Структура соприкосновения зерен				
Зерен менее 10%	Зерен более 10%				
Мадстоун	Ваккит (вакстоун)	Пакстоун	Грейнстоун	Баундстоун	

(т.е. это биоморфные цельносkeletalные структуры типа коралловой, мшанковой, строматолитовой), названы *баундстоун*; породы, у которых компоненты не были скрепленными во время их накопления. Последние объединяют 4 основных типа: 1) породы, у которых компоненты (биогенные, обломочные, пеллетовые или оолитовые) опираются друг на друга, а между ними отсутствует межзерновой матрикс — *грейнстоун*; 2) такие же породы, но с микритовым матриксом в порах, — *пакстоун*; 3) компоненты в количестве более 10% разобщены микритовым матриксом, образующим цементацию базального типа, — *вакстоун*; 4) микритовые (илистые) отложения с примесями биогенных, обломочных, пеллетовых или оолитовых компонентов в количествах менее 10% — *мадстоун*.

Ныне эта схема очень популярна у зарубежных исследователей, осуществляющих картирование карбонатных комплексов и расшифровку их палеогеографии. Вместе с тем ее нельзя абсолютизировать ввиду сложности и многофакторности природных систем. Очень интересна осторожная оценка упомянутой схемы, данная английским профессором Р.К.Селли (Richard C. Selly) в книге «An introduction to Sedimentology» (1976), переведенной и изданной у нас в 1981 г. Прочитируем ее в русском переводе С.С.Чекина (1981).

Р.К.Селли писал следующее: «Эта схема также заслуживает внимания. Номенклатура здесь проста и породы можно идентифицировать уже с помощью лупы. Кроме того, эта схема, в которой уделено внимание структуре пород и содержанию матрикса, помогает различить породы, возникшие в обстановках, различающихся по энергии. Так, например, известняки с глинистым матриксом и с цементом базального типа могут указывать на их отло-



жение в низкоэнергетической обстановке. Напротив, породы со структурой соприкосновения, не содержащие матрикса, заставляют предполагать, что они осаждались в высокоэнергетической обстановке, в которой не могло сохраниться илистое материала.

Эти концепции, вероятно, будут полезны..., но для карбонатных пород их следует применять с некоторыми оговорками. Как уже отмечалось ранее, *микрит имеет полигенетическую природу* (курсив мой. — Авт.). Возможно, что чистые карбонатные пески и были отложены в высокоэнергетических обстановках. Однако впоследствии в них может образоваться микрит в результате биогенных процессов разрушения, водорослевой деятельности и вследствие инфильтрации из более верхних слоев, так как осадок имел высокую проницаемость.... С другой стороны, крупные первичные размеры карбонатных скелетных остатков организмов побуждают соблюдать осторожность при использовании размера зерен как энергетического показателя, например при изучении терригенных отложений. Рассмотрим для примера устричные рифы современных лагун. Если в качестве показателя брать размер частиц, то эти образования можно рассматривать как конгломераты, отложенные в низкоэнергетической обстановке...

В заключение отметим еще раз, что размер зерен, их сортировку и содержание матрикса только с оговорками можно использовать в качестве индикаторов гидродинамической обстановки отложения карбонатных пород».

### 8.1.5. Постседиментационные преобразования

Постседиментационные преобразования известковых отложений представляют собой очень сложный процесс, реализуемый иначе, чем у пород глинистых и обломочных. В отличие от последних у известняков нет никакой корреляционной зависимости между глубинами их погружения в стратиферу и изменениями пористости. Уже в условиях начальных стадий литогенеза — раннего диагенеза в субаэральных и мелководно-морских условиях (приливно-отливная зона побережья) первично детритовые и оолитовые осадки с изначальной пористостью, колеблющейся от 40 до 70 % (выше, чем у терригенных песков!), в течение очень короткого промежутка времени — от первых десятков лет до десятков тысячелетий — превращаются в крепко сцементированный спаритовым кальцитом так называемый бич-рок с почти нулевой пористостью. И наоборот, на глубинах первых сотен и первых тысяч метров под покровом вышележащих отложений в известняках благодаря воздействию глубинных вод может развиваться пористость вторичного растворения — жеодовая и межкристаллическая. Одновременно внутри этих полостей и трещин может начаться кри-

сталлизация из водных растворов новой генерации кристаллов спаритового кальцита. Агрегаты седиментогенных кальцитовых зерен, в свою очередь, под влиянием роста глубинных температур тоже испытывают перекристаллизацию.

В конечном итоге на стадиях глубинного катагенеза и начального метангенеза возникают мраморизованные, кристаллически-зернистые породы с так называемыми теньевыми седиментогенными структурами — остатками ажурных сеточек-перегородок внутри коралловых построек либо с остатками пленочек пелитоморфных некарбонатных веществ, окаймлявших отдельные коп-ролиты, оолиты и биогенные фрагменты. В результате чистый от примесей известняк становится мрамором, а известняк «загрязненный» различными глинистыми и терригенными примесями несколько дольше сохраняет признаки своей седиментогенной структуры; однако в обстановке зеленосланцевого метаморфизма он превращается не в мрамор, а в карбонатно-хлорит-эпидот-актинолитовый сланец, а затем в амфиболит.

Помимо упомянутых минеральных преобразований кальцита (и арагонита в кальцит) в известняках широко развиты процессы вторичной доломитизации (см. в подразд. 8.2), загипсования либо ангидритизации, а также окремнения, которое мы опишем в разделе о кремневых породах.

## 8.2. Доломиты

Доломитами называют породы, сложенные более чем наполовину одноименным минералом  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Между ними и известняками существует целый ряд переходных разновидностей: доломиты известковистые и известковые и известняки доломитовые и доломитистые. Они, согласно своим структурным признакам, разделяются (так же как известняки) на две большие группы пород: яснозернистых и пелитоморфных. Внутри каждой из них наблюдается меньшее (сравнительно с известняками) разнообразие таксонов. Это преобладающие кристаллически-зернистые, редкие биоморфные (включая сюда перекристаллизованные с реликтовыми, или «теньевыми» биоморфными микроструктурами) и довольно распространенные обломочные доломиты (брекчиевидные, древесно- и песчаниковидные разновидности).

Относительно трактовки их генезиса существует много не окончательно решенных проблем, начиная с двух спорных вопросов. Во-первых, почему масштабы теперешнего накопления доломитовых осадков весьма скромные, притом что в разрезах древних осадочных комплексов (в особенности палеозойского и докембрийского возрастов) доломитами представлены мощнейшие, толщиной во многие десятки и сотни метров тела? И, во-вторых,

почему в воде нынешних открытых морей и океанов соотношение ионов  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  равно 5,7, а доломитообразование на их дне не наблюдается? Нынешнее доломитообразование фиксируется только в обстановках очень сильно повышенной солености мелководных озер или лагун при аридном климате (лагуна Курунг на юге Австралии, восточная окраина озера Балхаш в Казахстане, окраины Персидского залива, эвапоритовое озеро Дип-Спринг в США и др.), да и там нередко доломитизация известкового осадка приходится на стадию раннего диагенеза (установлено Г. И. Бушинским в озере Балхаш).

Наиболее обстоятельные ответы на вышеупомянутые вопросы и объяснения механизмов доломитизации можно почерпнуть из книг М. Р. Лидера (1986) и А. А. Махнача (1989, 2000). Перескажем кратко их аргументацию.

Неспособность доломита к выпадению в осадок из морской воды объясняется, прежде всего, трудностями кристаллизации, т. е. кинематическим фактором построения своеобразной архитектуры кристаллической решетки этого минерала. Для возникновения его в условиях низких (околоземных) температур необходимо очень много времени. Это может быть проиллюстрировано на примере осадка озера Дип-Спринг, состоящего из мельчайших ( $< 1$  мкм) изоморфных кристалликов седиментогенного доломита. М. Р. Лидер о них писал: «Датированием по  $^{14}C$  доказано, что они росли с удивительно малой скоростью — 0,09 мкм за 1 млн лет. В большинстве иных случаев в условиях дневной поверхности кристаллы с такой малой скоростью роста были бы поглощены другими осадочными минералами и составили бы ничтожную часть накапливающегося осадка».

М. Р. Лидер подчеркивал, что медлительность роста кристалла этой двойной соли обусловлена чрезвычайно правильным строением его кристаллической решетки, состоящей из последовательного многократного чередования слоев двух видов: состоящих из ионов  $Ca^{2+}$ ,  $CO_3^{2-}$  и образованных ионами  $Mg^{2+}$ ,  $CO_3^{2-}$ . Ионы  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  имеют настолько близкие размеры и свойства ( $Ca = 1,08\text{Å}$ ,  $Mg = 0,88\text{Å}$ ), что во время кристаллизации они конкурируют из-за места в решетке. При обычных поверхностных температурах, при быстром выстраивании их друг за другом по спирали возникает магнезиальный кальцит. А для стимулирования роста зерна доломита с упорядоченной группировкой ионов по типу «слой за слоем» требуются особые условия. К ним, по-видимому, относятся медленные скорости кристаллизации и разбавленные ионные растворы (см. ниже).

Попытки выделить доломит в экспериментальных условиях при температуре дневной поверхности приводят к образованию магнезиальных кальцитов, в решетке которых отсутствует упорядоченность, присущая решетке настоящего доломита. Однако в не-

которых случаях при определенных условиях в ходе первичной кристаллизации или при изменении ранних арагонита и кальцита может быть получена метастабильная форма доломита. Образованные таким путем *протодоломиты* правильнее будет определить как метастабильные однофазовые ромбоэдрические карбонаты, по составу отклоняющиеся от доломита избытком  $Ca^{2+}$  в его решетке:  $Ca_{1,05}Mg_{0,95}(CO_3)_2$ .

Выпадение в осадок минералогически совершенного доломита в экспериментальных условиях обеспечивается температурой  $200^\circ C$ , что не отвечает условиям зоны осадконакопления, но близко к режимам глубинного катагенеза. По-видимому, формирование доломитовых отложений обеспечивается полистадийно и несколькими природными способами. Три главнейших способа перечислим особо.

Первый способ, или так называемая «эвапоритовая модель остаточного рассола», объяснен на основе наблюдений процессов доломитизации известковых грунтов обширных надприливных низин, которые в зоне аридного климата окаймляют Персидский залив, а также южную и западную окраины полуострова Синайский и именуется по-арабски «себхи». Их плоские поверхности сформированы более древними морскими отложениями арагонитового и кальцитового состава. Большое развитие среди них имеют образования цианобактериальных мат. Они во время приливов и сильных штормов заливаются морской водой, остающейся после шторма в грунтовых кавернах, трещинах, норах и ямках. Здесь вода интенсивно испаряется, и по мере ее испарения она превращается в рассол, повышающий свою концентрированность. Из него вначале выносятся  $Ca^{2+}$  и  $SO_4^{2-}$  в форме гипса либо ангидрита, которые кристаллизуются, образуя включения в коренных породах субстрата. Это массовое загипсование (ангидритизация) способствует тому, что в рассоле становятся доминирующими ионы кальция и магния, причем отношение  $Mg^{2+}/Ca^{2+} = 10$  и более. При таком условии арагонит субстрата начинает метасоматически замещаться протодоломитом. Последний перекристаллизуется затем в доломит.

Второй способ доломитонакопления реализуется тоже на границах суши с морем и на дне и берегах лагун: это так называемая модель смешения грунтовых вод с солеными. Она основана на экспериментальных данных о нелинейности кривых растворимости при смешении разнородных растворов солей. Расчеты химиков показали, что смешение пресных метеорных (грунтовых) вод с 30 % морской воды вызывает недонасыщение кальцитом при постоянном росте насыщения этой смеси доломитом. Из этого следует, что при наличии 5—30 % морской воды в смешанном растворе, из него может выпадать в осадок доломит. Именно таким механизмом объясняют доломитизацию на участках, где пресные



воды фреатической зоны встречаются с морскими грунтовыми водами; а конкретные примеры подобных этим теперешних явлений доломитизации установлены в некоторых водоносных горизонтах полуострова Флорида (США) и острова Ямайка. Исследователи отмечают, что в вышеупомянутых условиях медленно текущий процесс минералообразования приводит к кристаллизации в открытых полостях субстрата доломитовых зерен особенно правильной формы, идиоморфных и прозрачных. Возможно, что такими способами формировались многие доломитовые комплексы на регрессивных стадиях развития морских бассейнов, когда понижение уровня морских вод восполнялось притоком из континента подземных пресных вод, разгружавшихся на морском дне.

Варианты обстановок, свойственных первому и второму способам доломитизации, приведены на рис. 8.11 и 8.12.

Третий способ соответствует доломитизации глубинной — катагенетической. Карбонат Са-Мг может возникнуть вследствие метасоматической доломитизации известняков, залегающих на глубинах 1—4 км под покровами солей и глин. В этих случаях просачивающиеся в известняки рассолы с высоким содержанием ионов  $Mg^{2+}$ , взаимодействуя с кальцитом известняков, превращают его в доломит. Другими мощными поставщиками магния служат смек-

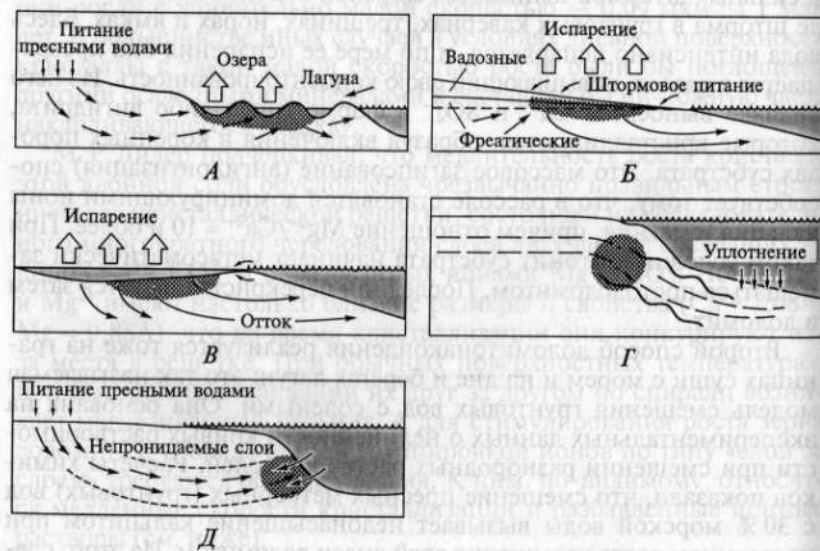
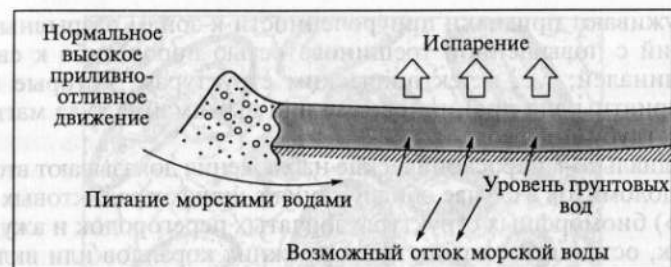


Рис. 8.11. Некоторые модели доломитизации (по Prothero, Shwab, 1996): А — тип Курунг-лагуны; Б — испарения в сабхах; В — просачивание и отток; Г — уплотнение при захоронении; Д — зона смешения



А



Б

Рис. 8.12. Источники питания водами карбонатных отложений в сабхах (по Prothero, Shwab, 1996):

А — сабха с питанием морскими водами через подповерхностную зону и с относительно малым оттоком грунтовых вод; Б — сабховые грунтовые воды пополняются смесью морских вод и грунтовых вод плюс приток морской воды при сильных штормах

титы глинистых пачек, трансформируемые в иллит при превращениях глин в аргиллиты.

Этот способ доломитизации получил наименование «модель формационных вод» (по М.Р.Лидеру, 1986), или «образования типа гравитационно-рассольного катагенеза» (по В.Н.Холодову и А.А.Махначу). Последний из упомянутых авторов описал в подробностях такие процессы на примере вторичных доломитов раннего палеозоя Белорусской антеклизы Восточно-Европейской платформы. Вторичность упомянутых доломитов доказывается картированием их границ и стадийно-микроскопическими наблюдениями. Первое возможно при наличии густой сети буровых скважин с высокими процентами извлечения керна. Тогда удается установить, что на геологическом профиле доломитовые тела имеют причудливые формы; их границы не везде согласны со стратиграфическими реперами; некоторые пласты и пачки известняков как бы втыкаются в эти границы, а сами вторичные доломитовые тела

обнаруживают признаки приуроченности к зонам разрывных нарушений с повышенной трещиноватостью пород либо к сводам антиклиналей, т.е. к тектоническим структурам, которые были благоприятны для проникновения или выжимания туда магнезиальных глубинных вод.

Стадиально-микроскопические наблюдения доказывают вторичность доломитов в случае обнаружения в шлифах реликтовых («теневых») биоморфных структур: узорчатых перегородок и ажурных сеточек, оставшихся от построек прежних кораллов или включений округлых (в поперечном сечении) и прямоугольных (в продольном срезе) монокристаллов кальцита с еле заметными признаками микроструктуры члеников криноидей (морских лилий). В обоих таких случаях можно уверенно сказать о том, что изначальный осадок был кальцитовым (либо арагонитовым). Потому что кораллы никогда не имеют и не имели доломитовых скелетов, а криноидеи не селятся в водах с ненормальной соленостью. Заместившие коралловые постройки и органично-детритовые их шлейфы доломиты относятся (по В. Г. Кузнецову) к категории образований *псевдобиогенных*. Отчасти это слово применимо и к доломитам с водорослево-строматолитовыми структурами. Но только отчасти, потому что у биологов есть версия о том, что наиболее древние цианобактериальные образования могли изначально продуцировать магнезиально-карбонатные корки.

Вторичную доломитизацию можно опознать петрографически и благодаря тому, что между такими монолитными доломитовыми телами и подстилающими их или примыкающими к ним по простиранию известняками имеются переходные разности (см. в начале раздела). В этих разностях наложенный характер доломитизации очевиден благодаря тому, что доломит имеет большую силу кристаллизации сравнительно с кальцитом, образуя более идиоморфные кристаллы сравнительно с кальцитовыми пороодообразующими компонентами (рис. 8.13, 8.14).

В случаях метасоматической доломитизации в шлифе на фоне микритовых или ксеноморфных агрегатов кальцита наблюдаются идиоморфные порфиробластические включения доломитовых ромбоздров, иногда имеющих характерное строение зонарного роста кристаллов. Для легкости их распознавания литологи-нефтяники применяют лабораторный «метод прокрашивания». Он сводится к тому, что на поверхность шлифа без покровного стеклышка наносится капля HCl в смеси с красителем (рубино-красным ализарином либо обычными чернилами) и через 1 — 1,5 мин снимается промокатальной бумагой. За это время кислота успевает протравить и прокрасить кальцит, но не успевает вступить в должную реакцию с доломитом. Доломит остается бесцветным. Так можно довольно точно установить процент вторичной доломитизации, что имеет немалое практическое значение. Оно связано с тем, что

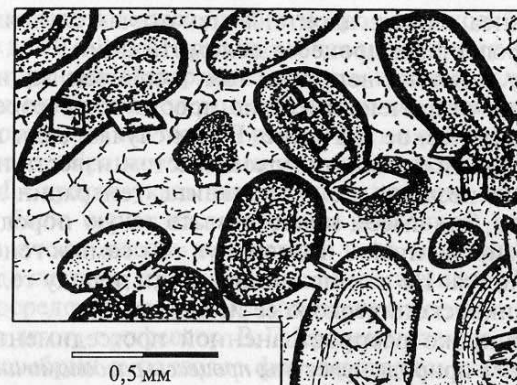


Рис. 8.13. Частично доломитизированный оолитовый известняк, средний девон, Южное Марокко (по Дж. Гринсмиу, 1981).

Ромбические кристаллы доломита зарождались преимущественно внутри оолитов, хотя они пересекают внешние границы этих аллохем

ионный радиус  $Mg^{2+}$  меньше, чем у  $Ca^{2+}$ . А потому объем вещества при доломитизации уменьшается, что способствует генерации вторичных пор, трещинок, микрокаверн, а это, в свою очередь, повышает проницаемость породы для углеводородных флюидов, т.е. улучшает породные коллекторские свойства. Считается, что стопроцентная доломитизация известняка повышает его пористость на 12%. Однако снизить эту пористость могут кристаллы



Рис. 8.14. Позднедиагенетический доломит, Дербишир, Англия (по Дж. Гринсмиу, 1981).

Видны две стадии доломитизации первичного нижнекаменноугольного известняка. Первая стадия представлена «загрязненными» почти эвгедральными зернами доломита, а вторая — чистыми ромбическими эвгедральными кристаллами доломита



вторичного гипса или ангидрита, в некоторых случаях ставшие побочными продуктами процесса доломитизации.

Вот почему ответ на вопрос о том, первичен ли изученный доломит или он вторичен, имеет не просто общетеоретическое, но важное практическое значение. В том случае, если в смешанной породе (доломитовом или доломитистом известняке) нашли признаки более поздней, чем у кальцита, генерации доломитовых кристаллов, мы имеем право назвать такую породу «известняк доломитизированный», подчеркнув тем самым генетическую сущность процесса. Но так можно называть породу только после завершения микроскопического ее исследования.

Наряду с широко распространенной постседиментационной доломитизацией в природе известны процессы раздоломичивания. Они свойственны стадиям гипергенеза — обстановкам, когда доломиты промываются сульфатсодержащими поверхностными водами. В этих случаях в стенках обрывов породы приобретают своеобразную мучнистость на выветрелых поверхностях пластовых изломов. Там образуется порошкообразный агрегат  $MgSO_4$ . Он обуславливает слабую связанность доломитовых ромбоэдрических кристалликов. В отдельных случаях формируются целые прослои вторичной рыхлой «доломитовой муки» — сыпучего желтовато-белого агрегата мельчайших корродированных доломитовых кристалликов.

Возвращаясь к обзору стадийности формирования доломитов, скажем несколько слов о геологическом эволюционировании этих процессов. Размышляя над причинами возрастания частоты встречаемости и мощностей осадочных тел, сложенных этими породами по мере их удревнения, можно было бы предположить, что такой эффект связан исключительно с доломитизацией известняков на стадиях катагенеза, процессам которого подвергались породы тем сильнее, чем дольше они находились в состоянии глубокого погружения. В действительности этот фактор имел немало важное значение, но им проблема не исчерпывается. Дело в том, что среди раннепалеозойских и докембрийских толщ гораздо чаще, чем среди осадков четвертичного периода, находятся доломиты с признаками первых двух описанных выше способов формирования — на стадии седиментации либо раннего диагенеза.

Палеогеографические исследования отложений карбона центральных участков Русской плиты, выполнявшиеся в середине XX в. под руководством выдающегося палеоэколога Р. Ф. Геккера сотрудниками Палеонтологического института АН СССР Т. Н. Бельской и А. И. Осиповой в 1977 г., доказали, что в каменноугольном периоде залившее Восточно-Европейскую платформу море было чрезвычайно мелководным (аналогов подобных плоскодонных бассейнов с такими огромными площадями сейчас не существует) — как выражаются в русских поговорках, буквально «воробью по колено». Между отмелями и островами, заросшими папоротнико-

образной растительностью, глубины проливов колебались от первых метров до 10—25 м. Горизонтальная циркуляция вод была чрезвычайно затруднена. Испарение в жарком климате делало свое дело. Свершались процессы доломитообразования, подобные современным себкховым, но на территориях в сотни раз более обширных.

Кроме того, обращаясь к раннему палеозою и докембрию, академик Н. М. Страхов указывал, что в те времена давление  $CO_2$  в атмосфере было выше настоящего, а щелочной резерв в водах морей был очень высок, вследствие чего малейшее нарушение равновесия в системе, провоцируемое повышением pH, могло влиять на непосредственную садку доломита из воды.

Подводя итог, профессор В. Г. Кузнецов заключил, что доломиты в докембрии и палеозое формировались в обширных надплатформенных морях, в том числе в их центральных частях. А в мезозое и особенно кайнозое их образование в значительной степени сместилось к прибрежной зоне — в лагуны, полуизолированные заливы и озера аридных климатических поясов.

### 8.3. Сидериты

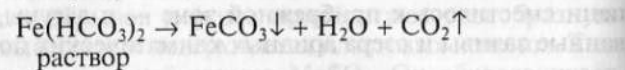
Сидериты — породы, сложенные в основном одноименными минералами  $FeCO_3$  либо родственными им *сидероплезитами* ( $FeCO_3 > 80\%$ ,  $MgCO_3$  — до 20%); иногда с примесью кристаллов переходной разности к доломиту — *анкерита*  $Ca(Fe,Mg)(CO_3)_2$ . Они образуют конкреционные стяжения в глинах, аргиллитах и алевролитах, иногда в песчаниках и углях (см. рис. 4.9). Нередко такие стяжения сливаются в единые «конкреционные пласты». В их составе, помимо железисто-карбонатного (преобладающего) вещества, присутствуют примеси: глинистых частиц, обломков кварца и силикатных минералов алевроитовой размерности, фрагментов углефицированного и тонкодисперсного ОВ, аутигенных кристалликов пирита и других сульфидов, которые цементируются агрегатами зерен сидерита или сидероплезита.

Макроструктура сидеритов чаще всего пелитоморфная, реже — яснозернистая. Под микроскопом пелитоморфные разности обнаруживают микрогранобластовую структуру. Они состоят из плотно приросших друг к другу одинаковых по размерам ромбоэдров, упакованных по типу «булыжной мостовой». Такой структурный изоморфизм обусловлен гораздо большей силой роста кристаллов сидерита сравнительно с доломитом и кальцитом. Это бывает особенно заметно на отдельных участках доломитовых и известняковых тел, подвергшихся метасоматическому замещению агрегатами более правильных сидеритовых ромбоэдров.

Агрегаты последних на свежем сколе имеют стально-серый цвет. Однако на поверхности обнажений сидерит подвергается процессам окисления, его кристаллы покрываются тончайшими плен-

ками оксидов  $Fe^{3+}$ , а потому издали сидеритовые образования выглядят покрашенными в охристые или красно-бурые тона.

Охарактеризованные кратко морфологические особенности сидеритов однозначно свидетельствуют об их постседиментационном генезисе. В большинстве своем сидеритовые конкреции и конкреционные тела были сформированы на стадии диagenеза, в восстановительной глеевой (т.е. без  $H_2S$  или с незначительным присутствием этого газа) обстановке. Такая обстановка создается обилием  $OH^-$ , захороненного в глинистых или глинисто-терригенных илах. Наличие в них большого количества содержащих железо минералов, их химическое корродирование и жизнедеятельность железопродуцирующих бактерий благоприятствуют переводу этого элемента в двухвалентную подвижную форму (в растворимом бикарбонате). А отток углекислого газа из этой системы через вышележащие слои осадка вверх (в воды бассейна) обеспечивает реакцию:



Это упрощенная схема одного из наиболее вероятных механизмов диagenетического сидеритообразования.

Известны также более мощные залежи сидеритовых железных руд, возникновение которых объясняется процессами метасоматического замещения известняков и доломитов на конечных этапах подстадии глубинного катагенеза — в Бакальском и других месторождениях рифейского возраста Башкирского мегантиклинория на Южном Урале (по Л. В. Анфимову, 1997). Там методами стадияльно-петрографических и изотопно-геохимических исследований было доказано, что мощные толщи рифейских глинистых пород изначально смектитового состава на этапе их превращения в аргиллиты и глинистые сланцы обеднялись  $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  за счет массового выноса этих элементов из кристаллических решеток смектитов, трансформируемых в диоктаэдрические слюды (см. гл. 7). Из этих же глин поступали массовые количества элизонной  $H_2O$ , прогретой до  $100^\circ C$  и выше (высокие давления препятствовали фазовым переходам жидкости в пар). Сформированные таким способом металлоносные гидротермы устремлялись в области пониженных давлений — через зоны разрывов в пласты-коллекторы пористых известняков. Там, остывая, гидротермы обеспечивали реакции метасоматоза, которые и формировали рудные сидеритовые тела.

#### 8.4. Магнезиты

Магнезиты — породы с кристаллически-зернистыми структурами, образованные агрегатами одноименного минерала  $MgCO_3$ , в большинстве своем имеют тоже постседиментационный генезис.

Южно-Уральские магнезиты рифейского возраста известного месторождения Сатка и множества других ему подобных объектов, судя по новейшим результатам литолого-геохимических исследований уральских ученых Л. В. Анфимова и М. Т. Крупенина, возникли за счет преобразования доломитов на позднекатагенетической подстадии таким же в принципе способом, как описанные выше сидериты Бакала. Магний (как и железо) привносился из трансформированных в слюду смектитовых пачек.

Вместе с тем существуют сторонники гипотезы седиментогенного способа формирования магнезитов в геологическом прошлом. В настоящее время известен очень скромный по своим геологическим масштабам пример садки магнезитовых илов в самые жаркие периоды Южно-Австалийского лета на дне лагуны Курунт (см. подразд. 8.2). Геохимия этих процессов подробно анализировалась Н. М. Страховым. К его работам мы адресуем любопытного читателя, не пересказывая их вследствие краткости программы нашего курса. Добавим к вышесказанному, что очень скромные масштабы современного магнезитонакопления не сопоставимы с мощностями древних магнезитовых толщ. Гипотеза об их позднекатагенетическом генезисе представляется наиболее обоснованной.

Однако окончательной точки в расшифровке генезиса этих пород еще не поставлено. Немало исследователей все же допускают возможность седиментогенного формирования рифейских и палеозойских магнезитов в особых условиях сверхаридного климата, а явления перекристаллизации и местных метасоматических обогачений руд (вследствие локальных перераспределений вещества) объясняют наложенными процессами глубинного катагенеза, метагенеза или локального метаморфизма первично магнезиальных осадочных комплексов. Не исключено, что в будущем могут появиться аргументы в пользу и этой гипотезы. Во всяком случае остается еще широкое поле научной деятельности в данной сфере.

#### 8.5. Смешанные карбонатные, песчано-карбонатные и глинисто-карбонатные (мергели) породы

Разнообразные породы с примесями карбонатов чрезвычайно широко распространены, вследствие чего во многих учебниках (например, авторов Л. Б. Рухина, Н. В. Логвиненко и др.) им посвящаются особые разделы.

Относительно распространенности смешанных карбонатных пород — переходных разновидностей между известняками и доломитами нами упоминалось выше, но без ссылок на конкретные классификационные параметры. Между тем, таковые давно разрабо-





Аналогичный вышеописанному способ группировки использовался также применительно к алевротовым и алевролитистым разновидностям карбонатных пород.

Смешанные карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные породы развиты гораздо шире — настолько широко, что большинству из них издавна присвоен особый термин — *мергели*. При обособлении этой группы был нарушен общепринятый принцип породной группировки по наличию 50 % и более порообразующего компонента. К мергелям стали относить смеси, содержащие карбонатного вещества (известкового либо доломитового) от 75 до 25 % и глинистого вещества, соответственно, от 25 до 75 %; иногда деля их, при явном преобладании того или иного компонента, на «мергели известковые», «мергели доломитовые» и «мергели глинистые».

Авторы современных классификаций стремятся как-то обособить 50%-й барьер. Они именуют «истинными» или «чистыми» мергелями только те породы, которые содержат 50—75 % карбонатного и, соответственно, 50—25 % глинистого материала (В. Г. Фролов, 1993). Однако добиться такого ранжирования на практике полевых геологических наблюдений практически невозможно. Даже оптическая микроскопия не позволит нам точно и количественно разделить микритовый карбонатный и тонкопелитовый глинистый материал. Для этого потребен анализ методом «мокрой химии» — растворением породных навесок в крепких кислотах и взвешиванием нерастворимых остатков.

В массовых масштабах все это реализовать нелегко и не всегда целесообразно. По этой причине до сих пор на практике бытует старый (начало XX в.) способ диагностики мергелей как многовариантных смесей, в которых содержание карбонатного и глинистого вещества ограничено рубежами, приближающимися к 75 и 25 %. И в англоязычной литературе мергелем (*marl*) называют глинисто-карбонатную породу тоже в близких к вышеотмеченным пропорциям смешения компонентов: с содержанием глины 35—65 % и карбоната, соответственно, 65—35 %.

Содержание карбоната (%)	Содержание глины (%)	Содержание карбоната (%)	Содержание глины (%)
75-100	0-25	50-75	25-50
50-75	25-50	25-50	50-75
25-50	50-75	0-25	75-100
0-25	75-100		

## Кремневые породы

Кремневые породы в большинстве учебных книг традиционно именуется *кремнистыми*. Однако В. Т. Фролов в 1992 г. резонно заметил, что данный термин неудачен, так как по-русски суффиксом «ист» выражается примесь, а здесь кремневое вещество преобладает, а потому уместен суффикс «ов» или «ев».

Определение этим породам можно сформулировать так: *кремневыми* (или *силицитолитами*) именуется *породы*, более чем наполовину состоящие из минералов группы оксидов кремния — опала, кристобалита, тридимита, халцедона и развивающегося по ним кристаллически-зернистого кварца; за исключением разновидностей с обломочными структурами и с яснозернистым гранобластовым строением.

Кварцевые алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты данной группы не принадлежат; они относятся к породам обломочным. Не включают в состав силицитолитов также кварциты, у которых порообразующие компоненты срослись в гранобластовый агрегат кристаллов крупнее 0,1 мм, иногда до 0,5—1 мм и более в поперечнике: это образования стадий метаморфизма (нередко контактового, порождающего ороговикование вмещающих интрузию пород), т. е. метапороды. Их предшественниками могли быть не только силицитолиты, но вероятны также и кварцевые обломочные, и кислые эффузивные породы, и в каждом конкретном случае для распознавания природы дометаморфического объекта требуются специальные петрологические исследования.

Кремневые породы по своей распространенности занимают 4-е место после карбонатных, однако количественно им резко уступают — составляя 1,5—2 % всего осадочного материала. Эти породы по их внешнему облику и минеральным составам делятся на две главные категории. Первая представлена опаловыми, реже халцедоно-опаловыми образованиями, которые настолько микрокомпонентны («мелоподобны»), что визуальными именуется как *пелитоморфные* образования, обладающие характерным «землистым», шершавым на ощупь изломом. Вторая категория — породы халцедоновые и кварцево-халцедоновые. Они более крепкие и монолитные, на свежем изломе имеют так называемую *афанитовую*, или *стекловатую* макроструктуру, будучи похожими на попереч-



ный скол разбитого толстого стекла, без признаков какой-либо зернистости. Истинные микроструктуры и компонентные составы пород обеих категорий выявляют только микроскопические наблюдения (оптические и электронные). Только эти наблюдения позволяют нам установить видовое название силициолита.

Так, например, описанные макроскопически в конце XIX в. в Северной Африке в предместьях г. Триполи опаловые трепелы при микроскопических исследованиях оказались на самом деле диатомитами, а настоящие трепелы установлены в совсем иных регионах (мезозой и кайнозой Ростовской и Брянской областей, Поволжья и др.).

К опаловым разновидностям относятся *трепелы* и *опоки*. Это светло-серые, очень легкие, некрепкие, неразмокающие породы. На изломе они похожи на мел, но не «вскипают» в HCl. Трепелы очень пористы (до 90%), а потому их объемный вес близок к 1. Опоки тяжелее (объемные веса — от 1,2 до 1,8 г/см<sup>3</sup>), поскольку представляют собой более уплотненную разновидность; по внешнему виду похожи на скол разбитой фаянсовой чашки. Микроструктуры у них и трепелов колломорфные. Опаловые породы с биоморфными структурами представлены *диатомитами*, *радиоляритами* и *спонголитами*.

Диатомиты сложены тончайшими (тоньше нашего волоса) «трубочками» диатомовых водорослей — обитателей холодных озерных и морских вод. Внешне диатомиты похожи на трепел, но легче его и не тонут в воде; поровые пустотки составляют в них до 97% объема породы. Радиоляриты, сложенные мелкими (не крупнее 0,1—0,2 мм) шарообразными скелетиками морских одноклеточных — радиолярий, несколько плотнее, подобно опокам. Спонголиты состоят из иголок морских губок (от лат. *spongia* — губка). Внутри каналов этих иголок опал превращается в микроглобулярный опал СТ. Он на стадии катагенеза раскристаллизуется в микритовый агрегат волокнистого халцедона. Его примесь существенно утяжеляет породу до 1,8—2,2 г/см<sup>3</sup>.

К халцедоновым и кварцевым породам относятся: 1) *кремни желваков*, или *конкреций*, залегающие внутри пластов писчего мела и некоторых других известняков; 2) *яшмы* — криптозернистые тонкослоистые породы, обычно окрашенные примесью оксидов железа и марганца в красные и фиолетовые цвета; 3) *радиоляриевые яшмы*; 4) *кремневые сланцы*, прокрашенные, в отличие от яшм, в серые или зеленые цвета за счет примеси глинистого материала; 5) *фтаниты* — халцедоновые породы черного цвета, содержащие тонкодисперсную примесь ОВ.

Судя по фаунистическим остаткам кремневые породы были морскими, реже озерными образованиями. Многие из них, развитые в складчатых областях, подверглись существенным вторич-

ным изменениям. Гель кремнезема и опаловые панцири большинства микроорганизмов становятся неустойчивыми даже при незначительном росте температуры и давления. Испытывая перекристаллизацию, они превращаются в халцедон-кварцевые сланцы или яшмы и фтаниты.

Интересна проблема генезиса радиоляриевых яшм. У них обнаруживаются элементы сходства с современными радиоляриевыми илами, которые накапливаются на дне Тихого и Индийского океанов. Поэтому появление подобных пород в разрезах геологического прошлого нередко рассматривается как доказательство существования древних океанов. Однако следует иметь в виду, что аналогичные осадки могут возникать и в глубоких морях значительно меньших размеров, по сравнению с современными океанскими бассейнами.

Похожее можно сказать и про диатомиты. Сейчас в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах ниже критических глубин карбонатакопления развиты диатомовые илы, окаймляющие широкий пояс материк Антарктиду.

В водах Северного Ледовитого океана и его окраинных морей диатомовые водоросли размножаются в не меньших количествах, чем на южных широтах, однако здесь «чистые» диатомовые илы образуются реже. Они «подавляются» гигантскими количествами терригенно-глинистых веществ, привнесенных сюда с суши Великими Сибирскими реками.

Однако современные и мезозойско-кайнозойские диатомовые осадки присущи не только глубоководным бассейнам. Глинисто-диатомовые илы накапливались и ныне накапливаются на дне озера Байкал, а чистые диатомиты свойственны кайнозойским осадкам озер межгорных впадин Малого Кавказа, Балканского и других регионов.

Развитые на Восточно-Европейской платформе позднемезозойские и кайнозойские диатомиты в парагенезе с трепелами, опоками и радиоляритами принадлежали так же, как и описанный выше писчий мел, к осадкам своеобразного (не имеющего нынешних аналогов) обширного и очень мелководного эпиплатформенного морского водоема (см. рис. 8.6).

В вышеупомянутом парагенезе биогенные механизмы формирования диатомитов и радиоляритов сомнений не вызывают. Применительно же к породам с колломорфными структурами такие сомнения остаются. Действительно, с первого взгляда на их микроструктуры можно предположить, что они отражают результаты химического осаждения аморфного кремневого вещества. Однако этой версии противоречат расчеты баланса SiO<sub>2</sub> в зонах переноса и накопления осадков, выполненные Н. М. Страховым и лаконично описанные и пополненные расчетами других исследователей — Ю. Г. Волохина, Ю. П. Казанцева, М. А. Михайлова и

В. Т. Фролова (1992). Главная аргументация против версии о хемогенном генезисе осадков, исходных для трепелов и опок, состоит в современной (и, вероятнее всего, мезозойско-кайнозойской) недонасыщенности гидросферы кремнеземом. Его в морской воде содержится порядка 0,5—6 мг/л, а в речных водах — до 13 мг/л. Лабораторные же исследования показали пределы растворимости кремнезема в морской воде при 25 °С и нормальном атмосферном давлении более высокими — в 10—20 раз, а иногда и почти в 300 раз больше, чем приведенные выше цифры, а именно: для кремневого геля — 140 мг/л, для опала — от 105 до 110 мг/л, кристобалита — 60 мг/л, тридимита — 38 мг/л, мелкоистолченного кварца — 5—6 мг/л.

Итак, воды океанских, морских и внутриконтинентальных бассейнов резко недонасыщены  $\text{SiO}_2$ , что исключает возможность его химической садки. Есть, правда, иной химический способ — выпадания гелей из коллоидных растворов, которые при смешении речной воды с морской (электролитом) коагулируют, вне зависимости от степени насыщенности раствора.

Такой механизм вполне возможен, однако он в реальности имеет (по крайней мере, в наше время) скромные масштабы, судя по тому, что детальные исследования Ф. В. Чухрова в 1955 г., С. И. Набоко и других показали подчиненную роль коллоидов (всего до 10—20 %) в речных водах, где большая часть (80—90 %) растворенного  $\text{SiO}_2$  пребывает в форме ионных растворов ортокремневой кислоты  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ .

Некоторые исследователи (например, В. И. Муравьев, 1983) привлекают к объяснению формирования трепелов и опок вероятные процессы вулканизма и подводной разгрузки насыщенных кремнеземом горячих эндогенных гидротерм. Не отвергая такого механизма кремненакопления в принципе, следует указать начинающему исследователю, что данная версия, как любая иная, всегда нуждается в аргументированном подтверждении для каждого конкретного случая. Всюду следует находить и показывать неопровержимые геологические и геохимические свидетельства предполагаемого палеовулканизма (в особенности применительно к отложениям платформенных чехлов, где магматическая активизация проявлялась не столь мощно и не так часто, как в тектонически подвижных поясах).

Гораздо чаще после введения в практику лабораторных исследований растровой электронной микроскопии нам удается убедиться в том, что очень многие трепелы и опоки — это изначально биогенные (радиоляриевые и др.) осадки, которые на постседиментационных стадиях литогенеза видоизменили свои микроstructures вследствие растворения поровыми водами большинства раковин и трансформирования биоморфного опала А в хемогенный глобулярный опал СТ.

Разрушение раковин разных особей в одной и той же породе по неведомым нам причинам реализуется с разной интенсивностью подобно тому, как осенью на одном дереве разные листья в разной мере подвергаются пожелтению и полному увяданию. И все эти переходы видны в электронно-микроскопических препаратах. По ним удается воссоздать биоморфную реликтовую структуру осадка.

Организмы-кремненакопители, как установлено биологами, не нуждаются в аномально-повышенных содержаниях  $\text{SiO}_2$  в воде, извлекая кремнезем своими биомеханизмами из ничтожных количественных его примесей. Конечно же любой дополнительный поставщик  $\text{SiO}_2$  будет стимулировать активизацию жизнедеятельности этих существ. Так, например, культуру диатомовых водорослей помещали в дистиллированную воду, где эти водоросли продолжали по-прежнему жить, но резко активизировали свое размножение после добавления туда порции глинистых частиц или тонкоизмельченного вулканического пепла.

По мнению Н. М. Страхова, главный источник  $\text{SiO}_2$  для построения биоскелетов — это его запасы в водах Мирового океана и морей, оцениваемые в  $5,3 \cdot 10^{18}$  г. Из них биос ежегодно извлекает порядка  $2,5 \cdot 10^{16}$  г  $\text{SiO}_2$  (намного больше, чем ежегодно привносится реками и гидротермами), однако до 98,5 % этого количества вновь возвращается в океанскую и морскую воду вследствие массового растворения биоскелетов на путях их транспортировки к морскому дну и на дне водоема. Прочие форменные элементы сохраняются в осадках, теряя и там часть своего  $\text{SiO}_2$ , переходящего в иловые растворы на стадии диагенеза.

Еще труднее, чем в приведенных примерах, судить о генезисе халцедоновых пород складчато-надвиговых систем (герциниды Урала, каледониды Казахстана и многие др.), которые имеют достаточно древние возрасты (в основном палеозойский и докембрийский) и гораздо интенсивнее платформенных осадков переработаны процессами глубинного катагенеза и метагенеза.

Выше было сказано о несомненной биогенности радиоляриевых яшм, но таковые составляют меньшинство от всей группы яшмоидов, кремневых сланцев и фтанитовых пород. Реконструируя их генезис, не следует поддаваться искушению прямолинейных актуалистических сравнений с нынешней эпохой, как уже показывалось на примере палеобстановок формирования писчего мела и фациально замещающих его опаловых осадков Русской плиты.

Применительно к тектонически подвижным областям реконструирование условий седиментации требует еще большей осторожности в осмыслении множества литологических, геохимических и общегеологических признаков палеогеографической обстановки.



О неполной аналогии древних обстановок современным неократно свидетельствовали Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко, П. П. Тимофеев и другие отечественные литологи и их зарубежные коллеги, в частности Р. У. Фербридж, который писал: «Гели кремнезема весьма редко встречаются на дне современных морей, однако современная эпоха может быть неблагоприятной для образования этих гелей ... Необходимо оценить исключительно активную эрозионную деятельность в четвертичном периоде с его быстрыми эвстатическими поднятиями и опусканиями. Эрхарт установил, что положительные периоды стабильности благоприятствуют высвобождению из почвы кремнезема и кальция (см. талассократический период)» (Диогенез ..., 1971. С. 63—64). И далее: «Имеются многочисленные указания на образование таких гелей кремнезема в геологическом прошлом .... В самой нижней части ордовикских отложений Польши Самсонович обнаружил халцедоны со знаками ряби. Подобные образования были найдены в юрских отложениях Нормандии. Описаны кремни с ходами червей. Отпечаток мускульной ткани *Exogyra*, сохранившийся в кремнеземном образовании, указывает на одновременное замещение. Ветцель нашел пыльцу совершенной сохранности в меловых кремнях Северной Европы, а Дефландре описал из этих кремней тонкие *Flagellata* и гистрикосфериды (микроскопические (0,01—0,4 мм) образования, принадлежащие различным систематическим группам, начиная с яиц, цист и кончая спорами) с псевдоножками совершенной сохранности. Высокая степень сохранности позволила Кайе сделать вывод, что дегидратация кремнезема начинается снаружи и медленно распространяется внутрь образования» (Диогенез ..., 1971. С. 64). Иными словами, в отдельные (талассократические) периоды пенепплензации суши, массового корообразования на ней и морских трансгрессий, насыщенность вод кремнеземом могла превышать нынешнюю.

Гораздо определеннее трактуется генезис кремневых конкреций, распространенных среди многих видов карбонатных пород — писчего мела, различных пелитоморфных и детритовых известняков, реже — среди коралловых, водорослевых известняков и доломитов. Такие конкреции имеют афанитовую макроструктуру, криптозернистую (коллоидально-зернистую) микроструктуру и разнообразные окраски — от светло-серых до черных, а иногда красновато-бурых, в зависимости от вещественного состава примесей к кремнезему нерастворимых пелитоморфных компонентов — глинистых частичек, тонкодисперсного ОВ, гидроксидов железа и проч.

Время формирования различных конкреций датируется различными постседиментационными этапами — от самого раннего до позднего диогенеза; а иногда это продукты метасоматического замещения карбонатного вещества уплотненной породы кремне-

вым веществом во время катагенетической стадии. Различия этих образований оцениваются, исходя из морфологии конкреционных стяжений и их соотношений с текстурами вмещающей породы.

Раннедиагенетические конкреции приспособляются своей формой к текстурным неоднородностям известняков; например, они удлиняются параллельно слоистости и вдоль поперечных к ней трещин отдельности пласта, приобретая крестообразные или грибообразные контуры поперечного сечения. Если пласты известняков имели детритовые структуры с неоднородными по своей крепости форменными элементами, то «обходящие препятствие» раннедиагенетические кремни приобретают вовсе причудливые формы, будучи все же уплощенными. Метасоматическое окремнение, охватившее уплотненную породу на катагенетической стадии, имеет не всегда согласные со структурно-текстурными особенностями породы границы.

Механизм диагенетического кремнеобразования обстоятельно описан В. Т. Фроловым (1992). Сущность этого механизма такова. Карбонаты и  $\text{SiO}_2$  — антиподы применительно к условиям их растворимости. Они в этом качестве более чувствительны к колебаниям рН, нежели к изменениям температуры растворов (в пределах температур, свойственных зоне осадконакопления). При значении рН порядка 8,2—8,5 фиксируются переломные значения их растворимостей: при меньших значениях данного параметра (покишение среды) стремительно увеличивается растворимость карбонатов и стабилизируется на минимальном уровне растворимость кремнезема, а при возрастании рН > 8,5—9 соотношения растворимостей становятся прямо противоположными вышеотмеченным (стабилизируются у карбонатов и стремительно возрастают у  $\text{SiO}_2$ ). В морской воде значения рН в среднем приближаются к 8,2, однако эта щелочная среда фона не является однородной внутри осадка. Там возникает множество точечных очажков с резко пониженными значениями рН — в тех местах, где скапливаются трупы погибших животных и начинается активная деятельность разлагающих их бактерий с выделениями  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , которые «подкисляют» окружающую среду. Временное ее подкисление способствует тому, что попавшие туда единичные раковинки радиолярий, диатомей или спикулы губок становятся затравками для стягивания к ним из соседних участков (с более высокими рН) растворенного  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , переводимого в нерастворимый агрегат опала здесь же (при низком рН). Сформированная этим способом микроконкреция по закону масс стягивает на себя кремнезем из окружающих иловых вод, уже вне зависимости от выравнивания местных значений рН. Выпавший в осадок опал приспособляется к неоднородностям в структуре окружающих его карбонатных компонентов. Впоследствии (на стадиях позднего диогенеза — ран-

него катагенеза) этот опал постепенно дегидратируется и трансформируется через кристаболитовую и тридимитовую фазы кремнезема в криптозернистый агрегат кварца, именуемый халцедоном.

Несколько иными могут быть источники  $\text{SiO}_2$  при метасоматическом кремнеобразовании на катагенетической стадии. В данном случае  $\text{SiO}_2$  может привноситься в известняки и доломиты элизинной водой, высвобождаемой вместе с кремнеземом из трансформируемых смектитов соседних с карбонатными слоями пачек глинистых пород (см. выше). Возможны и другие источники  $\text{SiO}_2$ , выявление которых требует специального исследования.

Фосфориты представляют собой биогенно-хемогенные образования, состоящие либо из фосфатизированных скелетных остатков, раковин морских моллюсков либо (чаще) из скопления конкреций и пластовых тел аморфно-криптозернистого строения, сложенных преимущественно минералами группы апатита: аморфным коллофаном, микрокристаллическими фторапатитом  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ , гидроксилapatитом  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ , подолитом  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{CO}_3)$ , курскимитом  $\text{Ca}_8(\text{PO}_4)_4(\text{CO}_3) \cdot \text{F}_2$ , карбонатapatитом, франколитом  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6[\text{F}_2(\text{OH})_2(\text{CO}_3)\text{O}]$  и другими солями ортофосфорной кислоты. Это — ценное агрохимическое сырье, исследованию которого много внимания уделяли А.Д.Архангельский, Г.Н.Батурин, Г.И.Бушинский, М.Г.Гиммельфарб, А.В.Казаков, А.С.Соколов, В.Н.Холодов, Э.Л.Школьник и др.

Большинство фосфоритов по своему составу приближаются к смешанным отложениям. Одни из них содержат обильную примесь глинистого вещества, в составе которого наиболее характерным компонентом является глауконит, а также примесь обломков кварца, полевых шпатов и слюд алевритовой и песчаной размерности. Другие виды фосфоритов пребывают в тесном парагенетическом единстве с кристаллически-зернистыми агрегатами доломита, кальцита либо аморфного опала и криптозернистого халцедона. В качестве второстепенной примеси в фосфатных желваках отмечаются пирит, галенит и др., а в современных океанских фосфоритах Г.Н.Батуриным и другими исследователями выявлен барит в форме игольчатых и призматических кристаллов.

Нижний предел химического содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$  в этих породах равен 18%. Однако в геолого-разведочном деле фосфоритами часто называют руды с содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  всего 5%, потому что при условиях их открытой разработки из пород, содержащих  $\text{P}_2\text{O}_5$  от 5 до 18%, может быть легко получен концентрат, пригодный для промышленного использования. В данном случае практика диктует свои потребности, и условно принятый нами 50%-й барьер господствующих минеральных компонентов существенно снижается ей в угоду (делается из общего правила исключение такое же, как для рассмотренных выше мергелей).

Имея дело с музейными образцами фосфоритов, мы привыкли к их черным окраскам. Однако это цвет обильных примесей ОВ.



Если же таковые окислены, то истинные фосфориты становятся белыми, мелоподобными, а точнее — очень похожими по своему внешнему облику (и по составу сопутствующих примесей глауконита и др.) на опоки, а иногда — на доломиты. Различить их позволяет реактив — смесь молибденовокислого аммония с концентрированной азотной кислотой. Капелька такой смеси мгновенно окрашивает участок породы в канареечно-желтый цвет даже при минимальном 5%-м содержании  $P_2O_5$ . А под микроскопом фосфатное вещество чрезвычайно похоже на минералы группы оксидов кремнезема. По резкому рисунку шагреневой поверхности и изотропностью коллофаномологичен опалу. Криптозернистые же агрегаты апатитов своей прозрачностью, отсутствием шагреневых поверхностей и низкими (темно-серыми) цветами интерференции ( $n_g - n_p = 0,003$ ) с первого взгляда неотличимы от халцедонов. Вместе с тем и коллофан, и все апатиты отличаются своими очень высокими показателями преломления, которые выше не только отрицательных опаловых и близких к значениям  $n$  канадского балъзама констант халцедоновых, но они существенно выше, чем кварца,  $n_g = 1,553$ . У апатитов  $n_g = 1,633 - 1,667$ ;  $n_p = 1,630 - 1,664$  (т.е. при диафрагмировании и поднятии тубуса микроскопа либо опускании его предметного столика полоска Бекке будет явно смещаться в сторону от минералов  $SiO_2$  на фосфатное вещество).

Фосфориты в большинстве случаев имеют прямую или косвенную пространственно-временную взаимосвязь с погребенными останками животных, а также недавно устанавливаемые взаимосвязи с палеобактериями. Тем не менее их генезис до сих пор служит предметом острых дискуссий относительно источников фосфора, механизмов его миграции и способов его концентрирования. Один из авторитетнейших исследователей фосфатного сырья А. С. Соколов (1999) охарактеризовал нижеиследующую историю развития представлений о генезисе фосфоритов, подразделив ее на три крупных этапа.

Первый этап от 90-х гг. XIX в. до начала 30-х гг. XX в. представлял безраздельное господство гипотезы о биогенности фосфоритов — за счет фосфора, накопленного в телах преимущественно планктонных и нектонных морских и океанских организмов, погибавших массово в местах контакта теплых и холодных течений и «дождем трупов» падавших на дно. Ярыми сторонниками таких представлений были английские исследователи осадков дна океанов Дж. Меррей и А. Ренан (1891), известный геолог Л. Кайе (1936) и отечественные геологи Н. Г. Кассин и А. Г. Вологдин, предвосхитившие нынешние сведения некоторых палеонтологов о большой роли жизнедеятельности бактерий, влиявших на фосфатонакопление. Недостатком их стройной гипотезы было отсутствие ее связи с конкретными фациально-палеогеографическими обстановками, что не давало геологам-поисковикам ясной цели для

обнаружения перспективных фосфоритоносных участков и новых месторождений.

Второй этап решения проблемы фосфатогенеза наступил в 30-х гг. XX в., после начала исследования фосфоритов в СССР, в Научном институте удобрений, где горно-геологический отдел возглавил крупный химик А. В. Казаков. Он отверг биогенную гипотезу, заменив ее хемогенной, которая стала приносить конкретные плоды, способствуя открытию месторождений. Эта гипотеза вскоре получила всемирное признание и была многократно описана и проиллюстрирована в отечественных учебниках Л. В. Пустовалова, М. С. Швецова, Л. Б. Рухина, Н. В. Логвиненко и др. и с похвалой отмечена в 1984 г. на 27-м Международном геологическом конгрессе в Москве руководителем Международного проекта «Фосфориты» австралийским профессором П. Дж. Круком.

Суть гипотезы А. В. Казакова заключалась в том, что пассаты отгоняют от материков поверхностные океанские воды, вызывая тем самым компенсационные потоки глубинных вод вверх по континентальному склону на шельф (*апвеллинг*, упоминавшийся выше, при описании генезиса оолитовых карбонатов). Глубинные воды, благодаря высоким парциальным давлениям углекислоты, содержат повышенные концентрации растворенного в них фосфора (он поставляется трупами планктона и нектона, но далее биос в его переносе и в осадконакоплении не участвует). На шельфовом мелководье резкое снижение давления и прогрев воды стимулирует удаление  $CO_2$  в атмосферу, благодаря чему вода становилась перенасыщенной фосфатом, и он выпадал в осадок (рис. 10.1). Первыми геологическими подтверждениями этой модели стали находки позднекайнозойских фосфоритовых желваков на шельфе вдоль всего западного побережья Африки и восточного побережья Южной Америки; а также приуроченность ископаемых фосфоритов к мелководным отложениям палеошельфов платформенных осадочных бассейнов позднего докембрия, палеозоя и мезозоя.

Батиметрические глубины фосфатонакопления оценивались в диапазонах от 50 до 20 м, с частичным перекрытием зоны глауконитообразования (20—200 м). Известные факты наличия в этих же обстановках массовых скоплений фосфатизированных раковин двустворок (рода *Aucella*), беззамковых брахиопод (*Obolus*), аммонитов, а также фосфатизированных бактериально-водорослевых построек, не объясняемые гипотезой А. В. Казакова, умалчивались как второстепенные явления. Также не объяснялась современная недонасыщенность морских мелководных вод фторкарбонатапатитом, что исключает возможность его выпадения непосредственно из воды в осадок.

Подправить это несоответствие стремились выдающиеся литологи Г. И. Бушинский и Г. Н. Батурин, вновь указавшие на важную роль фитопланктона как концентратора фосфора примени-

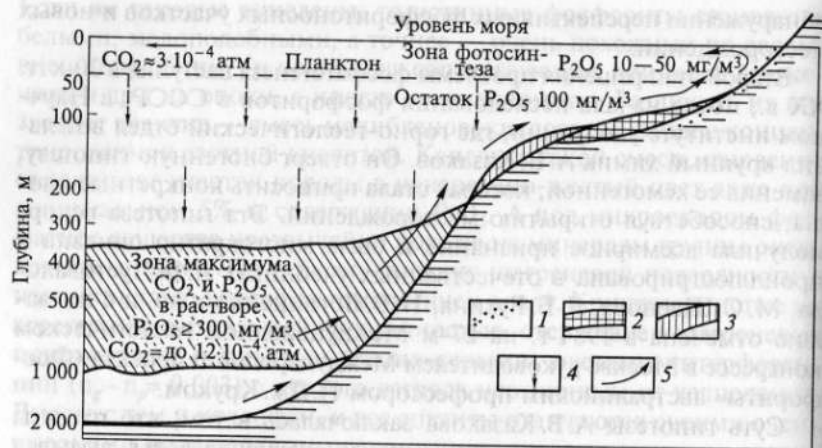


Рис. 10.1. Схема химического осаждения фосфата кальция в результате подъема глубинных вод (апвеллинга) на шельф (по А. В. Казакову, 1937). Фации: 1 — береговые пески и галечники; 2 — фосфатная; 3 — известняковая; 4 — погружение мертвого планктона; 5 — направление течений

тельно к палеогеографическим обстановкам гипотезы А. В. Казакова. При этом Г. Н. Батурин дополнил данную схему существенным уточнением: *фосфориты не выпадают сразу же из воды на дно, а как бы «дозревают» в иловых водах внутри осадка на стадии диагенеза*, получая там дополнительную подпитку фосфором (известно, что его концентрации так же, как марганца и других элементов, повсеместно в иловых водах на несколько порядков превышают таковые в придонной воде). Диагенетические конкреции растут и укрупняются, иногда цементируют глинисто-алевритовое вещество в форме фосфатных плит. В тех случаях, когда на данном участке дна резко активизируется гидродинамическая обстановка (в период морской трансгрессии или регрессии), сильными течениями уносится тонкий терригенный материал, а тяжелые конкреции остаются, сгущиваются и образуют конгломератоподобные остаточные образования так называемого *перлювия*. Это природный процесс естественного обогащения рудных тел.

Уточнения, вносимые в гипотезу А. В. Казакова, предопределили наступление на рубеже XX и XXI вв. третьего этапа познания механизмов фосфатонакопления. Оно базируется на новых фактических материалах исследования океанских и континентальных отложений и на новых возможностях лабораторных стадийно-минералогических, биологических и геохимических исследований на высокоразрешающей электронной и рентгенографической аппаратуре. Благодаря ее использованию появилось много свидетельств о признаках метасоматического замещения фосфатом кар-

бонатных осадочных компонентов — биогенных (раковинок остракод и др., и экскрементов — копролитов) и не биогенных. Было также установлено, что процесс фосфатизации карбонатов протекает особенно активно при наличии богатых ОВ мягких тканей организмов, на которых интенсивно развиваются гнилостные и другие бактерии, которые с отмиранием тоже фосфатируются. Фосфатизация биогенного материала реализуется стадийно: формируется сначала аморфный коллофан, затем он становится глобулярным (группируется в агрегаты шариков размером до 1 мкм), перекристаллизуем, в конце концов, в карбонатапатит. Появляются веские основания считать такие процессы импульсивно-скоротечными: их длительность измеряется всего лишь месяцами.

Очень ценные наблюдения и открытия в этих аспектах сделали сотрудники Института океанологии РАН им. П. П. Ширшова, а также Институты палеонтологии, микробиологии РАН, Геологического института РАН и др. — Г. Н. Батурин совместно с Е. А. Жегалло и А. Б. Исаевой; А. Ю. Розанов совместно с Г. А. Заварзиным, Л. М. Герасименко, Г. Т. Ушатинской и др. (Бактериальная палеонтология, 2002); И. В. Хворова, а также В. Н. Холодов и Р. К. Пауль (1995); Э. Л. Школьник совместно с Е. И. Шорниковой и многие другие ученые. Интерес их к роли биогенных (в особенности бактериальных факторов) существенно возрос. Удалось установить, что во многих фосфоритах существенную роль играют черного цвета халцедоновые породы, тоже содержащие органику. Там фосфатом замещаются кремневые остатки организмов, в частности губки. Все больше сведений поступает об открытии фосфатизированных цианобактериальных нитей и матов. Выявлены также целые стволы фосфатизированной древесины, включенной в морские осадки.

Последний факт использован А. С. Соколовым (1999) как аргумент в пользу того, что фосфор мобилизуется за счет высвобождения фосфатного вещества из придонной морской воды, так как изначально содержание биогенного  $P_2O_5$  в древесине исчезающе низкое. При этом исследователь сделал оговорку, что содержащийся в животных организмах фосфор тоже вошел в состав фосфоритов, однако доля его в общем балансе вещества представляется незначительной. *Сам по себе биос, его отмершие остатки, их ОВ служат своего рода катализаторами и активизаторами высасывания фосфата из насыщенных им придонных вод, переносимых апвеллингами к шельфу, где реализуется фосфатизация карбонатных и кремневых осадков.*

Данная концепция представляет фосфатонакопление как очень сложный комплекс биохимических процессов и благоприятствующих им геологических условий. Они не всегда совпадают, а для формирования месторождения требуется, как известно, совпадение множества благоприятствующих ему факторов. Вероятно, по этой причине в геологической истории Земли известно ограничен-



ное количество эпох фосфоритообразования. По данным А.С. Соколова, современное распределение учтенных мировых запасов фосфоритов таково: 26 % мировых ресурсов сконцентрированы в венд-кембрии, а 40 % — в мел-палеогене; 14,6 % менее крупных, локальных накоплений фосфоритов — в неогене, 13 % — в перми. Но даже в эти глобальные эпохи рудогенеза конкретные фосфоритоносные бассейны рассредоточены по земному шару. Например, в венд-кембрийское время их было 10: два — в Южной Америке, один — в Африке (Верхняя Вольта), один — на юге Казахстана (Каратау); а также Предгималайский, Алтае-Саянский, Удско-Селенджинский; Окино-Хубсугульский в Монголии, Янцзынский и Лаокайский в КНР и Дорджина в Австралии. То же самое свойственно и остальным временным интервалам. Отсюда следует вывод о том, что для генерации фосфатных руд необходим комплекс местных благоприятных условий. Таковыми служат: наличие мелководного шельфа на границе с литоралью, с широким развитием карбонатных осадков; тектоническая стабильность и равнинность соседней суши, ограничивающие поступление в бассейн терригенных веществ; режим морской трансгрессии; тепловодность; замедленные темпы седиментации, обеспечившие длительное контактирование осадков с морскими водами, фосфатизацию осадков и сорбирование ими из вод рассеянных элементов (Sr, редких земель и др., обычно присущих фосфоритам); последующее обогащение фосфоритов посредством формирования перлювия в условиях активной гидродинамики (см. выше).

Данным перечнем не поставлена точка в подведении итогов проблемы способов фосфатонакопления и в решении вопросов об источнике (источниках) фосфора. Ныне сохраняются принципиальные разногласия относительно концепции А.С. Соколова и теоретической модели В.Н. Холодова. Первый считает, что важнейшим общим условием для реализации перечисленных частных условий фосфоритообразования необходимы непрерывные подтоки в мелководную зону океанских глубинных вод (апвеллинги). В.Н. Холодов отрицает это, основываясь на детально реконструированной палеогеографической схеме крайне мелководного венд-кембрийского фосфоритоносного бассейна Каратау и других подобных палеобассейнов. Они состояли из мозаики акваторий, разделенных островами, полуостровами и отмелями на площадях в многие десятки тысяч квадратных километров. Столь обширное мелководье не могло быть доступно апвеллингам, которые эффективны только в обстановке узких открытых шельфов. Отсюда следует вывод о том, что главные источники приносимого в морские бассейны фосфора были сосредоточены на пенеппенизируемой континентальной суше, где обнажались насыщенные апатитами докембрийские габбро-анортозитовые и щелочные массивы (с возрастными 2,8 — 1,0 млрд лет).

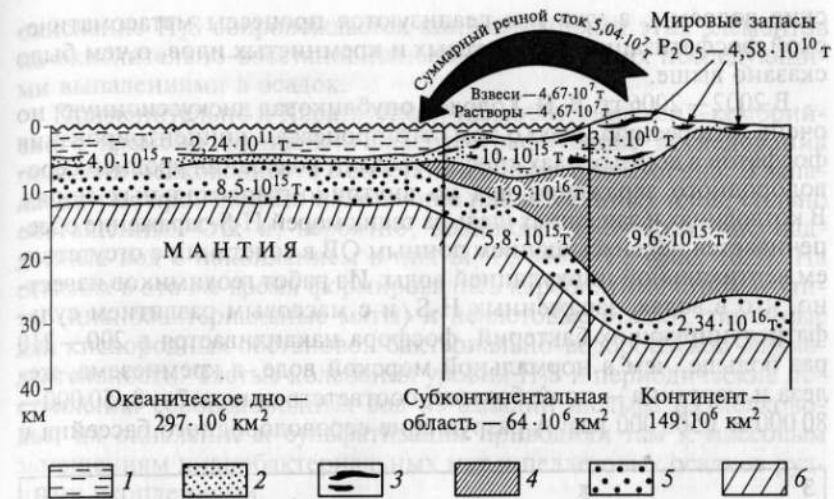


Рис. 10.2. Геохимические закономерности распределения  $P_2O_5$  в гидросфере и земной коре (по В.Н. Холодову, 1996):

1 — гидросфера; 2 — стратисфера; 3 — залежи фосфоритов; 4 — гранитно-метаморфическая оболочка; 5 — базальтовая оболочка; 6 — мантия. Содержание  $P_2O_5$  (%): в стратисфере — 0,14; в гранитно-метаморфической оболочке — 0,87; в базальтовой оболочке — 0,15, в том числе в габбро — 0,24; в периодитах — 0,05; в щелочных периодитах — 0,38. Цифрами даны абсолютные массы  $P_2O_5$  и суммарный речной сток в год

В.Н. Холодов справедливо отметил, что каждой эпохе фосфоритообразования предшествовала эпоха глубокого эродирования околоречных питающих провинций (рис. 10.2). Расчеты показали, что при этом один лишь срез габбро-анортозитовой массива толщиной в 10 м на исследованной территории мог бы обеспечить месторождение запасами в  $26,4 \cdot 10^9$   $P_2O_5$ . Вся проблема состояла лишь в том, как совершается переход твердофазных продуктов (терригенных зерен апатита и других фосфатсодержащих минералов) в растворенные формы, которыми должны были подпитываться иловые воды эпиконтинентального морского бассейна. Оказалось, что почвоведом давно известны механизмы биогенной трансформации кристаллически-зернистого апатита в гидrogenные фосфаты и растворенный  $P_2O_5$ . Такие процессы активно реализуются в обстановках гумидного корообразования. Важную роль здесь играли бактериальные процессы, но особенно активизировалась биогенная трансформация апатитов с момента появления наземной растительности: под влияниями ее корневой системы перевод в растворенное состояние фосфатов интенсифицируется в подзолистых лесных почвах и торфяных болотах. Оттуда реки и подземные воды привносят соединения фосфора в мор-

ские водоемы, а уже там реализуются процессы метасоматической фосфатизации карбонатных и кремнистых илов, о чем было сказано выше.

В 2002 — 2006 гг. В. Н. Холодов опубликовал дискуссионную, но очень интересную идею о том, что процессам концентрирования фосфатов в донных илах способствовали колебания уровней сероводородного заражения вод во внутриконтинентальных морях. В котловинах и западинах шельфа таких морей  $H_2S$ -заражение обеспечивается перенасыщением донным ОВ в сочетании с отсутствием вертикальной циркулирующей воды. Из работ геохимиков известно, что в водах, зараженных  $H_2S$ , и с массовым развитием сульфатредуцирующих бактерий, фосфора накапливается в 200—210 раз больше, чем в нормальной морской воде, а кремнезема, железа и марганца — тоже больше, соответственно, в 7—8, 50 000—80 000 и 1 500 000 раз! А разрушение сероводородного бассейна и

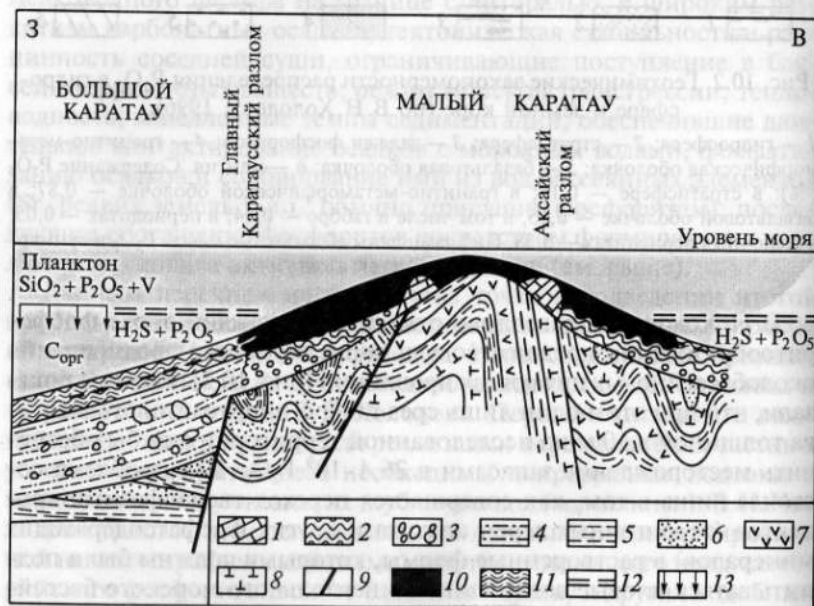


Рис. 10.3. Общая схема осадконакопления в нижнекембрийское время (по В. Н. Холодову, 1996):

1 — беркутинские доломиты; 2 — текстуры оползания и биогермы в доломитах; 3 — глыбы в тиллоподобных отложениях; 4 — терригенно-глинистые сланцы; 5 — глинистые сланцы; 6 — песчаники и алевролиты; 7 — кремни и кремнистые породы; 8 — туффиты и вулканогенно-осадочные породы; 9 — разломы; 10 — фосфориты; 11 — ритмично-слоистые углеродисто-кремнисто-глинисто-карбонатные отложения относительно глубоководных зон; 12 — граница между сероводородсодержащими и кислородсодержащими водами; 13 — планктонное осаднение компонентов

окисление  $H_2S$  сопровождается концентрациями этих элементов на окислительно-восстановительном барьере, с их последующими выпадениями в осадок.

Применительно к Каратаускому палеобассейну венд-кембрийского времени фациально-палеогеографические исследования показали мелководность в сочетании с неровностями дна. В западинах там происходило накопление планктогенных илов, сильно обогащенных ОВ, и, вероятно, возникало  $H_2S$ -заражение наддонных вод с накоплением в них Si, P, Mn и Fe (рис. 10.3). На отмелях в это же время формировались карбонатные строматолиты (цианобактериальные маты) и пеллетовые осадки, типичные для кислородных обстановок бактериально-водорослевой жизнедеятельности. Частые колебания уровня  $H_2S$  и периодические поступления сероводородных вод из западин шельфа на мелководье, их окисление и сульфатизация приводили там к массовым замещениям цианобактериальных мат и пеллетовых осадков рудными скоплениями.

Приведенный обзор генетических концепций фосфатогенеза имел целью продемонстрировать многогранность научных исследований, которые надо выполнять каждый раз для подтверждения или опровержения теоретической модели процессов осадко- и породообразования. По мере обогащения нас знаниями и наблюдениями, а также по мере совершенствования лабораторной аппаратуры и опыта наблюдателя выдвинутые гипотезы совершенствуются, уточняются, а иногда вовсе отстраняются, чтобы дать дорогу новым концепциям. Это естественный процесс прогрессивного развития научных знаний. А потому противоречивость рассмотренных гипотез должна не сбивать с толка, а настраивать на самостоятельную творческую работу. В литологии есть большой резерв для новых открытий.



## Соляные породы (эвапориты)

Соляными породами (кратко — солями, или эвапоритами) именуется образования, состоящие преимущественно из легко- или заметно растворимых в воде минералов, которые относятся к нижеследующим видам солей: **хлориды** (*галит*, или поваренная соль  $\text{NaCl}$ , *сильвин*, или калийная соль  $\text{KCl}$ , *бишофит*  $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , *карналлит*  $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ); **сульфаты** (*ангидрит*  $\text{CaSO}_4$ , *гипс*  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , *мирабилит*, или глауберова соль  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , *кизерит*  $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , *эпсомит*  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ , *лангбейнит*  $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$ , *полигалит*  $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , *астраханит*  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  и др.); **двойные смешанные соли** (*каинит*  $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  и др.); **легкорастворимые карбонаты** (*сода* — десятиводная  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  и семиводная  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ , *гейлюссит*  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ); **нитраты** (*селитра натриевая*, или чилийская  $\text{NaNO}_3$ , *селитра калиевая*  $\text{KNO}_3$ ); **бораты** (*борацит*  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{B}_7\text{O}_{13}$ , *гидроборацит*  $\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , *бура*  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  и др.) и **фториды** (*флюорит*  $\text{CaF}_2$ ), причем последние, как и нитраты, не растворимы.

У большинства сложенных этими минералами пород названия одинаковы с господствующими минеральными видами. Это *гипсы*, *ангидриты*, *мирабилиты*, *карналлитовые породы*, *каинитовые породы*, *полигалитовые породы*, *лангбейнитовые породы* и др., а также *сильвиниты*, сложенные сильвином с примесью галита и некоторых калиевых сульфатов.

Все они представляют собой ценные полезные ископаемые: для пищевой промышленности (поваренная соль, сода), медицины (сода же, глауберова соль и др.), химии, оборонной промышленности (нитраты, бораты), агропромышленности (для калиевых удобрений — сильвинит, каинитовые и карналлитовые породы) и бытовых нужд. Кроме того, к соленосным комплексам привлечены повышенные интересы нефтяников, так как некоторые из упомянутых комплексов находятся в парагенетическом единстве с нефтяными залежами — экранируют их, формируя ловушки для углеводородов в процессе так называемой соляной тектоники (см. в конце раздела).

Данные породы интересны еще и тем, что, в отличие от всех предыдущих рассмотренных групп, они в основном генетически однотипны, будучи сформированными только хемогенным спо-

собом, исключая лишь биогенную чилийскую селитру, представляющую собой накопления птичьих экскрементов, или гуано. Остальные соли в большинстве своем сформированы в различных наземных водоемах за счет повышения концентрации растворенных там веществ вплоть до перенасыщения ими вод и выпадения осадков вследствие полного или частичного выпаривания последних. Отсюда и возникло наименование «эвапориты». А применяемое к этим же породам название «соли» по сути своей менее определено, потому что оно распространяется не на все виды природных солей.

Термин «соляные породы» является собирательным и не совсем строгим: критерии для определения его границ в литературе не анализировались. Некоторые исследователи не включают в эту группу малорастворимые гипс, ангидрит, целестин, барит, фториды и бораты. Уместно напомнить, к примеру, что породообразующие минералы рассмотренных выше фосфоритов и карбонатных пород являются тоже солями (первые — от ортофосфорной, а вторые — угольной кислот). Однако они образуются иными способами, чем рассматриваемые здесь соли-эвапориты. К ним (исходя из принципа общности их механизмов формирования) традиционно причислены (в виде исключения) натриевые карбонаты — сода и гейлюссит, которые отличны от прочих «минералогических родственников» (кальцита, доломита и др.) заметной своей растворимостью в термобарических условиях зоны осадкообразования.

Опираясь на приведенный пример, можно, казалось бы, сформулировать уточняющий признак отнесения пород к категории «солей» — *легкость фазовых переходов* их компонентов. Однако и в этом случае, уступая традиции, мы вынуждены сделать исключение для фторидов и нитратов.

На данных примерах можно убедиться в том, как при попытке упорядочить объективную (морфологическую) классификацию осадочных пород, приходится формализованные логически схемы укладывать в «прокрустово ложе» традиций, укоренившихся за длительный период развития геологии. Вместе с тем можно убедиться в том, насколько нераздельно взаимозаменяемы на практике морфологические и генетические классификационные принципы. И это вполне естественно, потому что компонентные составы и структуры, принимаемые за основу схем морфологической классификации осадочных пород, содержат в себе важнейшие элементы генетической информации (см. гл. 5).

Компоненты солей-эвапоритов, их структуры и текстуры представляют собой классические примеры признаков хемогенности. В большинстве случаев это идиоморфнозернистые крупнокристаллические агрегаты с гранобластовыми структурами (у ангидритов и некоторых гипсов-селенитов с удлинненными кристаллами мо-

гут быть нематобластовые структуры, от греч. *nematos* — игла). Реже встречаются микрогранобластовые, микронематобластовые и колломорфные структуры. Текстуры в основном горизонтально-слоистые, с признаками ритмично чередующихся слоев соли, чистой и загрязненной глинисто-карбонатными примесями — явно сезонная (годовая) слоистость, отражающая колебания более и менее жарких климатических циклов, влиявших на интенсивность выпаривания соли либо на периодичность привноса в бассейн реками с суши чужеродного глинистого вещества. Такие текстуры солей нередко осложняются петлеобразными подводно-оползевыми складками, а также постседиментационными складками — диапировой природы или обусловленными вторичным обводнением и изменением объемов пород в осадочной оболочке на стадии катагенеза.

Несмотря на кажущуюся простоту вещественных составов и однообразие структурно-текстурных признаков рассматриваемых образований, в действительности процессы их накопления и постседиментационных изменений бывают довольно сложными и многообразными. Они были предметами пристального внимания еще со времен М. В. Ломоносова, который в научном вкладе 1757 г. утверждал: «Соленость моря не от горькой соли, как многие думали, но обратным образом сия от оной, по большей вероятности происходит».

Во второй половине XIX в. глубокие исследования физико-химических процессов и условий солеобразования (галоге́неза) выполнили итальянский ученый Г. Узилио и немецкие исследователи Ю. Либих, Г. Бишоф, К. Оксениус и др.; а в начале XX в. — И. Вальтер, Я. Г. Вант-Гофф и советский химик академик Н. С. Курнаков.

Затем настал этап развития теории эвапоритового седиментогенеза отечественными литологами — академиками Н. М. Страховым (1963), А. Л. Яншиным, профессорами Г. И. Валяшко, М. А. Жарковым, М. П. Фивегом (1983) и др. Новейший этап (начало XXI в.) оценок геодинамических режимов соленакопления находит отражение в публикациях Г. А. Беленицкой (г. Санкт-Петербург). Их трудами создана стройная теория эвапоритового галоге́неза. Прежде чем кратко раскрыть ее сущность, обращаю внимание читателей на целый ряд парадоксальных вопросов (подобно таковым из раздела о доломитах), которые неизбежно возникают при детальном ознакомлении с материалами фактических наблюдений, накопленных геологами за почти 300-летний период изучения соленых отложений.

*Первый вопрос:* почему при нынешних скромных площадях соленакопления (в озерах и морских лагунах в аридных климатических зонах) древние толщи солей имеют мощности во многие десятки и сотни метров и огромные площади распространения,

от многих сотен тысяч до миллиона квадратных километров, т. е. размеры, адекватные некоторым нынешним морям, на дне которых соли не накапливаются? Уточняем. Для сравнения: ныне высохшая самая крупная лагуна на Каспии — Кара-Богаз-Гол — имела площадь не более 20 тыс. км<sup>2</sup>, тогда как соленосные толщи нижнего кембрия в Восточной Сибири охватывают гигантский по площади водораздел между реками Енисеем на западе и Леной на востоке, соли классического западноевропейского цехштейна (верхняя пермь) охватывают территории Саксонии, Тюрингии и Ганновера в ФРГ, а соли мессинского яруса верхнего миоцена, залегающие под нынешним Средиземноморским бассейном, при толщине их пачек в сотни метров распространены на территории, которая по размерам сопоставима со Средиземноморской акваторией. И подобных примеров можно добавить очень много.

*Второй вопрос:* как прежде могли выпадать в осадок столь мощные толщи солей (например, только одна пачка соли пермского возраста вблизи г. Соликамска имеет толщину 90 м), если М. С. Швецовым в 1958 г. было подсчитано, что для извлечения из морской воды только 3-метрового пласта гипса необходимо осушение водоема глубиной около 4 200 м, а для формирования 40 000 км<sup>3</sup> девонских солей в одной только Днепровско-Донецкой впадине потребовалось бы выпарить столб океанской воды высотой более 51 км, по данным М. П. Фивега (1983); и могли ли быть на Земле вообще столь большими глубины, и откуда брался тот фантастический реактор, который сумел бы разогреть такие гигантские водные массы до их выпаривания?

*Третий вопрос:* почему при выпаривании морской воды соли из нее выпадают не совсем в той же последовательности, какую мы видим в реальных соленосных комплексах геологического прошлого?

*Четвертый вопрос:* почему при массовом соленакоплении не иссякали солевые резервы Мирового океана?

Аргументированные ответы на эти и другие вопросы, исходя из теории эвапоритовой седиментации по М. П. Фивегу (1983), сводятся к нижеследующему.

*Ответ на первый вопрос* перекликается с рассмотренным в подразд. 8.1.3 объяснением генезиса пещего мела и мелководных доломитов в эпиконтинентальных морских бассейнах — в связи с существовавшими на отдельных этапах прошлой геологической истории Земли палеогеографических специфических обстановок, которые не были адекватны современному. То же самое можно сказать и про соленакопление, или галоге́нез. Он, как известно, реализуется несколько по-разному при двух принципиально различных типах ландшафтов: 1) континентально-озерном; 2) лагунно-морском, имеющим гидродинамическую связь с Мировым



океаном. Ныне доминирует первый тип галогенеза, а в прошлом — второй.

Поясним сказанное конкретнее, начиная с континентально-озерных современных образований. Они представляют собой бессточные бассейны аридных климатических зон, куда соли приносятся реками либо подземными водами, постоянно пополняющими эту своеобразную «копилку» растворенных веществ. Солевой состав озер бывает здесь очень разным, в зависимости от составов дренируемых пород. Но в целом воды таких бассейнов принадлежат чаще всего к одному из трех химических типов: хлоридному — насыщенному NaCl (известные озера Эльтон и Баскунчак, где добывали поваренную соль в Прикаспии), натриево-сульфатному либо хлоридно-карбонатному (содовые озера); редки озера, насыщенные боратами.

Иной характер соленакпления присущ лагунным бассейнам, которые подпитываются от моря, имеющего непосредственную связь с океаном. Их воды относятся к сульфатно-магниевым. Составы и последовательность выпадения из них солей (обязательно в условиях жаркого и сухого климата) здесь совершенно иные, чем в озерах.

В настоящее время размеры приморских лагунных бассейнов в аридных климатических поясах относительно невелики. Однако палеогеографические исследования многих геологов показали, что в древние эпохи глобальных аридизаций климата и массового соленакпления (раннекембрийская, ранне- и позднепермская, отчасти раннедевонская, миоценовая и др.) окраинно-морские обстановки эвапоритовой седиментации имели намного большие масштабы сравнительно с теперешними.

В древние эпохи существовали неадекватные нынешним лагуноподобные, мелкие и разделенные узкими проливами моря. Их площади были соизмеримы с размером нынешнего Средиземноморского бассейна и даже превосходили его. Испарение содержимого этих морей постоянно компенсировалось притоками через проливы из океанской акватории все новых и новых вод, а отсутствие перекомпенсации (переполнения) морей осадками и большие мощности последних обеспечивались не глубиной самих бассейнов, но синхронными с седиментацией тектоническими погружениями их дна. В благоприятных тектоно-климатических условиях процессы солеобразования растягивались на многие сотни тысяч или миллионов лет, в течение которых убыль солей океана непрерывно пополнялась поставками их из эродируемых континентов.

Здесь мы подошли вплотную к *ответам на второй и отчасти на четвертый вопросы* относительно толщин испаряемых водных масс, количеств соляных осадков из них и общего баланса веществ. Предыдущая перед этим абзацем фраза уже дала на за-

данные вопросы лаконичный ответ. Детализируя его, начнем с истории развития представлений о механизме морского галогенеза.

Отправным ее моментом была четко сформулированная 120 лет назад К. Оксениусом (см. выше) «гипотеза баров» — модель процессов лагунного соленакпления (рис. 11.1), которая затем нашла себе многократные подтверждения на практике. Ее автор в качестве исходного объекта избрал механизм накопления глауберовой и других солей в лагуне Кара-Богаз-Гол, которая была отгорожена от Каспия не только узким перешейком, но подводным тектоническим порогом (баром, по терминологии К. Оксениуса). Вследствие нахождения лагуны в пустыне вода там испарялась очень быстро, так что ее уровень оказался понижен на 2—3 м сравнительно с уровнем Каспия. Благодаря постоянно поддерживаемому испарением перепаду водных уровней, из Каспия в лагуну непрерывно вливалась новая и новая вода. При ее выпаривании тяжелый рассол опускался на дно и накапливался там, пополняясь все новыми порциями, потому что обратному оттоку его в море препятствовал бар.

Подобная этой ситуации может сохраняться сколь угодно долго при условии, что дно лагуны будет продолжать погружаться быстрее, чем бар. Последний временами может отшнуровать лагуну от моря, превратив ее в соленое озеро. Но только на время.

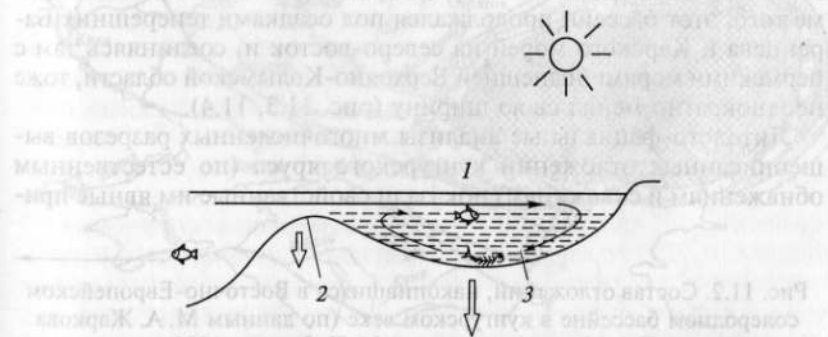


Рис. 11.1. Модель классического полузамкнутого бассейна, объясняющая генезис эвапоритов путем прямой кристаллизации из рассола на поверхности раздела осадок — флюид (по Р. К. Селли, с дополнениями автора):

1 — испарение повышает концентрацию солей в морской воде с образованием рассола; 2 — порог препятствует выходу плотного рассола в открытое море и возвращает его обратно в бассейн; 3 — плотный рассол погружается в анаэробную эвксинную придонную обстановку, соли кристаллизуются; стрелками и их размерами обозначены направления и темпы погружения дна водосема и краевого порога (бара)

Иначе озеро рискует высохнуть, что и случилось с Кара-Богаз-Голом в 90-е гг. XX в. из-за бездумного отгораживания лагуны сплошной дамбой (хотели тем самым искусственно повысить соленость водоема с тем, чтобы вместо мирабилита стал осаждаться галит, но получилось «как всегда»).

Подобный же механизм влияния «баров» был приемлем к солеродным бассейнам геологического прошлого, которые занимали площади на много порядков крупнее скромных размеров Кара-Богаз-Гола и в отличие от упомянутой лагуны были связаны проливами с общепланетарной акваторией. А внутри таких бассейнов баровых перемычек существовало по нескольку, в виде природных каскадов. Ими зачастую служили карбонатные рифовые постройки. И это не плод умозрительной модели, но обобщение итогов многолетних литолого-палеогеографических исследований геологов-съемщиков и поисковиков соляных месторождений.

Один из конкретных примеров — продемонстрированная в монографии М. П. Фивега (1983) подробная палеогеографическая карта морского палеобассейна кунгурского века (раннепермской эпохи) на восточной окраине Русской плиты Восточно-Европейской платформы, вблизи ее границ с Уралом (рис. 11.2). Этот длоттно ориентированный бассейн на протяжении свыше 2 600 км от теперешнего устья р. Печоры на севере до устья рек Эмба, Урал и Волга на юге имел две узкие перемычки: вблизи истоков р. Печора (ширина 50 км) и между городами Уфа и Оренбург (ширина 300 км); а в прочих местах он расширился до 1 000—1 200 км. Кроме того, этот бассейн продолжался под осадками теперешних Баренцева и Карского морей на северо-восток и, соединяясь там с пермскими морями нынешней Верхояно-Колымской области, тоже неоднократно менял свою ширину (рис. 11.3, 11.4).

Литолого-фациальные анализы многочисленных разрезов вышеописанных отложений кунгурского яруса (по естественным обнажениям и скважинам) показали свойственные им явные при-

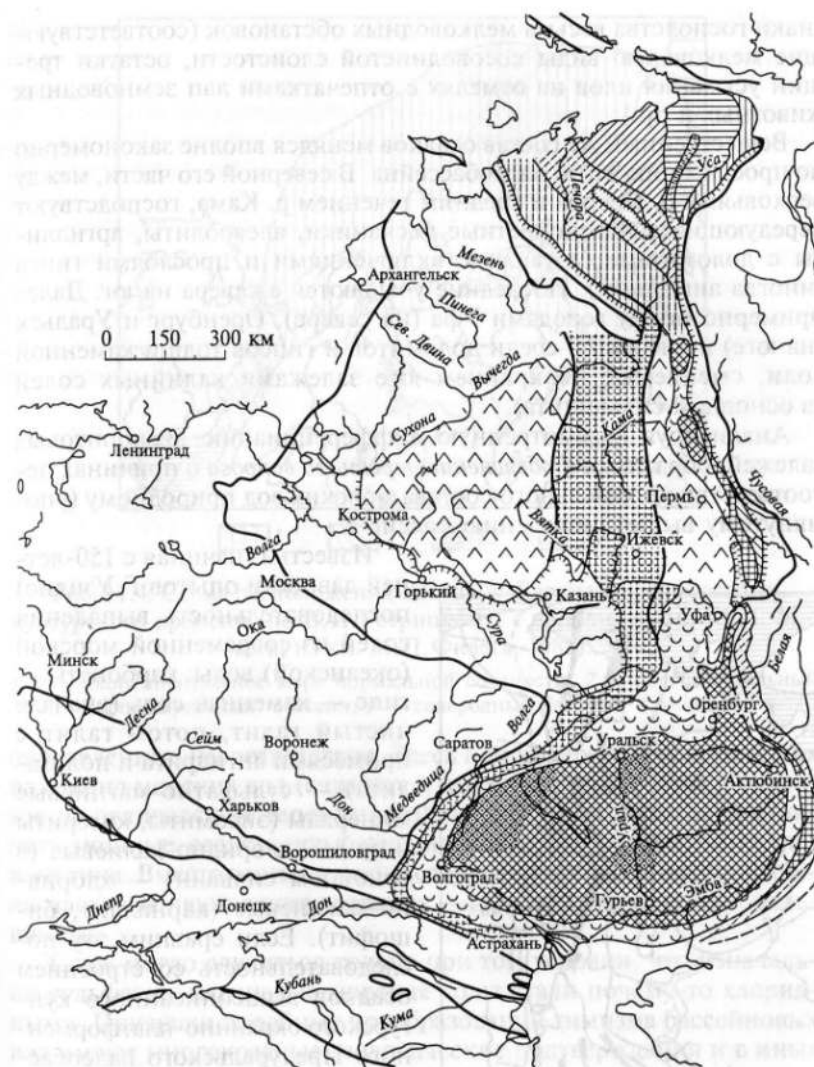
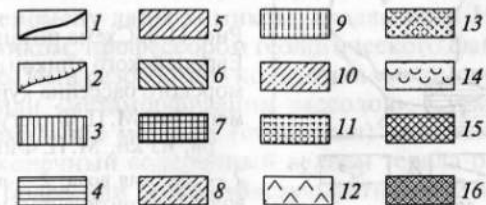


Рис. 11.2. Состав отложений, накопившихся в Восточно-Европейском солеродном бассейне в кунгурском веке (по данным М. А. Жаркова и Г. А. Мерзлякова; из кн. М. П. Фивега, 1983):

1, 2 — границы распространения пермских отложений (1), отложений кунгурского яруса (2); районы распространения: 3 — терригенных грубозернистых пород, иногда с алевролитами и аргиллитами; 4 — терригенных угленосных отложений; 5 — аргиллитов, алевролитов и песчаников; 6 — то же, с включениями и прослоями гипса (ангидрита); 7 — терригенно-соленосных отложений; 8 — песчаников и аргиллитов с прослоями известняков; 9 — то же, с прослоями доломитов и ангидритов (гипсов); 10 — глинистых доломитов; 11 — то же, с прослоями ангидритов; 12 — чередования ангидритов, глинистых доломитов и мергелей; 13 — доломитов и ангидритов; 14 — каменной соли; 15 — калийных солей; 16 — бишофитовых пород

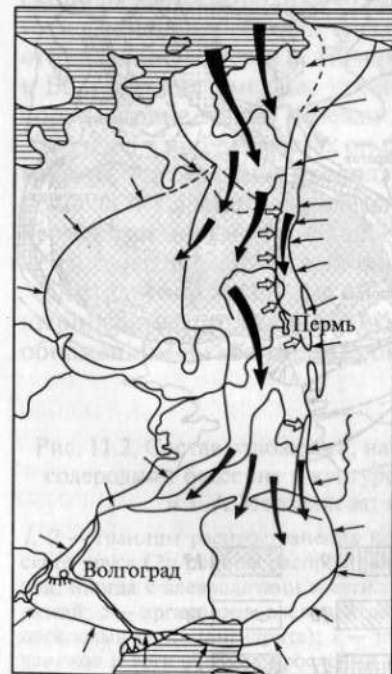




знаки господства весьма мелководных обстановок (соответствующие мелководью виды косоволнистой слоистости, остатки трещин усыхания илов на отмелях с отпечатками лап земноводных животных и пр.).

Вещественный же состав осадков менялся вполне закономерно по простиранию этого палеобассейна. В северной его части, между верховьями р. Печора и средним течением р. Кама, господствуют чередующиеся красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты с доломитами, а также с включениями и прослоями гипса (иногда ангидрита). Последние учащаются с севера на юг. Далее примерно между городами Уфа (на севере), Оренбург и Уральск (на юге) появляются среди доломитов и гипсов толщи каменной соли, сменяемые на крайнем юге залежами калийных солей (в основном сильвинита).

Анализируя рассмотренную дифференциацию эвапоритовых залежей, обратимся к объяснению третьего вопроса о причинах несоответствия нормального состава морских вод природному (упомянутому выше) разделению солей.

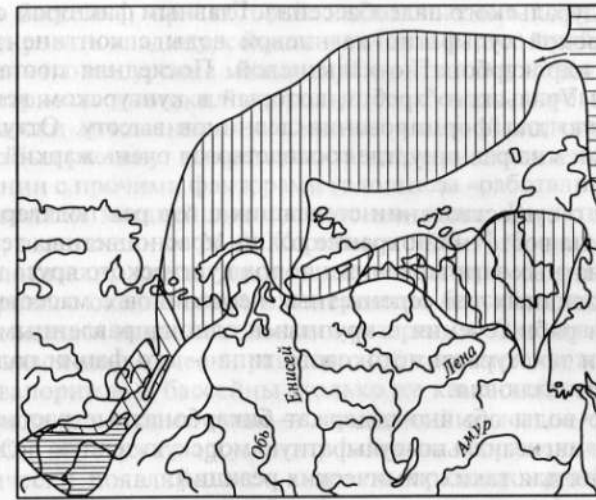


1 — морская вода; 2 — воды суши; 3 — воды эпиконтинентального моря, поступающие в солеродный бассейн

Известна (начиная с 150-летней давности опытов Г. Узилио) последовательность выпадения солей из современной морской (океанской) воды: карбонаты — гипс — каменная соль (вначале чистый галит, потом галит с примесями ангидрита и полигалита) — сульфатно-магниевые минералы (эпсомиты, кизериты и др.) — хлоридно-калиевые (в основном сильвин) — хлоридно-магниевые (карналлит, бисшофит). Если сравним эту последовательность со строением осадков вышеописанного кунгурского окраинно-платформенного Предуральяского палеобассейна, то заметим между ними

Рис. 11.3. Схема питания Восточно-Европейского эпиконтинентального морского бассейна кунгурского времени (по М. П. Фивегу и Н. И. Банера; из кн. М. П. Фивега, 1983):

1 — морская вода; 2 — воды суши; 3 — воды эпиконтинентального моря, поступающие в солеродный бассейн



1 — эпиконтинентальное море нормальной солёности; 2 — подготовительный (промежуточный) бассейн; 3 — солеродный бассейн; 4 — океан

Рис. 11.4. Схема расположения Восточно-Европейского бассейна кунгурского времени (по В. И. Устрицкому, с дополнениями М. П. Фивега; из кн. М. П. Фивега, 1983):

1 — эпиконтинентальное море нормальной солёности; 2 — подготовительный (промежуточный) бассейн; 3 — солеродный бассейн; 4 — океан

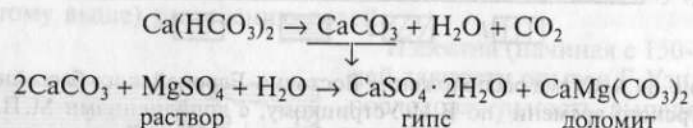
определенные несоответствия. Здесь при испарении поступивших из океана морских вод (считается, что их солевой состав в палеозое не отличался от теперешнего) теоретически должны возникнуть мощные осадки сульфатно-магнезиевого и сульфатно-калиевого типа. Вместо этого на южных территориях бассейна произошли массовые накопления хлоридов — галита, а еще южнее — сильвинита.

Такое могло случиться только при том условии, что изначально сульфатно-магниевые морские воды стали почему-то хлоридными. Признаки подобных преобразований химизма бассейновых вод имеют многократные геологические подтверждения и в иных соленосных комплексах (цехштейновом в Западной Европе, непском на юге Восточной Сибири и др.). Теоретические обоснования этому феномену даны химиком, академиком Н. С. Курнаковым и геохимиком, профессором геологического факультета МГУ М. Г. Валяшко. Ими разработана концепция «метаморфизации морской воды» или «метаморфизации рассолов». Суть ее состоит в том, что нормальная морская (океанская) вода на путях своего движения в конечный солеродный водоем теряла резервы  $SO_4^{2-}$  и становилась более или менее «бессульфатной». В нашем случае процесс обессульфативания распространялся на северные  $2/3$  пло-

щадя Предуральского палеобассейна. Главным фактором служила смесь морской сульфатно-магниево-кальциевой воды с континентальной пресной гидрокарбонатно-кальциевой. Последняя поставлялась реками из Уральского хребта, который в кунгурском веке имел достаточную для формирования ледников высоту. Оттуда реки устремлялись на равнину, где господствовал очень жаркий и сухой климат.

Версия о существовании стекавших с гор рек подтверждается наличием на восточной окраине толщи красноцветных терригенно-карбонатных загипсованных пород кунгурского яруса включений линзовидных тел сероцветных песчаников с массовыми отпечатками ряби течения и крупными однонаправленными косо-слоистыми текстурами потокового типа — это фации палеodelьт и руслового аллювия.

Речные воды обычно содержат бикарбонатные растворы. Их привнос в магниезально-сульфатную морскую теплую воду создавал условия для таких химических реакций:



Это предположение согласуется с геологическими данными о том, что доломиты в парагенезе с загипсованными терригенными породами преобладают в переходной зоне к соленосным толщам (северные  $\frac{2}{3}$  территории палеобассейна). По-видимому, поступающая через сужения бассейна (проливы) на юг вода на своем пути теряла большую часть  $\text{MgSO}_4$  и становилась существенно хлоридной. При испарении ее на мелководье хлоридные рассолы концентрировались, вследствие чего глинисто-доломитовые осадки стали чередоваться с накоплениями хлоридов. При этом первым (как известно из экспериментов) кристаллизуется галит, а калийные соли образуют плотную полутвердую смесь насыщенного рассола с кристаллами — так называемую *рапу*. Она в данном регионе не оставалась на местах своего возникновения, но, по-видимому, благодаря уклону дна на юг, перемещаясь туда же — в окраинную впадину бассейна, расположенного на территории нынешнего Северного Прикаспия. Там кристаллизовались калийные соли (в основном сильвинит).

Подобными способами, при благоприятных сочетаниях климатических, гидрохимических и формирующих ландшафты палеотектонических процессов на пути движения морских вод в солеродный бассейн, по образному выражению М. Г. Валяшко, осуществляется как бы фракционированная кристаллизация солей.

Большие мощности залежей солей обеспечивались длительным наличием и сохранением таких темпов тектонического погруже-

ния дна бассейна, при которых накапливаемые соли успевали компенсировать впадину, сохраняя ее батиметрию приблизительно на одинаковом уровне малых глубин. Поэтому вовсе не требуется выпаривать многокилометровый столб воды, чтобы добиться геологически мгновенного осаждения мощной солевой толщи. Процесс был растянут во времени, за которое тектонические силы в сочетании с прочими факторами галогенеза «работали» над конструированием мощнейших соленосных толщ. Расчеты баланса веществ, выполненные М. А. Жарковым и М. П. Фивегом, убедительно показали, что за длительные этапы времени изъятия из вод Мирового океана солей в солеродные бассейны океан успевал пополняться новыми соевыми резервами. Океан в этом случае оставался динамически равновесной системой, которая отдавала в эвапоритовые бассейны столько же каменной соли, сколько получала ее с водами суши — вот полный *ответ на четвертый вопрос*. Он же служит аргументированным возражением против периодически появляющихся в печати предположений относительно эндогенных — мантийных источников солей, поступающих к земной поверхности по глубинным разломам и метасоматически замещающих карбонатные породы.

Следует также добавить, что история эвапоритов их накоплением не заканчивается. Будучи погруженными на многокилометровые глубины, эти породы принимают деятельное участие в процессах катагенетической стадии (см. разд. 8.2). Кроме того, горячие подземные рассолы хлоридов на стадии глубинного катагенеза обеспечивают выщелачивание из разных осадочных пород рассеянных там примесей металлов (свинца, цинка, меди, золота и др.), перенос этих металлов в растворенном состоянии и концентрирование их на геохимических барьерах (например, в пачках насыщенных ОВ глинистых сланцев, карбонатных и других пород).

Соли, не подвергшиеся растворению подземными гидротермами, ведут себя как весьма пластичное тело, которое в случае возникновения градиентов в литостатической нагрузке со стороны вышележащих толщ начинает медленно течь и выжиматься в направлении понижений давления. Так возникают известные вам из курса «Структурная геология» *соляные купола*. Эти положительные тектонические структуры у нас наиболее широко распространены на северном и северо-восточном бортах Прикаспийской впадины. Там соли пермского возраста куполообразно и грибообразно вздымаются вверх, иногда запрокидывая пласты пород юрского и мелового возраста и стимулируя возникновение покровно-надвиговых структур. Они экранируют здесь нефтегазовые залежи. К тому же гигантские массы солей, обладающих хорошей теплопроводностью, как бы «выхлаживают» весь бассейн породообразования, резко снижая (почти вдвое против обычного) его



температурный градиент, благодаря чему в Прикаспийской впадине даже на глубинах 15 км и более осадочные породы еще не вступили в подстадию глубинного катагенеза, и их смектиты практически не трансформировались в слюды либо хлориты. А это, в свою очередь, обеспечивает им хорошие экранирующие свойства применительно к сохранению залежей углеводородного сырья. Вот почему исследователи продолжают активно изучать парагенетические и вероятные генетические взаимосвязи между парагенезом и нафтидогенезом.

Глубинные соляные купола, будучи эродированными, начинают подпитывать и осолонять наземные бассейны. Глубинные соли мессинского яруса обеспечивают, например, сверхсоленость Мертвого моря на Ближнем Востоке. А в Прикаспии насыщенные поваренной солью озера Эльтон и Баскунчак приурочены тоже к своду одного из куполов солей пермского возраста. Так реализуется один из аспектов круговорота хлоридов, сульфатов и других веществ в седименто- и литогенезе.

## Алюминиевые, железистые (железные) и марганцевые породы

### 12.1. Алюминиевые породы

Алюминиевые, железистые (железные) и марганцевые породы рассматриваются в главе совместно, исходя из того, что они взаимосвязаны единством климатических условий, необходимых для их формирования. Н. М. Страхов назвал эти породы триадой Al-Fe-Mn, которая служит надежным индикатором гумидных условий палеоклимата в противоположность к описанным выше эвапоритам, которые в парагенезе с пестроцветными карбонатно-терригенными толщами, содержащими рудопроявления Cu-Pb-Zn, свойственны только аридным климатическим обстановкам.

Алюминиевые породы — это исключительно экзогенные образования с пелитоморфными, бобовыми (оолитовыми), реже обломочными структурами, состоящие более чем на 50 % из минералов свободного глинозема (группы тригидратов  $Al^{3+}$  — гидрагиллита  $Al(OH)_3$  либо моногидратов — бёмита, диаспора  $AlO(OH)$ ), а также алюмосиликатов (каолинита, галлуазита, бертьерина и др.), гидрооксидов и оксидов железа (гетита, гематита, маггемита) и, меньше, титана (анатаза, рутила и др.). Их главные представители: **аллиты** (от слов: алюминий и (от греч. *lytos* — камень) — по Г. Гарросовцу (Harrasovitz, 1926), **бокситы** (от названия французского департамента Beauvais) — по Бертье (Bertier, 1820) и **латериты** (от лат. *later* — кирпич-сырец) — по Ф. Бьюкенену (Buchanan, 1807).

Изначально количественные минеральные и химические составы этих категорий не регламентировались. Затем советскими исследователями (Г. И. Бушинский, С. Г. Вишняков, Д. Г. Сапожников и др.) были даны градации алюминиевых пород согласно кремневому модулю  $K_M = Al_2O_3/SiO_2$  в весовых процентах и железистости. С. Ф. Малявкиным в 1937 г. разновидности алюминиевых пород названы: бокситами при  $K_M > 2,6$ , аллитами —  $K_M$  от 2,6 до 1, сиаллитами —  $K_M < 1$ . Впоследствии бокситы как руды стали разделять на 10 промышленных марок: низшая содержит  $Al_2O_3 \geq 28\%$  при  $K_M = 12$ , а наивысшая —  $Al_2O_3 \geq 52\%$  при  $K_M \geq 12$ . Понятие «аллиты» было преокупировано некоторыми литологами (В. Т. Фролов, В. Н. Шванов и др.) для обобщенного наименования всех алюминиевых пород. Термин «латериты», соответствующий наиболее железистым аллитам (по С. Ф. Малявину),

ферриаллитам (по И. П. Герасимову) и латеритным бокситам (по Б. А. Богатыреву), теперь используется только для названия верхних горизонтов кор выветривания в тропиках. Это оранжево-бурые, некрепкие породы с пелитоморфной структурой — глиноподобные, но не размокающие. Они представляют собой конечные продукты химического выветривания магматических и метаморфических пород в жарком тропическом климате с переменной влажностью. В результате их размыва и переотложения в реках, озерах и лагунах и посредством сопутствующих химических процессов, а также при специфических условиях формируются еще более обогащенные глиноземом бокситы — см. в работах Г. И. Бушинского (1971), И. И. Гинзбурга (1947), Б. А. Богатырева и др. (1998, 1999), Г. Ф. Крашенинникова (1971), Ф. Дж. Петтиджона (1981), В. Т. Фролова (1993) и др.

Новейшие данные о генезисе и постседиментационных преобразованиях бокситов обобщил и проанализировал Б. А. Богатырев в 1999 г. Все их многообразие он свел к двум большим генетическим группам: I — выветривания (остаточный тип) и II — седиментогенной (осадочной, диагенетической и катагенетической типы).

Группа выветривания включает два класса: А — *элювиальный*, или *латеритный*; Б — *латеритно-карстовый*.

Группа седиментогенная включает классы: В — *осадочный*, делимый на подклассы *субаэральных осадков* (коллювиальный, делювиальный, пролювиальный и полигенный) и *субаквальных осадков* (овражно-балочный, аллювиальный, озерно-болотный, лагунный и прибрежно-морской); Г — *диагенетический* (включающий подклассы субаэрального и субаквального диагенеза); В — *катагенетический*.

Образование основной массы алюминиевых пород (около 80 %) связано с латеритным выветриванием и продуктами их ближнего переотложения — коллювием, делювием и пролювием. Доля латеритно-карстовых экзодиагенетических и осадочно-диагенетических бокситов оценивается Б. А. Богатыревым приблизительно в 15 %. А суммарное количество бокситов, накопленных в разного типа водоемах вместе с образованными на стадиях субаквального диагенеза и катагенеза, не превышает 5 %. Относительно механизмов формирования последней из перечисленных категорий было (и остается поныне) много дискуссионных проблем. Гораздо понятнее механизм латеритизации, которая осуществляется в тропиках буквально у нас на глазах: в Западной Африке (Гвинея), на Мадагаскаре, в Индии (Восточные Гаты), Индокитае, Центральной Америке (о. Куба, Ямайка и др.), Южной Америке (в пределах Бразильского и Гвианского щитов), юго-западной Австралии (бокситорудный район Дарлинг Рейндж) и Океании (Гвианские острова). Там латеритные бокситы приурочиваются к верхним частям

мощных (десятки метров) зональных глинистых (каолиновых) кор выветривания базальтов, гранитоидов и различных сланцев.

*Гипотезу формирования латеритов* как продуктов своеобразной и мощной коры выветривания кристаллических пород (или так называемого латеритного профиля выветривания) одним из первых сформулировал в начале XX в. английский геолог Фокс (подробное изложение см. в учебниках М. С. Швецова и Г. Ф. Крашенинникова). Он подчеркнул, что латеритный профиль формируется в жарком климате с чередованием периодов ливней и засух, в обстановках холмисто-овражных ландшафтов. Классический разрез такого профиля состоит из следующих зон (снизу вверх): 1) неизменные магматические породы (например, базальты); 2) те же породы, дезинтегрированные и каолинизированные (на начальном этапе выветривания); 3) каолиновая глина; 4) зона окремненного каолинита (с линзовидными выделениями аутигенного опала или халцедона), названная Фоксом «кремнистым литомаржем»; 5) латеритный боксит; 6) твердая корка («кираса», или «панцирь») гидрооксидов железа. В этом профиле зона 4 «кремнистого литомаржа» совпадает с уровнем просачивания атмосферных вод, питающих роднички на склонах балок и оврагов.

Последовательность перечисленных зон соответствует этапности процессов выветривания. Границы зон постепенно опускаются вниз, до уровней речек или водотоков на дне балок. Очевидно, что в начальные периоды формирования второй зоны осуществлялся интенсивный вынос из породы щелочных и щелочноземельных элементов до тех пор, пока на этом месте не возникала третья зона, отвечающая химическому составу каолинита, у которого количество  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  приблизительно уравниваются. Из третьей зоны продолжался вынос  $SiO_2$ . Он обеспечил возрастание «модуля глиноземистости»  $Al_2O_3/SiO_2$  от 1 до 5 и более, т. е. превращению породы в латеритный боксит четвертой зоны.

Данная последовательность вещественно-минеральных трансформаций ярко иллюстрирует схему химической осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова, а именно: миграция химических элементов начинается с наиболее подвижных  $K^+$ ,  $Na^+$ ; затем мигрируют  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Si^{4+}$  и все «останавливается» на  $Fe^{3+}$  и  $Al^{3+}$ . Кроме того, примесь чрезвычайно мало подвижного титана сохраняется во всем профиле практически неизменной (доли процентов). Всю эту стройную картину немного нарушает смена четвертой зоны на пятую: с первого взгляда может показаться непонятным тот факт, что именно железо, которое геохимически подвижнее алюминия, венчает разрез бронирующим панцирем. Объяснение этому дает следующее представление о механизмах латеритизации.

Главным фактором этих процессов служат насыщенные ОВ кислые воды, регулярно промывающие по трещинам и порам горные породы и разлагающие их алюмосиликаты, вынося оттуда раство-



ренные компоненты. Будучи ими нейтрализованы и повысив свой рН, воды периодически выносят и значительную часть  $\text{SiO}_2$ , обеспечивая так называемую десилификацию отложений. Условий для наличия и работы таких вод должно быть три: 1) жаркий климат с контрастными периодами увлажнения (сезоны тропических ливней) и засух; 2) обусловленная этим климатом огромная биомасса растительного, животного и бактериального ОВ, поставляющая гумус и органические кислоты в поверхностную воду; 3) овражно-балочный, холмистый рельеф местности.

При перечисленных условиях кислые воды, просачиваясь вглубь, осуществляют свою деструктивную работу. Периоды ливней обеспечивают вымывание из пород растворившихся легкоподвижных продуктов химического выветривания, вынос их в ручьи и реки, текущие на дне овражных балок, а те, в свою очередь, уносят растворы далеко в конечные водоемы стока. А в период засухи оставшиеся в трещинах и порах воды продолжают насыщаться растворенными веществами. В это время сквозь верхний латеритный пористый слой часть воды поднимается капиллярными силами наверх. Там вода испаряется, оставляя на земной поверхности гидроксиды железа, извлеченного водой из латерита (менее подвижный алюминий остается *in situ*).

Процессы латеритизации реализуются чрезвычайно медленно, на протяжении многих десятков и сотен тысяч лет. Очень важным для них условием является стабильность климато-тектонических обстановок. Важно, чтобы за это время не произошли существенные изменения тектонического режима, могущего повлиять либо на усиление расчлененности рельефа (и тогда не успевшие претерпеть химическое выветривание породы будут постоянно сноситься с горных склонов), либо на возникновение сплошного пенеплена (где без должных перепадов высот от водоразделов к наземным водотокам исчезнут условия, обеспечивающие периодическое интенсивное вымывание из пород дождевыми водами легкоподвижных элементов, без чего латеритизация приостанавливается).

Класс *латеритно-карстовых бокситов* возникает также в тропическом гумидном климате в результате десилификации алюмосиликатного материала (вулканических пеплов в том числе), скопившегося на закарстованной поверхности рифогенных известняков. Такие руды кайнозойского возраста известны на поверхностях атоллов современной тропической акватории океанов (острова Фиджи, Тонго, Реннел и др.), а также на островах Ямайка, Гаити и Больших Антильских Карибского бассейна. Их древними (мезозойско-палеозойскими) аналогами считаются карстовые бокситы складчатых областей Восточного Урала, Салаира, Средиземноморья и др.

Прочие три класса — *осадочный* совместно с *диагенетическим* и *катагенетическим* — представлены бокситами разнообразных

структурно-текстурных разновидностей и окрасок. Последние в большинстве представляются красно-бурыми, коричневатобурыми. Однако в болотных, озерных и лагунных осадках, претерпевших субаквальный диагенез при восстановительных геохимических обстановках (обусловивших редукцию  $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$   $\text{Mn}^{4+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$  и др.), бокситы приобретают зеленовато-серую или серую краски. Последующим катагенезом могут быть обусловлены каолинитизация, шамозитизация и связанное с ними обеление окрасок бокситов. Структуры их бывают пелитоморфными, обломочными и оолитовыми (при крупности оолитов, достигающей 2,5 мм и более, они именуются «бобовыми»). В вещественном составе наряду с гидраргиллитом заметную роль приобретают моногидраты алюминия — *бёмит*, отчасти *диаспор* с примесями *аллофана*  $m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2$ , *гетита*  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , *гематита*  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , *каолинита*, *шамозита* (*бертьерина*)  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_{2,3}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_{0,7}(\text{SiO}_{1,4}, \text{Al}_{0,6})\text{O}_5(\text{OH})_{10}$  и небольшими количествами *иллита* модификации  $2\text{M}_1$ . Все эти минералы настолько микрозернисты (вплоть до аморфных), что исследовать их невозможно без применения рентгенографии и электронографии. Оптическая микроскопия выявляет важные для понимания генезиса, но недостаточные для точной вещественной диагностики текстурно-структурные особенности. Вот почему при полевых визуальных наблюдениях такие руды порою не замечались из-за ошибочного отнесения их к глинистым, железисто-глинистым или глинисто-кремнистым породам, и некоторые месторождения бокситов открывали только после тщательного исследования музейных коллекций (в первой половине XX в.).

В новейшей сводке о бокситах Б. А. Богатырева и его коллег относительно класса седиментогенных руд сказано дословно следующее. Среди современных осадочных бокситов промышленные объекты связаны только со склоновыми образованиями. А в древних бокситорудных формациях осадочные бокситы распространены более широко. Осадочные руды преобладают среди палеозойских отложений. Здесь также преобладают генетические типы бокситов ближнего переотложения — делювиальные, коллювиальные, пролювиальные (девонские месторождения Среднего Тимана), овражно-балочные (карбоновые отложения Тихвинского района). Аллювиальные бокситы мелового возраста известны на Урале (Соколовское месторождение) и на Украинском щите (Смелянское месторождение). Лагунные или прибрежно-морские бокситы распространены в основном среди палеозойских формаций на Урале, Салаире, Воронежском кристаллическом массиве (Курская магнитная аномалия), Тимане, где они прослеживаются в виде маломощных (до 1 м), но выдержанных слоев с небольшим размывом залегающих на красных бокситах, накопившихся в субаэральной обстановке. Делювиальные, пролювиальные и коллювиальные бокситы окаймляют все положительные бокситонос-

ные морфоструктуры сплошными или прерывистыми шлейфами, имеющими в разрезе форму линзовидных или пластовых тел мощностью до 10 м. Овражно-балочные бокситы слагают вытянутые линзовидные тела, приуроченные к верховьям оврагов, а аллювиальные — узкие ленты протяженностью несколько километров и мощностью до 5 м (Смелянское месторождение на Украине).

Преобладание среди всех перечисленных типов бокситов обломочных структур и текстур свидетельствует о преимущественно механогенном их накоплении, косая слоистость — о донных течениях, а контракционные трещины — о периодическом пересыхании водоемов. В то же время в мезозойских и кайнозойских осадочных бокситах постоянно отмечаются конкреционные и гелевидные структуры, указывающие на хемогенное происхождение части алюминия.

Можно также добавить, что в лагунных и прибрежно-морских бокситах известны отпечатки соответствующих этим условиям организмов — брахиопод, двустворок, мшанок, амфипор, криноидей и др. А текстурные слепки трещин усыхания на пластовых поверхностях свидетельствуют о периодическом усыхании этих очень мелководных водоемов. Подстилают бокситы более древние породы в основном карбонатного состава, отделяемые от бокситов эрозионными поверхностями несогласия. Перекрываются же бокситы отложениями (карбонатными либо терригенными) морского мелководья, с явными признаками трансгрессивного строения разреза.

Характерный парагенез осадочных бокситов с карбонатами ложа бассейна седиментации вполне естественен, потому что при наличии в субстрате иных пород, содержащих большие количества  $\text{SiO}_2$ , транспортируемый наземным водотоком инертный алюминий был бы непременно связан кремнеземом в единую конструкцию каолинита:  $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ .

Вообще о механизмах и способе транспортировки алюминия в конечный бассейн дискуссии не прекращаются по сей день. Ныне преобладает точка зрения, высказанная в 1935 г. отечественным геологом С.Ф. Малявкиным относительно того, что осадочные бокситы являются продуктами перемива латеритных кор, и способ транспортировки вещества механогенный. Дальность переноса — минимальная (от первых км до десятков км). Альтернативная гипотеза А.Д. Архангельского (высказанная в том же 1935 г.) объясняла генезис бокситов химическим растворением, переносом растворов соединений алюминия в очень кислых речных водах тропиков и выпадением  $\text{Al}(\text{OH})_3$  в осадок при резком повышении рН на границах река — море.

Гипотеза А.Д. Архангельского сыграла положительную роль в поисках новых месторождений алюминия. Сторонники С.Ф. Малявкина сконцентрировали усилия на обнаружении древних лате-

ритных кор. Но таковых сохранилось от эродирования мало; во многих случаях палеолатеритные коры были большей частью размыты и переотложены. Обнаруживать эти образования, скрытые под покровом вышележащих толщ, нелегко. А последователи А.Д. Архангельского сразу сконцентрировали свое внимание на базальных горизонтах трансгрессивных морских серий, перекрывающих с разрывом более древние карбонатные толщи. Таким путем вскоре были найдены новые месторождения («Красная шапочка» на Северном Урале, а также в Средней Азии и других местах).

Тем не менее чисто химический способ бокситообразования ставится теперь под сомнение, начиная с работ Н.М. Страхова, который в 1963 г. писал нижеследующее: «Оолитовая, бобовая и пятнистая текстуры бокситовых руд возникали в диагенезе за счет перераспределения материала, что является, как известно, одним из характерных явлений диагенетических процессов. Толкование их А.Д. Архангельским и другими авторами в качестве седиментационных текстур ошибочно, что сейчас как будто не вызывает сомнения». И еще там же: «В настоящее время стало ясно, что первая концепция (А.Д. Архангельского. — *Авт.*) не может объяснить многих черт геохимии алюминия и бокситов. Так, работами Ю.К. Горецкого в Грузии доказано, что  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  в водах рек нетранспортабельны. Из тех же едва уловимых содержаний этих компонентов в водах, какие все же имеются, невозможно получить рудных накоплений». И теперь новейшие исследования Б.А. Богатырева (1999) допускают хемогенный генезис только для части глинозема, поставляемого в осадочный бассейн в основном механогенным способом.

Большие влияния на качественные изменения седиментогенных бокситовых руд оказывали процессы *постседиментационного литогенеза*. Впервые на возможность образования бокситов на стадии диагенеза в проточном водоеме указал в 1977 г. Г.И. Бушинский. К началу 90-х гг. XX в. В.В. Жуков, Б.А. Богатырев и другие исследователи опубликовали физико-химическую модель бокситизации на *стадии субаэрального диагенеза* (см. подразд. 4.2.2). Термин впервые был упомянут М.С. Швецовым (1958). Однако геологи в большинстве своем данное понятие не использовали из-за того, что признаки обозначенной этими словами стадии трудно распознаваемы на фоне массового развития гипергенных процессов, с которыми субаэральный диагенез перемежается очень тесно. Важность его стадийного обособления подчеркнул в 1966 г. известный исследователь палеогеографии четвертичного периода профессор Е.В. Шанцер. Он использовал близкое по смыслу название: «экзодиагенез». Его процессы начинают свою «работу» там, где последовательное формирование коры выветривания прерывается эпизодами перекрытия коры рыхлыми наносами (эолового, делювиально-пролювиального либо аллювиального генезиса).



Сквозь них просачиваются вниз поверхностные (атмосферные) воды, привнося с собой в толщу выветрелого субстрата новые порции растворенных веществ, которые бывают отличны по своему составу от образований коры выветривания, а потому вступают с ними в химические взаимодействия и тем самым обеспечивают активизацию аутигенного минералообразования (и конкрециеобразования в том числе). Таким способом, например, в толщах лёссов формируются аутигенные карбонатные стяжения (так называемые журавчики) или карбонатные пленочки, скрепляющие отдельные алевритовые частички между собой (см. в подразд. 4.2.2).

Применительно к бокситообразованию субаэральный диагенез латеритной коры играет очень важную роль. Он, в зависимости от состава вод, просочившихся через вышележащий покров осадков, может обеспечить либо улучшение качества бокситового осадка (при концентрации в водах  $\text{SiO}_2$  меньше 2 мг/л), либо его ресилификацию и разубоживание процентных содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (при более высоких концентрациях  $\text{SiO}_2$ ). При этом минеральные ассоциации, возникшие на стадии субаэрального диагенеза, мало отличаются от ассоциаций латеритов. Но здесь появляются оолиты, бобовины (пизолиты) и другие конкреционные структуры явно аутигенного генезиса. Текстуры же меняются слабо. По данным Б.А. Богатырева и В.В. Жукова, кайнозойские бокситы, образовавшиеся в результате субаэрального диагенеза, характеризуются рыхлым пелитоморфным строением с пористостью в 50—60% (бокситы месторождения Тромбес в Бразилии), а более древние, захороненные под толщами осадочных пород (палеозойские Тиманские, Северо-Онежские, Казахстанские бокситы) имеют более плотное сложение и пористость в первые проценты.

Со стадией более изученного субаквального диагенеза лагунных и мелководно-морских бокситов связываются более явные межслоевые перераспределения компонентов (Al, Si, Fe, Ca, Mg и др.) и образование новых минеральных фаз: моногидратов  $\text{Al}^{3+}$  — бёмита и диаспора, а также каолинита, бертьерина (см. разд. 12.2), сульфидов (пирита и др.), фосфатов и карбонатов (кальцита, сидерита и анкерита). Последние формируют иногда крупные (1—3 см в диаметре) конкреции, поглотившие реликты первичных бокситовых минералов, но чаще образуют мелкую вкрапленность либо обволакивают бокситовые оолиты в виде цемента базально-го типа.

На стадии катагенеза начинается трансформация тригидратов  $\text{Al}^{3+}$  в моногидраты. В бокситах складчатых областей наблюдается массовая замена гидрагиллита моногидратами и оксидами  $\text{Al}^{3+}$  и замена гидроксидов  $\text{Fe}^{3+}$  оксидами, что объясняется повышенными *T-P* обстановками. При термобарических условиях глубинного катагенеза (более 100—160 °С) и метагенеза (более 200—250 °С)

происходит также трансформация 7Å бертьерина (шамозита) в 14Å хлорит. Здесь же в заметных количествах (до 5%) за счет моногидратов  $\text{Al}^{3+}$  начинает формироваться корунд  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (с твердостью 9 по шкале Мооса).

Одним из признаков окончания метагенетической стадии и начала метаморфизма является массовое появление хлорита, диоктаэдрической слюды политипной модификации 2M<sub>1</sub> и 3T, триоктаэдрической слюды, пиррофиллита, хлоритоида, дистена, силлиманита и др. вместе с исчезновением каолинита, шамозита, гиббсита и гидроксидов железа. При глубоком метаморфизме бокситов из них формируются кристаллически-зернистые агрегаты корунда — *наждак* (полезное ископаемое — материал для шлифовки).

## 12.2. Железистые (железные) породы

Железистые (железные) породы бывают сложены гидроксидами железа (*гётит*  $\text{FeOOH}$ ; *гидрогётит*, или *лимонит*  $\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot x\text{H}_2\text{O}$ , при  $x =$  от 1 до 4), оксидами железа (в основном *гематит*  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , а в некоторых метапородах *магнетит*  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), реже фосфатами (*виивианит*  $\text{Fe}_3[\text{PO}_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , *керченит*  $\text{Fe}_2^+\text{Fe}_6^{3+}(\text{OH})_6[\text{PO}_4] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ ), а также *шамозитом* или причисляемому к нему прежде *бертьерином*. Последний из вышеназванных глинистый минерал по своему химическому составу близок к железистым триоктаэдрическим хлоритам. Но его кристаллическая решетка не многослойна, как у хлоритов (3-слойные пакеты перемежаются гиббситовым или бруситовым слоем октаэдрическим), а двуслойна, как у минералов серпентиновой группы (каждый пакет сложен слоем кремнекислородных тетраэдров и слоем гиббситовых октаэдров). И межслоевые расстояния решеток бертьерина составляют 7Å вместо 14Å хлоритовых. Обобщенная формула данного минерала очень изменчивая, по В.А. Дрицу и А.Г. Коссовской (1984), такова:  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{3-x}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_x(\text{Si}_{2-x}, \text{Al}_x)\text{O}_5(\text{OH})_2$ . В парагенезе с бертьерином нередко встречаются истинные железистые хлориты — *тюрингит*, *шамозит* и др. Иные примеси составляют: аутигенные карбонаты (сидерит, анкерит и др.), сульфиды, фосфаты, оксиды глинозема и кремнезема, а также аллотигенные глинистые и кварцево-силикатные частицы.

Эти образования морфологически и генетически многотипны. Их структурно-текстурная приуроченность тоже различная. Наиболее контрастно различаются руды континентальных (включая окраинно-морские) и океанических блоков земной коры. Обзор начнем с первых. Они по своему составу и генезису группируются в три категории: 1) генетически связанные с вулканизмом (их не рассматриваем); 2) чисто осадочные фанерозойские *железняки*;

3) осадочные глубокометаморфизованные докембрийские (так называемые *джеспилиты*, или *железистые кварциты*).

Остановимся на второй из перечисленных категорий. Ее руды бывают приурочены: к корам выветривания (некоторые обогащенные  $Fe^{3+}$  латериты причисляют к железной руде), а еще чаще — к отложениям болотно-озерных, аллювиально-дельтовых, лагунных и мелководно-морских фаций, с остатками флоры и фауны, свойственной гумидному климату (не обязательно тропическому; нередко к умеренному или холодному). Данные образования в быту именуют «железняки», а в западноевропейской геологии (во Франции и Великобритании) — «минеттовыми рудами». Они отличаются от иных типов железных руд преимущественно оолитовым строением (рис. 12.1). Оолиты состоят в основном из гётита, бертьерина или обоих этих минералов. В виде редких тонких слойков может присутствовать сидерит, слагающий кристаллически-зернистый цемент выполнения пор между рудными оолитами, а иногда вторично замещающий гётит или бертьерин внутри них. Кое-где бертьериновые («шамозитовые») оолиты могут сменяться каолинитовыми, и в качестве крупнокристаллического пойкилитового цемента там же появляется кальцит. В разрезах оолитовых железняков встречаются подчиненные слои без оолитовой структуры. Они имеют в основном глинисто-сидеритовые составы иногда с примесями микрозернистого апатита.

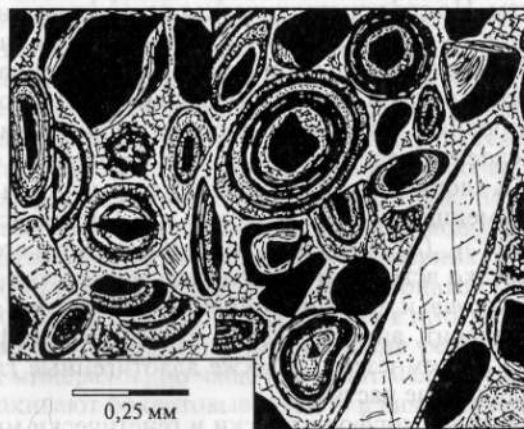


Рис. 12.1. Сидерит-шамозитовый оолитит, средняя юра, Центральная Англия (по Дж. Гринсмиру, 1981).

Частично лимонитизированные бертьериновые оолиты и известковые обломки раковин погружены в сидеритовый матрикс. Некоторые оолиты деформированы только отчасти, другие сильно разрушены. Обломок раковины (справа) с краев частично замещен сидеритом. Черным цветом отмечен вторичный лимонит

Типичными представителями таких руд служат Керченские (Украина) и Приаральские (Казахстан) железняки соответственно миоценового и олигоценного возраста, залежи юрского возраста на северо-западе ФРГ, Франции и в Великобритании, девонского возраста в Ливии, силурийского — в Аппалачском бассейне и ордовикского возраста в бассейне Вабана, на востоке Ньюфаундленда (Канада) и др.

Рудам такого типа академик Н.М. Страхов посвятил отдельную монографию (1947), и в последующих своих работах он неоднократно возвращался к проблемам их генезиса. Сопоставив частоты встречаемости месторождений железа и алюминия и их генетические признаки, он сделал следующие выводы. *Гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды значительно сдвинуты в море сравнительно с бокситами даже морского происхождения*, а это указывает, несомненно, на миграцию рудного компонента в значительно более транспортабельной форме, каковой естественно считать растворы. Действительно, возможности перемещения в растворенном состоянии у железа имеются, ибо кроме весьма мало растворимой гидроксидной формы у него существует еще форма закисная, гораздо более растворимая. Но закисное бикарбонатное железо может накапливаться в растворе лишь в восстановительной среде, лишенной свободного кислорода. В природе такие условия реализуются в обширных заболоченных пространствах, дренаж которых, как это видно на примере р. Оби и ее притоков, дает речные воды с высоким содержанием  $Fe^{2+}$  (до 14 мг/л и более) при малом количестве разбавляющего взвешенного терригенного материала. Такие условия, может быть, с еще менее выраженным сносом терригенной силикатной мути, принципиально уже создавали предпосылки для хемогенного образования в геологическом прошлом железорудных месторождений оолитового типа. Формирование этих руд поэтому необходимо связать с дренажом высокожелезистых вод, возникших в условиях более или менее значительного заболачивания.

Разгрузка насыщенных  $Fe(HCO_3)_2$  подземных вод на берегах и дне озер сопровождалась процессами окисления до  $Fe(OH)_3$  — практически нерастворимого, с образованием в озерном иле так называемого ржавца, состоящего из конкреционных стяжений гидроксидов железа. Такое наблюдается в озерах на севере европейской части России.

При разгрузке тех же болотных вод в реки там тоже формируется хлопьевидный «ржавец», прокрашивая речную воду в цвета слабо заваренного чая. Он оседает вдоль магистрального потока, частью рассеиваясь (у рек большой длины), частью концентрируясь в рудные скопления, внутри алеврито-песчаного аллювия. У рек малой длины (до 150 км) железо достигало их устьев, где формировались дельтовые и лиманные залежи. В качестве их примера



Н. М. Страхов ссылается на описанные Л. Н. Формозовой аллювиально-дельтовые оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые железняки в среднемиоценовых кутанбулакских отложениях Северного Приаралья. Эти образования согласно их фациальной принадлежности относятся к двум типам. Один приурочен к средним и нижним участкам русла палеореки, стекавшей с находящейся северо-восточнее Мугуджар суши в Палеоаральский водоем. Эти рудные тела в плане имеют формы узких лент, иногда ветвящихся и повторяющих контуры палеорула и его проток. Рудные горизонты имеют косослоистое строение, обильные следы переотложения вещества. Их состав в основном гидрогетитовый, и только в устьевых участках палеодолины появляются шамозит и сидерит (главным образом, в составе цемента оолитов). Ко второму типу руд отнесены дельтовые накопления, которые состоят как бы из ряда пластин, имеющих однообразно пологий ( $2-4^\circ$ ) наклон с северо-востока на юго-запад (соответственно уклону дна палеобассейна). Вкрест простирания этих пластин вещественный состав руд закономерно менялся: ближе к устью палеореки преобладали руды гидрогетитовые, а мористее (в нижних частях пластин) они становились шамозит-сидеритовыми, залегающими среди алевритовых глин с морской фауной.

Продолжая свой анализ условий транспортировки и седиментации железа, Н. М. Страхов подчеркнул, что *только у большой сети самых малых рек малоподвижное железо успевало достичь конечного водоема стока (моря), формируя там бассейновые оолитовые осадки, и главной ареной формирования таких руд являлась именно периферическая зона морей*. В качестве аргументации последнего тезиса ученым приводились палеофациальные профили множества железорудных палеобассейнов Америки, Западной и центральной Европы, в которых по простиранию, т. е. вдоль побережий морских палеобассейнов, железорудные толщи оказывались чрезвычайно выдержанными (например, керченские миоценовые руды прослежены с запада на восток более чем на 100 км, а силурийские в Аппалачской складчатой системе с небольшими перерывами тянутся от штата Нью-Йорк до Алабамы на 1 800 км!); тогда как вкрест своего простирания рудные тела менее устойчивы и измеряются всего лишь немногими километрами, редко до 18—20 км (минеттовые юрские руды Франции). Рассуждая о вероятных поставщиках туда металла, Н. М. Страхов считал, что *наряду с речным привносом большую роль играют высачивания в водоемы грунтовых железистых вод на побережье, у уреза водоема или непосредственно на его дне*.

А в самом водоеме большое влияние на разубоживание либо концентрирование компонентов железа оказывала гидродинамика в сочетании с неровностями дна. Донные западины в прибрежной полосе морского бассейна, отгороженные песчаными барами

и отмелями, становились своеобразными ловушками вещества. Это очень наглядно показано в монографии английского исследователя генезиса осадочных руд различных металлов Дж. Мейнарда (1985). Им, в частности, на рис. 2.19 этой книги воспроизведена построенная в итоге палеогеографического реконструирования прибрежного участка морского ордовикского палеобассейна Вабана наглядная блок-диаграмма (рис. 12.2). На ней отчетливо видно, что там имелись благоприятные условия для выщелачивания железа из субстрата болот прибрежной равнины и для его переноса отсюда подземными водами ко дну лагуны, где зарождались шамозитовые (точнее, бертьериновые) оолиты. Они, в свою очередь, под воздействием штормов и течений переотлагались на отгородивших лагуну барах и среди осадков приливно-отливной зоны. Н. М. Страхов в свое время также констатировал, что излюбленными участками оолитовых руд являются заливы, бухты и островные моря со сложными очертаниями береговой линии. Это же подтвердили недавние исследования минералогии и стадий формирования керченских железных руд Е. А. Голубовской в 1990 г. и исследования многих зарубежных литологов на иных рудных объектах.

Перенос железа в конечный бассейн седиментации осуществлялся не только в двух упомянутых формах: раствора бикарбонатов в грунтовых водах с дефицитом кислорода и тончайшей механической взвеси минеральных частиц в поверхностных водах. Третий способ переноса металла реализуется в коллоидной фазе: боль-

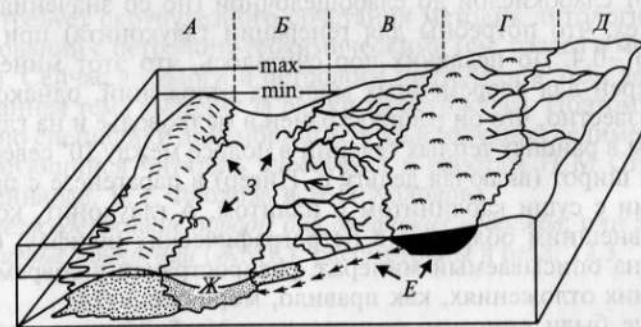
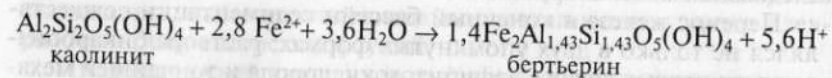


Рис. 12.2. Реконструкция условий образования железняков Вабана (по Рейнджеру; из кн. Дж. Мейнарда, 1985):

А — прибрежный бар; Б — лагуна (накопление осадков в условиях низких значений Eh); В — приливно-отливная зона; Г — надлитеральные водорослевые болота (низкие значения Eh и высокие  $P_{CO_2}$ ); Д — старые русла рек. Железо выщелачивается из осадков в болотных условиях (E), выносятся подземными водами в лагуну и осаждаются в виде бертьериновых оолитов (Ж), которые впоследствии переотлагаются в зонах береговых валов и среди осадков приливно-отливной зоны (З)

шая часть железа, переносимого речными водами, поступает в форме гидрозолей оксидов железа, стабилизированных коллоидным органическим веществом и адсорбированных на глинистых минералах. Эти коллоидные частицы имеют положительный заряд и могут переноситься на большие расстояния без осаждения при условиях, что концентрация электролитов в речных водах низкая, а отрицательно заряженные коллоиды не присутствуют в таких количествах, которые могли бы привести к осаждению этих частиц. При впадении рек в море такие суспензии флокулируют и вскоре осаждаются в виде шамозита или бертьерина.

Конкретный способ формирования упомянутого минерала был в деталях объяснен зарубежными геохимиками и литологами. Они доказали возможность возникновения бертьерина на основе каолиновой матрицы, т. е. в результате процессов трансформирования кристаллических решеток кластогенных глинистых (каолиновых) частиц со вхождением туда железа из коллоидов, которые были адсорбированы этими же частицами. Остальные катионы и анионы не поступали извне, а перегруппировывались внутри данной системы:



Первичный бертьерин, вероятнее всего, пребывал в скрытокристаллической форме, совершенствуя свою структуру в ходе диагенеза. Геохимические обстановки его формирования отвечали среде от слабокислой до слабощелочной (но со значениями pH ниже тех, что потребны для генерации глауконита) при Eh от +0,4 до -0,4. До недавних пор считалось, что этот минерал не характерен для современных морских отложений, однако ныне стало известно, что он распространен в мелководье и на глубинах до 150 м в районах теплых течений в полосе между 10° северной и южных широт (включая дельту р. Нигер) в парагенезе с привнесенными с суши каолинитом и иллитом. А глауконит, который своим внешним обликом (в петрографических шлифах) бывает похож на описываемый минерал, распространен в современных и древних отложениях, как правило, мористее.

Выше были описаны химические и механогенные процессы осаждения железосодержащих компонентов. К сказанному необходимо добавить, что, работая на современной мощной электронно-микроскопической аппаратуре, палеонтологи в сотрудничестве с микробиологами выявили огромный вклад *бактериального фактора* в механизмы концентрирования железистых оолитов. Ныне стали хорошо известными виды бактерий, концентрирующих в своих клетках или вокруг них гидрооксиды железа (железобактерии), серу (серобактерии) и другие элементы. По мнению многих

ученых, микроорганизмы играли главную роль в образовании руд железа, марганца и даже алюминия.

Дальнейшие *позднедиагенетические* и *катагенетические* преобразования железных руд см. в трудах Н. М. Страхова, Дж. Мейнарда и Дж. Гринсмита. Отметим только, что бертьерин подвергается частичной или полной метасоматической сидеритизации, а осадочные гидрооксиды железа дегидратируются по схеме:  $\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{FeOOH} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$ . Их конечный продукт — гематит. Он в рудных телах кайнозойского и мезозойского возраста редок (исключая юрское месторождение Минетта во Франции, где гематит распространен наряду с гётитом). В отложениях палеозоя, которые гораздо дольше испытывали влияния литогенетических процессов и прошли через стадию катагенеза, гематит стал минералом преобладающим, а кое-где в небольших количествах появилась примесь магнетита.

Метаморфизованные осадочные железные руды докембрия (джеспилиты) имеют в основном либо кварцево-гематитовый, либо кварцево-магнетитовый составы и крупнозернистые гранобластовые структуры. Признаки седиментогенных структур у них совершенно утрачены, однако текстуры сохранились отчетливо: характерная полостчатость, унаследовавшая первичную горизонтальную слоистость, следы ее диагенетического нарушения (подводно-оползневые s-образные складки) и отпечатки ряби течения или трещин усыхания. Эти породы залегают среди различных кристаллических сланцев, порфиroidов, порфиритоидов, мраморов и гнейсов. Восстановление состава адекватных им осадочных пород требует скрупулезного сочетания методик литологических исследований с петролого-геохимическими (см. раздел о метаморфизме). Сейчас литологи и петрологи преуспели в этом деле, однако данная тема выходит за рамки нашего курса. Поэтому относительно специфики докембрийской железорудной седиментации интересующийся читатель адресуется к работам Н. М. Страхова, Дж. Мейнарда, В. Т. Фролова и В. Н. Холодова.

*Железосодержащие породы дна океанских водоемов*, или *железо-марганцевые конкреции* (ЖМК), рассмотрены в разд. 12.3.

### 12.3. Марганцевые породы

Марганцевые породы сложены более чем на 50 % агрегатами различных минеральных видов: оксидами четырехвалентного  $\text{Mn}^{4+}$  — *пиролозитом*  $\text{MnO}_2$ , *псиломеланом*  $(\text{Ba}, \text{K}, \text{Mn}^{2+}, \text{Co})_6\text{Mn}_8\text{O}_{16}$ , *тодоркитом*  $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K}, \text{Ba}, \text{Mn}^{2+})\text{Mn}_3\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , *бёрнесситом*  $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{4+})_7\text{O}_{14} \cdot n\text{H}_2\text{O}$  и др.; оксидами трехвалентного  $\text{Mn}^{3+}$  —  $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$ , содержащими примеси от 0 до 30 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; гидроксидами — *пирохлорит*  $\text{Mn}(\text{OH})_2$ , *манганит*  $\text{MnOOH}$  и др.;



карбонатами — *родохрозит*  $MnCO_3$ , *кутангорит*  $Ca(Mn, Fe, Mg)(CO_3)_2$  и силикатами — *браунит*  $Mn_7SiO_{12}$  и др. Структуры их в основном криптозернистые, пелитоморфные, реже оолитовые. Поэтому точная вещественная диагностика таких пород не может ограничиваться оптической петрографией. Ее дополняют прецизионными аналитическими исследованиями.

Геологическая приуроченность этих пород, так же как и железных руд, дифференцирована на континентальном и океанском секторах. Встречаемые на континентах марганцевые породы, согласно их генезису, представлены следующими категориями.

1. *Осадочно-диагенетические* пластовые тела, с микроструктурами бактериального происхождения; залегают в большинстве своем среди отложений шельфа эпиконтинентальных морских палеобассейнов. Это кайнозойские Никопольское месторождение (Украина), Чиатурское месторождение (Грузия); мезозойские руды Марокко, раннекембрийские — в Южных Аппалачах (США), а также марганцеворудное поле Калахари (ЮАР), месторождение Грут Айленд (Австралия) и др.

2. *Метаморфизованные исходно-осадочные и вулканогенно-осадочные руды* докембрия, преимущественно (а) оксидного браунитового и гаусманитового состава (ЮАР — Блэк Рок, Хотазель, Глория и др.) и (б) силикатного (*родонит*  $(CaMn_4Si_5O_{15})$  и *спессартин*  $(Mn_3Al_2Si_3O_{12})$ ) состава (по исходным вулканогенно-осадочным породам — серия месторождений Южного Урала и Калифорнии).

3. *Образования латеритных кор выветривания* по первичным марганцевым и марганцовистым породам (Габон, Бразилия, Индия, Усинское и Парнокское — Россия и др.) и заполнение полостей карстовых воронок (Вуди-Вуди, Австралия).

Сопоставляя фациальные ряды многих морских марганцевых комплексов кайнозоя и мезозоя, Н. М. Страхов установил общие для них закономерности рудной локализации. Оказалось, что многие марганцевые месторождения, начинаясь в алевритовой зоне, опускаются в область отложений глинистых и опоково-глинистых осадков и в область карбонатных отложений. Несмотря на общность фациального профиля с железными рудами, все же можно отметить, что ассоциация бассейновых марганцевых руд с песками встречается реже; руды эти тяготеют к более тонким алевритовым и глинистым осадкам, т. е. несколько сдвинуты относительно железорудных накоплений в более пелагическую зону. Этой сдвинутостью в пелагическом направлении объясняется нередкая ассоциация марганцевых руд с осадками, обогащенными опаловым кремнеземом — кремнистыми глинами, опоками. Все вышесказанное логически увязывается с наибольшей геохимической подвижностью марганца во всей рассматриваемой здесь гумидной триаде  $Al-Fe-Mn$ .

В истории Земли марганцевые породы известны с архея вплоть до современных отложений. Однако образование месторождений марганца происходило эпизодически; выделяется несколько марганцеворудных эпох. Главнейшей из них является нижнепротерозойская. В это время были образованы такие гигантское месторождения, как марганцеворудный бассейн Калахари (с ресурсами более 13,5 млрд т руды), серия месторождений Бразилии (марганцевые формации Бразильского и Гойянского кристаллических щитов, ресурсы более 1 млрд т) и Габона (формация Франсвиль, более 0,5 млрд т). Накопление марганцеворудных отложений продолжалось на протяжении всего палеозоя и мезозоя. Последней эпохой накопления промышленно значимых месторождений марганца является олигоценовая Паратетиса (Больше-Токмакское, Никопольское, Чиатурское, Мангышлакское, Варненское; с общими ресурсами не менее 2 млрд т).

Гигантские потенциальные запасы рудных веществ представляют собой *железомарганцевые конкреции океанского дна* (ЖМК), формируемые начиная с поздне меловой эпохи и до нашего времени включительно. Это караваеобразные стяжения и корки на дне океанов, иногда срастающиеся в сплошной панцирь; являются бедными рудами, легкообогатимы. Они состоят из вернадита, тодорокита, бернессита, манганита, пиролюзита; представляют собой также ценное сырье на элементы-примеси (кобальт, никель, медь и др.). Обычно залегают на красных глинах, на глубинах 4000—4500 м.

Вещество для ЖМК заимствуется из гигантских резервов веществ, растворенных в океанской воде. А скорость их кристаллизации значительно выше, чем скорость накопления океанских глинистых илов, вследствие чего эти конкреции обычно выступают над глинистым ложем океанского дна.

По поводу механизма формирования ЖМК написаны многие тысячи статей и сотни книг отечественными и зарубежными учеными. Повышенный к ним интерес связан прежде всего с тем, что это — потенциальное сырье марганца и отчасти железа на XXII в. Кроме того, интересен сам по себе феномен стремительного роста подобных минеральных образований, казалось бы, в самых неблагоприятных к тому условиях: низких температур (у океанского дна  $T = 2-4^\circ C$ ), крайне низких концентраций металлов в океанской воде и полной окисленности на океанском дне реакционноспособного ОВ (важного стимулятора конкрециеобразования в осадках мелководных морей и лагун).

Считается, что, несмотря на низкие значения концентраций растворенных оксидов железа и марганца, их абсолютные значения близки к насыщению воды этими труднорастворимыми соединениями. Отсюда следует, что малейшее нарушение геохимического равновесия в водной среде будет стимулировать осажде-

ние 3-валентного железа или 4-валентного марганца. Убыль этих металлов из воды непрерывно пополняется их привносом реками из постоянно эродируемой суши, а также подводными горячими гидротермами (открытыми во множестве в рифтогенных зонах океанов на протяжении минувшего 30-летия) и подводным вулканизмом. Исследователи баланса этих веществ сейчас разделились в основном на два лагеря. Одни (преимущественно последователи Н. М. Страхова) считают главными источниками железа и марганца в океане экзогенную их мобилизацию и привнос с континентов. Другие исследователи (в первую очередь А. П. Лисицын) ведущую роль отводят эндогенной подпитке океанических вод. Каждая группа исследователей оперирует своими цифрами и расчетными данными. Однако плотность и детальность изученности площадей континентальной суши и океанских акваторий пока еще несравненно различны. Поэтому окончательное решение проблемы генезиса ЖМК представляется одной из важнейших задач геологии настоящего и, быть может, даже предстоящего веков.

## Прочие породы

### 13.1. Каустобиолиты

К прочим породам причислены многие виды пород, чрезвычайно важных как полезные ископаемые и играющих важную роль в общепланетарном осадочном процессе. Однако они рассмотрены бегло из-за детального их освещения в параллельных и специализированных курсах «Горючие полезные ископаемые», «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» и др.

Каустобиолиты — большая группа пород, сложенных органическими компонентами (в переводе с греческого языка именуемых как горючие «живые» камни), а именно *торф, угли, горючие сланцы, твердые битумы*, — освещалась настолько глубоко, подробно и многократно в монографических и учебных изданиях, что автор не считает уместным повторять написанное об этих породах профессионалами угольной и нефтяной геологии. Отдельные ссылки на их работы приводились в разделах, которые посвящались процессам катагенеза. В список литературы помещена только небольшая их часть, но по ней читатель сможет ориентироваться относительно всех остальных работ (см. ссылки на учебники О. К. Баженовой и др. (2000), Ю. К. Бурлина, А. И. Конохова и Е. Е. Карньюшиной (1991), В. Н. Волкова (2000) и на труды Н. Б. Васюковича (1986), С. Г. Неручева, Г. М. Парпаровой и др. (Справочник ..., 1983) и других исследователей).

### 13.2. Медистые (песчаные и глинистые) породы

Медистые (песчаные и глинистые) породы представляют собой смешанные образования, в которых обломочные кварц-силикатные и глинистые частицы сцементированы сульфидами меди: *халькозином*  $Cu_2S$ , *ковеллином*  $CuS$ , *борнитом*  $Cu_5FeS_4$ , *халькопиритом*  $CuFeS_2$  и др., иногда с *самородной медью*; в зоне гипергенеза по ним развиваются карбонаты меди — *малахит* и *азурит*. Меденосные породы, как правило, являются отложениями древних речных русел, дельт и лагун в эпохи аридизаций климата (например, позднекаменноугольные осадочные руды месторождения Джезказган в Казахстане и руды Удоканского месторождения протерозойского возраста у нас в Забайкалье). Большинство их насыщено аутигенным сульфидным веществом на постседиментаци-



онных стадиях преобразования осадочных отложений. Кроме вышеперечисленных объектов, меденосные породы широко развиты на территории Западной Европы (главным образом в ФРГ) — медистые сланцы в основании толщи цехштейна позднепермского возраста; хорошо известны также меденосные песчаники и глинистые сланцы пермского возраста на границе штатов Техас и Оклахома (США), протерозойские терригенные рудоносные отложения Центрально-Африканского медного пояса (Заир и Замбия) и др.

Примечательно, что все эти образования сконцентрированы, во-первых, внутри пестроцветных осадочных комплексов, накопленных при жарком аридном климате; и, во-вторых, они парагенетически (и отчасти генетически) взаимосвязаны с эвапоритовыми и рифогенно-карбонатными толщами (см. выше). Механизмы концентрации меди в этих породах обусловлены геохимическими особенностями этого элемента, являющегося антиподом железа в зависимостях их подвижностей от рН и Eh. Кроме того, насыщенные хлоридными солями водные растворы существенно повышают миграционную способность Cu.

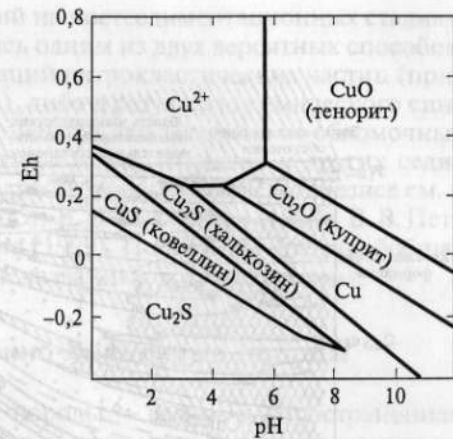
Вот как об этом писал в 1985 г. Дж. Мейнард: «Изменение условий Eh и рН среды и образование комплексных хлоридных соединений определяют поведение Cu и Ag при низких температурах. Как видно из диаграммы (рис. 13.1), в окислительной среде при средних и низких значениях рН медь остается в растворе. Железо при тех же самых условиях отличается пониженной растворимостью, и в этом заключается суть очень эффективного механизма отделения Cu от Fe. Обратите внимание также на то, что в восстановительных условиях происходит осаждение меди в виде сульфидов или самородного металла. Таким образом, существует общая тенденция миграции меди из областей, где поддерживаются окислительные условия, и концентрация ее в восстановительных средах».

В приведенной цитате упоминалось серебро. Это естественно, потому что в большинстве меденосных осадочных толщ главному металлу сопутствует (в меньших концентрациях) целая гамма других рудных элементов. Таковыми, например, в меденосных сланцах цехштейна Западной Европы являются Pb и Zn, а местами также V, Cr, Mo.

Большинство исследователей меденосных толщ считают оруденение не сингенетичным, а эпигенетичным относительно стадии седиментогенеза. Так, например, в разрезе пермских меденосных толщ штата Оклахома наблюдалась закономерная смена (снизу вверх) слоев красноцветных терригенных пород темноокрашенными меденосными сланцами, а затем — эвапоритами. На этом основании американскими литологами было высказано предположение, что привнос Cu осуществлялся уже после отложения

Рис. 13.1. Диаграмма состояния сульфидов и оксидов меди в координатах Eh — рН ( $\Sigma \text{Cu}, \Sigma \text{S} = 10^{-4}$ ).

Особое поле отвечает условиям, при которых медь остается в растворе (окислительная среда, рН < 6) (по Дж. Мейнарду)



осадка в результате специфической циркуляции подземных вод в условиях себхи. Предполагается, что быстрое испарение влаги в пустынных прибрежных районах вызвало мощный приток подземных вод в супралиторальную зону и отложение там слоев гипса и галита. При этом подземные воды могли выщелачивать Cu из нижележащих песков в процессе окисления там железа и формирования красноцветных окрасок. После этого происходило отложение меди в слоях, насыщенных ОВ — остатками водорослей, располагавшихся под слоями эвапоритов. Предполагается, что металл привносился сюда на завершающих стадиях диагенеза, а воды, транспортировавшие Cu, поступали с континентальной стороны себхи, отличаясь от морских вод повышенными значениями Eh и повышенными рН (т.е. параметрами, наиболее благоприятными для миграции Cu).

Медная минерализация цехштейновых руд в Западной Европе (как и на Удоканском месторождении Забайкалья в России и Джезказганском в Казахстане), по-видимому, возникла на еще более поздней — катагенетической стадии, о чем свидетельствуют наблюдения над резко несогласными соотношениями контуров рудных тел и седиментационной слоистости. Применительно к Джезказганским рудам, российский литолог И. Ф. Габлина в 1983 г. в деталях проработала механизм привноса и концентрации меди (рис. 13.2). Суть его состояла в том, что элизионные солоноватые воды стадии глубинного катагенеза выжимались из осевой зоны впадины к ее бортам. Они проникали сквозь красноцветные песчано-алевритовые песчаные толщи, содержавшие изначально повышенные кларковые содержания меди. Она в условиях высоких Eh выщелачивалась из песчаников и алевритов, мигрировала в хлоридных соединениях вплоть до прохождения воды через так называемые геохимические барьеры (термин Е. И. Перельмана) —

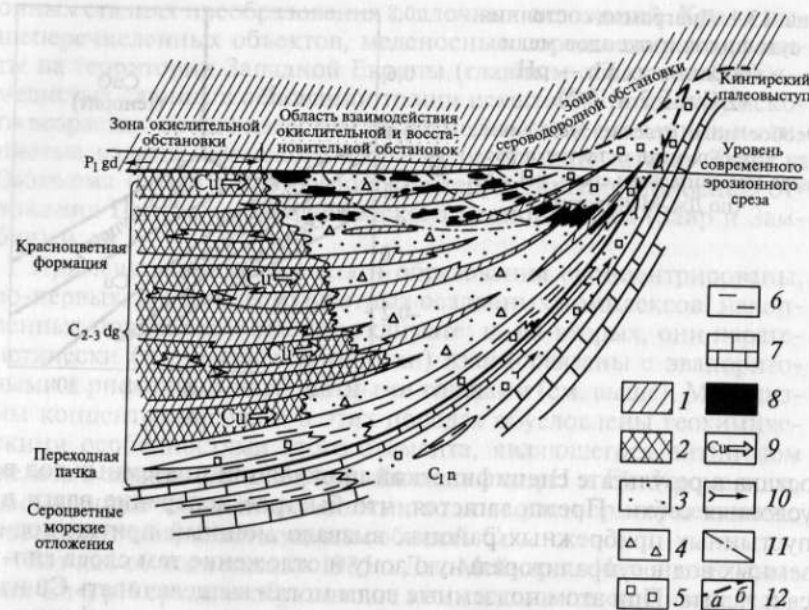


Рис. 13.2. Схема процессов формирования Джекказганского месторождения меди (по И. Ф. Габлиной, 1983):

1 — красноцветные аргиллиты, алевролиты; 2 — красноцветные песчаники, конгломераты; 3 — сероцветные песчаники, конгломераты; 4 — рассеянная вкрапленность сульфидов меди; 5 — рассеянная вкрапленность пирита; 6 — серые аргиллиты, алевролиты; 7 — известняки; 8 — рудные залежи; 9 — направления движения меденосных растворов; 10 — пути миграции углеводородов; 11 — уровни последовательного смещения зон взаимодействия окислительных и восстановительных обстановок, соответствующие периодам устойчивого гидродинамического режима напорных вод; 12 — стратиграфические границы (а — достоверные, б — предполагаемые); P<sub>1</sub>gd — нижнепермские отложения (жиделисайская свита); C<sub>2-3</sub>dg — продуктивная (джекказганская) толща среднего — верхнего карбона; C<sub>1</sub>n — нижнекарбоновые отложения (намюрский ярус)

участки контрастно менявшихся значений Eh и pH на противоположные. Таковыми были зоны разгрузки углеводородных флюидов из подстилающих красноцветную толщу «сероцветных» (т.е. насыщенных ОВ) пачек терригенных пород на бортах впадины. Там и концентрировалась медная минерализация.

### 13.3. Цеолитовые породы

Цеолитовые породы также редки и представляют собой смешанные по составу глинисто-цеолитовые озерные или морские образования, в которых цеолиты кристаллизовались в качестве

цемента или микровключений на постседиментационных стадиях. Эти минералы формировались одним из двух вероятных способов: либо вследствие трансформаций витрокластических частиц (примесей вулканического пепла), либо в результате химического синтеза алюмосиликатных компонентов, извлекаемых из обломочных частичек полевых шпатов, амфиболов, эпидотов и других седиментогенных минералов. Подробнее об их составе и генезисе см. в работах А. Г. Коссовской (1975), В. И. Муравьева (1983), В. В. Петровой (2003) и О. В. Япаскурта (1999). Последним кратко обобщены итоги исследований вышеназванных и других ученых.

### 13.4. Вулканогенно-осадочные породы

Вулканогенно-осадочные породы — весьма распространенная группа пород, которые состоят целиком или преимущественно из продуктов синхронной седиментации вулканизма. Они по источнику своего вещества могли бы рассматриваться как продукты эндогенные, однако по характеру процессов и экзогенных условий накопления данные породы принадлежат к категории осадочных образований. Среди них выделяются две разновидности: обломочные и хемогенные.

Вулканогенно-обломочные породы классифицируются:

1) на *эффузивно-кластические (лавокластиты)*, возникшие в результате синхронной излиянию механической фрагментации периферии лавовых потоков (по размеру обломков подразделяются аналогично псефитам), и *гидрокластиты* — подводно-эксплозивные, пульверизационные, десквамационные), состоящие из фрагментов сидеромеланового, палагонитизированного вулканического стекла (по гранулометрии гомологичные пелитам, алевритам, пескам и дресвяникам);

2) *эксплозивно-кластические (вулканические туфы)*, сложенные синхронным пирокластическим материалом с возможным содержанием чужеродного материала от 0 до 10 %;

3) *перетолженные (тефроиды)* (термин введен Г. С. Дзоценидзе и И. В. Хворовой в 1968 г.), отличающиеся от туфов окатанностью фрагментов, наличием сортировки и слоистости;

4) *смешанные (туффиты)* с заметной (10—50 %) примесью невулканических компонентов. Термин «туффит» в настоящее время признается не всеми. Автор считает уместным использовать его там, где вулканопластика резко отлична своим составом от терригенной примеси, например: смесь базальтовых частиц с окатанными зёрнами кварца.

Вулканические туфы по величине своих обломков подразделяются на: агломератовые, псефитовые, псаммитовые, алевритовые и пелитовые; а по набору компонентов на: лито-, кристалло-



и витрокластические, а также смешанные (лито-кристаллокластические, кристалло-витрокластические и др.); по составу, в соответствии с типом излившихся пород, на: базальтовые, андезитовые, риолитовые и др. Е. Ф. Малеевым (1980) и В. Т. Фроловым среди генетических разновидностей туфов выделяются отложения пирокластических потоков, шлаковых конусов, притрубочные, тефровые (ювенильные и резургентные) и др.

К хемогенным разностям вулканогенно-осадочных пород относятся продукты гидротермальной вулканической деятельности — опалолиты, сульфатолиты, каолинолиты, отложения оксидов Mn, сульфидов, которые по форме залегания — покровной, жильной и гнездовой — отличны от прочих осадочных пород, но по существу представляют хемогенно-метасоматические осадочные образования.

## СОВРЕМЕННЫЕ АСПЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

### Глава 14

#### Генетический и литолого-фациальный анализы

##### 14.1. Вводные замечания

Литология на современном уровне ее развития *характеризуется генетической направленностью и историчностью подхода к объектам исследования*. Это означает, что в каких бы аспектах (теоретических или прикладных) ни работал исследователь, он должен рассматривать каждую осадочную породу как геологическое образование, которое имеет собственную историю возникновения и изменений своего состава и строения.

Накопленный ныне гигантский объем фактического материала, полученного в результате наблюдений над процессами современной седиментации и над признаками таковой в детально изученных образованиях прошлых геологических эпох, дает нам должную основу для отбора более или менее надежных показателей генезиса осадочных отложений.

Ранее говорилось о том, что любая осадочная горная порода представляет собой закономерную, генетически обусловленную ассоциацию минеральных и (или) органических компонентов. Она составляет важнейший элемент природной системы. У нее главные генетические признаки запечатлены в свойствах, которые литолог обязан указать согласно общепринятой последовательности визуального описания образца породы: цвет — структура — текстура — состав породообразующих компонентов — состав и распределение включений — крепость — пористость — вторичные изменения изначального цвета, состава, структуры или текстуры.

Все эти параметры учитываются при диагностике генезиса, но все-таки важнейшая генетическая информация заключается, как правило, не в признаках обособленно изучаемой породы, а в парагенетических породных ассоциациях, которые свойственны осадочным свитам и сериям. Поэтому главным методическим приемом исследования литолога были всегда и остаются ныне *поле-*

вые макронаблюдения и подробные описания разрезов осадочных комплексов (в обнажениях или кернах буровых скважин). Их результаты по-прежнему составляют основу основ всех литологических построений.

Здесь используются классические приемы исторической и структурной геологии, но применяются они литологами со своеобразными акцентами на:

1) детальнейшей послышной характеристике структурных, тектонических, палеонтологических и других признаков условий седиментации и постседиментационных изменений осадков;

2) исследовании временных и пространственных изменений таких признаков;

3) детальном анализе характеров межслоевых границ;

4) воплощении всех этих данных в категориях «литотип», «генетический тип», «фация», «макрофация», «обстановка седиментации», «палеоландшафт»;

5) выявлении и объяснении многогранной цикличности чередования генетических типов и фаций внутри осадочной толщи. Перечисленные виды наблюдений и их интерпретаций составляют неперемные элементы методик генетического анализа (ГА), литолого-фациального анализа условий седиментации (ЛФА) и генетического формационного анализа осадочных комплексов (ГФА), подробно освещаемых ниже.

Исторически сложилось так, что вышеупомянутые методики вместе со стадийным анализом (СА) постседиментационных породных преобразований стали главенствовать в фундаментальных литологических исследованиях накануне XXI в. Они, претерпевая свою неизбежную модернизацию, продолжают оставаться главенствующими вне зависимости от уровня технического совершенствования лабораторной аппаратуры и от прироста наших знаний относительно вещественно-структурных признаков процессов современного осадконакопления и породообразования. Потому что в основе данных методик изучения природных объектов заложен единый генетический и историко-геологический подход, который внедрялся основоположниками отечественной литологии Л. В. Пустоваловым, Н. М. Страховым и М. С. Швецовым и теперь реализуется их учениками и последователями.

Здесь следует обратить внимание на один принципиально важный методологический аспект: основатели литологии свои генетические заключения никогда не сводили к прямолинейному актуализму, или к униформизму, который исходит из постулата о том, что все процессы и условия осадкообразования прошлых геологических эпох были копией нынешних процессов и условий седиментации. Последние за время существования нашей планеты существенно эволюционировали.

Это было продемонстрировано на множестве конкретных примеров в двухтомном труде Н. М. Страхова «Основы исторической геологии» (1948). Там он написал о том, что по мере расширения и углубления фациального анализа древних толщ и изучения современного осадконакопления получен обильный материал, который по-новому осветил принцип актуализма. Оказалось, что хотя современные осадки и напоминают ископаемые породы, но это сходство проявлено только в общих чертах, а отнюдь не тождественно.

Древнюю седиментацию нельзя целиком уложить в рамки современной. У нее есть отличия, и чем древнее эпохи истории Земли, к которым мы обращаемся, тем более существенными становятся эти отличия. Потому что и тектоника земной коры, и организмы, обитавшие на поверхности Земли, и сама гидрохимия водоемов в ходе времен претерпевали изменения — эволюционировали.

Естественно, что и осадки — окаменелые документы исчезнувшей физико-географической обстановки — также эволюционировали по своим химическим особенностям, структуре, текстуре, большему или меньшему развитию одних типов среди других и иным признакам.

Указав на это, Н. М. Страхов призывал исследователей отказываться от простого «механического» сравнения древних осадков с современными и от упрощенных заключений, сделанных по аналогии. По мнению ученого, следует уточнять генетическую интерпретацию выяснением специфических особенностей древнего осадкообразования и, только учитывая эти особенности, использовать знания о современной седиментации для реконструкции физико-географической обстановки далекого прошлого.

Иными словами, актуалистические сравнения необходимо осуществлять с вероятностными поправками, и поправки эти будут тем значительнее, чем древнее возраст исследуемой осадочной толщи.

Мы обратились здесь к пересказу концепции полувековой давности только потому, что в научной литературе изредка, но периодически встречаются работы, авторы которых забыли или не знали о классическом принципе методологии генетических реконструкций.

Данный принцип исследования Н. М. Страхов назвал *сравнительно-литологическим методом*, определив его как способ решения генетических вопросов путем органической увязки данных по современному осадконакоплению и по древним породам с выделением сходств и различий современного и древнего. Этот метод (вобравший в себя приемы ГА и ЛФА — см. ниже) применялся Н. М. Страховым в единстве с историко-геологическим анализом закономерных связей между различными геологическими



явлениями и процессами — движениями земной коры, развитием жизни, глубинными преобразованиями недр планеты и др.

Вот почему ко всем (описанным во второй части книги) особенностям породным генетическим признакам следует подходить вдумчиво и критически. Даже в тех случаях, когда анализируется множество параметров, присущих отдельно взятому образцу горной породы, мы не застрахованы от ошибочных генетических заключений.

Небезусловность трактовки генезиса отдельно рассматриваемой породы объясняется, в основном, тремя объективными причинами.

Первая из них состоит в *конвергенции* (от лат. *convergentio* — схождение), т. е. в схожести составов и строений отдельных разновидностей пород при фактической неодинаковости условий их происхождения. Примерами могут послужить подобия облика некоторых косослоистых песчаных отложений из руслового аллювия и подводных каналов дельты на морском дне, или подобия линзовидно-волнистых текстур некоторых разновидностей песчаных и алевроитовых отложений морского мелководья и глубоководья, или обманчивого подобия писчего мела глубоководным океанским илам (см. гл. 8).

Вторая причина разногласий в трактовках генезиса отложений обуславливается *искаженностью* их генетических признаков многофакторными постседиментационными преобразованиями на стадиях катагенеза, метагенеза, метаморфизма и гипергенеза и появлением *вторичных* признаков пород, которые не всякий исследователь сумеет отличить от первичных особенностей строения осадка (см. рис. 4.1).

И третья, упоминавшаяся выше, причина состоит в том, что в далеком прошлом существовали обстановки, которых нет в современную эпоху. Следовательно, их можно восстанавливать только в известной степени условно.

Помимо вышеназванных обстоятельств существуют еще субъективные разногласия у исследователей, порождаемые методическими погрешностями выполняемых ими генетических анализов. Самая распространенная погрешность возникает в тех случаях, когда в качестве безусловного диагностического параметра избирается какой-то один-единственный признак из множества взаимодополняющих или же взаимоисключающих параметров. Обстоятельные примеры того, как правильно извлекать генетическую информацию из полевых и лабораторных наблюдений осадочных образований, можно почерпнуть в учебных пособиях Г. Ф. Крашенинникова (1971, 1988).

В своих лекционных курсах и на практике Г. Ф. Крашенинников учил о необходимости строгого, критичного отбора наблюдаемых фактов и многопланового — системного подхода к их гене-

тической интерпретации. Он исходил из того, что любой породе свойственно множество вещественно-структурных признаков различного ранга, в которых как бы закодированы различные элементы механизмов и (или) обстановок породообразования. Некогда часть признаков генетическую информацию по причине распространенности в природе упомянутых случаев конвергентности, а также искаженности структурно-минеральными новообразованиями. Учитывая и предвидя все это, Г. Ф. Крашенинников пришел к выводу о том, что генетическая принадлежность исследуемой породы может быть обоснована с определенной долей вероятности, и обоснование это должно осуществляться посредством *системного ранжирования* множества разномасштабных признаков (табл. 14.1).

Таблица 14.1

Генетические признаки, изучаемые при восстановлении обстановок осадконакопления

Породы			Разрез
петрографические	палеонтологические	физико-химические	вертикальные и латеральные переходы
1. Структура (форма и размер зерен, сортировка)	1. Состав органических остатков (животных и растительных)	1. Цвет	1. Строение разреза (макротекстуры, характер чередования слоев, ритмичность и др.)
2. Текстура (слоистость и др.)	2. Сохранность	2. Пористость и др.	2. Мощность слоев и ее изменения на площади
3. Минерально-петрографический состав	3. Распределение и количество	3. Состав поглощенного комплекса	3. Характер границ раздела между слоями (размыва и др.)
4. Цемент (состав и тип цементации)	4. Условия обитания и захоронения	4. Другие физические и химические особенности	4. Знаки на поверхности слоев
5. Конкреции (состав, форма, распределение)			5. Условия залегания
			6. Боковые границы (характер выклинивания, расщепления и др.)
			7. Форма слоев в плане
			8. Изменение разреза на площади
			9. Генетические признаки разреза, замещающего изучаемый

Эти признаки сведены в две большие группы: «признаки пород» и «признаки разреза». Первая группа объединяет три более дробные категории: петрографическую, палеонтологическую и физико-химическую (см. табл. 14.1). Любая из них, взятая в отдельности, может оказаться конвергентной. Поэтому учитывается, по возможности, их совокупность.

Так поступать необходимо, но недостаточно. Достоверность генетической интерпретации возрастает на порядок, если обратиться к другой категории признаков, обозначенных в крайней правой графе табл. 14.1: учитывать характеры и особенности сочетаний различных типов пород и границ между ними внутри самой осадочной толщи — как в вертикальных разрезах, так и на площади ее развития.

Данные приемы составляют основу *генетического и литолого-фациального анализов*. Они осуществляются на уровне макронаблюдений, а затем дополняются уточнением признаков пород и их компонентов с помощью оптической микроскопии, растровой электронной микроскопией, рентген-дифрактометрических, микронзондовых и других прецизионных способов расшифровки состава и микростроения вещества. Это главнейшие методы исследовательской работы литолога.

## 14.2. Генетический анализ

Генетическим анализом именуют метод познания генезиса осадочных образований геологического прошлого, т. е. расшифровки процессов (способов) возникновения исходных осадков, ставших исследуемыми горными породами, а также условий и обстановок их накопления (ландшафтных, климатических и др.).

Теоретической основой генетического анализа служит сравнительно-литологический принцип познания условий формирования древних образований путем исследования способов и закономерностей современного осадконакопления, с неперменным учетом необратимого характера эволюционирования осадочных процессов в геологической истории Земли, опубликованной в трудах Н. М. Страхова (см. подразд. 14.1). Фундаментальные труды в этой области были опубликованы советскими литологами XX в. Л. Н. Ботвинкиной, Т. Н. Давыдовой, Ю. А. Жемчужниковым, Г. Ф. Крашенинниковым, Н. В. Логвиненко, Д. Н. Наливкиным, В. И. Поповым, П. П. Тимофеевым, В. Т. Фроловым, И. В. Хворовой, Е. В. Шанцером, В. С. Яблоковым и др.

Первым этапом генетического анализа служит диагностика **генетических типов** исследуемых отложений. Она подготавливается детальными описаниями геологических разрезов (в обнажениях или керне скважин) с попутным выявлением и систематизацией

характерных **литотипов**, т. е. отдельных разновидностей осадочных пород с одинаковыми либо близкими наборами текстурных, структурных и вещественных признаков. Последние делятся на две категории: первичные, или собственно генетические признаки осадка, и вторичные, т. е. наложенные на осадок изменения, возникшие под воздействием многоэтапных постседиментационных процессов.

Решение этой задачи подкрепляется лабораторными петрографическими и прецизионными исследованиями. Затем рассматриваются только первичные (иногда сохраненные лишь в реликтах) признаки, и по ним делается заключение о соответствии каждого литотипа либо группы литотипов конкретному генетическому типу осадка.

**Генетический тип отложений** — термин, введенный в начале XX в. И. П. Павловым — *отложения, образовавшиеся в результате работы определенных геологических агентов (сил гравитации, водных потоков, ветра, льда, биоса и др.)*, например, элювиальные, делювиальные, аллювиальные, эоловые, ледниковые и др. В англоязычной литературе такой термин не употребляется. У нас он был впервые внедрен как основа для реконструирования палеогеографии советским исследователем Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн в Буреинском угольном бассейне в 1944 г. (опубликовано в 1948 г.). Они определили генетический тип как «породу или естественную группу пород, обладающую определенным сочетанием основных признаков, указывающих на механизм формирования осадка» и показали важное информативное значение анализа характеров взаимоотношений многих генетических типов между собой, форм их залегающих и контактов. Тогда же близкую категорию под названием **литогенетический тип** выделил коллектив сотрудников ИГН АН СССР под руководством Ю. А. Жемчужникова, изучавший каменноугольные отложения Донбасса: это «порода, обладающая определенными первичными генетическими признаками, отражающими условия накопления и формирования осадка». Вскоре член этого коллектива П. П. Тимофеев изъясил из данной формулировки приставку «лито», так как она символизирует общепородные признаки — не только первичные, но и вторичные (приобретенные при превращениях осадка в породу). Последние в определение генетического типа не входят.

Иную по форме, но близкую по смыслу трактовку генетического типа дал Г. Ф. Крашенинников (1971): это «комплекс отложений, образовавшихся в определенной физико-географической обстановке и преимущественно под воздействием одного ведущего геологического агента».

Детальные схемы классификаций генетических типов опубликовали: для континентальных образований Е. В. Шанцер в 1966 г. (табл. 14.2); а для морских и океанских — В. Т. Фролов в 1984 г.,



Схема классификации генетических типов континентальных осадочных образований (по Е. В. Шанцеру)

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа и подгруппа		Генетический тип
I. Элювиальный (ряд коры выветривания)	А. Группа почв		Почвы (с подтипами автоморфных и гидроморфных почв) Автохтонные торфяники (верховые и низинные)
	Б. Группа собственно коры выветривания		Элювий (с подтипами термофракционного, криогенного и хемоморфного элювия)
II. Склоновый (коллювиальный)	А. Гравитационная группа	а. Подгруппа коллювия обрушения	Обвальные накопления (дерупций) Осыпные накопления (десперсий)
		б. Подгруппа коллювия сползания	Оползневые накопления (деляпсий) Солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий)
	Б. Делювиальная группа (коллювий смывания)		Делювий
III. Водный (аквальный)	А. Группа отложений русловых водных потоков (флювиальная)		Аллювий Проллювий
	Б. Группа озерных отложений (лимническая)		Озерные отложения
IV. Подземноводный (субтерральный)	А. Группа отложений пещер (субтерральная)		Пещерные отложения (подразделяются на подтипы)
	Б. Группа отложений источников (фонтанальная)		Туфы и травертины
V. Ледниковый (гляциальный)	А. Группа собственно ледниковых отложений (гляциальная)		Основные морены Краевые морены

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа и подгруппа		Генетический тип
	Б. Группа водноледниковых отложений (аквагляциальная)	а. Подгруппа ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный) тип Приледниковый (перигляциальный) тип
		б. Подгруппа ледниково-озерная (лимногляциальная)	Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения
VI. Эоловый (ветровой)	А. Группа эоловых песков (перфляционная)		Эоловые пески
	Б. Группа эоловых лессов (суперфляционная)		Эоловые лёссы

предложивший корректировку понятия генотип: он символизирует лишь процесс, т.е. способ осадкообразования, но не физико-географические условия его реализации (ландшафтные, климатические и прочие). Их диагностируют только путем комплексного анализа рядов синхронных генотипов, в процессе литолого-фациального анализа (см. подразд. 14.3).

В. Т. Фролов обобщил признаки 45 генотипов, ранжировав их на 15 групп и четыре ряда: I) вулканогенно-осадочных; II) хемобиогенных; III) механогенных; IV) подводно-элювиальных. Например, механогенный ряд: коллювиальная группа — подводно-обвальные, подводно-осыпные, подводно-оползневые, подводно-солифлюкционные генотипы; волновая группа — прибойные и волновые; флювиальная, или течениевая группа — речные выносы, приливные, вдольбереговых и стоковых течений, донных шельфовых течений, абиссальных течений, контуриты и турбидиты; тиховодная группа — лагунные, западинно-шельфовые, пелагические; маринно-гляциальная группа — моренно-подводные, айсберговые, припайные; подводно-элювиальный ряд: группа физического элювия — каменистые развалы, перлювий подводный (горизонты конденсации); группа биоэлювия — ихнитолиты, или биотурбидиты; группа хемозэлювия — панцири, гальмиролититы и др.

Итак, формулировки понятийной базы у исследователей различных школ неодинаковы. Однако главный принцип выявления

генетических типов у них единообразен и оправдан множеством продуктивных реконструкций геологического прошлого (см. труды П. П. Тимофеева, В. И. Копорулина, Г. Ф. Крашенинникова, И. В. Хворовой и др.).

Для качественного выполнения генетического анализа необходим критичный отбор наблюдаемых фактов. Часть из них, как говорилось ранее, может вмещать в себя искаженную или даже ложную генетическую информацию. Значит, генетический анализ по выборочным признакам не надежен, исключая редкие случаи: уголь — бывший торфяник; строматолитовый или коралловый известняк — биогермы. Но в большинстве остальных случаев необходима комплексная сверка системы ранжирования категорий (Г. Ф. Крашенинников, 1971): «признаков пород» — петрографических, палеонтологических, физико-химических и «признаков разреза» — характера чередования слоев, границ между ними, форм в плане и изменений на площади и др. (см. табл. 14.1). Этот методический прием отвечает второму этапу генетического анализа (в «широком» понимании генезиса), когда извлекается информация не только о процессах осадконакопления, но и о среде их реализации. Здесь исследователь вплотную подходит к приемам литолого-фациального анализа.

### 14.3. Принципы литолого-фациального анализа

В предыдущих разделах были описаны принципы извлечения генетической информации в последовательности — от частного к общему: начиная от характеристик обособленных минеральных или органических компонентов и переходя затем к анализу их парагенезов, которые являются важным элементом комплекса генетических признаков пород и породных ассоциаций. Такая схема логических рассуждений наглядна и удобна для восприятия. Она обычно используется при описаниях итогов выполненного исследования в геологическом отчете или статье, т. е. уже после того, как был проделан ряд полевых и лабораторных наблюдений и автору текста известен их результат. Однако реальная последовательность проведения всех этих наблюдений и оценок их результатов существенно отлична от данной идеальной схемы.

Литолог начинает свои генетические исследования непосредственно со сложноорганизованного природного объекта, а не с отдельных его компонентов. Литолог выявляет сначала генетические признаки пород и их парагенетических ассоциаций посредством визуальных наблюдений строения осадочных комплексов в естественных обнажениях или в керне из скважины.

На этом исходном и важнейшем для литолого-фациального анализа этапе работ главной задачей исследователя является со-

ставление *последовательных описаний разрезов* крупных регионально-стратиграфических единиц — *свит* или их фрагментов (*подсвит, пачек, горизонтов*). Последовательные описания ни в коем случае не следует сводить только к формализованному перечню названий породных разновидностей, что обычно делается при производственных работах.

В текстовой характеристике строения разреза должна быть отражена вся информация, перечисленная внутри табл. 14.1.

Затем на основе этой информации выделяются (и показываются справа от литолого-стратиграфических колонок буквенными либо графическими обозначениями) наиболее характерные *литотипы* и *генетические типы* исследуемых отложений. А потом анализируются их сочетания и взаимоотношения в вертикальных разрезах и на площади развития одновозрастных породных горизонтов, пачек, подсвит или свит. Составляются так называемые *фациальные профили* и *карты фаций*, на основе которых впоследствии строятся *карты (или схемы) палеогеографические*.

Прежде чем конкретизировать все вышесказанное, мы вынуждены будем задержаться на базовой терминологии, которая, к сожалению, литологами разных школ трактуется неодинаково. Начнем с термина «фация». Ее родоначальник А. Грессли понимал фации как «модификации стратиграфического горизонта», свидетельствующие о своеобразии условий осадконакопления на исследуемой площади (см. гл. 2). Если вникнуть в смысл данного понятия, то можно прийти к выводу, что в его основу заложены три признака: 1) вещественный, т. е. состав пород и присущих им органических остатков; 2) принадлежность их к единому стратиграфическому интервалу; 3) генетическое содержание.

Развивая данную концепцию, Г. Ф. Крашенинников привел такую формулировку: «Фация — это комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка» (Крашенинников, 1971. С. 16). И далее: «Главное назначение учения о фациях — помогать палеогеографическим реконструкциям. Делается это с помощью *фациального анализа*. Суть фациального анализа заключается в выявлении в пределах стратиграфической единицы генетических комплексов отложений (фаций), в прослеживании их на площади и в выявлении перехода в другие одновозрастные образования» (Крашенинников, 1971. С. 24). Такой методический прием позволяет восстанавливать с большой степенью надежности генезис любого комплекса пород с неясными первичными признаками при условии очевидности способов формирования двух соседних с ним (фациально замесивших его) комплексов.

Сейчас большая группа литологов трактует понятие «фация» несколько по-иному. Связано это с тем, что еще в конце XIX в.,



главным образом вслед за работами 1893—1894 гг. австрийского геолога И. Вальтера, зародилось иное, отличное от первоначального «гресслиевского», толкование сущности фаций — вне зависимости от их возрастных соотношений. Последователи И. Вальтера акцентировали свое внимание только лишь на генетическом и ландшафтно-палеогеографическом аспектах. Их фации служили признаками изменчивости физико-географических обстановок во времени (т.е. выделялись они прежде всего в разрезе и необязательно на простирании изучаемых осадочных комплексов).

Такого «ландшафтно-генетического» понимания фаций с различными вариациями и деталями своих формулировок придерживались: академики Д. В. Наливкин и Н. М. Страхов, профессора Н. В. Логвиненко, Ю. А. Жемчужников и его ученик и последователь П. П. Тимофеев. Им под *фацией* подразумевается комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате которых сформировались осадки, и сами осадки, обладающие сочетанием первичных признаков (условия + осадок). Каждая такая фация представлена парагенезом генетических типов (ГТ) (определение см. в подразд. 14.2).

Следуя методическим рекомендациям П. П. Тимофеева, в процессе раскрытия парагенетических сочетаний выделенных нами ГТ осуществляется переход к представлениям о фациях. Проверка их достоверности основывается на трех главнейших приемах.

Первый — общеизвестный метод актуализма, но ограниченный требованиями второго и третьего методов.

Второй — это «метод исключения», при котором из нескольких вариантов возможного генезиса отложений отвергаются наименее подходящие к конкретной общегеологической обстановке, синхронной объекту наблюдения.

И третий (главный) прием заключается в анализе парагенетической связи различных групп ГТ как в разрезе, так и на площади, по известному принципу: всегда со значительной долей вероятности можно высказать предположения о генезисе малопонятного типа отложений, зная происхождение двух смежных с ним образований.

Используя данный принцип, П. П. Тимофеев выделил и описал свыше 70 конкретных фаций в континентальных и морских (преимущественно терригенных) отложениях карбона Донецкого бассейна, юры Западной Сибири, голоцена Колхиды (Грузия), Южной Прибалтики, Западной Кубы, Флориды (США) и других регионов.

Вот перечень названий и аббревиатуры немногих из этих фаций: ДПР — песчано-гавийно- и алеврито-глинистых осадков конусов выноса предгорий; АРГ — валунно-галечных осадков русла горных и предгорных рек и их конусов выноса; АРП — гравийно-песчаных осадков приустьевых частей русла равнинных рек; АПВ —

песчано-алеврито-глинистых осадков внутренних частей поймы; ОСП — глинисто-алевритовых осадков сапропелевых пресноводных озерных водоемов морского побережья; ОЗД — алеврито-глинистых осадков зарастающих озерных водоемов и заиляющихся древесных торфяных болот; МПЛ — алеврито-глинистых осадков застойных прибрежных участков лагун морского бассейна; МПП — песчаных осадков прибрежных частей лагун и заливов; МБП — песчаных осадков пляжей и береговых валов морского бассейна; МАК — песчаных осадков аккумулятивных форм подвижного мелководья морских бассейнов (подводные валы, бары, косы); МУМ — алеврито-глинистых осадков периферии дельт и относительно удаленных участков морского бассейна и многие другие.

Каждой фации отвечало несколько литотипов и генетических типов отложений с подробно описанными их первичными признаками (исходного цвета, структуры, текстуры и включений). Текстовые описания дополнялись лаконичными табличными характеристиками этих образований.

Выделенные вышеупомянутым способом комплексы сопряженных фаций, отвечающие крупным участкам ландшафта, рассматриваются как *макрофации*, а *сочетание макрофаций характеризуют особенности гидродинамического или иного режима палеоландшафтных зон*.

Макрофации и фации, отмеченные условными значками справа от литостратиграфических разрезов, коррелируются между этими разрезами (обязательно с учетом положения реперных уровней — конкретно датированных стратиграфических горизонтов). Такая работа продельвается уже целиком в камеральной обстановке, где на основе вышеупомянутых фациальных корреляций вычерчиваются фациальные профили и (или) фациальные схемы применительно к территориям развития отдельных изученных горизонтов либо свит — в зависимости от детальности добытых в поле сведений. Этим завершается особо важный этап литолого-фациального анализа, после чего приступают к построению ландшафтно-палеогеографических карт.

Геолог-практик, обобщающий материал литологических наблюдений, как правило, может выполнить только лишь фрагменты трудоемких операций литолого-фациального анализа. Но в любом случае геологу необходимо ранжировать и группировать все встреченные в разрезах разности пород в литотипы согласно их наиболее заметным первичным признакам и условно индексировать их (цифровыми либо буквенными символами), а затем анализировать сочетания литотипов в разрезах и по простиранию, аргументируя их вероятную генетическую природу.

На завершающем этапе таких работ наблюдения и определения, полученные исследованиями на макроуровне, синтезируются с наблюдениями микроуровня. Этот синтез выполняет несколько

функций. Во-первых, он дает возможность дополнить и уточнить генетическую аргументацию применительно к выделенным ранее фациям. Микроскопические наблюдения позволяют увереннее отличить первичные признаки пород от вторичных. В частности, они позволяют нам обосновать первичность либо вторичность цвета литотипов; много информации получается также относительно первичности или вторичности текстур и структур изучаемых отложений. Все эти сведения нужны для того, чтобы конкретизировать литолого-фациальные построения и получить дополнительную аргументацию за или против генетической интерпретации изначально выделенных литотипов. Наконец, синтез макро- и микронаблюдений очень продуктивен в прикладных целях, давая возможность понять природу физико-механических свойств, в том числе коллекторских свойств комплексов пород определенной генетической принадлежности. Этот же синтез чрезвычайно важен и для интерпретации данных *стадиального анализа* — второго по значимости (после литолого-фациального анализа) метода фундаментальных литологических работ.

## Принципы стадийного анализа постседиментационных преобразований

### 15.1. Общие сведения

Постседиментационные преобразования вещественного состава, структур и текстур осадков, именуемые иногда в литературе «вторичными изменениями осадочных пород» в последнее время являются предметом пристального внимания литологов и в особенности исследователей коллекторских свойств осадочных отложений, вмещающих горючие или металлические (стратиформные) полезные ископаемые. Кроме того, развитие седиментологического направления исследований нуждалось в выработке критериев, необходимых для диагностики минеральных и структурно-текстурных новообразований различных стадий литогенеза, которые в той или иной мере камуфлируют генетические (первичные) признаки осадка, но зачастую принимаются за таковые наблюдающими породы геологами. И решению этих вопросов помогают микроскопические и другие виды лабораторных исследований.

Задачи лабораторного исследования вещества осадочных отложений уже давно не ограничиваются минералого-кристаллохимической диагностикой породных компонентов и констатацией характера микротекстур, текстур и физико-механических свойств породы.

Главные аспекты такого вида исследований:

- 1) оценка взаимоотношений между разновозрастными парагенетическими ассоциациями минеральных, органических компонентов и структур;
- 2) установление этапов их сменяемости (коррелируемых с событиями в геологической истории места пребывания данной породы);
- 3) выявление и осмысление минеральных и структурно-текстурных признаков конкретных процессов формирования, изменения либо разрушения породных компонентов: механогенного, биохемогенного способов накопления веществ осадка, трансформаций кристаллических решеток породообразующих минералов, признаков их перекристаллизации либо корродирования, регенерации, кристаллобластеза, метасоматических замещений и других новообразований.

Стадийному анализу литогенеза (СА) в свое время Н. М. Страхов придавал очень большое значение. В перечне задач литологи-



ческих исследований в 1957 г. он писал: «Вторая задача — стадийный анализ пород; он состоит в распознавании в породе признаков, возникших в эпигенезе (или раннем метаморфизме), диагенезе и седиментогенезе. ... Цель стадийного анализа — восстановление (путем снятия вторичных наслоений) первичных признаков осадка, из которого развивалась порода».

Начиная с середины XX в., СА получил широкое признание у отечественных литологов — А. В. Копелиовича, А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, В. Д. Шутова и др. (см. кн. А. А. Махнача, 2000 и О. В. Япаскурта, 1995). В зарубежной литературе данный термин не принят, хотя соответствующие исследования активно ведутся.

Содержание СА к настоящему времени существенно эволюционировало. Изначально оно сводилось главным образом к оптическим наблюдениям прозрачных шлифов пород, иногда дополняемым данными растровой электронной микроскопии. Главная цель таких наблюдений состояла в доказательстве этапности зарождения, развития или исчезновения в породе конкретных минеральных и текстурно-структурных парагенетических ассоциаций, а также корреляции этих ассоциаций (в ретроспективной последовательности) с историко-геологическими событиями за весь период эволюции исследуемого участка земной коры. Такой способ исследования историчен по своей сути. Его большие информативные возможности объяснимы взаимной неуравновешенностью полигенетичных и неоднородных минеральных фаз большинства осадочных образований, потому что на дометаморфических стадиях литогенеза эндогенный термобарический (*P-T*) режим бывал недостаточно напряженным для обеспечения фазовых равновесий компонентов системы. Благодаря этому в обособленном образце породы, как правило, сосуществуют седиментогенные компоненты с неодинаковыми степенями измененности (от почти не затронутых преобразованиями до сохранившихся в едва заметных реликтах) и постседиментационные минералы нескольких генераций (в том числе и такие, которые могли формироваться при существенно разных *pH*, *Eh* и *P-T* режимах).

Однако возможности СА не исчерпываются вышесказанным. Литологами за последнее 10-летие стал применяться новый подход к стадийным исследованиям, подробно раскрытый в работах О. В. Япаскурта (1995, 1999). Новизна его состояла в том, что СА стал осуществляться системно — на разных уровнях организации вещества: минеральном, породно-слоевом, фаціальном и формационном (прежде исследователи ограничивались обычно первыми двумя уровнями).

Рассмотрим подробнее конкретные приемы наблюдений для каждого из названных уровней в отдельности.

## 15.2. Стадийное исследование обособленного образца горной породы и шлифа

Такое исследование в ряде случаев способно дать богатую информацию о всей предыстории формирования отложений, благодаря принципиальному отличию пород осадочного генезиса, экзогенных по своей природе, от пород магматических и глубоко метаморфизованных. Последние характеризуются относительно равновесными соотношениями их минеральных фаз. В осадочной породе процессы постседиментационного преобразования на любой дометаморфической стадии, как правило, не доходят до окончательного завершения. Коррозия, рекристаллизация кластогенных компонентов и формирование аутигенных новообразований осуществляются нередко медленнее темпов изменения термобарических или гидрохимических обстановок в бассейне породообразования. Вследствие этого почти никогда не достигается полного равновесия минеральных фаз, что очень благоприятно для осуществления стадийных реконструкций и обоснованного суждения о поэтапных изменениях физико-химических и термобарических условий на протяжении всего времени существования осадочной породы. Для этого надо сначала разобраться в ретроспективной последовательности разрушения одних минеральных компонентов, кристаллизации других, а также изменений, произошедших с органогенными компонентами и со структурно-текстурными особенностями изучаемого образца породы.

Гораздо большую информацию дает петрографическое изучение шлифа, нежели визуальные наблюдения, хотя без последних обходиться не рекомендуется. Макро- и микроскопические исследования всегда должны быть взаимодополняющими, освещающими разные уровни организации вещества. К ним нужно добавить и электронно-микроскопические исследования, которые выполняются непременно в комплексе с оптическими наблюдениями.

Начнем со стадийных визуальных наблюдений. Наше зрение дает возможность наблюдать искажения крупно- и среднemasштабных седиментогенных текстур (например, биотурбирование, стилолитизацию, кольца Лизеганга и др.), макроструктур (участки перекристаллизации), а также наличие вторичной трещиноватости, брекчированности или прожилкования. В последнем случае важно описание соотношения прожилков с текстурными плоскостями и между собой, а также внутренней структуры прожилков. К этому аспекту исследований недавно возник повышенный интерес, потому что вещество прожилков отражает ту гидрохимическую среду, которая была на стадиях глубинного катагенеза или метагенеза. Минеральный состав прожилков уточняют микроскопические и аналитические исследования, однако макроскопические наблюдения позволяют оценить относительное время воз-

никновения прожилков разной генерации (более поздние пересекают предшествующие). Кроме того, очень важны наблюдения на зальбандах: имеют ли место там вторичные изменения во вмещающей породе. Если таковых нет, то это означает, что отсутствие околожилльных метасоматитов обусловлено одинаковой температурой вмещающих пород и газодных термальных растворов и наличия химического равновесия между ними в результате насыщения растворов компонентами боковых пород. Следовательно, в данном случае растворы не были ювенильными, а возникли в результате катагенетических либо метагенетических преобразований вещества осадочных пород.

Макроскопические наблюдения могут также дать ценную информацию относительно времени формирования конкреционных включений. В этом смысле важны наблюдения над характером соотношений между конкреционными телами и плоскостями напластования.

Вся эта информация конкретизируется и обогащается путем оптических исследований шлифов с помощью поляризационного микроскопа. Принципы установления последовательности развития постседиментационных преобразований можно наглядно проиллюстрировать простейшим примером. Если в песчаной породе (рис. 15.1) основной каркас сложен обломочными частицами, накопленными в процессе седиментогенеза (обозначены цифрой 1), а межзерновые промежутки заполнены вторичными (аутигенными) минеральными агрегатами (2—4), то ближайшие к обломкам минералы сформированы раньше тех, что находятся в более отдаленных участках межзернового пространства, т. е. минерал 2 возник раньше минерала 3, а тот в свою очередь более ранний, нежели минерал 4. Учитывая эту центробежную последовательность заполнения цементом все более сокращавшихся поровых ячеек, надо учитывать также характер контактов между аутигенными новообразованиями. Так, если границы между минеральными агрегатами 2—3 или 3—4 в нашем примере постепенные, то не исключено, что 3-й минерал сформировался за счет 2-го или 4-й за счет 3-го путем перекристаллизации, трансформации кристаллической решетки или других процессов. Если же границы между ними резкие (см. рис. 15.1, А), то источники вещества, необходимого для возникновения каждого из этих минералов, вероятнее всего, были различны. Все сказанное справедливо лишь в случаях колломорфной, криптозернистой либо ксеноморфно-гранобластовой структур у минеральных агрегатов.

Бывают и иные соотношения. Например, аутигенный минерал, обладавший большей силой кристаллизации, чем остальные (обозначен цифрой 5, см. там же), образующий порфиробластические включения изоморфной или почти изоморфной формы, может, находясь даже возле границ с обломочными частицами,

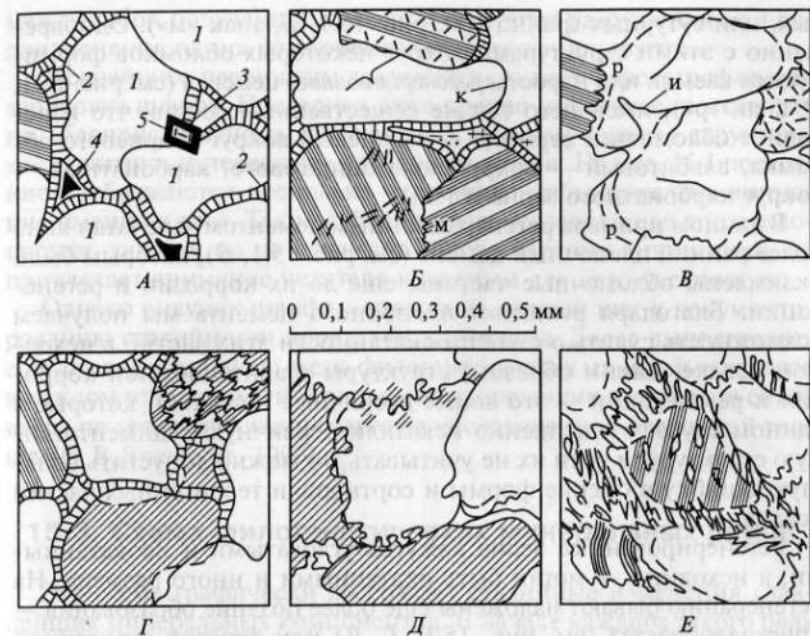


Рис. 15.1. Принципиальная схема стадийного анализа постседиментационных минеральных и структурных новообразований в песчаных породах (зарисовки шлифов, наблюдаемых с помощью поляризационного микроскопа). Условные обозначения см. в тексте

принадлежать к более поздним выделениям по отношению ко всем предыдущим. В этом случае порфиробластические включения такого минерала бывают наложены на разные образования, не приспособившись к границам раздела между ними, но пересекают эти границы. А если и упомянутый минерал, и более ранние пересечены прожилком, заполненным иным минеральным агрегатом, то тогда последний является самым поздним.

Рассмотрим более сложный пример (см. рис. 15.1, Б), когда песчаник претерпел предельное уплотнение, побывав в напряженных термобарических условиях глубокого катагенеза или начального метагенеза. В этом случае многие его обломочные частицы в значительной мере утрачивают признаки исходной формы, претерпев частичное растворение под давлением и последующую регенерацию. Структуры растворения зерен под давлением (или вторичные структуры гравитационной коррозии) могут быть проявлены по-разному: в виде выпукло-вогнутых контактов, называемых, как было предложено А. В. Копелиовичем, *конформными* (см. рис. 15.1, Б, знак «к»), в виде глубоких *инкорпорационных* внедрений (см. рис. 15.1, В, знак «и»), либо пильчатых микростилолитов-



вых, или сутурных границ (см. рис. 15.1, *Б*, знак «м»). Одновременно с этими структурами вокруг некоторых обломков формируются каемки или наросты *регенерационного* цемента (см. рис. 15.1, *В*, знак «р»), имеющего тот же вещественный состав, что и исходное обломочное зерно (т.е. кварцевый вокруг кварцевого обломка, альбитовый — вокруг полевошпатового, карбонатный — вокруг карбонатного зерна и т.п.).

В данном примере регенерационным цементом запечатан явно более ранний пленочный цемент (см. рис. 15.1, *В*), которым были окаймлены обломочные частицы еще до их коррозии и регенерации. Благодаря реликтам пленочного цемента мы получаем возможность судить о степени окатанности этих частиц в исходном осадке. Таким образом, структуры гравитационной коррозии и регенерации — это явные вторичные признаки, которые в данном случае существенно исказили первичную седиментогенную структуру, и если их не учитывать, то можно допустить большую ошибку в оценке формы и сортировки терригенных частиц осадка.

Регенерированные зерна кажутся угловатыми и неокатанными, а исходные — могли быть окатанными и иного размера. На регенерацию бывают наложены еще более поздние образования — кристаллобластез (см. рис. 15.1, *Г*, *Д*) или вросстки аутигенной серицитоподобной слюды или хлорита (см. рис. 15.1, *Е*), образующие «шиповидную» или «бородатую» вторичную структуру. Эти вросстки отличаются от пластин терригенной слюды по форме и соотношением с обломочными зернами. Пластины терригенной слюды обычно зажаты между обломками кварца и каркасных силикатов, деформированы и приспособляются к их контурам. Аутигенная слюда внедряется и в регенерационные каемки, и внутрь самих обломков, т.е. вырастает в них, а потому она является в данном случае самым поздним образованием. Следовательно, в рассмотренной породе постседиментационные преобразования проявлены многоэтапно и гораздо интенсивнее, чем в породе из предыдущего примера. Здесь первичные, генетические признаки приходится реконструировать.

Но не все искажающие генетические признаки новообразования можно видеть так же явно и однозначно, как в приведенных примерах. Для их расшифровки приходится прибегать к изучению многих шлифов и не только шлифов. Например, к камуфлированным новообразованиям относятся трансформации, произошедшие в кристаллических решетках глинистых минералов. Для того чтобы их постигнуть, следует обращаться к тонким (прецизионным) аналитическим наблюдениям. Выполнив их, надо графически задокументировать полученную информацию, чтобы не утратить ее при исследовании других многочисленных шлифов (из пород на других уровнях разреза) и чтобы нагляднее сопоставить

между собой полученные сведения об этапах разрушения или видоизменения одних компонентов и зарождения других.

Важнейшим первичным документом является фотография или зарисовка шлифа. Последняя даже предпочтительнее, потому что на «беспристрастном» фотоснимке крупные формы структуры могут затмить интересные мельчайшие детали. На рис. 15.1 последние изображаются несколько усиленно, чтобы привлечь внимание именно к ним. Такой субъективизм исследователя вполне допустим, так как он не искажает общую картину в принципе, но привлекает внимание читателя к важным для него частностям.

Однако рисунок шлифа — это лишь первый шаг к документированию стадийности продуктов литогенеза. Далее выполняются еще два вида графиков: схема филогенетических минеральных рядов в каждом отдельном литотипе и схема эволюции этих рядов снизу вверх по геологическому разрезу в исследованной осадочной толще (О. В. Япаскурт, 1995).

### 15.3. Схема филогенетических минеральных рядов

Эта схема графически воссоздает стадийные изменения главнейших минеральных компонентов. В начале каждого такого ряда обозначается исходный компонент, а в конце — продукт его преобразования. Между исходным и конечным минералами может размещаться целая ассоциация переходных разновидностей. Она выявляется только в процессе массовых оптических наблюдений.

В качестве простейшего примера можно привести филогенетический ряд терригенного биотита, многократно описанный в работах А. В. Копелиовича (1965) (рис. 15.2) и А. Г. Коссовской (1962) в разрезах терригенных осадочных формаций самого разного возраста (от мезозоя до позднего кембрия). Общим свойством данного минерала является его относительно легкая податливость к постседиментационным изменениям, начиная от самых ранних этапов литогенеза. Изменения эти неуклонно нарастают, становясь тем сильнее, чем глубже в разрезе находится порода, вплоть до полного разрушения биотита (на стадии метабазиса). При этом может возникнуть несколько разных филогенетических рядов вследствие неодинаковости геохимических условий или каких-либо вариаций в составе исходного минерала. Начало одного из самых распространенных рядов таково: биотит → гидроксиды железа + тонкоигольчатый рутил → вермикулит → гидрослюды (ди- и триоктаэдрические) + анатаз либо брукит. Далее, по мере углубления преобразований, могут наметиться две цепочки превращений: 1) триоктаэдрическая гидрослюда → опал + монтмориллонит → → хлорит; 2) диоктаэдрическая гидрослюда через ее политипные модификации  $1M_d - 1M - 2M_f$ . Гидрослюда постепенно совер-



Рис. 15.2. Филломорфный ряд трансформационных изменений терригенного биотита (по А. В. Копелиовичу)

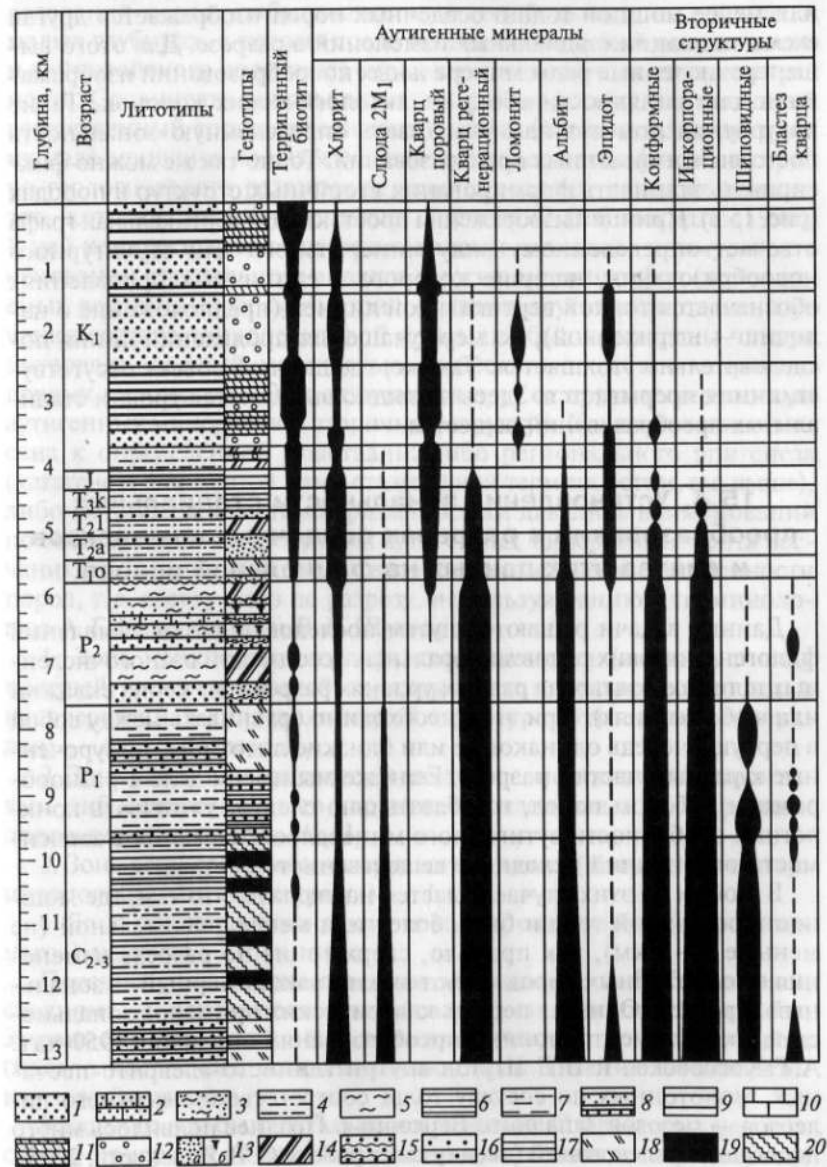
шенствует кристаллическую структуру, вплоть до возникновения мусковита. Такими путями, в конечном счете, биотит трансформируется в мусковит-хлоритовые пакеты, которые окаймляются или перемешиваются вдоль плоскостей спайности с включениями тонкодисперсных агрегатов минералов — оксидов железа и титана, а также  $\text{SiO}_2$ . Избыточный кремнезем, выделившийся вначале в форме опала, может постепенно трансформироваться в кристаллически-зернистые кварцевые агрегаты. В несколько иных усло-

Рис. 15.3. Фрагмент обобщенной схемы зональности постседиментационных преобразований пород в разрезе верхоянского комплекса между низовьями р. Лены и Хараулахским хребтом (О. В. Япаскерт, 1995).

Литотипы (1–10): 1 — песчаников; 2 — песчаников известковистых; 3 — смешанных глинисто-алевритово-песчаных пород; 4 — алевролитов с прослоями песчаников; 5 — тонко чередующихся алевролитов и аргиллитов; 6 — аргиллитов алевритистых; 7 — флишевого переслаивания алевролитов с аргиллитами; 8 — то же, с песчаниками; 9 — углей, чередующихся с алевролитами и песчаниками; 10 — известняков. Группы генетических типов отложений (11–20): 11 — нерасчлененных аллювиальных (русловых, пойменных) и болотных; 12 — дельтово-русловых; 13 — открытого подвижного морского мелководья (а — алевритово-песчаных авандельты, б — песчано-алевритово-глинистых приливно-отливной равнины); 14 — заливно-лагунного мелководья; 15 — песчаных баров и кос; 16 — песчаных зерновых потоков; 17 — глинисто-алевритовых западинно-шельфовых; 18 — турбидных потоков; 19 — гемипелагических алевропелитовых, насыщенных  $\text{C}_{\text{орг}}$ ; 20 — подводно-оползневых на склонах котловин

виях (о которых сказано в упомянутых выше работах) вместо хлоритизации и гидрослюдизации биотита осуществляется его полная или частичная каолинизация.

Другими примерами схемы филогенетического ряда могут послужить изменения терригенных плагиоклазов: 1) кислый плаги-





оклаз → гидрослюда диоктаэдрическая → серицит; 2) кислый плагиоклаз → альбит (регенерационный); 3) средний плагиоклаз → цоизит + альбит + кальциевые цеолиты (продукты деанортитизации) → дицит либо каолинит и другие образования.

Все это показывается в виде прямоугольников или кружков, соединенных стрелками. Для синтеза этих данных в пределах более или менее мощной толщи осадочных пород изображается другая схема эволюции стадийных изменений в разрезе. Для этого вышперечисленные ряды минеральных новообразований изображаются для наглядности сбоку от литологических колонок. Такие построения помогут нам улавливать определенную зональность постседиментационных преобразований. Точно так же можно фиксировать этапность формирования вторичных структур в породах (рис. 15.3). Принцип изображения прост: каждая вертикальная графа отвечает определенному виду минерального или структурного новообразования, наличие которого в единичных проявлениях обозначается тонкой вертикальной линией (предположение о наличии — штриховкой); по мере учащения проявлений линия последовательно утолщается. Там же, где данный объект отсутствует, линия прерывается. Здесь наглядно выделяются уровни стадийных преобразований вещества.

#### 15.4. Установление зональности стадийных преобразований в разрезах осадочных комплексов и синтез этих данных на фациальной основе

Данные задачи решаются путем последовательных выявлений филогенетических рядов минеральных ассоциаций в многочисленных шлифах, взятых на разных уровнях разреза (из керн скважин или в обнажениях). При этом необходимо сравнивать между собой в первую очередь одинаковые или близкие литотипы, приуроченные к разным частям разреза. Если же мы имеем дело с разнообразным набором пород, то обязательно следует учитывать конкретные особенности аутигенного минералообразования в зависимости от различий исходного вещественного состава.

В любом из этих случаев удастся наблюдать, что там, где мощность осадочной толщи была более или менее значительной (не меньше 1—2 км), как правило, сверху вниз по разрезу изменения ее однотипных пород имеют вполне закономерный — зональный характер. Одни из первых классических примеров зональностей постседиментационных преобразований описали в 1950-х гг. А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов внутри глинисто-алеврито-песчаных, монотонных по составу толщ соответственно верхнего палеозоя — мезозоя Западного Верхоянья. Позднее появилось много подобных исследований (сводку см. в работе О. В. Япаскурта, 2005).

Остановимся на примере из работы А. Г. Коссовской (1962). Описываемые в ней терригенные отложения позднепалеозойско-раннемезозойского складчатого верхоянского комплекса и разновозрастных с ним комплексов пород восточной окраины Сибирской платформы характеризуются суммарной мощностью свыше 12 км. Изучив такой разрез, можно сравнить стадийные преобразования пород, побывавших на очень больших, на средних и малых глубинах, а потом (после позднепалеозойской складчатости и кайнозойского орогенеза) снова выведенных на земную поверхность. Сравнить породы оказалось легко, потому что исходный вещественный состав и седиментогенные (первичные) структуры их мало менялись по разрезу. Это связано со спецификой историко-геологического развития региона в позднем палеозое и мезозое, которая подробно описана в книге О. В. Япаскурта (1992). В ней конкретные методические приемы сводились к тому, что на основании стадийного анализа многих сотен шлифов (дополняемых рентгено-дифрактометрическими и другими методами изучения состава тонкопелитовой фракции) были выявлены четыре интервала, каждый мощностью от нескольких сотен метров до первых километров. Они отличаются друг от друга ассоциациями аутигенных минералов и вторичных структур. Каждая из них отнесена к определенной подстадии: либо регионального эпигенеза (катагенеза в принятой нами стадийной терминологии, см. выше), либо метагенеза и метаморфизма. Зонам давались наименования по составу наиболее типичных аутигенных минералов цемента песчаников. Перечислим их по возрастанию степени измененности пород, т. е. сверху вниз по разрезу, используя раннюю терминологию А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова.

1. Зона неизмененного глинистого цемента (имелись в виду пестрый, унаследованный от стадии седиментации его состав и несовершенная кристаллическая структура аутигенных минералов) — верхи разреза  $K_1$ .

2. Зона хлорит-кварцевого цемента (т. е. песчаников с хлоритовым либо гидрослюдисто-хлоритовым пленочным и кварцевым поровым цементом) —  $K_1$ - $J_2$ .

3. Зона регенерационно-кварцевого цемента (песчаников с кварцитоподобными структурами) —  $J_1$ - $P_2$ .

4. Зона регенерационно-кварцевого и слюдяного («шиповидного») цемента —  $P_1$  и ниже.

Перечисленные зоны отвечали, по мнению А. Г. Коссовской, стадиям: 1) начального эпигенеза, 2) глубинного эпигенеза, 3) раннего метагенеза, 4) позднего метагенеза и метаморфизма (начало последнего устанавливалось по появлению новообразованного биотита).

Каждая из зон была детально исследована. Охарактеризован весь спектр присущих ей кластогенных и аутигенных минералов, вто-

ричных структур, текстур и степени измененности углистого вещества. Полученные данные синтезированы в виде графиков (где справа от стратиграфических колонок показывалась вертикальными линиями разной толщины вся гамма присущих породам новообразований). Далее делались выводы об истории развития постседиментационных преобразований по мере эволюции осадочного бассейна в целом. Для этой цели данные, полученные по многим опорным разрезам, интерполировались на площадях развития отдельных разновозрастных толщ. Таким способом строились мелкомасштабные карты зональности эпи-, метатектонического и метаморфизма, опираясь на которые и сопоставляя их с палеотектоническими и палеогеографическими картами, можно было анализировать влияние различных факторов (фациальных, седиментогенно-вещественных, тектонических, палеотемпературных) на интенсивность и другие особенности изменений состава исследуемых комплексов пород.

Следует добавить, что детальность и масштабность подобного рода исследований могут быть различными, и они позволяют раскрывать по мере детализации разные аспекты бесконечно сложных процессов породообразования. Так, через 20 лет после работ А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова в том же регионе и за его пределами О. В. Япаскуртом (1992) были выделены 9 зон катагенеза, метатектонического и метаморфизма верхоянского терригенного комплекса. Картирование их дало возможность прийти к новым открытиям. Оказалось, в частности, что взаимоотношения зон начального метаморфизма и литогенеза значительно сложнее, чем представлялось прежде: метаморфизм развивается не столько по мере роста палеоглубин погружения осадочной толщи, сколько на участках термальных аномалий вблизи определенного вида глубинных разломов, и зоны метаморфизма имеют резко секущие контакты по отношению к литостратиграфическим и фациальным границам внутри этой толщи.

В упомянутой работе стадийные наблюдения комплексировались с литолого-фациальными исследованиями, что позволило объяснять многие флуктуации интенсивностей постседиментационных изменений пород в зависимости от генетических особенностей исходных осадков. Обобщения данных СА предварялись анализом первичных признаков отложений с обособлением парагенезов фаций. Применительно к последним анализируются ряды вторичных структурно-минеральных парагенезов. Они наносятся на фациальные профили и схемы (рис. 15.4), что позволяет разобраться, во-первых, со степенью унаследованности постседиментационных изменений от фациальной принадлежности осадка и, во-вторых, уяснить зависимость его изменений от влияний определенных эндогенных термобарических и гидрохимических факторов.

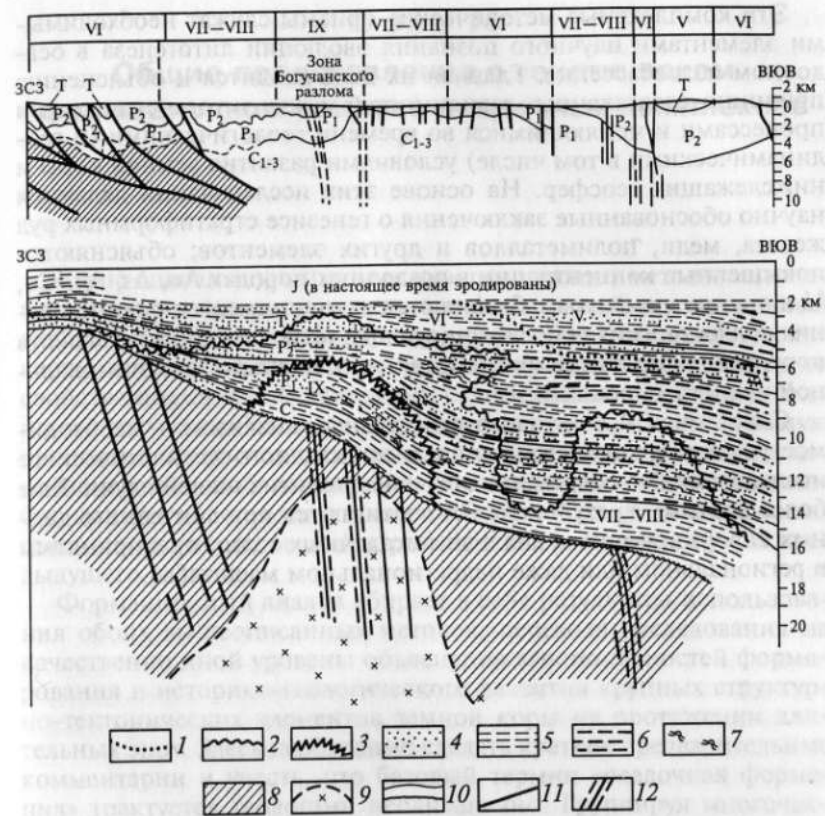


Рис. 15.4. Зональность глубокого катагенеза и начального метаморфизма пород верхоянского комплекса на широте верховьев бассейна р. Хараулах (север Якутии) в современной тектонической структуре (А) и на схематизированном литолого-фациальном профиле (Б) (по О. В. Япаскурту, 1992).

Изограды некоторых литогенетических преобразований (1–3): 1 — рекристаллизационного бластеза кварца в песчаниках; 2 — структурно-минеральных новообразований зоны зеленосланцевого метаморфизма; 3 — метаморфогенного биотита. Отложения верхоянского комплекса (4–8): 4 — песчаные — открытого подвижного морского мелководья, дельты и зерновых потоков (нерасчлененные); 5 — преимущественно алевропелитовые — межавандельтовых западин и застойных котловин; 6 — чередующиеся песчаные и алевропелитовые — суспензионных потоков (турбидитов); 7 — то же, с подводно-оползневыми текстурами; 8 — фундамент БП (преимущественно образования кембрия — протерозоя); 9 — предпологаемая по геофизическим данным гранитизация фундамента; 10 — геологические границы — согласные (вверху) и несогласные (внизу); 11 — разломы; 12 — предполагаемые зоны повышенной проницаемости глубинных флюидов. Зоны литогенеза в современном эрозионном срезе: V — глубокого катагенеза; VI — метатектонического; VII–VIII — метатектонического и раннего (зеленосланцевого) метаморфизма; IX — метаморфизма амфиболитовой стадии



Эти комплексные методические приемы служат необходимыми элементами научного познания эволюции литогенеза в осадочном палеобассейне. Главная их цель сводится к объяснению причинно-следственных зависимостей между литогенетическими процессами и меняющимися во времени геологическими (и геодинамическими в том числе) условиями развития земной коры и нижележащих геосфер. На основе этих исследований делаются научно обоснованные заключения о генезисе стратиформных руд железа, меди, полиметаллов и других элементов; объясняются повышенные концентрации в осадочных породах Au, As, Ag, Co, U и других элементов; объясняются закономерности формирования коллекторских либо экранирующих (флюидоупорных) свойств породных комплексов применительно к оценкам их потенциальной нефтегазоносности.

Сочетание СА с литолого-фациальным анализом — необходимое условие фундаментального и прикладного литологического исследования на современном уровне развития нашей науки. Еще более значимые результаты СА достигаются при синтезе его данных с формационным анализом осадочных толщ, предпринятым в региональном или даже надрегиональном масштабах.

## Общие представления о генетическом формационном анализе осадочных комплексов

Выше описаны принципы основополагающих методов литологического исследования: литолого-фациальный и стадийный анализы. По результатам первого строятся палеогеографические карты, которые отражают исчезнувшие ныне палеоландшафты со свойственными им обстановками седиментации. Эти карты важны не только в общетеоретическом аспекте, но имеют большую ценность для прогноза мест локализации различных полезных ископаемых и для объяснения местонахождения и обстановок мобилизации вещества для этих ископаемых. Роль стадийно-литогенетических исследований отражена в завершающих строках предыдущего раздела.

Формационный анализ вбирает в себя результаты использования обоих вышеописанных методов, переводя исследования на качественно иной уровень: объяснения закономерностей формирования и историко-геологического развития крупных структурно-тектонических элементов земной коры на протяжении длительных эпох. Здесь необходимо сделать краткие предварительные комментарии и учесть, что базовый термин «осадочная формация» трактуется геологами неоднозначно. Группируя многочисленные варианты его трактовок, в самом общем виде можно говорить о трех наиболее распространенных вариантах понимания этого термина: 1) стратиграфическое, используемое в основном только геологами американской школы (их *formation* соответствует нашей *свите* или *серии*); 2) породно-парагенетическое, по Н. С. Шатскому; 3) генетическое.

Формационные обобщения геологических наблюдений стали после трудов выдающегося тектониста, академика Н. С. Шатского популярными в геотектонике. Литологи обратились к этому методу с несколько иной позиции — не классической породно-парагенетической, но генетической. В 60—70-х гг. XX в. литологи Н. Б. Вассоевич, Г. Ф. Крашенинников, П. П. Тимофеев ратовали за выделение осадочных формаций в качестве «генетически обусловленных тел». Этот подход получил у нас широкое признание.

**Осадочной геологической формацией** в понимании многих российских литологов считается закономерное сообщество (парагенез) фаций и генотипов, приуроченное к крупной палеотектонической структуре (например, синеклизе, рифтогенной впадине,

антеклизе, передовому прогибу, перикратонному прогибу; синклинорию или другой структуре тектонически подвижного пояса) либо ее части и отражающее многостадийную эволюцию свойственных ей тектонических режимов и климатических обстановок в геологической истории. Формационный анализ помогает расшифровать эту историю и предсказать закономерности формирования и местонахождение многих видов полезных ископаемых на территории обширных регионов. Конкретные примеры см. в научных работах П. П. Тимофеева (1969), учебном пособии В. Т. Фролова (1995) и книге О. В. Япаскурта (1992).

Исследование осадочных формаций на континентальных и океанических участках земной коры, в широком возрастном диапазоне — от раннего докембрия до нынешних дней — дали очень много материала для теоретических научных обобщений, прежде всего относительно эволюционирования процессов и условий седиментогенеза, литогенеза и осадочного рудогенеза в геологической истории Земли. Кроме того, формационным анализом вносятся вклад в другие актуальнейшие, изначально занимавшие литологов проблемы: 1) седиментогенез и климат; 2) седиментогенез, литогенез и геотектонические режимы в земной коре; 3) цикличность осадочных процессов. Рекомендуем учебные пособия Г. Ф. Крашенинникова (1971), Р. К. Селли (1981), В. Т. Фролова (1995) и книгу (Л. Н. Ботвинкина, В. П. Алексеев, 1991), а желающим подробно ознакомиться с закономерностями влияний палеотектонических факторов на постседиментационные изменения осадочных пород и руд — книгу О. В. Япаскурта (1999).

## Итоги использования методов литологических исследований. Разделы теории осадочного процесса

### 17.1. Климат и седиментогенез. Роль бактериального фактора. Осадочная дифференциация

В общей характеристике зоны осадкообразования (см. гл. 3) написано о том, что в середине XX в. Н. М. Страхов разработал не утратившую до наших дней своей актуальности *теорию климатической зональности осадочных процессов*. Он глубоко вскрыл и подробно описал механизмы процессов и факторы влияния на них применительно к стадиям мобилизации осадочных веществ, седиментогенеза и диагенеза (две последние он в совокупности именовал «литогенезом», хотя это слово принято теперь многими российскими литологами в иной трактовке — как сводное наименование стадий послеседиментационных) и показал, что в разной климатической обстановке на континентах, а также во внутриконтинентальных и окраинных морских бассейнах эти процессы развиваются по неодинаковым сценариям. И главенствующими факторами — двигателями таких процессов служат воды и биос при существенных влияниях температуры, ветров, атмосферных и растворенных в воде газов; а также рельефа суши и дна водоемов и соотношений между размерами их площадей (L) и площадями водосборной суши (B), т. е.  $V/L$  — этот коэффициент велик для внутриматериковых озер и ничтожно мал для окраинных морей и океанов.

Все же количества и фазовые состояния вод наземных и подземных имеют в данном аспекте приоритетное значение. В самых общих чертах можно сказать, что в гумидных областях земного шара (т. е. там, где количество выпавшей в осадок  $H_2O$  выше, чем испаряемое) все наземные водоемы проточны, и вещества, мобилизуемые на водосборах, разносятся далеко за их пределы, а наиболее растворимые соли пополняют резерв Мирового океана. В аридных областях (где испарение доминирует над осадками) большинство конечных водоемов бессточны; пример — современные Аральское море, озеро Балхаш и множество мелких озер Северного Казахстана и Прикаспия. В обоих случаях механическая и химическая дифференциация веществ будут реализованы неодинаково: при гумидном климате — наиболее полно, а при аридном — не столь совершенно; там особенно сильно «работает» антагонистичный к дифференциации механизм интеграционного смешения разнокомпонентных веществ. Смешение еще более усиливается при ледовом (нивальном) седиментогенезе (особенно в ко-



нечных моренах); там же к минимуму сведены процессы химического выветривания вследствие низкотемпературных климатических условий.

Все упомянутые различия осадочных разноклиматических процессов оставляют следы (первичные признаки) в цвете, структуре и текстуре осадков. Впрочем, цвет может быть обманчив. Это, прежде всего, «красноцветность», воспринимаемая зачастую геологами как неоспоримое доказательство признаков аридности. Однако красноцветность латеритных почв и бокситов как раз, напротив, свидетельствует о жарких гумидных условиях осадкообразования. Для аридных же условий характерна не столько красноцветность, сколько «пестроцветность» красок пород, которые претерпели стадию диагенеза. В локальных водоемах, насыщенных биосом (отдельные озера, оазисы, лагуны), количество ОВ в осадке могло достичь таких содержаний, при которых диагенез протекал в глеевой или сероводородной среде, а потому высоковалентные железо и марганец были восстановлены до низковалентных соединений, которые в сочетании с атутигенными хлоритами или глауконитами придают породе обновленный цвет — зеленоватый, синеватый или серый. Линзы и тонкие слои таких пород насыщают толщи аридных красноцветных образований, а потому их следует именовать *пестроцветными*. Наложенная пестроцветность — явный признак аридности.

Конечный цвет большинства пород из гумидных областей после стадии диагенеза тоже меняется, становится преимущественно серым (от светлого до почти черного, в зависимости от количества примесей ОВ). Исключение составляют лишь латеритные бокситы и некоторые руды Fe и Mn. Данная триада характерна только для формаций гумидных климатических зон. А ее антиподы — соленосные, меденосные и цеолитоносные осадочные породы развиты в составе аридных формаций.

Н. М. Страхов систематизировал известные к тому времени данные литолого-фациальных и формационных построений, и выделил *три главных типа литогенеза: гумидный, аридный и нивальный*, четко сформулировал их признаки. Для нынешнего времени, а также для всех прежних геологических эпох (до раннекембрийской включительно) он построил карты климатических зональностей, используя первичные признаки пород в комплексе с палеонтологическими данными. Впоследствии литологи опубликовали (с учетом информации последних 30 лет) более детальные палеоклиматические реконструкции — М. А. Семихатов, Н. М. Чумаков, М. А. Жарков и др. (2004).

Наряду с отмеченным главными климатическими типами, Н. М. Страхов выделял еще четвертый, аклиматический *тип вулканогенно-осадочного литогенеза*. Это осадки в областях современного и древнего интенсивного вулканизма и подчиненных ему

гидротермальных процессов (на суше и на дне водоемов), которые своим влиянием на мобилизацию и седиментогенез подавляют признаки климатических факторов (см. гл. 13).

Осадки океанского глубоководья Н. М. Страхов не рассматривал в аспекте климатической зональности. Его главный классификационный признак для типизации литогенеза — баланс количества атмосферных осадков и испарившейся влаги здесь как бы утрачивал свое значение. Однако за последние 30 лет исследования океанологов под руководством академика А. П. Лисицына убедительно обосновали продолжение континентальных климатических зон через все площади дна современных океанов — как следствие влияний теплых и холодных течений на фито-зоопланктон и нектон, обеспечивающий осадки своеобразными биогенными компонентами; а также влияния золового разноса пыли из пустынь, влияния на седиментацию снегопадов и таяния припайных и плавающих льдов и прочих природных факторов.

Ранее неоднократно говорилось об огромном влиянии на процессы седиментогенеза и диагенеза биоса, который находится и всегда находился в большой зависимости от климатических условий своего бытия. А ныне, по мере привлечения к литологическим наблюдениям новейших конструкций электронных микроскопов, все очевиднее становится колоссальная роль влияния на седиментогенез бактериальных процессов как неотъемлемой составляющей биогенного фактора.

Вот как об этом дословно писал ныне возглавляющий Палеонтологический институт РАН в Москве член-корреспондент РАН А. Ю. Розанов (2002). Он напомнил, что еще сравнительно недавно, в 1943 г., когда советский геолог А. Г. Вологдин определил округлые тельца как железобактерии из железистых кварцитов Курской магнитной аномалии, это вызвало огромный скепсис. В 60-е гг. XX в. сначала американские, а затем российские и австралийские ученые открыли и описали случаи сохранения микроорганизмов в кремнях древних докембрийских пород. Тогда считалось, что окремнение бактерий — явление достаточно уникальное. Среди окремненных микроорганизмов часть была признана цианобактериями (в то время они назывались синезелеными водорослями).

Серьезный прорыв произошел, когда более или менее одновременно стали изучать, но уже с помощью электронного микроскопа, древние фосфориты, а также высокоуглеродистые глинистые и карбонатные породы, так называемые черные сланцы. В результате выяснилось, что эти породы буквально напичканы окаменевшими микроорганизмами. Основой этих ассоциаций микроорганизмов были цианобактерии и пурпурные бактерии, составляющие основную массу цианобактериальных матов. Особенно исследователей потрясла удивительная сохранность цианобактерий в древних фосфоритах, которые всегда считались хемогенными

ми, т. е. осажденными химическим путем. Сегодня в большинстве научных журналов публикуются статьи о роли бактерий в формировании тех или иных пород. Большое внимание уделяется так называемым карбонатным микритам (см. в гл. 8). Большинство исследователей сходятся во мнении, что образование микритов, особенно распространенных в биогермных и рифовых ассоциациях, является результатом деятельности бактерий.

Самые последние результаты швейцарских и французских исследователей показали возможность садки доломита анаэробными бактериями. Морфологически получаются гантелевидные и звездообразные псевдоморфозы.

Далее А. Ю. Розанов (2002) подчеркнул, что особенным является вопрос о значении микробных сообществ в формировании месторождений полезных ископаемых. Бактериальные сообщества могут выступать в этих случаях в самых разных ролях. Во-первых, органическое вещество цианобактериальных матов и других микробов может служить источником органического вещества нефтематеринских пород, т. е. пород, органическое вещество которых после переработки в течение геологического времени преобразуется в нефть и газ. Во-вторых, цианобактериальный мат может служить своеобразным фильтром, осаждавая на себе определенные компоненты: редкоземельные элементы, ниобий, уран, золото, медь и др. В-третьих, это работа элементно-специфических микробов, накапливающих железо, марганец или серу. Некоторые бактерии способны образовывать внутри клеток, например, магнетит. Предполагается также большая роль жизнедеятельности бактерий и влияние продуктов их метаболизма (обмена веществ) на латеритные процессы.

Данная проблема нова, и мы вправе ожидать в ближайшем будущем новых непривычных и неожиданных открытий в области бактериальной седиментологии. Н. М. Страхов предвидел это, подчеркивая огромную роль всех форм жизнедеятельности в процессах всеобщей осадочной дифференциации (см. гл. 3). Возвращаясь к этому вопросу, заметим, что многие литологи — Г. Ф. Крашенинников, В. Н. Холодов, О. В. Япаскурт и др. считают *идею об осадочной дифференциации вещества главной теоретической концепцией литологии*. Данная концепция претерпевает со временем неизбежные коррективы и уточнения, но суть ее от этого не меняется.

Уточнения в настоящее время сводятся к тому, что вместе с дифференциацией в природе осуществляются процессы неупорядоченной интеграции, а точнее — смешения породообразующих компонентов, о чем писал еще в 1984 г. в своем учебнике Н. В. Логвиненко, а затем В. Н. Холодов и В. Т. Фролов (1995). Последний из них придает процессам смешения веществ в экзосферах Земли ведущую роль, считая при этом, что смешение происходит повсюду и на разных уровнях — от атомного до породного и остав-

ляет дифференциации во многом пассивную роль, дополнительную, подчиненную, хотя внешне более выигрышную. Она-то, по утверждению В. Т. Фролова, бросается первой в глаза, но видимость не есть суть. И в качестве одного из примеров приводится один из продуктов дифференциации — кварцевый песок, у которого обломочный кварц в действительности не рожден из единого источника, но полигенетичен (из интрузий, жил, метаспорд и осадочных пород).

На последний аргумент можно было бы возразить тем, что полигенетичный кварц един в главном для гравитационного фактора механогенной дифференциации признаке — в своем объеме весе 2,653—2,654, который у зерен различного генезиса колеблется настолько незначительно (третий-четвертый знаки после запятой), что это не играет никакой роли для их разделения по сравнению с существенно отличными объемными весами других минералов. Но это только частный случай, а в целом подобных ему случаев можно перечислить во множестве, и для разных уровней организации природных систем: минерально-компонентного, породно-слоевого, формационного и надформационного. Факторы дифференциации не всегда доводят ее процессы до окончательного завершения, но их признаки вездесущи, даже в зачаточном виде. Причем дифференциация не ограничивается седиментогенезом, но прогрессирует при диагенезе, катагенезе, метакатагенезе и метаморфизме осадочных комплексов (О. В. Япаскурт, 2005).

Дифференциация веществ в глубинных геосферах Земли наиболее очевидна. Однако даже если подняться над стратисферой в атмосферу, то сам по себе ее строго дозированный (на сегодняшшний день) газовый состав — не есть ли результаты дифференционных процессов? Они нигде не достигают абсолюта, им всюду противодействует (но не господствует, иначе мы имели бы дело с хаосом) тенденция к смешению, но она преодолевается повсеместно — даже в обстановках ледового седиментогенеза (ленточные озерные глины и лёссы). По-видимому, на надформационном уровне глобальная дифференциация осуществляется и доминирует в космическом масштабе, но это уже не предмет изучения по нашему курсу.

## 17.2. Дискретность процессов седименто- и литогенеза

До сих пор это положение, хорошо известное минералагам и петрологам, не находило должного отклика у литологов. Точнее говоря, литологи акцентировали внимание в основном на фактах фрактальности стратиграфической записи вследствие дискретности механизмов осадконакопления. В настоящее время литологи



научились замечать признаки множества так называемых скрытых перерывов седиментации внутри, казалось бы, однородных по составу пачек осадочных пород — карбонатных и терригенных. Оказалось, что импульсы накопления осадочного вещества, оставившие о себе память в наблюдаемых нами слоях, составляют не более 5—10 % всего геологического времени, приходящегося на этап, датируемый ими (В. Т. Фролов, 1995; и др.). Заполнение «каменными» (породными) документами многочисленных и нередко гигантских перерывов (хиатусов) в разрезах прежде всего континентальных платформ — труднейшая и актуальная задача геологии. Теоретически ее решение видится в поисках коррелятивных перерывам отложения преобразований дна бассейнов, происходивших во время перерывов, т. е. в генетическом анализе перерывных (элювиальных) образований. Примером таких образований может служить глауконитовый слой (1,2 м, горизонт лэтси) в нижнем ордовике Ленинградской области и Эстонии, залегающий на обширных линзах горючих диктионемовых сланцев и трансгрессивно на их подстилающих кварцевых песках (пакерортский горизонт) с пластом створковых (оболусовых) фосфоритов.

Этот слой отвечает перерыву длительностью около 1 млн лет. Многие его глауконитовые зерна неоднородны — их длительное многоэтапное формирование было деструктивно-конструктивным: рост сменялся растрескиванием (синерезис), трещины заживались глауконитом второй генерации и иногда зерно покрывалось оболочкой третьей генерации, чтобы снова расчленилась и т. д., многоциклично. Одна-две тонкие линзы (5—10 см) горючих сланцев прерывали элювиальный процесс на короткое время (сотни тысяч лет). В вышезалегающем волховском (>10 м) горизонте глаукониты (2—10 см) переслаиваются с полибиокластовыми сильно элювированными известняками (10—30 см). 90 % толщины горизонта — известняки, но 90—95 % времени горизонта представлено элювиальными, перерывными образованиями: 80 % — глауконититами, 10—15 % — элювием по доломитам и известнякам.

Механизмы постседиментационного литогенеза в таком же аспекте не привлекали к себе должного внимания, на что указал недавно автор (О. В. Япаскурт, 2005).

Между тем можно привести немало доводов в пользу выказанного выше тезиса о том, что *зональность последиагенетического литогенеза представляет собой эффект интеграции прерывистых и не всегда синхронных глубинных процессов, многие из которых относительно кратковременны.*

Начнем с того, что к интерпретации результатов стадийных литологических наблюдений можно подходить по-разному. До сих пор широко распространена аксиома о непрерывности и постепенности наращивания структурно-вещественных изменений в

комплексах осадочных отложений. Фиксируя литогенетическую зональность, мы видим сегодняшний статический результат, т. е. какой-то момент динамического уравнивания процессов минералогенеза. Наблюдать их в развитии мы не в состоянии из-за несопоставимой длительности этих процессов и срока нашей жизни. Поэтому нам кажется, что постседиментационные преобразования совершались плавно и постепенно.

Однако такое впечатление обманчиво. Его опровергают результаты накопленных за последнее время естественных и экспериментальных наблюдений. Они позволяют высказать мнение о том, что «плавная» последовательность усложнения породных изменений — это только один из частных случаев природной зональности литогенеза. Она в действительности представляет собой эффект интеграции многих относительно кратковременных и не всегда синхронных эндогенных процессов.

Таковыми были:

- 1) массовость развития в песчаниках структур гравитационной коррозии обломков — конформных, инкорпорационных, сутурных (уровень их появления отмечался в схемах катагенеза, по Н. В. Логвиненко, как один из реперных признаков начала подстадии глубинного катагенеза);

- 2) регенерация кварца, полевых шпатов и других кластогенных минералов;

- 3) развитие структур рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца в песчаниках же (по И. М. Симановичу, это признак динамотермальной активизации в начале метагенеза);

- 4) возникновение стилолитов, кливажа разрыва и других микротектур, рожденных процессами растворения под  $P_{st}$  и переотложения вещества в соответствии с «принципом Рикке»;

- 5) метасоматическая карбонатизация регрессивно-эпигенетической природы и др.

Накапливается все больше доказательств *скоротечности* такого рода преобразований. Вкратце сошлемся на некоторые из них.

Недавние исследования И. М. Симановича и В. В. Костылевой среднедевонских и нижнефранских отложений Среднего Тимана показали, что там структуры гравитационной коррозии в сочетании с регенерацией зерен кварца оказались развиты не в самых погруженных частях, но в бортовых зонах рифтогенной тектонической структуры. В едином разрезе песчаных толщ (пижемской свиты) было выявлено контрастное разделение структур растворения и регенерационных наростов. Первые из них были встречены только в прослоях песчаников с глинистым гидрослюдистым цементом, а аутигенный кварц замечен лишь в прослоях, изначально промытых от глинистого вещества. Это наблюдение свидетельствует в пользу версии о высокой скорости

процессов растворения — выноса — осаждения кремнекислоты, опережающих диффузное межслоевое выравнивание кислотности — щелочности.

По мнению упоминаемых исследователей, вспышка вулканизма в бортовых участках депрессии сопровождалась общим увеличением теплового потока из недр, что активизировало геологическое мгновенное развитие вышеперечисленных новообразований.

Эти данные хорошо согласуются с определениями скоростей регенерации кварцевых песчаных зерен в экспериментах 60—80-х гг. XX в. Ч. Сесила, М. Хилда, В. Г. Эрнста, Х. Блатта и др. В частности, скорости обрастания песчаных зерен кварцем, рассчитанные в 1963 г. У. Филиппом (Philipp) на основе данных о миграции нефти в одном из месторождений ФРГ, позволили ему утверждать, что регенерационные каёмки вокруг 30 % зерен возникли в течение 50 тыс. лет. Такой срок представляется мгновением в масштабе геологического времени.

Если обратиться по аналогии к росту минералов из расплава в сложных многокомпонентных флюидных средах, то там, по крайней мере, в области температур 80—100 °С и выше такие процессы, как регенерация обломочных компонентов, а также рекристаллизационный бластез, несомненно, осуществлялись дискретно и в пределах ограниченных интервалов времени.

Найти способы точной фиксации этих временных интервалов применительно к геологической истории БП — значит вывести методику стадийного анализа на качественно новую ступень. В зарубежной литературе уже встречаются подобные попытки (S. P. Dutton and N. D. Timothy, 1990; Spotl et al., 1993): применяя абсолютно-геохронологические, изотопические и другие виды прецизионных анализов в комплексе со стадийно-петрографическими наблюдениями, литологи четко датируют возрастные интервалы аутигенного минералогенеза в крупных БП применительно к кварцу, иллиту, полевым шпатам и карбонатам. При этом оказывалось, что временной интервал формирования отдельного минерального вида колебался от 2,2 до 4 млн лет максимум (рис. 17.1).

Итак, выяснив на многих конкретных примерах, что дискретность литогенетических процессов — явление весьма распространенное, обратим внимание на то, что она имеет многоуровневый характер. К уровню нижнего ранга можно отнести зарождения или преобразования отдельного минерального вида, а самого высокого ранга — изменение флюидного и термобарического режима во всей системе, которую представляет собой осадочная формация в целом вместе с подстилающими ее и вышележащими образованиями.

Если обратиться к флюидному режиму в стратисфере, влияющему на аутигенез в целом, то здесь импульсивность и циклич-

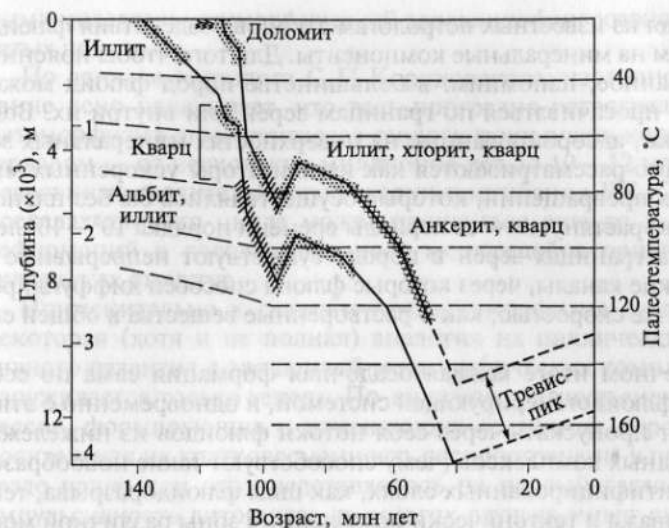


Рис. 17.1. Графики погружения пород кровли и подошвы формации «Трэвис-пик», показывающие интервалы времен формирования кварца и других аутигенных минералов:

1 — положение границ подошвы и кровли осадочной толщи на разной глубине (отмечена на левой вертикальной оси) и в разном геологическом времени (отмечено на горизонтальной оси); 2 — то же, предположительно; 3 — изотермы, °С (значения см. на правой вертикальной оси)

ность этих его влияний наиболее заметна. Она коррелируется с цикличностью развития геотектонических режимов развития осадочных бассейнов. Напомним, что как неоднократно подчеркивал В. Е. Хаин, процессы тектоногенеза (включая и складкообразование) протекают непрерывно и постоянно, но непрерывность не означает равномерности. Тектоногенез периодически обнаруживает резкие возрастания своей интенсивности, приводящие к существенным качественным изменениям — перестройкам внутренней структуры крупных участков литосферы. С подобными импульсами геотектонических активизаций в различных регионах (Большой Кавказ, Балтийский щит, Верхоянье и др.) удается увязывать некоторые конкретные этапы формирования или постседиментационного преобразования отдельных аутигенных минералов (иллитов, глауконитов, сульфатов, кварца и др.) в породах конкретной осадочной формации, о чем сравнительно недавно было сообщено в работах отечественных литологов и геохимиков — В. И. Виноградова, И. М. Горохова, И. М. Симановича, О. В. Япаскурта и др.

Такие же закономерности, устанавливаемые вначале эмпирическим путем, находят свое дальнейшее теоретическое объясне-



ние, исходя из известных петрологам законов воздействия флюидных систем на минеральные компоненты. Для того чтобы пояснить вышесказанное, напомним: в большинстве пород флюид может медленно просачиваться по границам зерен или внутри их. Водные пленки, адсорбированные на поверхностях минеральных зерен, обычно рассматриваются как катализаторы ускоренных минеральных превращений, которые осуществлялись бы без пленок H<sub>2</sub>O очень «растянуто» — за периоды времени порядка 10<sup>8</sup>—10<sup>9</sup> лет. Однако на границах зерен в породе существуют непрерывные и очень тонкие каналы, через которые флюид способен диффундировать с той же скоростью, как и растворенные вещества в общей его массе.

В конечном итоге каждая осадочная формация сама по себе является флюидогенерирующей системой, и одновременно с этим она может пропускать через себя потоки флюидов из нижележащих породных комплексов (чему способствуют такие новообразования в литифицированных слоях, как швы флюидоразрыва, текстуры кливажа и тектонически ослабленные зоны различной морфологии).

В том случае, когда скорость потока флюидов больше, чем реакции дегидратации и высвобождения флюида из пород, произойдет неполоное выщелачивание вещества с неравновесным массопереносом на расстояние, определяющееся размерами трещин и реактивной емкостью флюида. Данная ситуация характерна для близповерхностных флюидных систем гидротермального изменения и минералоотложения в открытых трещинах. Стадиальные анализы минерального заполнения таких трещин (в форме кварцевых жил) отчетливо подтвердили *импульсивный*, т. е. *прерывистый во времени* характер минералоотложения (А. Файф и др., 1981).

Этот процесс заполнения жил осуществлялся многократными и кратковременными циклами.

Интересны также оценки темпов влияния реакций дегидратации различных минералов на темпы высвобождения флюидов.

Названные выше ученые писали буквально следующее: экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что реакции дегидратации протекают со скоростью, допускающей их полное осуществление в течение нескольких недель, месяцев или лет. Все эти величины укладываются во временные масштабы тектонических процессов и позволяют сделать вывод, что процессы высвобождения флюидов вполне могут осуществиться в течение эпизода деформации. Последние слова подтверждают сказанное ранее о возможной коррекции вторичных изменений пород с тектоническими активизациями.

Здесь же невольно возникает потребность в сравнениях этапности эволюционирования литогенетических процессов с извест-

ными моделями метаморфической эволюции фанерозойских складчатых поясов.

По данным петролога С. П. Кориковского, изотопное датирование ясно показывает, что весь проградно-ретроградный цикл метаморфизма ограничивается геологически очень коротким интервалом — от нескольких миллионов лет до 10—12 млн лет, что несравнимо с длительностью стадии прогибания БП. Однако и в пределах данного цикла может проявиться еще до 5—6 этапов деформаций и расланцевания с меняющейся ориентировкой складчатых структур.

Применительно к стадиям предметаморфизма — литогенеза некоторая (хотя и не полная) аналогия их циклически-импульсивного развития с эволюцией метаморфических комплексов обнаруживается только теперь. По-видимому, импульсивность процессов, формирующих и изменяющих осадочные породы, и относительная их кратковременность распространены в природе гораздо чаще, чем это представлялось на первый взгляд. Однако импульсивность литогенеза во многих случаях имеет скрытый от прямого наблюдения характер, прежде всего в разрезах тех толщ, которые длительно пребывали в условиях стабильного погружения без инверсионных перестроек своей тектонической структуры.

Резюмируя все это, заметим, что дискретность литогенетических процессов может рассматриваться как одно из частных проявлений всеобщего закона дискретности геологических форм движения материи (О. В. Япаскурт, 2005).

### 17.3. Эволюция осадко- и породообразования в геологической истории Земли

Проблема эволюции осадко- и породообразования в геологической истории Земли занимала ученых очень давно. О ней еще М. В. Ломоносов писал так: «Твердо помнить должно, что видимые телесные на Земле вещи и весь мир не в таком состоянии были с начала от создания, как ныне находим, но великие происходили в нем перемены» (М. В. Ломоносов, 1949. С. 54).

Эволюционные проблемы осадконакопления и биогенных процессов решали, исходя из доступных в то время материалов геологических наблюдений, в XIX в. Ж. Кювье, А. Броньяр, А. Грессли, Н. А. Головкинский и др., а в начале XX в. — А. Д. Архангельский, В. И. Вернадский, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. П. Павлов и другие исследователи (см. гл. 2). А. П. Павлов в 1910 г. высказал, например, мысль о том, что некоторые докембрийские гнейсы с их характерными чертами минерального состава, структур и текстур могли быть пролювиальными отложениями древнейших на Земле пустынь.

Впоследствии, во второй половине XX в., трудами академика А. В. Сидоренко и его учеников было развито научное направление «литология докембрия», позволившее расшифровать принадлежность гнейсов и кристаллических сланцев ко множеству генетических типов континентальных и морских отложений, которые формировались в обстановках, только отчасти похожих на теперешние, но в целом весьма своеобразных (см. в кн. О. М. Розена и др., 2005).

Эволюция обстановок седиментации за весь геологически задокументированный срок жизни нашей планеты была всесторонне проанализирована Н. М. Страховым в его работах середины XX в. В лаконичной форме эта концепция была изложена им в журнале «Известия АН СССР, серия геологическая» (1949, № 6) и повторно опубликована в книге «Избранные труды» (Н. М. Страхов, 1983). Там описаны четыре основных этапа осадочного породообразования.

Первый этап — *азойский*. В начале этого этапа еще не было деления атмосферы и гидросферы, а существовала смешанная парогазовая система, не прозрачная для солнечных лучей. Это были пары  $H_2O$  и кислые дымы  $HCl$ ,  $HF$ ,  $H_2S$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$  и аммиак. При дальнейшем остывании произошла дифференциация на атмосферу и гидросферу, но в атмосфере еще было много паров воды, аммиака, метана, атмосфера была восстановительной, а в океане вода была кислой и содержала свободные  $HCl$ ,  $H_2BO_3$  с  $pH = 1+2$ . В воде были растворены газы: сероводород, метан, но сульфатов еще не было, так как отсутствие кислорода не давало окисления  $H_2S$  в ион  $SO_4^{2-}$ . Химическое поверхностное выветривание главной породы на поверхности Земли — базальтов — происходило в таких условиях очень интенсивно, и размыв коры выветривания давал не карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов, а сильные кислоты — хлориды и фториды этих элементов. Ландшафт того времени был вулканическим, а литогенез — вулканогенно-осадочным.

2. Второй этап — *археозойский*. С этим этапом связывается появление жизни, что произошло около 3,5 млрд лет тому назад. С удалением из океана сильных кислот началось накопление карбонатов, кремневых гелей, ставших впоследствии кварцитами, и высокоглиноземистых продуктов, а отсутствие свободного кислорода обеспечило широкую миграцию железа и марганца. Как допускают некоторые современные исследователи, высокое парциальное давление  $CO_2$  может быть обеспечивало в то время выпадение  $MgCO_3$  раньше, чем  $CaCO_3$ .

3. Третий этап — *протерозойско-рифейский*. Этот этап характеризуется тем, что с удалением метана и аммиака из атмосферы выветривание становилось менее агрессивным, и полное разложение сменялось (как подчеркнул позднее А. Б. Ронов) гирололизом — глав-

ным процессом данного этапа. В это же время появляется и фотосинтез растений, т. е. увеличивается значение кислорода; как следствие, сера и сероводород начали переходить в сульфатную форму и в океане появился сульфатный ион. Хлоридные воды первого этапа сменялись хлоридно-карбонатными во втором этапе, а в третьем этапе воды стали хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатными.

4. Четвертый этап — современный, или *исторический*. Этап начинается с кембрия, поскольку осадочное породообразование раскрывается в нем уже на наиболее достоверном фактическом материале. На данном этапе очень сильное влияние на осадочный процесс оказала эволюция животного и растительного царств.

Самые очевидные примеры: появление редких углей в девоне и расцвет углеобразования в карбоне и последующих периодах, т. е. после появления наземной растительности и в процессе ее развития.

Другой пример. Представители кремневых пород — диатомиты не встречаются среди отложений древнее, чем позднемиоценовые, так как этот класс водорослей появился в юрском периоде, но массовое распространение получил значительно позднее. Зато радиоляриты и радиоляристые яшмы широко распространены, начиная с раннепалеозойского (в основном, девонского) времени. Комплексы карбонатных рифостроящих организмов также претерпевали заметные возрастные изменения, о которых можно подробно узнать из книг В. Г. Кузнецова (2003). Приводим изложение его концепции.

В процессах карбонатонакопления ведущую роль играли живые организмы. Животные и некоторые водоросли непосредственно извлекали карбонаты из морской воды, строили из них свои скелеты и тем самым переводили их в осадок. Кроме того, цианобактерии и многие водоросли создавали такие геохимические условия, которые способствовали осаждению карбонатов. Биохемогенное и псевдобιοгенное образование известняков происходило в заметных количествах в протерозое и раннем палеозое, затем оно существенно сократилось и заменилось чисто биогенным. При этом преимущественно бентосное осаждение карбонатов в палеозое сменилось планктонным в мезозое-кайнозое. В противоположность этому доломиты протерозоя и нижнего палеозоя в значительной мере псевдобιοгенные. Со временем увеличивается количество биохемогенных, в том числе диагенетических доломитов.

В течение геологической истории происходила смена палеогеографических областей карбонатонакопления. В докембрии и палеозое оно осуществлялось преимущественно в обширных «шельфовых» эпиконтинентальных морях, в мезозое их площади и значение резко сократились и относительно возросла роль внутри-



океанических отмелей, где формировались изолированные карбонатные платформы, а также рифов, и особенно пелагических областей. В кайнозой ведущей областью карбонатонакопления стала пелагиаль, в меньшей степени — рифы.

В течение геологической истории происходила отчетливая эволюция доломитообразования, как по его интенсивности, так и по палеогеографическому положению областей формирования доломитов. Протерозой был временем образования преимущественно доломитов, а в фанерозой происходило последовательное сокращение накопления доломитов и соответственно увеличение доли известняков. Параллельно с этим доломитообразование из обширных эпиконтинентальных бассейнов смещалось в относительно ограниченные по площади зоны — лагуны, заливы, литораль, себху.

В настоящее время выявлена достаточно тесная синхронизация временного распределения автотрофов (прежде всего цианобактерий) и развития доломитов. Расцвет цианей в среднем-позднем протерозое соответствует максимальному накоплению доломитов. Сокращение развития цианобактерий сопровождалось снижением интенсивного доломитообразования в палеозой и особенно в мезозой и кайнозой. Это позволяет отмечать важную роль цианей в формировании доломитов.

В целом можно полагать, что снижение доли доломитов в геологической истории обусловлено эволюцией биоса и цианей, в частности, в то время как изменение фациальных условий доломитообразования определяется изменением палеогеографических областей карбонатонакопления в целом. Сокращение площадей эпиконтинентальных, мелководных морей, где могли обитать донные водоросли, создающие благоприятную для доломитообразования геохимическую среду, вело и к уменьшению масштабов образования доломитов.

В течение геологической истории происходило последовательное увеличение объема карбонатных отложений с формированием трех интервалов максимального карбонатонакопления: средний кембрий — средний ордовик (15,42 % всех карбонатных пород венда — фанерозоя), верхний девон — карбон (17,98 %) и верхняя юра — мел (23,43 %).

Отмечается разный характер связи карбонатонакопления с глобальными геологическими процессами и обстановками в палеозой и мезозой — кайнозой. Так, максимумы палеозойского карбонатонакопления связаны с началом глобального повышения уровня Мирового океана первого порядка и началом его падения и приходятся на холодные или умеренно теплые эпохи, а мезозойского — коррелируются с максимальным стоянием уровня моря и высокими общемировыми температурами. Доломитообразование в палеозой отчетливо связано с периодами относительно холодного климата и либо ассоциирует с соленакоплением, либо предше-

ствует ему. В мезозой доломиты формируются в условиях глобального теплого климата.

Карбонатонакопление зависит от ряда факторов, которые сложным образом взаимодействуют друг с другом и столь же сложным образом влияют на осаждение карбонатного материала, поэтому выделить определяющий фактор весьма затруднительно и делать это, по мнению В. Г. Кузнецова, было бы неправильным. Эволюция механизмов и обстановок карбонатонакопления ведет к определенной эволюции типов карбонатных формаций — смене доломитовых формаций известняковыми, бентогенными — планктогенными, шельфовых — рифовыми и т. д.

Среди бентогенных образований В. Г. Кузнецовым относительно подробно изучена эволюция рифовых формаций. Выделены четыре крупных этапа рифообразования.

1. Поздний архей — время появления первых элементарных построек, образованных цианобактериями и архебактериями.

2. Протерозойский этап — массовое развитие строматолитовых построек — биостромов, реже мелких биогермов с низким синоптическим рельефом. Постройки формировались как на платформах, так и в мобильных внеконтинентальных областях, причем существенных различий между ними не обнаружено.

3. Палеозойский этап — появление настоящих рифов-волноломов с разнообразным широким набором рифостроителей, в том числе животных организмов. Рифы платформ и мобильных зон существенно различаются.

4. Рифы мезозойско-кайнозойского этапа связаны преимущественно с тектонически подвижными зонами, а с кайнозой практически полностью с океанами. Мощность и высота рифов, степень их морфологической, литологической, палеонтологической и фациальной дифференциации достигли максимума. При этом систематический состав основных рифостроителей по сравнению с палеозоем несколько сократился, но возникло качественно новое энергетически и трофически выгодное рифовое сообщество — симбиоз кораллов и зооксантелл, что резко увеличило продуктивность и скорость роста рифов.

На фоне общей эволюции отмечается определенная цикличность рифообразования. Относительные максимумы установлены в силуре — девоне, серпуховском веке карбона, в перми, среднем-верхнем триасе, верхней юре, середине мела и эоцене — голоцене. Эпохи интенсификации рифообразования практически не коррелируются с изменениями климата и глобальными колебаниями уровня Мирового океана, но более или менее связаны с активизацией тектонических движений. Этим, в частности, объясняется то обстоятельство, что само превращение биогермов в рифы в кембрии, равно как и появление рифов-волноломов в начале большинства циклов, произошло в океаническом секторе раньше, чем в континентальном.

На данных примерах можно увидеть, насколько подробно детализируется в настоящее время эволюционная концепция Н. М. Страхова. Суть ее сводится к *необратимому характеру историко-геологического развития осадочных процессов*, на фоне которого фиксируется циклическая (прогрессирующая либо регрессирующая) повторяемость отдельных способов осадконакопления. Помимо Н. М. Страхова разработкой проблемы эволюции осадконакопления занимались многие ученые. Интересна в этом отношении работа американцев Р. Гаррелса и Ф. Маккензи «Эволюция осадочных пород», опубликованная у нас в 1974 г. Много писал об этом и Ф. Дж. Петтиджон (см. ч. I учебника). Одако во второй половине XX в. советские ученые имели в данной области исследования лидирующую роль. Здесь можно в первую очередь отметить труд А. Б. Ронова (1980). Он базировался на глобальном статистическом обобщении формационных исследований и на использовании численных параметров для оценки баланса веществ, участвовавших в осадочном процессе.

А. Б. Ронов, анализируя фашиально-палеогеографические карты материков, построил график распределения важнейших групп формаций в геологическом времени — начиная от раннекембрийского до нынешнего включительно. На этом графике по оси абсцисс было показано абсолютное геологическое время (млн лет), а по оси ординат — намечены процентные количества (от общего объема отложений) конкретных формационных групп: континентальных песчано-глинистых, угленосных, ледниковых, морских песчано-глинистых, эвапоритовых, карбонатных, кремнистых, а также вулканогенных (наземных и подводных, в отдельности). По такому же принципу строились другие графики: соотношения площадей морской и континентальной седиментации; изменения во времени площади, покрытой морем на платформах и в тектонически подвижных областях (именовавшихся в то время геосинклиналями); изменения во времени скорости захоронения в осадочной оболочке остаточного углерода и накопления свободного кислорода в атмосфере; а также многие иные геохимические параметры.

На всех этих графиках четко обозначились общепланетарные закономерности, объясненные А. Б. Роновым нижеследующим образом. Во-первых, это так называемый основной закон карбонатонакопления, формулируемый так: количество карбонатных осадков, отлагавшихся в ту или иную эпоху после докембрия, было прямо пропорционально интенсивности вулканической деятельности и площади распространения внутриматериковых морей. А. Б. Ронов считал, что этот закон суть частное проявление более общего закона накопления углерода в осадочной оболочке Земли. На его графиках кривая распределения масс остаточного  $C_{\text{орг}}$  следует за общим контуром кривых, отобразивших изменения массы

вулканических пород и суммарной массы  $CO_2$  карбонатных пород и карбонатных примесей к другим породам. Из этого следует, что карбонатные породы и остаточное органическое вещество являются двумя производными единого процесса выноса глубинной углекислоты на земную поверхность.

На графиках А. Б. Ронова отчетливо обозначились необратимые и направленные изменения палеогеографических условий седиментации, которые выразились в явно усилившемся во времени расширении областей развития континентальных условий седиментации и в соответствующем сокращении площади накопления осадков в морских обстановках. Причем эта тенденция обозначалась не плавно-постепенно, но скачкообразно, и скачки совпадали с эпохами тектонических активизаций. Наметились необратимые эволюционные тенденции в изменениях состава осадков от архея до кайнозоя, например, содержания в них железа и его спутников (Ni, Co, Cu), которыми обогащены основные магматические породы и продукты их разрушения: они максимальны в докембрийских осадочных породах и затем постепенно снижаются (по мере роста площади платформ) к кайнозою. Сходным образом прослеживается в эволюционном ряду тенденция к уменьшению степени восстановленности железа в глинистых и песчаных породах, а также к снижению содержаний  $Na^+$  и росту содержания  $K^+$  и к усилению дифференциации химических элементов.

Анализ таких геохимических трендов на тектоническом профиле и по стратиграфической шкале дал А. Б. Ронову основание утверждать, что тектонический режим, контролировавший в истории Земли распределение масс осадков, а также вулканическую деятельность, петрографический состав областей мобилизации осадочных веществ и глубину разложения материнских пород, был решающим в эволюции химического состава стратисферы.

Выдвигая на передний план тектонический фактор, вышеупомянутый исследователь учитывал существенные влияния климатических и фашиальных условий седиментации, которые, по его же данным, тоже были прямо либо косвенно связаны с необратимым и периодическим развитием тектонических движений. Впоследствии этот принцип многоаспектной взаимосвязи — осадочные геологические формации и геотектоника — развивался в работах А. Б. Ронова совместно с академиком В. Е. Хаининым.

Одновременно с ними детальные исследования необратимого характера эволюции соленакопления выполняли академик А. Л. Яншин с его учениками М. А. Жарковым и М. П. Фивегом и геохимиком М. Г. Валяшко (см. в гл. 11); эволюции угленакопления — Г. Ф. Крашенинников (1982), А. К. Матвеев, Ю. Р. Мазор и др. и эволюции нефтегенерирующих (нефтематеринских) формаций — Н. Б. Вассоевич (см. гл. 13).



В начале XXI в. наметился очередной всплеск интереса к этой неисчерпаемой проблеме. Свидетельство — монографии Н. М. Семихатова и др. (2004), О. М. Розена и др. (2006) и В. Г. Кузнецова (2003), а также совсем недавно вышедшая книга члена корреспондента РАН П. П. Тимофеева (2006) под названием «Эволюция угленосных формаций в истории Земли», в которой широко охвачены многие аспекты всего осадочного процесса и его энергетики, доказываемые методами генетических формационных исследований по методике автора данной книги. К этим работам адресуется читатель, который желал бы углубить свои знания о седиментогенезе и литогенезе.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### К главе 1

- Алексеев В. П.* Литология. — Екатеринбург, 2001.
- Ботвинкина Л. Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. — М., 1962.
- Вассоевич Н. Б.* Текстуры осадочных пород. Справочник по литологии. — М., 1983.
- Гаврилов Ю. О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья) // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 364. — М., 1982.
- Ежова А. В.* Литология. — Томск, 2005.
- Зарицкий П. В.* Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. — Харьков, 1985.
- Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). — М., 1984.
- Маслов А. В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретация полученных данных. — Екатеринбург, 2005.
- Методы изучения осадочных пород. Т. I, II. — М., 1957.
- Осадочные породы (сравнительная седиментология) / [Ю. П. Казанский, А. В. Ван, С. А. Кашик и др.]. — Новосибирск, 1994.
- Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. — М., 1981.
- Рейнек Г. Э.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков) / Г. Э. Рейнек, И. Б. Сингх. — М., 1981.
- Рухин Л. Б.* Основы литологии. — Л., 1969.
- Седиментология/ Пер. с польского / [Р. Градзинский, А. Костецкая, Р. Радомский, Р. Унруг]. — М., 1980.
- Селли Р. К.* Введение в седиментологию. — М., 1981.
- Фролов В. Т.* Литология. Кн. 1. — М., 1992.
- Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. — М., 1958.
- Япаскурт О. В.* Литология. Краткий курс (избранные лекции) / О. В. Япаскурт, Е. В. Карпова, Ю. В. Ростовцева. — М., 2004.

### К главе 2

- Крашенинников Г. Ф.* Литология // Развитие наук о Земле в СССР. — М., 1967.
- Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. — М., 1978.
- Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Ч. I—III. — М.-Л., 1940.
- Розен О. М.* Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений / [О. М. Розен, А. А. Аббясов, Н. В. Аксаментова и др.] — М., 2006.

- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I—III. — М., 1962.  
 Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критический обзор. — М., 1971.  
 Твенхоффел У. Х. Учение об образовании осадков. — М.-Л., 1936.  
 Тимофеев П. П. Проблемы учения об осадочных образованиях // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 1 / П. П. Тимофеев, О. В. Япаскерт. — М., 2000.  
 Холодов В. Н. Академия наук и развитие литологии (к 275-летию Академии наук) // Литология и полезные ископаемые. — М., 1999. — № 6.  
 Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.-Л., Новосибирск, 1934.  
 Япаскерт О. В. Литология сегодня и завтра // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. — М., 2004. — №5.

### К главе 3

- Байков А. А. Литогенез (мобилизация, перенос, седиментация, диагенез осадков). / А. А. Байков, В. И. Седлецкий. — Ростов-на-Дону, 1977.  
 Бактериальная палеонтология / Под ред. А. Ю. Розанова. — М., 2002.  
 Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г. Ларсена и Дж. Чилингара. — М., 1971.  
 Дриц В. А. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 446. — М., 1990.  
 Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. — М., 1988.  
 Лисицын А. П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. — М., 1991.  
 Лисицын А. П. Литология литосферных плит // Геология и геофизика. Т. 42. — Новосибирск, 2001. — № 4.  
 Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). — Л., 1968.  
 Обстановки осадконакопления и фации. Т. I, II / Под. ред. Х. Рединга. — М., 1963.  
 Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М., 1963.  
 Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. III. — М., 1955.  
 Ферсман А. Е. Очерки по минералогии и геохимии. — М., 1977.  
 Япаскерт О. В. Основы учения о литогенезе. — М., 2005.  
 Яхонтова Л. К. Основы минералогии гипергенеза: / Л. К. Яхонтова, В. П. Зверев. — Владивосток, 2000.

### К главе 4

- Бурлин Ю. К. Литология нефтегазоносных толщ / Ю. К. Бурлин, А. И. Конохов, Е. Е. Карнюшина. — М.: 1991.  
 Вассоевич Н. Б. Стадии литогенеза. Справочник по литологии — М., 1986.  
 Вассоевич Н. Б. Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождения нефти. — М., 1986.

- Волков В. Н. Основы геологии горючих ископаемых. — СПб., 2005.  
 Волков И. И. Окислительно-восстановительные процессы. Формы железа и марганца в осадках и их изменения / А. Г. Розанов, И. И. Волков, В. С. Соколов // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). — М., 1980.  
 Волков И. И. Геохимия серы в осадках океана. — М., 1984.  
 Ершов Э. Д. Общая геокриология. — М., 2002.  
 Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 121. — М., 1965.  
 Коссовская А. Г. Развитие идей Л. В. Пустовалова в проблеме преобразования осадочных пород в метаморфические // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. — М., 1993. — №4.  
 Коссовская А. Г. Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах / А. Г. Коссовская, В. Д. Шуттов // Геотектоника. — М., 1976. — №2.  
 Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. — Л., 1992.  
 Логвиненко Н. В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане / Н. В. Логвиненко, Л. В. Орлова. — М., 1987.  
 Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. — М., 1966.  
 Маракушев А. А. Метаморфическая петрология. / А. А. Маракушев, А. В. Бобров. — М., 2005.  
 Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение // О вторичных изменениях осадочных пород // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 5. — М., 1956.  
 Симанович И. М. Кварц песчаных пород // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 314. — М., 1978.  
 Страхов Н. М. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании / Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко // Докл. АН СССР. — М., 1959. — Т. 125. — № 2.  
 Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах (применительно к геологии нефти и угля). — Л., 1958.  
 Тимофеев П. П. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования / П. П. Тимофеев [и др.] // Литология и полезные ископаемые. — М., 1974. — № 3.  
 Фролов В. Т. Глобальность выветривания // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. — М., 1994. — №5.  
 Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья) / Тр. ГИН АН СССР; Вып. 372. — М., 1983.  
 Холодов В. Н. Проблемы стадийного анализа и развитие литологии // Литология и полезные ископаемые. — М., 2004. — № 2.  
 Холодов В. Н. Геохимия осадочного процесса. — М., 2006.  
 Япаскерт О. В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратиферу: Процессы и факторы. — М., 1999.  
 Япаскерт О. В. Литогенез погружения / Под ред. Ю. Г. Леонова и Ю. А. Воложа // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. — М., 2004.



Япаскерт О. В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. — Новосибирск, 2005. — №3.

#### К главе 5

Байков А. А. О классификации осадочных пород / А. А. Байков, Н. И. Бойко, В. И. Седлецкий // Изв. Северо-Кавказского науч. центра высшей шк. — Ростов-на-Дону, 1980. — № 2.

Казанский Ю. П. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис) / [Ю. П. Казанский, А. Ф. Белоусов, В. Г. Петров и др.] — Новосибирск, 1987.

Логвиненко Н. В. Осадочные породы: Общие сведения. Справочник по литологии. — М., 1983.

Наумов В. А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. — М., 1989.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / [В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др.] — СПб., 1998.

Фролов В. Т. К вопросу о классификации осадочных пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. — М., 1987. — № 1.

#### К главе 6

Бергер М. Г. Терригенная минералогия. — М., 1986.

Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. — М., 1981.

Крашенинников Г. Ф. Основные принципы классификации осадочных пород и современных осадков / Генезис и классификация осадочных пород // Межд. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8. — М., 1968.

Кузнецов В. Г. Обломочные горные породы и методы их изучения. — М., 2001.

Логвиненко Н. В. Методы определения осадочных пород. / Н. В. Логвиненко, Э. И. Сергеева. — Л., 1986.

Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. — Л., 1984.

Петтиджон Ф. Дж. Пески и песчаники / Ф. Дж. Петтиджон, П. Поттер, Р. Сивер. — М., 1976.

Фролов В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. — М., 1964.

Фролов В. Т. Литология. Кн. 2. — М., 1993.

Шванов В. Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). — Л., 1987.

Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 278. — М., 1975.

#### К главе 7

Грим Р. Э. Минералогия и практическое использование глин. — М., 1967.

Дриц В. А. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщ. 1. Классификация. Группа каолинита-серпентинита и тальк-пирофиллита / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская // Литология и полезные ископаемые. — М., 1984. — № 6.

Дриц В. А. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщ. 2. Группы смектитов, слюд, хлоритов и сепиолитов-пальгорскитов / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская // Литология и полезные ископаемые. — М., 1985. — № 1.

Дриц В. А. Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщ. 1. Семейство железисто-магнезиальных слюд (глаукониты, селадониты) / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская // Литология и полезные ископаемые. — М., 1986. — №5.

Дриц В. А. Глинистые минералы: слюды, хлориты / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская // Труды ГИН АН СССР; Вып. 465. — М., 1991.

Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. — М., 1972.

Котельников Д. Д. Некоторые итоги комплексного изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Известия ВУЗ. Геология и разведка. — М., 2004. — №2.

Ломова О. С. Пальгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 336. — М., 1979.

Рекшинская Л. Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах. — М., 1966.

#### К главе 8

Анфимов Л. В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). — Екатеринбург, 1997.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. — Ч. 2. Карбонатные породы. — М.: Недра, 1969.

Бушинский Г. И. Писчий мел и его происхождение / Г. И. Бушинский, С. И. Шуменко // Литология и полезные ископаемые. — М., 1979. — № 2.

Карбонатные породы: генезис, распространение, классификация / Под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела, Р. Фэйрбриджа. — Т. I, II. — М., 1970; 1971.

Крупенин М. Т. Условия формирования сидеритонной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). — Екатеринбург, 1999.

Кузнецов В. Г. Карбонатные породы. Состав, строение, происхождение, методы изучения. — М., 1999.

Кузнецов В. Г. Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. — М., 2000.

Кузнецов В. Г. Эволюция карбоната накопления в истории Земли. — М., 2003.

Лидер М. Р. Седиментология. Процессы и продукты. — М., 1986.

Махнач А. А. Катагенез и подземные воды. — Минск, 1989.

Фортулатова Н. К. Атлас структурных компонентов карбонатных пород / [Н. К. Фортулатова, О. А. Карцева, А. В. Баранова и др.]. — М., 2005.

#### К главе 9

Ахлестина Е. Ф. Атлас кремнистых пород мела и палеогена Поволжья / Е. Ф. Ахлестина, А. В. Иванова. — Саратов, 2000.

Волохин Ю. Г. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня / Ю. Г. Волохин, Е. В. Михайлик, Г. И. Бурий. — Владивосток, 2003.

Муравьев В. И. О генезисе опок // Литология и полезные ископаемые. — М., 1973. — № 4.

Муравьев В. И. Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 360. — М., 1983.

Плюснина И. И. Метаморфические реакции низкотемпературного кремнезема в земной коре — М., 1983.

Хворова И. В. Кремнистые породы. Справочник по литологии. — М., 1983.

#### К главе 10

Батурин Г. М. Фосфатонакопление в океане. — М., 2004.

Савенко В. С. Физико-химические аспекты формирования современных океанских фосфоритов // Геохимия. — М. 1992. — № 3.

Соколов А. С. Роль биоса в образовании фосфоритов // Проблемы фосфатного сырья в России / Под ред. Б. А. Соколова. — Люберцы, 1999.

Холодов В. Н. Эпохи фосфоритообразования и биогеохимия фосфора // Литология и полезные ископаемые. — М., 1997. — № 6.

Холодов В. Н. Геохимия фосфора и происхождение фосфоритов. Собр. 1. // Литология и полезные ископаемые. — М., 2003. — № 4.

Холодов В. Н. Геохимия фосфора и происхождение фосфоритов. Собр. 2. // Литология и полезные ископаемые. — М., 2003. — № 6.

Яншин А. Л. Эволюция фосфоритообразования // Эволюция геологических процессов в истории Земли. — М., 1993.

#### К главе 11

Беленицкая Г. А. Соленосные осадочные бассейны. Литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ. — СПб., 2000.

Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования калийных солей. — М., 1962.

Жарков М. А. История палеозойского соленакопления. — Новосибирск, 1978.

Фивег М. П. Как образуются залежи каменной и калийной солей. — Новосибирск, 1983.

#### К главе 12

Богатырев Б. А. Месторождения бокситов подвижных зон земной коры (условия образования и закономерности размещения). — М., 1999.

Богатырев Б. А. Образование и изменение бокситов на разных стадиях литогенеза / Б. А. Богатырев, В. В. Жуков, В. Н. Демина // Литология и полезные ископаемые. — М., 1998. — № 1.

Базилевская Е. С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд (Никопольский бассейн и конкреции Тихого океана) // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 287. — М., 1976.

Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. — М., 1985.

Полезные ископаемые Мирового океана (основные типы твердых полезных ископаемых) / [В. В. Авдонин, В. В. Кругляков, И. Н. Пономарева, Е. Н. Титова]. — М., 2000.

Савенко В. С. Физико-химический анализ процессов формирования железомарганцевых конкреций в океане. — М., 2004.

Старикова Е. В. Палеогидротермальная постройка марганцевого месторождения Кызыл-Таш, Южный Урал / Е. В. Старикова, А. И. Брусницын, И. Г. Жуков. — СПб., 2004.

Страхов Н. М. Избранные труды. Проблемы осадочного рудообразования. — М., 1986.

Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд в нижнем палеозое и докембрии // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 70. — М., 1962.

#### К главе 13

Баженова О. К. Геология и геохимия нефти и газа / [О. К. Баженова, Ю. К. Бурлин, Б. А. Соколов, В. Е. Хаин]. — М., 2000.

Габлина И. Ф. Условия меденакопления в красноцветных континентальных формациях. — М., 1983.

Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. — М., 1975. — № 2.

Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы / Е. Ф. Малеев. — М., 1977.

Наркелюн Л. Ф. Эволюция осадочного меденакопления // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. — М., 1984.

Петрова В. В. Цеолиты Монголии / В. В. Петрова, П. Амарджагал. — М., 1996.

Соколов Б. А. Новые идеи в геологии нефти и газа. Избранные труды. — М., 2001.

Фролов В. Т. Принципы совершенствования классификации и номенклатуры вулканогенно-осадочных пород. / В. Т. Фролов, М. Н. Щербакова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. — М., 1988. — № 4.

Хворова И. В. Вулканогенно-осадочные породы. Справочник по литологии. — М., 1983.

#### К главе 14

Алексеев В. П. Литолого-фациальный анализ. — Екатеринбург, 2002.

Алексеев В. П. Литологические этюды. — Екатеринбург, 2006.

Верзилин Н. Н. Палеогеография. Справочник по литологии. — М., 1983.

Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. — М., 1971.

Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях с основами литологии. Руководство к лабораторным занятиям. / Г. Ф. Крашенинников, А. Н. Волкова, Н. В. Иванова. — М., 1988.

Мурдмаа И. О. Фации океанов. — М., 1987.

Павлидис Ю. А. Фации шельфа / Ю. А. Павлидис, Ф. А. Щербаков. — М., 1995.

Страхов Н. М. Избранные труды. Палеогеография и геохимия древних отложений. — Т. 1. — М., 2000.

Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 197. — М., 1969.

Тимофеев П. П. Седиментогенез и ранний литогенез голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления / П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова // Труды ГИН РАН. — Вып. 492. — М., 1998.

Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. — М., 1984.



Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Труды ГИН АН СССР. — Вып. 161. — М., 1966.  
Япаскерт О. В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. — М., 1992.

#### К главе 15

Махнач А. А. Стадиальный анализ литогенеза. — Минск, 2000.  
Петрова В. В. Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе (силикаты, алюмосиликаты, гидроксиды). — М., 2005.  
Страхов Н. М. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения // Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. — М., 1983.  
Япаскерт О. В. Катагенез осадочных горных пород: Методическое руководство к стадиальному анализу. — М., 1991.  
Япаскерт О. В. Стадиальный анализ литогенеза. — М., 1995.

#### К главе 16

Крашенинников Г. Ф. Методологическое значение понятия о геологических формациях // История и методология естественных наук. Вып. XXIII (геология). — М., 1979.  
Крашенинников Г. Ф. Системный подход и осадочные формации // История и методология естественных наук. — Вып. XXXIII (геология). — М., 1986.  
Маслов А. В., Алексеев В. П. Осадочные формации и осадочные бассейны / А. В. Маслов, В. П. Алексеев. — Екатеринбург, 2003.  
Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. — Л., 1966.  
Формации осадочных бассейнов / Под ред. П. П. Тимофеева, Ю. К. Бурлина. — М., 1986.  
Фролов В. Т. Литология. Кн. 3. — М., 1995.  
Хаин В. Е. Осадочные формации (геогенерации). Справочник по литологии. — М., 1983.  
Япаскерт О. В. Литогенез в осадочных бассейнах миогеосинклиналей. — М., 1989.

#### К главе 17

Гаррелс Р. Эволюция осадочных пород / Р. Гаррелс, Ф. Маккензи. — М., 1974.  
Казанский Ю. П. Особенности эволюции осадочного процесса в геологической истории Земли // Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. — Новосибирск, 1976. С. 116—130.  
Крашенинников Г. Ф. Проблемы эволюции осадочного породообразования в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. — М., 1982. — № 3. — С. 3—11.  
Кузнецов В. Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. — М., 2003.  
Ломоносов М. В. О слоях земных. — М. — Л., 1949.

Розанов А. Ю. Ископаемые бактерии, осадкообразование и рудогенез / Под ред. А. Ю. Розанова // Бактериальная палеонтология. — М., 2002. — С. 107—113.

Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. — М., 1980.  
Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений / [О. М. Розен, А. А. Аббясов, Н. В. Аксаментова и др.]. — М., 2006.  
Семихатов Н. М. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. — М., 2004.  
Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. — № 6. — С. 70—111.  
Страхов Н. М. Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. — М., 1983.  
Тимофеев П. П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. — М., 2006.  
Файф А. Флюиды в земной коре / А. Файф, Н. Прайс, А. Томсон. — М., 1981.  
Фролов В. Т. Значение и методы установления эволюции литогенеза // Литология. Кн. 3. — М., 1995. — С. 3—55.  
Япаскерт О. В. Проблемы теории постседиментационного литогенеза // Изв. секции наук о Земле РАЕН. Вып. 13. — М., 2005. — С. 39—54.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	3
Список текстовых сокращений .....	4
Введение .....	5

### ЧАСТЬ I ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЦЕССАХ И СТАДИЯХ ОСАДКО- И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Глава 1. Особенности состава, строения и происхождения осадочных пород .....	8
Глава 2. Краткие сведения об истории литологических исследований .....	25
Глава 3. Зона осадкообразования: обстановки, процессы, стадии, осадочная дифференциация веществ .....	32
3.1. Общая характеристика .....	32
3.2. Процессы и факторы осадкообразования .....	34
3.3. Стадия мобилизации осадочного вещества .....	39
3.4. Надстадия седиментогенеза: перенос веществ и накопление осадков. Дифференциация веществ .....	46
Глава 4. Стратисфера: процессы и стадии породообразования и породных изменений .....	59
4.1. Общая характеристика процессов, терминология .....	59
4.2. Стадии породообразования .....	73
4.2.1. Вводные замечания .....	73
4.2.2. Диагенез .....	76
4.2.3. Катагенез .....	96
4.2.4. Метагенез .....	113
4.2.5. Кратко о метаморфизме и литогенезе .....	117
4.2.6. Регрессивный эпигенез .....	120
4.3. Некоторые выводы о цикличности процессов и стадий осадко- и породообразования .....	122

### ЧАСТЬ II ОСАДочНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

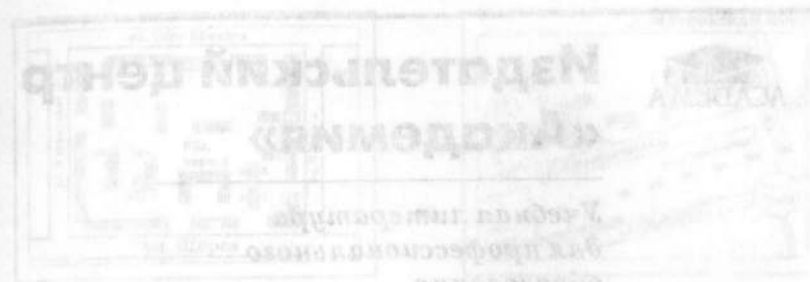
Глава 5. Компонентные составы и принципы классификации осадочных горных пород .....	124
---	-----

5.1. Вводные замечания .....	124
5.2. Генетические признаки породных компонентов .....	126
5.3. Основы классификации осадочных пород .....	132
Глава 6. Обломочные породы .....	135
6.1. Определение, распространенность, способы и условия формирования .....	135
6.2. Гранулометрические классификации .....	136
6.3. Классификации по вещественному составу .....	150
6.4. Постседиментационные преобразования .....	159
Глава 7. Глинистые (глиняные) породы .....	163
7.1. Определение, распространенность, генезис .....	163
7.2. Краткая характеристика породообразующих минералов .....	164
7.3. Условия седиментации .....	171
7.4. Постседиментационные преобразования .....	178
Глава 8. Карбонатные породы .....	182
8.1. Известняки .....	182
8.1.1. Породообразующие компоненты .....	182
8.1.2. Основы классификаций .....	185
8.1.3. Способы и условия формирования известковых отложений .....	186
8.1.4. Еще раз о номенклатуре и классификациях известковых пород в англоязычной литературе .....	197
8.1.5. Постседиментационные преобразования .....	202
8.2. Доломиты .....	203
8.3. Сидериты .....	211
8.4. Магнетиты .....	212
8.5. Смешанные карбонатные, песчано-карбонатные и глинисто-карбонатные (мергели) породы .....	213
Глава 9. Кремневые породы .....	217
Глава 10. Фосфориты .....	225
Глава 11. Соляные породы (эвапориты) .....	234
Глава 12. Алюминиевые, железистые (железные) и марганцевые породы .....	247
12.1. Алюминиевые породы .....	247
12.2. Железистые (железные) породы .....	255
12.3. Марганцевые породы .....	261
Глава 13. Прочие породы .....	265
13.1. Каустобиолиты .....	265
13.2. Медистые (песчаные и глинистые) породы .....	265
13.3. Цеолитовые породы .....	268
13.4. Вулканогенно-осадочные породы .....	269



ЧАСТЬ III  
СОВРЕМЕННЫЕ АСПЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Глава 14. Генетический и литолого-фациальный анализы.....	271
14.1. Вводные замечания.....	271
14.2. Генетический анализ.....	276
14.3. Принципы литолого-фациального анализа.....	280
Глава 15. Принципы стадийного анализа постседиментационных преобразований.....	285
15.1. Общие сведения.....	285
15.2. Стадийное исследование обособленного образца горной породы и шлифа.....	287
15.3. Схема филогенетических минеральных рядов.....	291
15.4. Установление зональности стадийных преобразований в разрезах осадочных комплексов и синтез этих данных на фациальной основе.....	294
Глава 16. Общие представления о генетическом формационном анализе осадочных комплексов.....	299
Глава 17. Итоги использования методов литологических исследований. Разделы теории осадочного процесса.....	301
17.1. Климат и седиментогенез. Роль бактериального фактора. Осадочная дифференциация.....	301
17.2. Дискретность процессов седименто- и литогенеза.....	305
17.3. Эволюция осадко- и породообразования в геологической истории Земли.....	311
Список литературы.....	319



ИЗДАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР «АКАДЕМИЯ»



Учебное издание

Япаскурт Олег Васильевич

Литология

Учебник

Редактор *Т. А. Никитина*  
Технический редактор *Н. И. Горбачева*  
Компьютерная верстка: *Н. А. Розога*  
Корректоры *В. А. Жилкина, Г. Н. Петрова*

Изд. № 101112953. Подписано в печать 02.04.2008. Формат 60×90/16.  
Гарнитура «Таймс». Печать офсетная. Бумага офсетная № 1. Усл. печ. л. 21,0.  
Тираж 2500 экз. Заказ № 27080.

Издательский центр «Академия». [www.academia-moscow.ru](http://www.academia-moscow.ru)  
Санитарно-эпидемиологическое заключение № 77.99.02.953.Д.004796.07.04 от 20.07.2004.  
117342, Москва, ул. Бултерова, 17-Б, к. 360. Тел./факс: (495) 330-1092, 334-8337.

Отпечатано в соответствии с качеством диапозитивов, предоставленных  
издательством в ОАО «Саратовский полиграфкомбинат».  
410004, г. Саратов, ул. Чернышевского, 59. [www.sarpk.ru](http://www.sarpk.ru).

