

ВЫСШЕЕ ОБРАЗОВАНИЕ

В.Г. Кузнецов

---

# ЛИТОЛОГИЯ

ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ  
И ИХ ИЗУЧЕНИЕ

НЕДРА

В.Г. Кузнецов

---

# ЛИТОЛОГИЯ

## ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ИЗУЧЕНИЕ

Допущено Учебно-методическим объединением вузов  
Российской Федерации по нефтегазовому образованию  
в качестве учебного пособия для студентов высших  
учебных заведений, обучающихся по специальности  
130304 «Геология нефти и газа» направления  
подготовки дипломированных специалистов 130300  
«Прикладная геология» и специальности 130202  
«Геофизические методы исследования скважин»  
направления подготовки дипломированных  
специалистов 130200 «Технологии геологической  
разведки»



МОСКВА НЕДРА 2007

УДК 552.12(075.8)

ББК 26.31

К89

**Рецензенты:**

кафедра литологии, морской и нефтяной геологии  
Санкт-Петербургского государственного университета,  
д-р геол.-минер. наук, профессор, заведующий кафедрой  
литологии и морской геологии МГУ им. М.В. Ломоносова  
*О.В. Япаскурт*

**Кузнецов В.Г.**

**К89** Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособие для вузов. — М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. — 511 с.: ил.  
ISBN 978-5-8365-0278-2

Приведены основные сведения об осадочных горных породах, их составе, строении, распространении, классификации, главных составных частях пород и их определении. Описаны основные группы осадочных горных пород, механизмы и обстановки их образования, постседиментационные изменения, эволюция породообразования в истории Земли, теоретическое, общегеологическое и практическое значение конкретных пород. Рассмотрены основные методы изучения осадочных пород в целом и их отдельных типов, основные методы обработки аналитических данных.

Для студентов вузов — геологов и геофизиков, обучающихся по дисциплинам «Литология», «Нефтегазовая литология». Может быть использовано и при изучении геологических дисциплин студентами других специальностей.

ISBN 978-5-8365-0278-2

© Кузнецов В.Г., 2007

© Оформление.

ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007

# ВВЕДЕНИЕ

---

Литология — наука об осадочных горных породах, как и любая наука, состоит из двух тесно связанных и взаимно обуславливающих друг друга частей.

Первая часть составляет фактологическую основу науки, ее базис. В нее входит детальное изучение конкретного объекта литологии — отдельных осадочных горных пород: песчаников, глин, солей, известняков и т.д.

Таким образом, этот раздел литологии направлен на исследование и описание конкретных пород — их состава, строения (структуры и текстуры), свойств, вторичных изменений, условий залегания, механизмов и обстановок образования, эволюции в течение геологической истории и т.д. При общей схеме и методике изучения всех осадочных пород исследование каждой конкретной имеет свои специфические черты, поэтому и общие, и специфические методы изучения также составляют предмет этого раздела литологии.

Становление литологии началось именно с исследования и описания отдельных пород, и этот раздел обычно называют петрографией осадочных пород, т.е. в дословном переводе — описанием пород.

Каждая наука становится наукой в полном смысле этого слова только тогда, когда начинается теоретическое осмысление фактического материала по объекту своего исследования. Естественно, что без глубокого знания самих пород не может быть и никаких теоретических обобщений.

Закономерно поэтому, что материалы исследования и описания отдельных осадочных пород потребовали теоретического обобщения и развития, описательная часть стала дополняться теоретическим осмыслением, обуславливая тем самым превращение петрографии (графия — от греч. *grapho* — пишу) в литологию (логос — от греч. *logos* — понятие, учение).

Так сформировалась вторая часть науки об осадочных породах — теоретическая литология, которая исследует общие закономерности осадочного процесса и осадочного породообразования — его стадийность (процессы и обстановки об-



разования осадочного материала, его переноса и осаждения, превращения осадков в породы и их дальнейшее существование и преобразование), обстановки осадконакопления, общие закономерности размещения осадочных пород в пространстве в зависимости от тех или иных условий (тектонических, климатических, палеогеографических и т.д.), общие закономерности строения осадочных толщ, эволюцию осадочного процесса, определяющие ее факторы и т.д.

Ясно, что эти две части тесно связаны друг с другом и дополняют друг друга. Нельзя, например, исследовать общую эволюцию осадочного процесса, не изучая эволюцию отдельных типов пород. Аналогично исследование только одной породы, сколь бы глубоким и детальным оно ни было, не позволит понять закономерности ее появления в том или ином месте и в то или иное время.

Вряд ли можно говорить о точной дате превращения петрографии осадочных пород в литологию, т.е. о времени появления теоретической литологии, но одним из важнейших рубежей является 1940 г., когда был опубликован трехтомник Л.В. Пустовалова «Петрография осадочных пород». Уже на первых страницах книги Л.В. Пустовалов определяет науку ее современным термином — литология, но отмечает, что «официальное название науки» — петрография, под которым она, в частности, «... фигурирует в научных планах высших учебных заведений... заставляет продолжать пользоваться несколько устаревшим термином». Важнее, однако, не приведенное высказывание, а суть, те теоретические положения, которые развивались в этой книге. Если до того в обобщающих работах и учебниках основное внимание уделялось описанию осадочных горных пород и лишь в самых общих чертах отмечались обстановки образования осадков и их преобразования в породы, то в вышеуказанной работе, которая была издана как учебное пособие, впервые были намечены основные закономерности осадочного процесса. Это было практически первое цельное и систематическое изложение сути новой науки и ее основных разделов, было показано, что осадочные горные породы — это закономерные ассоциации вещества, сформулированы основные положения об осадочной дифференциации вещества, эволюции и периодичности осадочного процесса, физико-химической наследственности и т.д. Разработанная Л.В. Пустоваловым структура литологии и выделение ее основных разделов — стадийального, седиментологического и эволюционного — прочно утвердилось в современной науке. Некоторые положения книги

Л.В. Пустовалова опередили свое время. Так, академик А.Л. Яншин указал, что Л.В. Пустовалов является основоположником учения об эволюции геологических процессов вообще и его идеи в этом направлении послужили основой слома парадигмы принципа актуализма в геологии вообще.

Ряд научных представлений Л.В. Пустовалова не выдержал проверки временем, другие претерпели существенные изменения и развитие, но это не умаляет его заслуг и значения этой книги для становления и дальнейшего развития науки об осадочных горных породах в целом.

Это положение следует подчеркнуть особо, так как ряд даже последующих учебных и методических изданий ограничивался лишь описательным разделом литологии и очень скромно касался общетеоретических проблем.

В вузовских курсах литологии указанные разделы методически обычно излагаются и изучаются в разных формах занятий. Теоретическая литология полностью излагается в лекционной части курса, а характеристика осадочных горных пород рассматривается лишь частично. Основное изучение пород и освоение методов их исследования осуществляется на лабораторных занятиях.

Именно этому разделу литологии — петрографии осадочных пород и методам их изучения — и посвящено настоящее пособие, т.е. предназначено оно в значительной степени именно для лабораторных занятий. Это, естественно, не исключает того, что в нем рассматриваются и некоторые общие вопросы литологии.

Подготовка подобного пособия представляется актуальной, в том числе из-за отсутствия современных изданий подобного рода. Если общие учебники по литологии еще издаются (из относительно новых можно указать книги В.П. Алексеева (2001, 2005) и Р.С. Безбородова (1996)), то обстоятельная и во многом образцовая книга В.Т. Фролова вышла в издательстве МГУ им. М.В. Ломоносова в 1964 г., а аналогичное, но более краткое пособие Н.В. Логвиненко и Э.И. Сергеевой опубликовано в 1986 г., т.е. более 20 лет назад.

Каждый учебник и каждое учебное пособие ограничено рамками учебных планов и программ. Настоящее пособие составлено в основном в соответствии с учебными планами подготовки геологов-нефтяников, где объем дисциплины «Литология» существенно меньше, чем в общегеологических и тем более университетских программах. Поэтому здесь значительно ограничен набор изучаемых осадочных пород и соответственно описание методов их исследования. Основное

внимание уделено наиболее распространенному и универсальному методу — изучению пород в шлифах под микроскопом, причем рассматриваются общие принципы и схемы описания шлифа осадочной породы и некоторые модификации для отдельных конкретных пород. В некоторых случаях дается краткая характеристика и других относительно несложных анализов, применяемых для тех или иных пород. Более сложные и специфические методы упоминаются; при этом рассматривается не технология метода, а указывается его возможность и решаемые им задачи. Это не исключает возможности в рабочих программах, в зависимости от технической оснащенности того или иного учебного заведения, проводить и осваивать и другие аналитические методы изучения осадочных пород. При этом можно воспользоваться как соответствующими более полными пособиями собственно учебной направленности, так и специальными инструкциями.

Пособие состоит из трех внешне независимых, но тем не менее взаимосвязанных разделов. Первый (главы 1—3) включает общую характеристику осадочного комплекса и слагающих его пород — их состава, строения, а также основных составных частей — минералов, форм их нахождения и органических остатков. Второй раздел (гл. 4) в общем виде содержит сведения о методах исследования осадочных пород, и третий (главы 5—9) — характеристику основных групп осадочных пород. По возможности характеристика различных пород проведена по общей или, точнее, близкой схеме — выделение и характеристика пород, механизмы и условия их образования, эволюция в истории Земли, методы исследования, научное и практическое значение. Однако специфика каждой группы пород определила и некоторые различия — несколько различную рубрикацию и последовательность разделов, подробность изложения и т.д. Детализируется и адаптируется к каждой конкретной группе также схема изучения и описания шлифа, равно как и выбор рационального комплекса исследований вообще.

Из психологии обучения известно, что усвоить абсолютно всю информацию, изложенную в каком-либо издании, невозможно. Чтобы усвоить основные и важные положения, материал должен быть изложен в несколько большем объеме, с некоторыми повторениями. В противном случае — при строгом соответствии объема излагаемого материала требованиям программы — предполагается необходимость дословного зазубривания. В этом случае сознание само «отбраковывает»

вает» часть сведений, и усваивается, остается в памяти обычно самая важная, необходимая часть материала.

Очень четко эту мысль выразил директор Института всеобщей истории РАН, ректор Государственного университета гуманитарных наук академик РАН А. Чубарьян: «Учебник существует не для того, чтобы все запомнить. Если ученик запомнит 30 % — слава богу!» («Известия», 30 сентября 2005 г.).

«Процент усвоения» материала студентами должен быть больше, чем у школьников, но само положение, что учебники должны содержать некий «избыток информации», из которой согласно учебной программе усваивается наиболее существенная, наиболее значимая часть, бесспорно.

Исходя из этого объем настоящего пособия несколько шире того минимума, который должен усвоить студент, знать и использовать в работе будущий геолог-нефтяник. Указанное обстоятельство обуславливает и некоторые, иногда неоднократные, хотя и выраженные разными словами и в разной форме, повторы.

При написании учебника учитывалось, что студенты уже имеют общие представления об осадочных породах, полученные при изучении курса «Общая геология». Поэтому многие термины и понятия, особенно в названиях пород, используются в тексте до обоснования их выделения и детальной характеристики.

В настоящее время наша страна широко открыта в мировое сообщество, неизмеримо возросли научные контакты с зарубежными специалистами и организациями. Весьма широко стала доступна зарубежная научная литература, особенно на английском языке — языке международного научного общения, аналога латыни средневековой науки. Выпускникам отечественных вузов нередко приходится контактировать и работать с иностранными специалистами. Учитывая эти тенденции интернационализации наук, расширяющиеся международные связи российских специалистов, все более активное использование зарубежной и прежде всего англоязычной литературы, в пособии приводятся сведения о терминах и некоторых методических подходах, принятых в западной — европейской и американской — науке об осадочных горных породах.

Настоящий квалифицированный специалист не может ограничиваться знаниями и материалами только вузовского курса, он должен постоянно расширять и обновлять свои знания и свой кругозор. Его нельзя ограничивать школяр-

ским кратким списком «рекомендованной» литературы. Поэтому в пособии приведен относительно широкий список основной литературы — как отечественной, так и по возможности зарубежной. Надо добавить, что к научной литературе нельзя подходить бюрократически формально и схоластически, указывать и использовать в учебной литературе только издания последних лет. Так, идеи выдающегося отечественного ученого В.И. Вернадского остаются актуальными до сих пор, безотносительно изданы они в первой четверти 20 в. или в начале 21-го. Ряд монографий, методических изданий и других книг по литологии в целом и отдельным типам осадочных горных пород, опубликованных в середине и второй половине 20 в., могут быть и являются важными пособиями и источниками сведений при изучении осадочных пород, так как многие их материалы и положения просто тиражируются в более поздних изданиях, в том числе и учебных. В этом отношении требования давать в учебной литературе ссылки только на «новейшие» издания и ограничивать их число отражают чисто формальный подход к вопросу, ориентируют не на творческое усвоение предмета, а на узкое школярское запоминание «от сих до сих». Использование «старой» литературы ни в коем случае не снимает необходимости знакомиться с новейшими идеями и разработками, в том числе по материалам периодической печати. В области литологии основными изданиями являются журналы, среди которых можно отметить специализированные «Литология и полезные ископаемые», «Sedimentology», «Journal of Sedimentary Research», «Sedimentary Geology». Отдельные статьи по литологии печатаются также в журналах «Бюллетень МОИП. Отдел геологии», «Доклады Академии наук», «Стратиграфия. Геологическая корреляция», «Геология нефти и газа», «Геология и геофизика», «Геология и разведка», «American Association Petroleum Geologists, Bulletin», «Marine and Petroleum Geology», «Journal of Petroleum Geology».

В качестве приложений в данном пособии приведен небольшой терминологический словарь основных литологических терминов, а также список основных сайтов для использования интернет-ресурса.



**1.1. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ  
И СТРАТИСФЕРА**

Осадочные горные породы — это геологические образования, представляющие собой закономерные ассоциации минеральных, или органогенных, или тех и других продуктов, возникшие на поверхности литосферы и существующие в термодинамических условиях, характерных для поверхностной части земной коры. Это определение, данное Л.В. Пустоваловым еще в 1940 г. (Пустовалов, 1940, т. 1, с. 21), до сих пор остается наиболее полным и наиболее удачным. Оно отражает состав и способ образования (минеральный и органогенный), область образования (поверхность литосферы) и область существования (термодинамические условия внешней, поверхностной части земной коры) и, что очень важно, то, что это именно **закономерные** ассоциации. Наряду с магматическими и метаморфическими породами они образуют триаду пород, слагающих литосферу Земли и особенно ее верхнюю часть — земную кору. По подсчетам А.Б. Ронова (его данные по стратисфере, или осадочной оболочке Земли, на сегодняшний день, по-видимому, наиболее полные, детальные и аргументированные и использованы в дальнейшем изложении), общий объем осадочных отложений неогена (верхний докембрий — фанерозой) достигает 1130 млн. км<sup>3</sup> (Ронов, 1993). Очень близкие цифры — 1104 и 1115 млн. км<sup>3</sup> — независимо были получены В.Е. Хайным, Л.Э. Левиным и Л.И. Тулиани (1982), а также американскими геологами Дж. Соутемом и В. Хэем (Southam, Hay, 1981). Это составляет всего 11 % объема земной коры и 0,1 % общего объема всей Земли или 9 % массы коры и 0,05 % массы Земли.

Несмотря на столь небольшое, казалось бы, количественное значение, роль осадочных пород огромна. Они занимают почти 80 % общей площади суши ( $119 \text{ млн. км}^2$  из общей площади  $149 \text{ млн. км}^2$ ) и примерно столько же — 76 % площади дна современного Мирового океана. Вместе с тем, несмотря на эту почти повсеместную распространенность, распределение мощностей и массы осадочных пород по площади весьма неравномерно. Максимальные мощности достигают, видимо, 20—25 км, а может быть и больше, в горно-складчатых областях, некоторых краевых впадинах платформ (типа Прикаспийской) и в прогибах окраин континентов. Практически отсутствует осадочный чехол только на щитах платформ (если исключить почвенный покров, который сам по себе тоже является осадочным образованием) и на срединно-океанических хребтах. Средняя мощность стратисферы для Земли в целом определяется в 2,2 км.

Общий объем осадочной оболочки континентов составляет  $765 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ , континентальных окраин —  $250 \cdot 10^6 \text{ км}^3$  и океанов —  $115 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ .

Среди осадочных пород наиболее распространены в стратисфере Земли (без учета эффузивов) глинистые породы — 51,12 %; далее следуют обломочные породы (реально — песчаники, так как другие типы обломочных пород — конгломераты и т.д. — встречаются в глобальном масштабе весьма ограничено) — 25,0 %. Примерно таково же количество карбонатных пород — 20,4 %. На кремнистые породы приходится 2,3 %, на гипсы, ангидриты, соли — 1,2 % общего объема осадочных отложений. Поскольку в стратисфере имеются и вулканогенные образования и их количество оценивается в 12,7 % от общего объема данной оболочки, то с учетом этого доля чисто осадочных пород несколько ниже и для указанных выше пород равна соответственно 44,6, 21,8, 17,8, 2,0 и 1,1 %. Количественное значение других осадочных образований — фосфоритов, аллитов, лимонитов и т.д. — ничтожно, хотя их важное экономическое значение несомненно и не сопоставимо с их количественным распространением.

Очень велико теоретическое, общегеологическое значение осадочных горных пород. Они обладают очень высокой информативностью, ибо в них заключены сведения о механизмах и обстановках осадкообразования и осадконакопления и в более общей форме — о палеогеографии прошлых эпох. Смена осадочных пород и их характеристик во времени, равно как и содержащихся в них остатков организмов, является основой изучения развития Земли, их исследование обу-

словило становление и развитие специфики геологии как науки исторической. Литологическое изучение осадочных пород лежит в основе многих геологических дисциплин. Так, в сочетании со структурной геологией литология лежит в основе геотектоники, а через учение о формациях является мощнейшим инструментом познания геологического строения и геологической истории Земли и ее отдельных регионов.

Осадочные породы имеют огромное экономическое значение. Так, в них сосредоточено практически 100 % мировых запасов горючих ископаемых (нефть, газ, уголь, горючие сланцы, торф), 100 % марганцевых, цирконо-гафниевых руд и калийных солей, 80–90 % железных, магниевых, титановых, кобальтовых, урановых руд и руд редкоземельных элементов, фосфоритов и серы, от 50 до 80 % медных, никелевых, оловянных, тантало-ниобиевых руд, львиная доля сырья для строительной, химической и других отраслей промышленности. В целом полезные ископаемые осадочного происхождения по своей общей стоимости составляют не менее 75–80 % общей стоимости всех полезных ископаемых, добываемых человечеством (Пустовалов, 1964). Примерно подобный порядок цифр сохраняется и ныне. Нельзя не отметить и такое важнейшее осадочное образование, как почвы — продукт биосферы и абсолютно необходимый фактор существования наземной биоты, и человечества в том числе.

Таким образом, практически вся жизнедеятельность человечества, само существование цивилизации в прямом и переносном смысле слова базируется и развивается на осадочных образованиях.

Сравнение среднего *химического состава* осадочных пород с составом гранитогнейсовой оболочки и земной коры в целом (где наряду с осадочными и кислыми магматическими породами присутствуют и, видимо, даже преобладают основные породы) показывает, что каких-либо кардинальных различий по содержанию главных компонентов не отмечается (табл. 1.1). Это касается как набора основных элементов (или оксидов), так и их концентраций. Вместе с тем некоторые важные отличия существуют. Из них прежде всего необходимо отметить повышенное содержание в осадочном комплексе кальция (в 2,5 раза больше, чем в гранитогнейсовой оболочке), резко повышенное содержание органического углерода, уголекислоты, воды, а также летучих — серы, хлора, фтора (в 5–10 раз).

Интересно отметить и некоторые изменения в *отношениях* содержаний ряда важных компонентов. Так, в осадоч-

Таблица 1.1

Средний химический состав осадочных пород Земли, гранитно-метаморфической оболочки и земной коры в целом (Ронов, 1980, 1993)

Оболочки	Средний химический состав, % (по массе)												
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	C <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Остальное	Сумма
Осадочная оболочка с эффузивами	51,02	12,67	2,56	2,8	3,24	10,54	1,92	2,18	0,46	7,68	3,23	1,7	100
Осадочные породы без эффузивов	50,37	11,99	2,42	2,38	2,96	10,92	1,73	2,33	0,54	8,99	3,6	1,77	100
Гранитно-метаморфическая оболочка	63,81	14,92	1,75	3,68	2,83	4,08	3,02	2,84	0,05	0,9	1,17	0,95	100
Земная кора в целом	55,24	14,55	2,42	5,86	5,37	8,12	2,44	1,61	0,07	1,44	1,46	1,42	100

ном комплексе трехвалентное железо преобладает над двухвалентным, а в земной коре это отношение обратное. Явление это связано с общей окислительной обстановкой зоны осадконакопления. Аналогичным образом соотношение натрия и калия меняется в осадочных породах в сторону последнего. Возможно, это обусловлено вхождением калия в состав глинистых пород — самых распространенных пород в стратосфере.

Различия же в *минеральном составе* магматических и осадочных пород неизмеримо более существенны, если не сказать кардинальны (табл. 1.2). Можно наметить три группы минералов: 1) встречающиеся как в магматических, так и в осадочных породах; 2) встречающиеся практически только в магматических породах; 3) встречающиеся практически только в осадочных породах. Среди первых это лишь силикатные минералы — кварц и полевые шпаты; при этом соотношения их в генетически разных породах существенно различны — в осадочных породах примерно вдвое увеличивается содержание кварца, но в 5–7 раз сокращается количество полевых

Таблица 1.2

Средний минеральный состав магматических и осадочных пород, %

Минералы	Магматические породы		Осадочные породы	
	Барт, 1948	Швецов, 1958	Швецов, 1958	Кузнецов, 2003
Кварц	12,4	20,4	34,8	20–22
Полевые шпаты	60,2	50,25	15,57	8–10
Пироксены	12	12,9	—	—
Амфиболы	1,7	1,6	—	—
Оливин	2,6	2,65	—	—
Биотит	3,8	3,86	—	—
Мусковит	1,4	?	—	—
Магнетит, ильменит, гематит	4,1	4,6	0,09	—
Глинистые минералы	—	—	29,62	40–45
Кальцит	—	—	4,25	} 20–25
Доломит	—	—	9,07	
Гипс, ангидрит, галит	—	—	0,97	1–2
Опал, халцедон	—	—	—	2–3



шпатов, причем практически исчезают средние и основные плагиоклазы и относительно возрастает роль калиевых полевых шпатов. В осадочных породах практически отсутствуют феррические минералы (оливин, пироксены, амфиболы, биотит, магнетит), являющиеся породообразующими в средних и основных магматических породах (вторая группа минералов). Основу же осадочных пород составляют новообразованные, характерные именно для них минералы — глинистые (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит и др.), карбонаты кальция и магния, в меньшей степени сульфаты, галогениды (галлоиды), лимонит, опал (третья группа).

Принципиальное различие между относительно близким химическим и резко различным минеральным составом магматических и осадочных пород видно на диаграмме А.Н. Заварицкого (рис. 1.1). В вершинах треугольника он скомпоновал оксиды, обладающие, по его мнению, разной геохимической подвижностью. Оказалось, что в этих координатах магматические породы при всем их разнообразии занимают

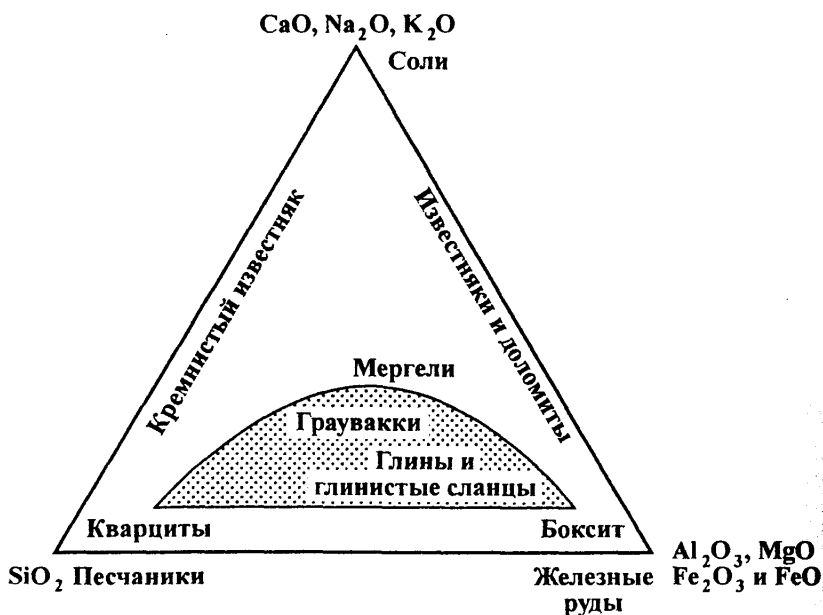


Рис. 1.1. Треугольная диаграмма химического состава магматических и осадочных пород (по А.Н. Заварицкому, 1932). Заштриховано поле составов изверженных пород

лишь незначительную часть треугольной диаграммы. Осадочные же породы распространены по всему полю этой диаграммы, и лишь глинистые породы и граувакки соответствуют по своему химизму магматическим. Принципиально важно, что среди осадочных пород есть весьма «чистые» линии, т.е. мономинеральные породы, состоящие практически из одного минерала — кварцевые песчаники, трепела и опки, известняки, доломиты, гипсы, соли и т.д. В этом проявляется открытое позднее, чем была составлена эта диаграмма, явление осадочной дифференциации вещества — глобально развитое и составляющее, по-видимому, один из характернейших и важнейших результатов осадочного процесса.

## 1.2. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ

Осадочная горная порода, равно как и любая другая порода, представляет собой особый уровень организации вещества, более высокий, чем минеральный уровень. Каждый минерал обладает по крайней мере двумя необходимыми, внутренне ему одному присущими свойствами — химическим составом и внутренней структурой: аморфной или упорядоченной — кристаллической; в последнем случае определяющим является строение, структура пространственной кристаллической решетки. Именно эти два показателя обуславливают основные внешние черты минерала — симметрию и облик кристаллов, а также его свойства — цвет, твердость, спайность и т.п. Горная же порода является закономерной ассоциацией минералов, поэтому она характеризуется, в основном, не химическим, а минеральным составом, и наличие мономинеральных пород (кварцевых песчаников, опок, ангидритов и т.д.) ни в коей мере не опровергает этого положения. Более того, именно на их примере наглядно виден абсолютный примат минерального состава над химическим. Например, при общем химическом составе  $\text{SiO}_2$  это может быть либо минерал кварц, и тогда состоящая из него порода будет кварцевым песчаником, либо халцедон, из которого состоят кремни, фтаниты и другие подобные породы.

Но сам по себе набор минералов еще не определяет принадлежности к той или иной конкретной породе. Это положение легко проиллюстрировать несложным примером. Зада-

димся простым на первый взгляд вопросом: можно ли, а если можно, то как назвать породу, состоящую из кварца, калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов и небольшого количества слюд? Как правило, первый и поспешный ответ на этот вопрос достаточно типичен — гранит. Но ведь такой же состав имеют и многие песчаники. Следовательно, для того чтобы различить эти породы, необходимо использовать еще один показатель — структуру, т.е. характер слагающих породу фрагментов: кристаллов в первом случае и обломочных зерен во втором. Однако и введение этого показателя не всегда решает проблему. В рассматриваемом примере кристаллическую (точнее, кристалломорфную) структуру имеют как граниты, так и, при том же минеральном составе, — гнейсы. Для разделения этих пород необходим еще один показатель — характер взаимного расположения слагающих породу минералов, ее текстура. В гранитах она массивная, в гнейсах — полосчатая, гнейсовидная, связанная с ориентированным расположением кристаллов. Еще один пример из чисто осадочных горных пород. При одном и том же опаловом минеральном составе порода может быть опокой (с аморфной структурой), а может быть диатомитом (с органогенной структурой).

Таким образом, для определения и описания горной породы требуется охарактеризовать три необходимых и достаточных свойства или признака — ее минеральный состав, структуру и текстуру. Последние два понятия — структура и текстура — в отечественной научной литературе нередко объединяется единым термином — строение породы. Аналогичные понятия имеются и в зарубежной литературе. В английском языке это *fabric*, в немецком *das Gefüge*.

Характер осадочной горной породы, ее состав, во многом структура и текстура определяются соотношением основных составных частей, или, точнее, генетических составных частей породы. Они подразделяются на две большие группы (табл. 1.3). Первая — аллотигенные (аллохтонные) компоненты. Это фрагменты, принесенные в данную породу извне, уже сформировавшиеся где-то в других местах и часто в результате иных, неосадочных процессов. Вторая группа — это аутигенные (автохтонные) компоненты, которые образуются на месте своего нахождения — *in situ*. При этом время образования последних не лимитируется. Другими словами, это могут быть компоненты, отложенные на стадии седиментогенеза, но они могут образоваться и в результате постседи-

Таблица 1.3

Основные составные части (компоненты) осадочных горных пород

По месту образования компонентов	По механизму образования компонентов		Примеры пород
Аллохтонные — принесенные извне (аллохтонные)	Вулканогенные (вулканические)		Пирокластические туфы и туффиты
	Обломочные (кластические, кластогенные)	Терригенные (обломочный материал образовался на суше)	Конгломераты, песчаники
		Эдафогенные (обломочный материал образовался на дне океана)	Глыбовые накопления, песчано-алевролитовые и другие осадки
Аутигенные — образовавшиеся на месте нахождения (автохтонные)	Хемогенные (седиментационные, диа- и катагенетические)		Гипсы, каменная соль, метасоматические доломиты
	Органогенные		Диатомиты, органогенные известняки

ментационных процессов на стадии диа- или катагенеза. Разделение их по времени, по стадиям образования — это отдельная задача, решаемая стадийным анализом.

Среди аллохтонных в свою очередь выделяются два вида. Наиболее распространенными и важными являются обломочные (кластические, кластогенные: от *clast* — обломок). Это обломки, образовавшиеся при разрушении более древних пород, вне зависимости от их типа, возраста, состава и происхождения, принесенные извне и отложенные чисто механическим путем. До недавнего времени синонимом этого типа был термин «терригенный» (от *terra* — земля, т.е. образующиеся при разрушении суши). В настоящее время установлено, что породы океанического дна, не выходящие выше уровня моря, т.е. подводные, тоже разрушаются и образуют обломочные отложения из «собственного», океанического материала. Этот материал получил название эдафогенного. Таким образом, обломочные, или кластогенные, компоненты могут быть двух видов — терригенные и эдафогенные.

Другим видом аллотигенных компонентов являются вулканические продукты в виде обломков вулканических пород. Среди них различают обломки, состоящие только из вулканического стекла — витрокласты, только из кристаллов-вкрапленников или их агрегатов — кристаллокласты, и, наконец,

из кристаллов-вкрапленников вместе со стеклом — вулканокласты. Обособление вулканогенного материала от обломочного, кластического обусловлено его специфическим происхождением за счет вулканических извержений, а не путем разрушения более древних, в том числе уже застывших вулканических пород.

Автохтонные (аутигенные) компоненты также подразделяются на два типа. Полностью аутигенными являются химически осажденные (хемогенные) образования, причем, как указывалось выше, не важно, образовались они в процессе седиментации, при диа- или катагенезе. Практически автохтонными являются и органические образования в виде остатков скелетов организмов: как одиночных, так и колониальных, как внутренних (кости), так и внешних (раковины). По сути дела мы имеем здесь дело с биокостным веществом, т.е. минеральными соединениями разного состава, образовавшимися в результате жизнедеятельности организмов. Лишь незначительная часть органогенных компонентов имеет аллохтонный характер — углистые включения, принесенные с суши в морские отложения, остатки активно плавающего нектона и некоторые другие. Однако это все-таки исключения, и их количественная роль весьма незначительна. В абсолютном большинстве случаев даже перенос органических остатков после отмирания организмов не только осуществляется в пределах того же бассейна седиментации, но и происходит на очень небольшие расстояния, т.е. практически они захороняются там же, где и образуются.

Таким образом, основную породообразующую роль играют четыре генетически различные составные части — вулканогенная, обломочная, органогенная и хемогенная. Совершенно ясно, что наличие всех составных частей в одной породе не только не обязательно, но и весьма редко. Встречаются породы, образованные одной из этих частей (например, гипс или ангидрит), однако наиболее обычны породы, где присутствуют две-три составные части (например, песчаник с карбонатным цементом или такой же песчаник с остатками раковин).

Само же наличие тех или иных составных частей, их набор и количественные соотношения обусловлены составом участвующих в образовании осадочных пород веществ, условиями и механизмами их образования и преобразования.

Важно отметить, что это именно ведущие, породообразующие компоненты, так как роль других (чаще всего указывается на космический материал) ничтожна.



### 1.3. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Строение осадочной горной породы, как указывалось выше, характеризуется двумя показателями — их структурой и текстурой. Под *структурой породы* понимается совокупность признаков, определяемых морфологическими характеристиками отдельных составных частей породы, т.е. слагающих ее фрагментов — их типом, формой, размером, однородностью или неоднородностью этих размеров и т.д. Эти показатели частично определяются при визуальном изучении образцов, штуфов, а иногда и естественных обнажений и горных выработок. Так, лишь в обнажении можно определить структуру крупногалечных конгломератов; структура гравелитов, дресвитов, некоторых органогенных известняков может быть установлена в образцах (для этих целей иногда очень хороши пришлифовки). Многие же структуры, если не большинство их, более надежно устанавливаются и подробнее описываются в шлифах под микроскопом. В зависимости от размерности фрагментов, т.е. возможности изучать структуру невооруженным глазом или под микроскопом, различают макроструктуру и микроструктуру.

Под *текстурой* понимается характер взаимного расположения, пространственного взаимоотношения фрагментов породы. Другими словами, это сложение породы, обусловленное ориентировкой составных частей породы, типом их взаимного расположения, способом выполнения пространства. Текстуры, как правило, более «крупноразмерны», выделяются и описываются в поле и крупных штуфах. К текстурам относятся большинство видов слоистости (типичная текстура именно осадочных пород), знаки ряби и т.д. Ряд текстур неплохо виден и в отдельных образцах, но чаще всего текстура породы в образце, а тем более в керне из-за их относительно небольших размеров определяется как массивная, что отнюдь не отражает истинной текстуры породы (см. далее — раздел 1.3.1). Вместе с тем некоторые виды текстур удается наблюдать и в шлифах. К ним относится микрослоистость, в том числе градационная, микростилолиты и т.д.

Достаточно сложными могут быть соотношения структур и текстур для породы в целом и отдельных слагающих ее элементов. Наглядным примером этого является, в частности, оолитовый известняк. Поскольку основной породообразующий компонент породы — оолиты — имеют свои размеры,

форму, однородность и т.д., для подобной породы с полным основанием используется термин «оолитовая структура» или «известняк оолитовой структуры». Вместе с тем сами оолиты состоят из особым образом расположенных кристаллов, т.е. имеют свою внутреннюю кристаллическую *структуру*, а своеобразии расположения агрегатов этих кристаллов в пространстве и друг относительно друга определяет и свою внутреннюю *текстуру* конкретного оолита. На этом примере еще раз можно убедиться в иерархичности геологических образований, наличии разных уровней организации. Так, на уровне оолита его структурой будет кристаллическая, а текстура концентрическая и радиально-лучистая. На уровне же породы оолиты выступают уже как компонент породы, и структура породы будет оолитовая.

Подобные сложности определяют то обстоятельство, что установить четкую грань между структурой и текстурой при петрографических исследованиях, особенно стандартных и массовых, удается далеко не всегда. Это иногда приводит к тому, что под структурой понимается лишь строение, устанавливаемое при микроскопических исследованиях, а под текстурой — при макроскопических. Как ясно из приведенных выше материалов, подобные представления не обоснованы. Вместе с тем нельзя не признать, что текстуры в целом являются более «крупноразмерной» чертой строения породы, чем структуры. Подобные нечеткости не отрицают важности и необходимости различать эти понятия, а главное, характеристики, связанные с особенностями строения слагающих породу фрагментов (структур) и их взаимным расположением в пространстве (текстур).

Строго говоря, дословный перевод латинских слов структура (*structura*) и текстура (*textura*) весьма близок и означает строение, взаиморасположение и связь составных частей, поэтому использовать буквальное значение этих терминов неправомерно, они как бы потеряли свой первичный смысл и имеют ныне самостоятельное и отличное друг от друга значение.

Следует, наконец, отметить еще одно обстоятельство, являющееся, видимо, следствием первично близкого значения этих терминов. В англоязычной литературе термины *structure* и *texture* часто употребляются в прямо противоположном смысле, нежели в литературе отечественной и немецкой (*die Struktur* и *die Textur*), т.е. характеристика фрагментов породы описывается термином *texture*, а их взаимное расположение — *structure*. Вместе с тем многозначность слова

«структура» не позволяет утверждать, что такой перевод (*structure* – текстура, *texture* – структура) всегда однозначно правильный. По контексту иногда, хотя и не часто, может быть «прямое», соответствующее русскому значению.

Поскольку изучение горной породы в поле, а также в лабораторных условиях и на лабораторных занятиях в учебном процессе начинается с описания образца породы, рассмотрим вначале более «крупноразмерные» характеристики породы, т.е. ее текстуру, и лишь затем структуру, которая, как отмечалось выше, чаще изучается в шлифах.

Иллюстрации и описания многих текстур и структур осадочных горных пород имеются в специальных изданиях («Атлас текстур...», т. 1, 1962, т. 2, 1969, т. 3, 1973; «Атлас структур...», 1974; «Осадочные породы...», 1987, 1990), многочисленных работах, посвященных более конкретным объектам (например, Ботвинкина, 1962; «Обстановки осадконакопления...», 1990; Рейнек, Сингх, 1981 и др.), а также в прекрасно выполненных в цвете зарубежных изданиях («A Color Illustrated...», 1978, 1979; «Sandstone Petrology», 2002; Scholle, Ulmer-Scholle, 2003).

### 1.3.1. НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ ТЕКСТУР ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Текстуры осадочных пород чрезвычайно разнообразны; многие из них образуются при определенных условиях и поэтому имеют очень важное генетическое значение, происхождение других до сих пор неясно. Нет, естественно, и сколько-нибудь всеобъемлющей систематики текстур. В первом приближении большую часть текстур можно объединить в три группы – слоистые, внутрислоевые и на границах слоев.

**Слоистость** является одним из наиболее характерных свойств осадочных образований, недаром осадочную оболочку Земли называют стратисферой (от лат. *stratum* – матрас, настил, пласт). Она выражается в чередовании слоев разного петрографического состава (известняки – доломиты, песчаники – глины), разной гранулометрии (песчаники мелко- и среднезернистые и др.), разного цвета или любых других показателей. Образование слоев связано с изменением условий седиментации, и очень часто они обособляются друг от друга поверхностями наслоения (слоевыми швами), которые отражают либо краткие паузы в седиментации, либо

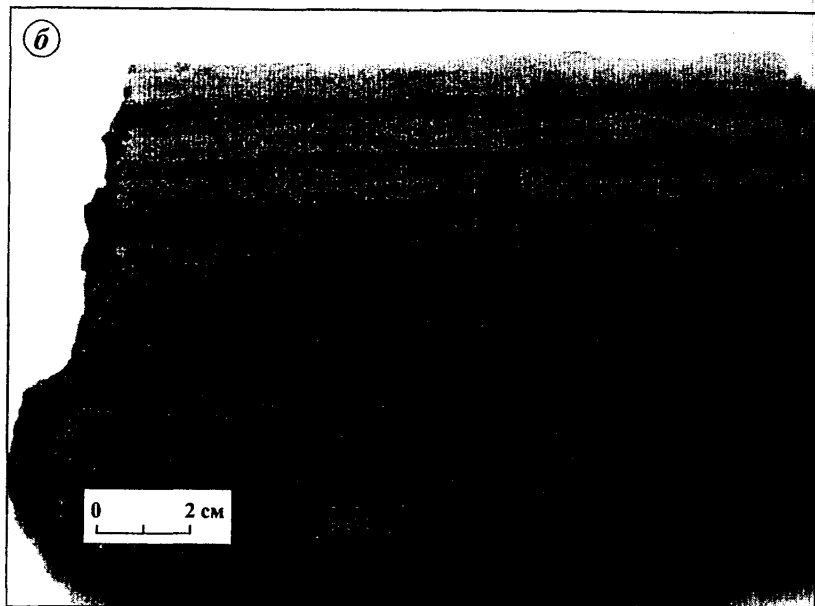
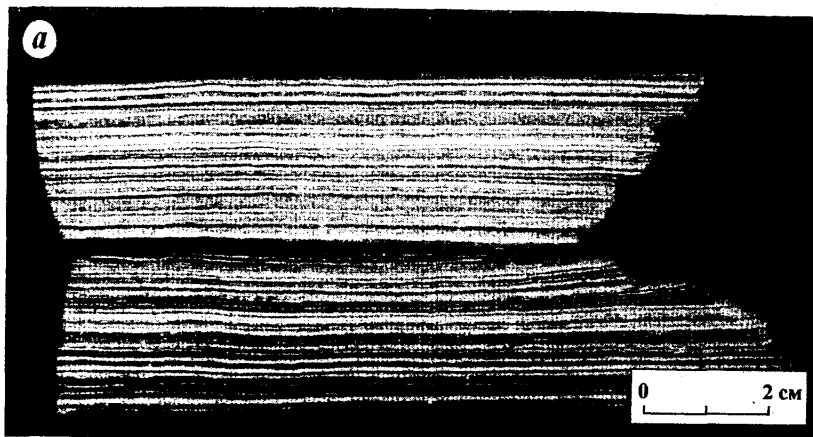
Таблица 1.4

Схема подразделения слоев по их мощности (толщине)

Атлас текстур..., 1962, с. 37		Прошляков, Кузнецов, 1991, с. 89		Геологический словарь, 1978, т. II, с. 240	
Пласты	Мощ- ность, см	Пласты	Мощ- ность, см	Слоистость	Мощ- ность, см
Глыбовые или массив- ные	>50	Массивно- слоистые	>50	Очень круп- ная	>100
Крупнослои- стые	10–50	Толстослои- стые	5–50	Крупная	50–100
				Средняя	25–50
Среднеслои- стые	2–10	Среднеслои- стые	2–5	Мелкая	10–25
Тонкослои- стые	0,02–2	Тонкослои- стые	0,1–2	Тонкая	1–10
				Очень тон- кая	0,01–1,0
Листоватые или микро- слоистые	<0,02	Микрослои- стые	<0,1	Микрослои- стость	<0,01

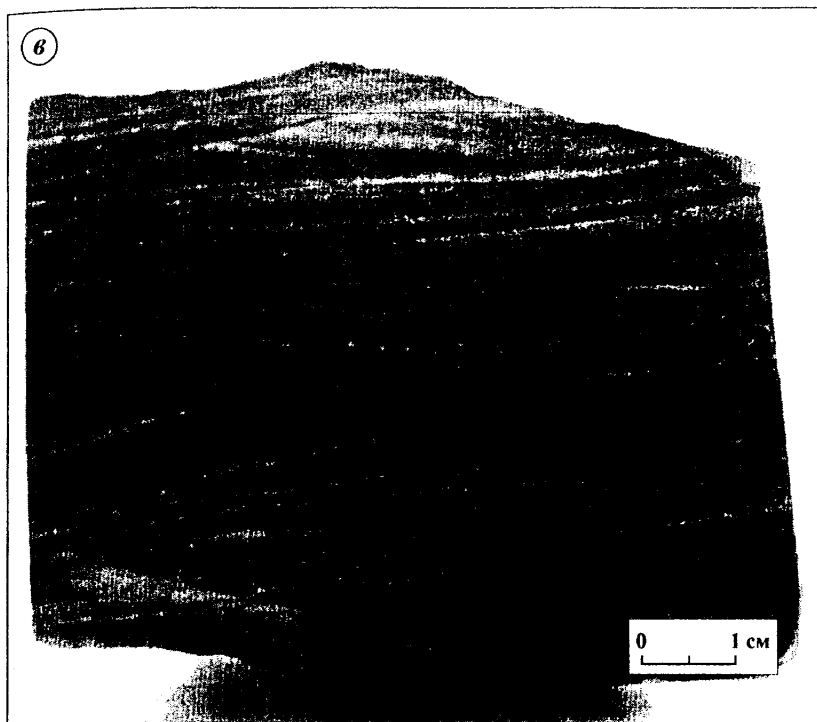
Данбар, Роджерс, 1962, с. 109		Петтиджон, 1981, с. 133		Pfeiffer et al., s. 215			
Название	Мощность, см	Название	Мощность, см	Пласты (Schichten)	Мощность, см		
Слои (beds)	Очень толсто-слоистые (very thick-bedded)	>100	Слои	Толсто-слоистые	>120	Массивные (massig)	>200
	Толсто-слоистые (thick-bedded)	30-100		Толстые	60-120	Толсто-слоистые (dick bankig)	63-200
	Среднеслоистые (medium-bedded)	10-30				Слоистые (bankig)	20-63
	Тонкослоистые (thin-bedded)	3-10		Тонкие	5-60	Тонкослоистые (dünn bankig)	6,3-20
	Очень тонкослоистые (very thin-bedded)	1-3				Плитчатые (plattig)	2-6,3
Проилластки (laminae)	Полосчатые (laminated)	0,3-1	Слойки		<1	Тонко-плитчатые (dünn plattig)	0,63-2
	Тонкополосчатые (thinly laminated)	<0,3				Листоватый (blatrig)	0,2-0,63
						Тонколистоватый (dünn blatrig)	<0,2





**Рис. 1.2. Некоторые типы слоистых текстур:**  
*a* — горизонтальная микро-тонкослоистая (Армения; средний миоцен); *б* — пологоволнистая (Северный Кавказ; нижний титон); *в* — линзовидно-слоистая и перекрестно-слоистая, местами со срезанием

резкие изменения условий, либо, наконец, поверхности эрозии. Обычно подразделение слоистости производится прежде всего по мощности (толщине) отдельных слоев. В первом



приближении различают текстуру толстослоистую — при мощности отдельных слоев более 1 м, среднеслоистую (0,1–1,0 м), тонкослоистую (0,001–0,1 м) и микрослоистую (< 0,001 м). В англоязычной литературе обычно различают слой мощностью более 1 см (*bed*, множественное число *beds*) и пропласток, слоев мощностью менее 1 см (*lamina*, множественное число *laminae*). Существуют и более дробные подразделения, однако граничные размеры отдельных типов, как и сами названия, далеко не всегда совпадают (табл. 1.4).

По морфологическим признакам различают слоистость горизонтальную, пологоволнистую, линзовидную и т.д. (рис. 1.2).

Своеобразным типом горизонтальной слоистости является так называемая градационная слоистость (*graded bedding*). Здесь текстурный признак — слоистость — как бы комплексирована со структурным — с изменением размерности слагающих пласт зерен. Суть этой слоистости заключается в том, что в слое снизу вверх последовательно сокращается

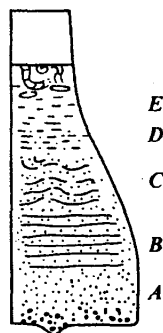
размер обломков; при этом может происходить и смена отдельных типов пород. Так, крупнозернистые песчаники подошвы в кровле сменяются не только песчаниками мелкозернистыми, но и глинами. Подобная слоистость весьма характерна для отложений мутьевых или турбидитных потоков (*turbidity current*), которые образуются на подводных склонах и у их подножий. Нижняя часть такого пласта — это обломочные отложения турбидитного потока с градационной слоистостью и своими внутренними текстурами, а верхняя — тонкие собственно пелагические образования. Подобный генетически связанный набор получил название многослоя, или цикла Боумы, по имени описавшего его ученого (рис. 1.3). Градационная слоистость без характерных для турбидитов особенностей (эрозионный контакт, внутрислоевые текстуры и др.) отмечается и в мелководных условиях, например, при осаждении из богатых взвесью паводковых вод и др.

Масштаб слоистости показывает, что эта текстура является не только, а часто не столько свойством горной породы, сколько свойством комплекса отложений — породно-слоевых ассоциаций. Поэтому эта текстура изучается в основном в обнажениях и крупных штуфах, реже в образцах и еще реже под микроскопом. При описании в образце и шлифе необходимо отметить характер проявления слоистости (изменение состава, цвета, включения и т.д.), ее морфологический тип, характер границ и другие показатели. При отсутствии в образце слоистости неточно говорить о массивной текстуре; правильнее использовать более нейтральные формулировки типа «слоистость в образце не установлена» или, хуже, — «текстура в пределах образца массивная».

Среди **внутрислоевых текстур** отметим прежде всего **косую слоистость**. Она проявляется в том, что в пределах пласта, ограниченного более или менее параллельными границами, наблюдается более мелкая, наклонная к этим границам слоистость. Подобные текстуры наблюдаются в песчаниках, иногда в известняках и возникают при поступательных движениях транспортирующей среды — водной или воздушной. Существует масса разновидностей косой слоистости, которые во многом определяются конкретными условиями осадконакопления. В самом общем виде по типу косой слоистости возможно различать субаквальные (водные) и субазральные (воздушные) обстановки. Так, в золотых отложениях косо-слоистые серии достигают иногда 12–30 м, в то время как в водных их мощность не превышает 1,0–1,5 м. Золотая косая слоистость в отличие от речной характеризуется волнистыми

**Рис. 1.3. Стандартный идеализированный разрез обломочных среднезернистых турбидитов Боумы:**  
**А** — песчаники массивные или градированные по размеру; **В** — песчаники с параллельной слоистостью; **С** — песчаники с рябью течений; **Д** — мелкозернистые песчаники и алевролиты с параллельной слоистостью; **Е** — тонкозернистые осадки, снизу турбидитные, сверху пелагические, нередко биотурбириванные

**Среднезернистый турбидит (классический)**



**Рис. 1.4. Зарисовка текстуры подводного оползания в микрослоистых озерных доломитах и известняках. Малый Каратау, Казахстан. Верхняя юра**



слоями, непостоянством и изменением углов падения, частым срезанием одних слоев другими. В обоих случаях направление падения косых слоев указывает направление движения транспортирующей среды, т.е. переноса.

Внутри слоя нередко отмечаются различные включения, неправильные напластования, взаимные срезания и т.д. Это создает огромное морфологическое разнообразие текстур, многие из которых с их возможной генетической интерпретацией описаны в специальных монографиях и статьях (Ботвинкина, 1962; Кутырев, 1968; Лидер, 1986; Рейнек, Сингх, 1981 и др.).

Своеобразными внутрислоевыми текстурами являются сложно построенные запрокинутые *микроскладки подводного оползания* слабо литифицированных осадков, которые образуют интенсивно деформированный горизонт среди параллельно слоистых отложений и которые нередко удается наблюдать и в образцах (рис. 1.4).

Внутри пластов, а также на их границах в относительно легко растворимых породах — известняках, доломитах, ангидритах, но иногда и в песчаниках — наблюдаются *стило-*



Рис. 1.5. Стиллолитовые швы в микрозернистом известняке. Западный Узбекистан. Келловей – оксфорд. Диаметр зерна 7,5 см

литовые текстуры, или — в плоском сечении — стиллолитовые швы (рис. 1.5, 1.6). Это бугорчатые пилообразные линии (в пространстве — бугристые поверхности) с амплитудой отдельных зубцов, достигающей иногда нескольких десятков сантиметров. Эти поверхности (швы) фиксируются обычно тонкими глинистыми прослойками, иногда зернами обломочного кварца, нередко битумным материалом. Формирование их связано с неравномерным растворением под давлением. Дело в том, что при первичной не идеально ровной поверхности давление будет больше на выпуклых и вогнутых участках и меньше — на склонах между ними. Поскольку в условиях более высоких давлений растворение происходит более интенсивно, участки породы над выпуклостью, равно как и под вогнутостью, растворяются быстрее, и первичная весьма слабо выраженная неровность становится все более резкой, бугристой.

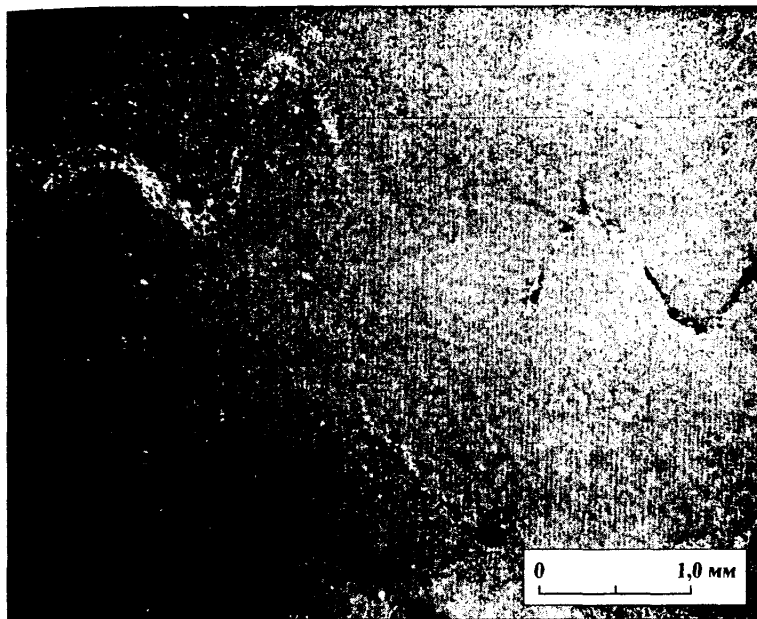


Рис. 1.6. Микрофотография стилолитового шва в микрозернистом известняке. Видно сгущение глинистого материала в вершинах шипов и почти полное его выжимание в вертикальных участках зубьев. Западный Узбекистан. Келловей – оксфорд

При растворении и выносе растворенного вещества остается нерастворимый, чаще всего глинистый материал, который концентрируется на этой бугристой поверхности и особенно на вершинах зубцов. Взаимное перемещение выше- и нижележащих пород по стилолитовой поверхности отмечается также бороздами и зеркалами скольжения на гранях зубьев и шипов. Подобные текстуры нередко наблюдаются также в образцах и даже шлифах. При этом можно выяснить ряд весьма интересных подробностей и деталей вторичных преобразований изучаемой породы, в частности, определить степень усадки и количество растворенного и вынесенного материала. Например, если стилолит пересек оолит, то от бывшей округлой формы остаются лишь два сегмента. Мысленно раздвигая эти сегменты до получения исходного круга, можно установить величину сокращения первичного объема (рис. 1.7). Аналогичная операция возможна в случае любого фрагмента породы, любого форменного элемента, первичную форму и размер которого несложно восстановить — по сте-

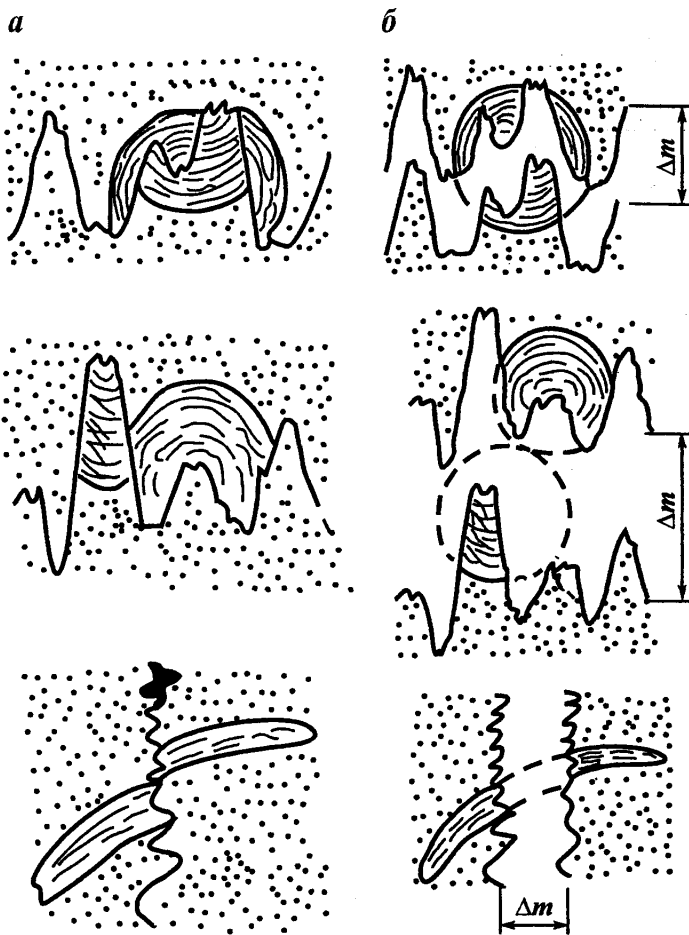


Рис. 1.7. Принципиальная схема определения величины усадки за счет растворения и выноса вещества при стилолитообразовании:

а — наблюдаемое современное положение; б — реконструированное первичное положение.

$\Delta m$  — минимальная величина усадки (сокращения мощности)

пени сдвига отдельных частей раковины, заметной прослойки и т.д.

Стилолиты формируются не только под действием вертикального давления вышележащих слоев. В случае бокового давления подобные текстуры возникают по трещинам, и стилолиты секут пласты. В этом случае по ориентировке зуб-

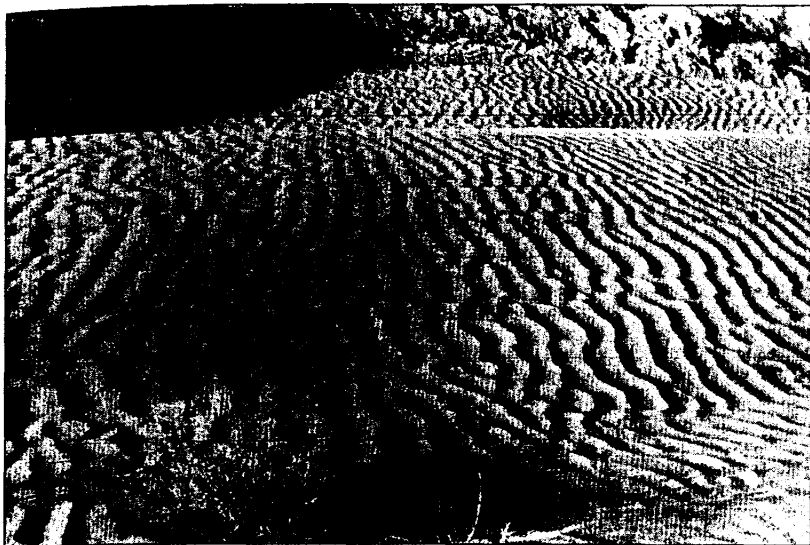


Рис. 1.8. Современная золотая рябь. Центральные Кызылкумы

цов по странам света можно реконструировать направление стрессовых тектонических напряжений.

Одной из весьма распространенных **текстур поверхности слоев** являются **знаки ряби** (рис. 1.8). Они образуют систему более или менее параллельных валиков и связанных с ними ложбин, которые наблюдаются на поверхности песчано-алевролитовых и карбонатных пород. Симметричная в поперечном сечении рябь образуется в водной среде в обстановке волнения, асимметричная — при поступательном одностороннем движении в водной или воздушной среде, причем крутые склоны направлены в сторону движения (табл. 1.5).

Среди других абиогенных текстур поверхности слоев можно отметить **борозды и желоба промыва, следы волочения твердых предметов, трещины усыхания** и др. (рис. 1.9).

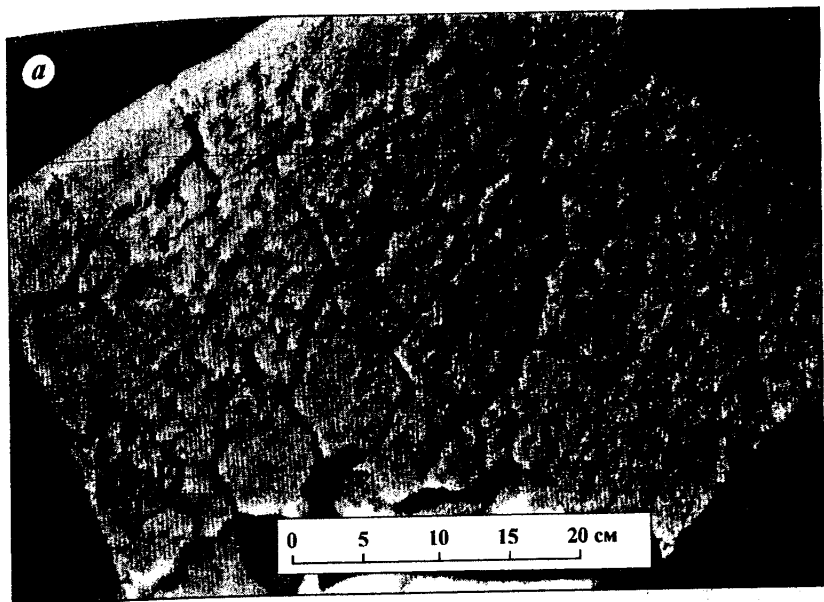
Многочисленны и разнообразны различные **биогенные текстуры**. Это следы ползания, зарывания, сверления и т.д. Деятельность илоедов и другой инфуны (т.е. организмов, живущих в толще осадка) создает большое разнообразие биотурбированных (возникших за счет переработки осадка организмами) текстур. Они располагаются не только



Таблица 1.5

Признаки знаков ряби различных типов  
(по «Атласу текстур и структур осадочных горных пород» (т. 1, 1962)  
и «Методам изучения осадочных пород» (т. 1, 1957))

Основные признаки	Водная рябь		Эоловая (ветровая) рябь
	волновая	течений	
Длина волны $l$ (расстояние между вершинами гребней)	От 0,5 до 50 см, обычно 2—10 см	Колеблется в широких пределах: от 2—3 см до 2—3 м	Обычно от 1 до 10 см, реже до 25 см
Высота волны $h$ (превышение гребня над ложбиной)	От немногих миллиметров до нескольких сантиметров. В одной системе равномерная, почти не изменяющаяся	Колеблется в широких пределах: от 2—3 мм до 40—50 см. Быстро меняется по простираанию	Обычно несколько миллиметров. Меняется по простираанию
Индекс ряби (отношение расстояния между вершинами соседних валиков к их высоте $l/h$ )	В пределах 5—10; у волноприбойных — 5—20	Низкий: 4—10	Высокий: больше 15, иногда до 100
Форма	Симметричная. Гребни острые, иногда округленные, углубления полого округлые, более широкие, чем гребни. В волноприбойной зоне могут быть асимметричны. Хребтики относительно параллельны	Асимметричная. Крутой склон направлен по течению. Хребтики прямолинейные, волнисто и дугообразно изогнуты, различной длины, иногда короткие	Асимметричная с пологим наветренным склоном. Хребтики дугообразно изогнуты
Взаимоотношение в плане	Хребтики приблизительно параллельны и расположены на примерно равных расстояниях друг от друга	Хребтики обычно почти параллельны и находятся на приблизительно равных расстояниях; при вихревых движениях воды могут располагаться беспорядочно	Близкое к параллельному расположение хребтиков
Ориентировка в пространстве	Обычно параллельна береговой линии	В общем случае хребтики перпендикулярны направлению течения	Разнообразная — в зависимости от направления ветра
Внутреннее строение	Легкий материал скапливается на гребнях, более тяжелый — в углублениях		На хребтиках зерна крупнее, чем в углублениях



**Рис. 1.9. Ископаемые трещины усыхания на поверхности микрозернистых доломитов:**  
*a* — Северный Кавказ. Верхний титон; *б* — окрестности Гейдельберга, Германия. Средний мушелькальк (триас)

на поверхности слоя, но и проникают внутрь его, т.е. текстуры поверхности слоя переходят в текстуры внутри-слоевые.

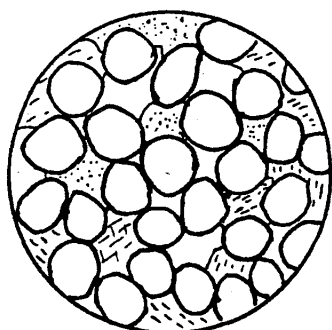
### 1.3.2. СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Структуры осадочных пород достаточно разнообразны и обычно различны для различных типов пород. Поэтому здесь рассмотрены лишь самые общие сведения о структурах, так как детальнее они рассматриваются при характеристике конкретных типов пород. Практически все виды структур осадочных горных пород можно подразделить на пять основных типов: аморфную, обломочную (кластолитовую, кластическую), кристаллическую (кристаллически-зернистую, кристаллитовую), органогенную (органоморфную, органолитовую, биогенную, биоморфную) и сферово-агрегатную, или сферово-сгустковую.

Подобное подразделение с точки зрения формальной логики и правил построения классификаций не совсем корректно. Вещество, слагающее породы с четырьмя последними видами структур, имеет кристаллическое строение, но сами кристаллы образуют разные морфологические формы — обломки, оолиты, стенки раковин и т.д. Строго говоря, на первом уровне деления необходимо выделить две группы — аморфную и кристаллическую в широком смысле (*sensu lato* — s. 1.). А затем последнюю по типу форменных элементов подразделить на обломочную, биоморфную, сферово-сгустковую и кристаллическую в узком смысле слова (*sensu stricto* — s. s.) (рис. 1.10).

**Аморфные структуры** характерны для пород, сложенных аморфными минералами, и прежде всего опалом, — опок, трепелов, а также для некоторых фосфоритов. Аналогична структура цемента, представленного теми же минералами.

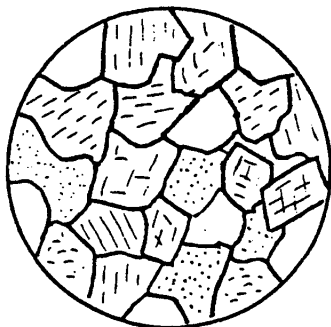
**Обломочные структуры** типичны для обломочных кварцевых и кварц-силикатных пород, но встречаются также и в карбонатных, реже в сульфатных породах, бокситах. В породах с обломочной структурой более 50 % ее объема представлено обломками того или иного состава, размера и формы (рис. 1.11). Естественно, что характеристика этих структур включает прежде всего и главным образом характеристику обломков. Основное подразделение производится по размеру обломков, причем в нашей стране наиболее распространена и употребительна десятичная система подразделения. В соот-



Обломочная



Органогенная



Кристаллическая



Сферово-сгустковая

Рис. 1.10. Основные структуры осадочных горных пород

ветствии с ней выделяется пелитовая структура с размером частиц менее 0,01 мм (в настоящее время все более часто верхней границей пелитовой размерности считается 0,005 мм), алевритовая с размерами 0,01–0,1 мм, псаммитовая с размерами 0,1–1,0 мм и псефитовая, размер обломков которой более 1 мм. Кроме размеров характеристика этих структур включает морфологию обломков, однородность или неоднородность их размеров (отсортированность) и другие показатели. Более подробно обломочные структуры охарактеризованы в гл. 5.

**Кристаллические (s. s.) структуры** характерны для многих хемогенных и вторично преобразованных пород — гипсов, ангидритов, солей, многих известняков, доломитов и т.д. Кри-

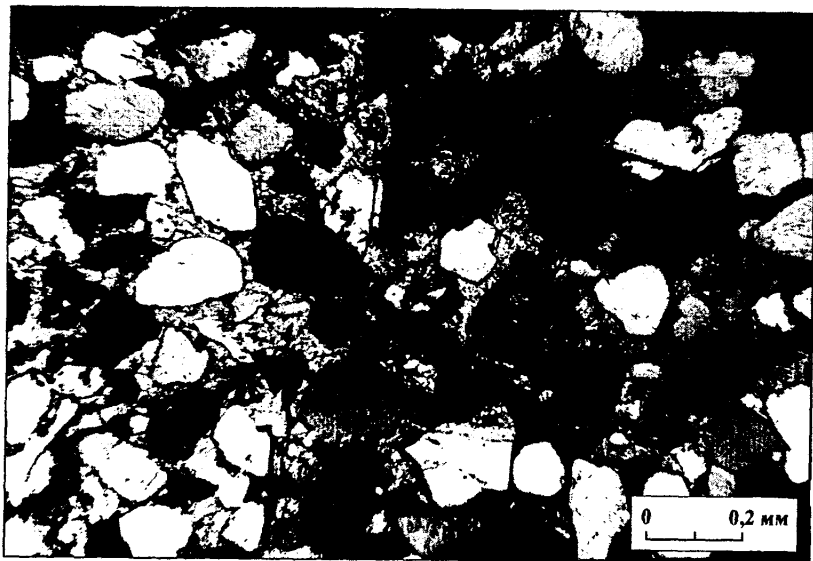
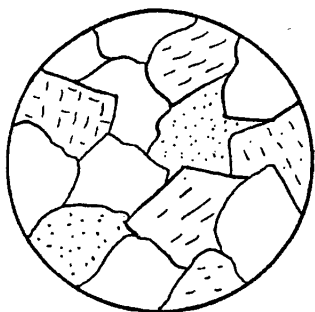


Рис. 1.11. Песчанник мелкозернистый, хорошо отсортированный, с кальцитовым цементом норového и базального типа. С анализатором. Оренбургская область. Визе

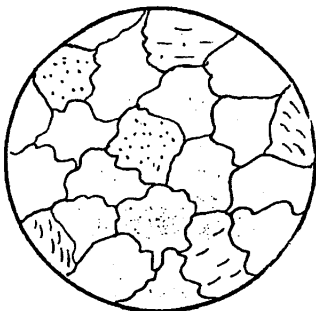
сталлическими являются структуры многих цементов. Основное подразделение производится по величине кристаллов, а также их форме, однородности размеров и т.д. (рис. 1.12—1.16, табл. 1.6).

Различаются кристаллические структуры по форме и степени правильности кристаллов, их идиоморфизму.

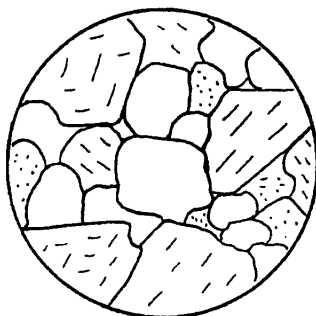
Если порода состоит из зерен минералов, большая часть которых имеет правильные кристаллографические формы (т.е. идиоморфных, эвгедральных — *euهدral*), то такую структуру называют идиоморфнозернистой, или эвгедральной. Для осадочных пород предложен специальный термин — идиотопическая структура (*idiotopic*) (Friedman, 1965). Зерна, имеющие, хотя бы частично, исходные кристаллографические формы, называются гипидиоморфными, или субгедральными (*subهدral*), а структура породы, состоящей в основном из таких зерен — гипидиоморфнозернистой, или субгедральной. Специально для осадочных пород предложен термин гипидиотопическая структура (*hypidiotopic*). Наконец, структура породы, состоящей в основном из неправильных зерен, не имеющих собственных кристаллографических элементов (ксеноморфных, ангедральных — *anhهدral*), называется ксе-



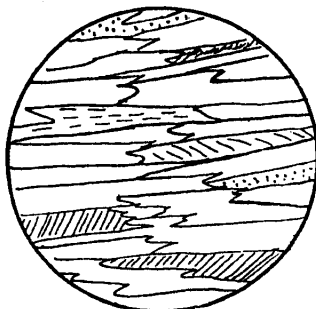
**Равномернозернистая**



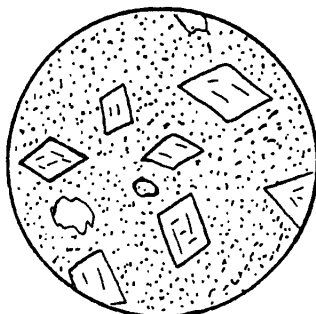
**Гранобластовая  
(мозаичная)**



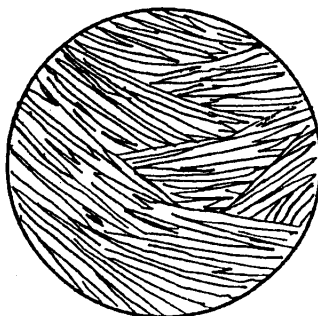
**Разнозернистая**



**Лепидобластовая  
(чешуйчатая)**



**Порфировидная**



**Нематобластовая  
(волоконная)**

**Рис. 1.12. Некоторые виды кристаллических структур**

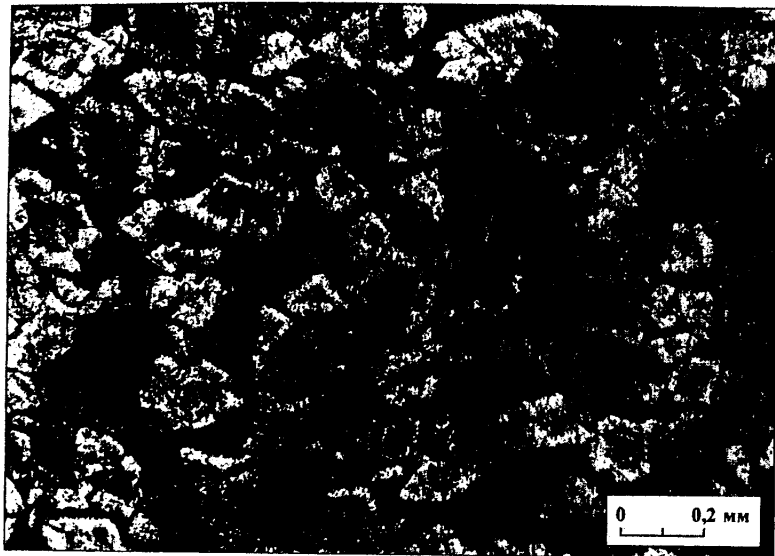


Рис. 1.13. Мелко-, равнoзернистая, идио- и гипидиоморфнозернистая, мозаичная структура доломита. Многие ромбоздры доломита имеют отчетливо зональное строение. С анализатором. Оренбургская область. Турне

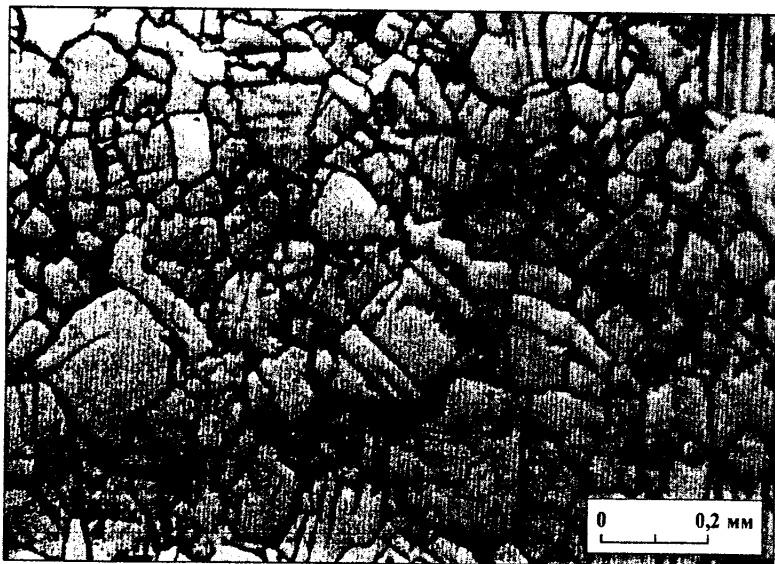


Рис. 1.14. Разнокристаллическая, гипидиоморфнозернистая и ксеноморфнозернистая структура каменной соли. Припятская впадина. Верхний девон («Атлас структур...», 1974)

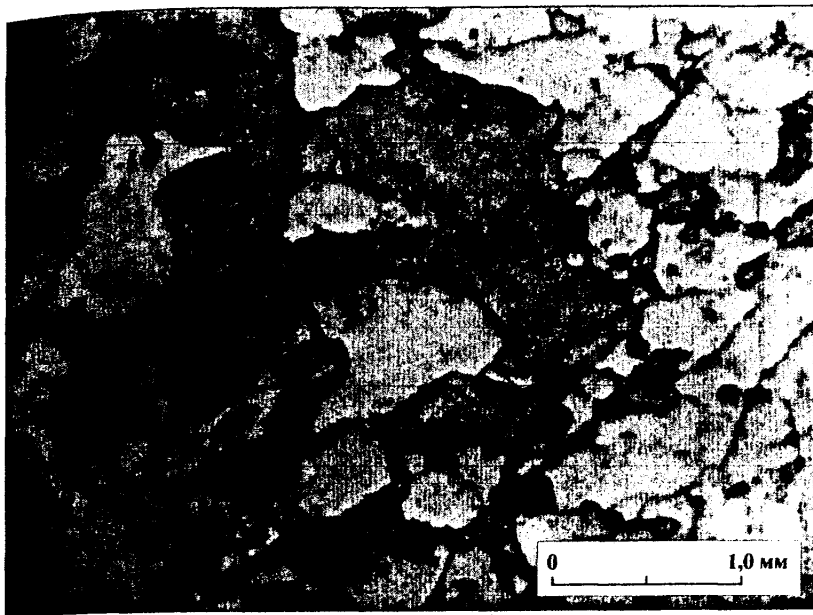


Рис. 1.15. Ксеноморфно-разнозернистая структура сильвинита. Туркмения. Кимеридж – титон («Атлас структур...», 1974)

номорфнозернистой, ангедральной, или, в применении к осадочным породам, — ксенотопической (*xenotopic*).

Морфология кристаллов характеризуется также соотношением размеров в разных сечениях, т.е. соотношением длины и ширины. В зависимости от этого выделяется граноморфная (гранобластовая, мозаичная) структура, где минералы имеют более или менее изометрическую и обычно субгедральную форму, лепидоморфная (лепидобластовая, чешуйчатая, листоватая), если они имеют удлиненную, чешуйчатую форму, и нематоморфная (нематобластовая, фибробластовая, волокнистая), состоящая из тонковолокнистых кристаллов.

Говоря о граноморфной разновидности кристаллических структур, следует, однако, сделать одно важное примечание. Дело в том, что этот термин — граноморфная — происходит от английского *grain*, которое имеет несколько значений. Обычно это слово переводится как зерно, зернистый. В петрографии магматических и метаморфических пород, где практически все структуры кристаллические, оно означает более или менее изометричный минерал (зерно), не имеющий обычно хорошо развитых кристаллографических огра-



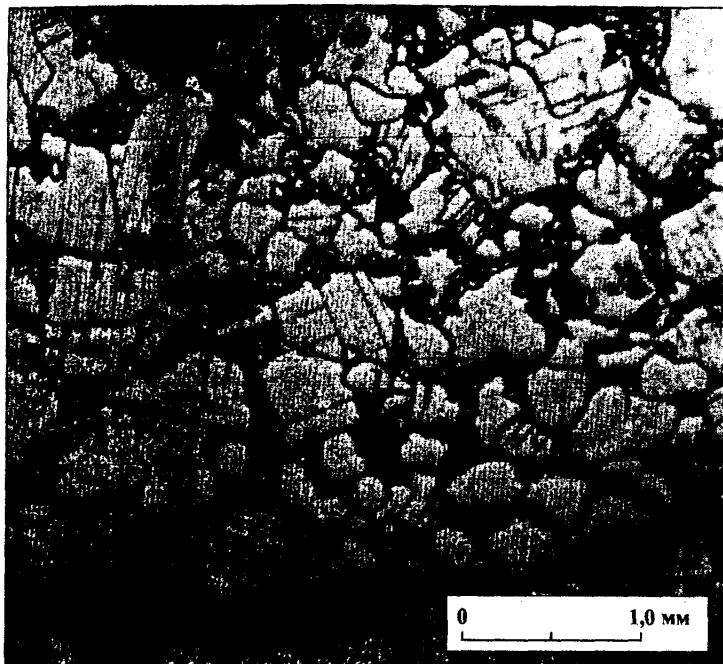


Рис. 1.16. Порфировая структура каменной соли. Крупные (до 2,5 мм) идио-морфные кристаллы галита в массе мелкозернистого галита с примесью галопелитового материала (черное). Припятская впадина. Верхний девон. («Атлас структур...», 1974)

ничений. Именно в таком значении этот термин перешел и к кристаллическим структурам осадочных пород. В то же время в осадочных породах значительно более распространены обособленные элементы — «зерна» в более точном значении этого слова. Поэтому граноморфными — зернистыми — являются структуры, состоящие из каких-либо форменных элементов — обломков, остатков организмов и их обломков, оолитов и т.д. В этом втором значении термин широко используется, в частности, при изучении и описании карбонатных пород (см. гл. 7).

Следует, однако, отметить, что подобные названия в практической работе употребляются не всегда и часто используются термины, характеризующие более частные структуры конкретных типов пород.

**Органогенные структуры** (или, правильнее, — **органоморфные, бноморфные**) — это структуры, образованные скелет-

Таблица 1.6

Схема подразделения кристаллических (кристаллически-зернистых, кристалломорфных) структур осадочных пород

Подразделение по размеру кристаллов, мм	Подразделение по однородности размеров кристаллов	Подразделение по степени правильности формы кристаллов	Подразделение по морфологии кристаллов (зерен)
Гигантозернистая (кристаллическая) > 2	Равнозернистая (равнокристаллическая, гомеомерная, гомеометрическая, гомеометрически-зернистая)	Идиоморфнозернистая (панидиоморфнозернистая, эвгедральная, идиотопическая) — порода состоит из идиоморфных кристаллов с правильными кристаллографическими формами	Граноморфная (гранобластовая, мозаичная) — порода состоит из кристаллов более или менее изометричной формы, как правило, ксеноморфных
Грубозернистая (кристаллическая) 1,0—2,0			
Крупнозернистая (кристаллическая) 0,5—1,0	Разнозернистая (разнокристаллическая, гетероморфная, гетеромерная, гетерометрическая, гетерометрически-зернистая) Разновидность — порфири-видная	Гилидиоморфнозернистая (субгедральная, кристаллобластическая, гилидиотопическая) — порода состоит из кристаллических зерен, в которых наблюдается хотя бы один кристаллографический элемент — грань, ребро, угол	Лепидоморфная (лепидобластовая, чешуйчатая, листовая) — порода состоит из кристаллов удлиненной, чешуйчатой формы
Среднезернистая (кристаллическая) 0,25—0,5			
Мелкозернистая (кристаллическая) 0,1—0,25		Ксеноморфнозернистая (ангедральная, ксенотопическая) — порода состоит из кристаллических зерен неправильной формы, не имеющих ни одного кристаллографического элемента	Нематобластовая (нематобластическая, фибробластическая, волокнистая) — порода состоит из тонковолокнистых кристаллов либо параллельно-, либо спутанно-волокнистого строения
Тонкозернистая (кристаллическая) 0,05—0,1			
Микрозернистая (кристаллическая) 0,005—0,05			
Пелитоморфная < 0,005			

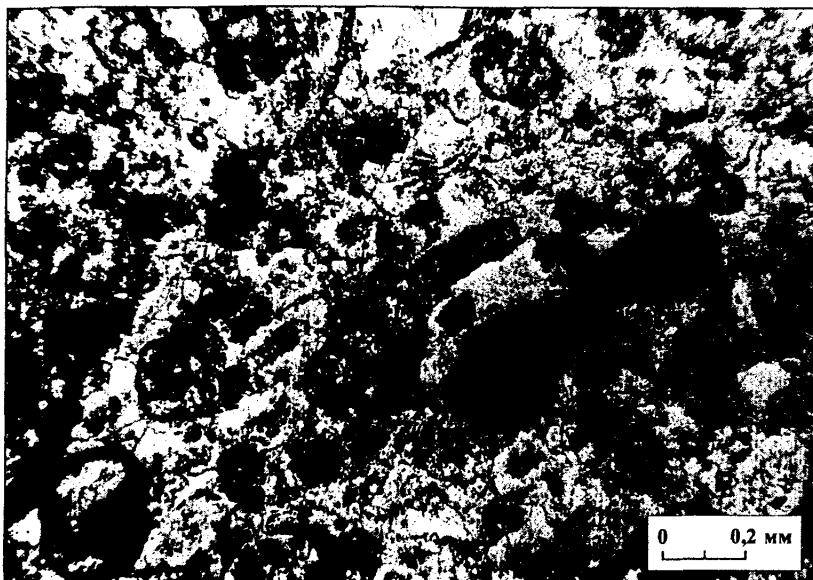
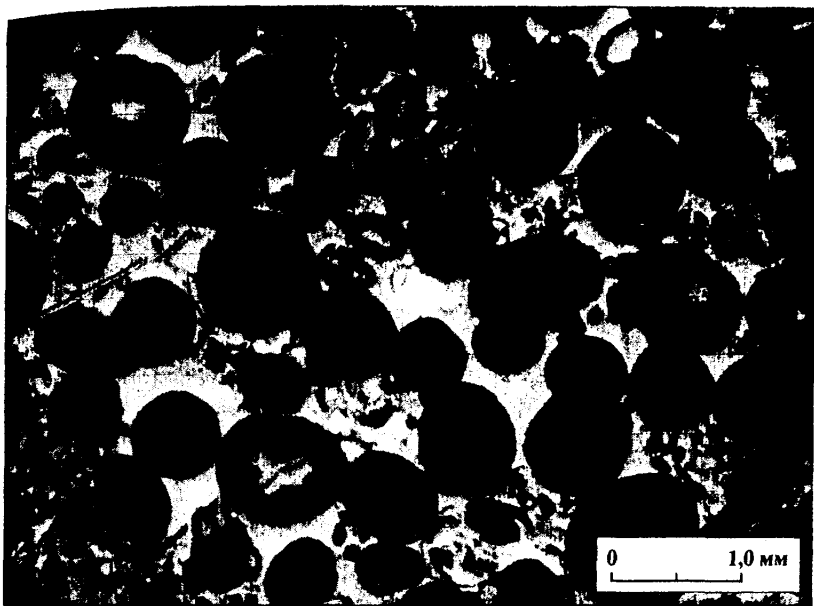


Рис. 1.17. Известняк фораминиферовый. Раковины фораминифер и их обломки сцементированы тонко-среднекристаллическим кальцитом. Тип цемента – базальный. Пример органической структуры. Без анализатора. Оренбургская область. Турне

ными остатками организмов и их обломками (рис. 1.17). Эти структуры характерны для карбонатных и отчасти кремнистых (опаловых) пород и фосфоритов, так как практически все известные в фанерозойской истории организмы строили свой скелет из карбонатов кальция, реже – карбоната магния, фосфата кальция и опала. К этой группе структур относятся и многие биохемогенные образования типа строматолитов.

Для многих пород – карбонатных, фосфатных, железистых (бурых железняков), некоторых глин, бокситов – характерны *сферово-агрегатные* или *сферово-ступковидные структуры* (рис. 1.18). Они представляют собой скопление округлых или эллипсоидальных образований разного минерального состава с различным внутренним строением – радиально-лучистым, концентрическим, пелитоморфным.

В зависимости от морфологии, внутреннего строения и размера они имеют различные названия – оолиты,



**Рис. 1.18.** Известняк онколитовый с кальцитовым цементом порового типа, мелко-среднезернистой структуры. Пример сферово-сгустковой структуры. Без анализатора. Северный Кавказ. Титон

сферолиты, ооиды, пеллеты, пелоиды, сгустки и т.д. (подробнее об этих формах см. гл. 7 и терминологический словарь).

### 1.3.3. ЦЕМЕНТЫ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Для строения очень многих осадочных пород, исключая лишь породы с полностью кристаллической структурой, характерна одна важная особенность — они сложены как бы двумя структурно и функционально различными элементами — зернами (форменными элементами) и связующей их массой — цементом. Наиболее отчетливо это проявляется в обломочных породах, где зерна — это принесенные извне обломки других пород и минералов, и прежде всего кварца и различных силикатов. В других породах эти зерна или, в более общем виде, форменные элементы весьма разнообразны. Это могут быть остатки раковин и их обломки, несkeletalные образования — оолиты, сгустки, желваки и т.д. Такая специ-

фика — сложение породы из двух структурных компонентов — определяет и характер описания пород.

Поскольку цементы являются специфической составной частью многих осадочных пород, следует специально остановиться на их общей характеристике. Прежде всего необходимо отметить, что цементы весьма разнообразны и должны классифицироваться или, точнее, подразделяться на основе ряда, причем разных показателей. Именно поэтому характеристика цементов не может ограничиваться одним-двумя показателями, а должна быть многофакторной. Вместе с тем вовсе не обязательно, что в каждом шлифе присутствуют все отмеченные ниже виды цементов.

В настоящее время можно указать по крайней мере шесть показателей — как вещественно-структурных, так и генетических, по которым подразделяются и которыми характеризуются цементы:

- 1 — минеральный состав;
- 2 — количественные соотношения и характер взаимного расположения зерен и цемента;
- 3 — структура цемента;
- 4 — характер взаимодействия зерен и цемента;
- 5 — время образования цемента;
- 6 — характер распределения цемента в породе.

1. По вещественному (минеральному) составу цементы бывают глинистыми, т.е. состоящими из глинистых минералов, карбонатными (кальцитовыми, доломитовыми, сидеритовыми), кремнистыми (опаловыми, халцедоновыми, кварцевыми), сульфатными (гипсовыми, ангидритовыми), железистыми (лимонитовыми, марказитовыми, пиритовыми), фосфатными и др.

Цементы бывают мономинеральными, т.е. состоящими из одного минерала, и полиминеральными, когда цементирующая масса представлена двумя и более различными минералами. В обломочных породах встречаются все из указанных минеральных типов цемента, причем нередко не один, а сразу два и даже три их вида, например, глинисто-карбонатный, карбонатно-сульфатный, глинисто-карбонатно-железистый и т.д. В других породах присутствует, как правило, лишь один вид, обычно того же минерального состава, что и вся порода. Так, в органогенных или оолитовых известняках эти форменные элементы цементируются тем же карбонатным минералом — кальцитом.

2. По количественному соотношению и частично характеру взаимного расположения зерен (форменных элемен-

тов) и цемента выделяется четыре главных типа цемента (рис. 1.19, 1—4).

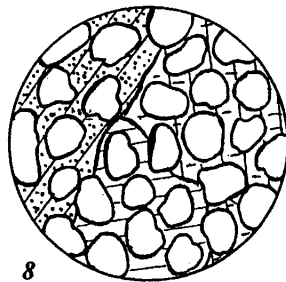
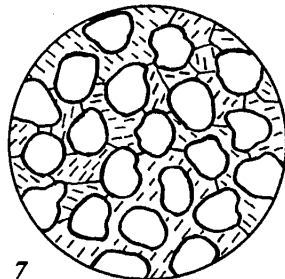
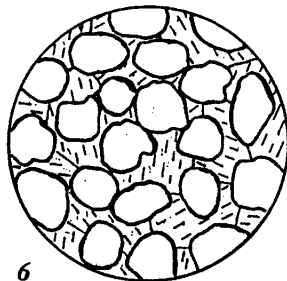
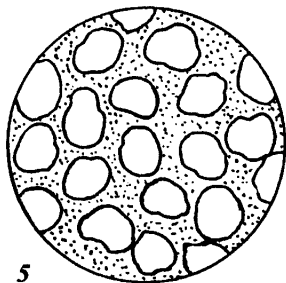
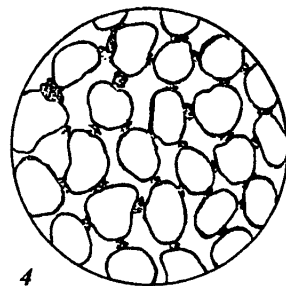
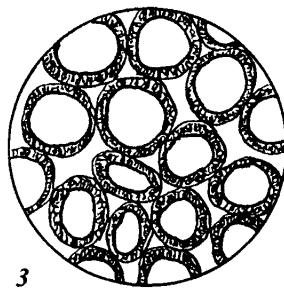
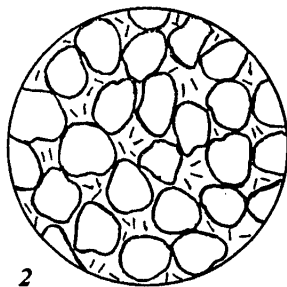
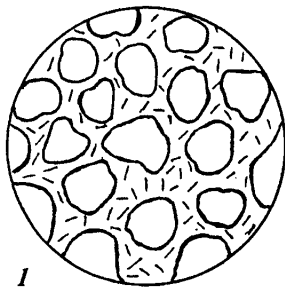
При **базальном типе** содержание цемента наиболее велико (35—50 %) и отдельные зерна отделены друг от друга цементом, как бы плавают в нем. Надо, однако, заметить, что иногда в шлифах наблюдается псевдобазальный тип цемента, который на самом деле является поровым. Дело в том, что в общем виде плоскость шлифа рассекает зерна не по их максимальным размерам, не по точкам или линиям их соприкосновения друг с другом, поэтому создается ложная картина изоляции зерен и наличия базального цемента, а также уменьшения видимого размера обломков относительно истинного (рис. 1.20). Существуют специальные методики и способы учета этих погрешностей, которые используются, в частности, при проведении гранулометрического анализа в шлифах и которые позволяют рассчитать истинные размеры зерен; последние оказываются крупнее, чем наблюдаемые в шлифах (см. гл. 4).

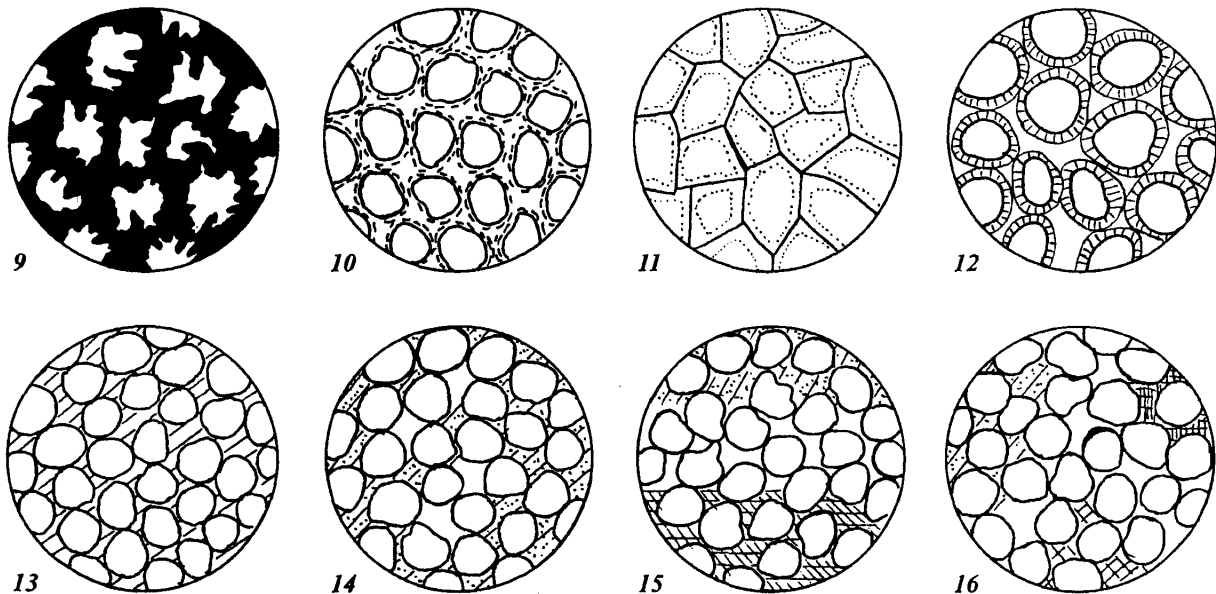
В случае **порового цемента** (или цемента выполнения пор) форменные элементы соприкасаются друг с другом, а пространство между ними заполняется цементом. Содержание последнего колеблется в пределах 20—40 %.

Следующий тип цемента называют **пленочным**, или (в последнее время) **контурным, корковым**, так как некоторые его виды, например, рассмотренные ниже — обрастания в виде кристификации или регенерации, строго говоря, не являются пленками. В этом типе зерна со всех сторон «по контуру» окружены веществом цемента и сама цементация породы происходит в зонах контактов этих корок или каемок.

Наконец, при **контактном цементе** (или цементе соприкосновения) зерна связываются друг с другом лишь в точках соприкосновения.

3. Важной характеристикой цемента является его структура (см. рис. 1.19, 5—8). Цементы могут быть аморфными (опаловый), тонкоагрегатными (глинистый, халцедоновый), кристаллическими (карбонатный, сульфатный). Последние характеризуются размером кристаллов, и для названия здесь используется градация по размеру, принятая для кристаллических структур (см. табл. 1.6). Кроме размеров необходимо отмечать равнокристаллическую (равнозернистую) и разнокристаллическую (разнозернистую) структуры, где размеры кристаллов соответственно равного или, точнее, близкого и, напротив, различного размера.





**Рис. 1.19. Некоторые виды цементов осадочных горных пород:**

Типы цемента по количественным соотношениям и характеру взаимного расположения зерен и цемента: 1 – базальный; 2 – поровый (выполнения пор); 3 – контурный (корковый, пленочный); 4 – контактовый (соприкосновения).

Структуры цемента: 5 – аморфная; 6–8 – кристаллические: 6 – равномерно кристаллическая; 7 – неравномерно кристаллическая; 8 – пойкилитовая.

Типы цемента по характеру взаимодействия зерен и цемента: 9 – коррозионный (корродирующий); 10–12 – корковые: 10 – обволакивания; 11 – регенерационный; 12 – крустификационный.

Виды цемента по характеру распределения в породе: 13 – равномерный сплошной; 14 – равномерный несплошной; 15 – слоистый; 16 – сгустковый



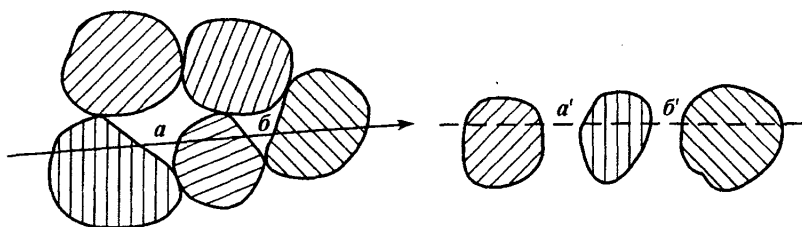


Рис. 1.20. Схема появления в шлифе псевдобазального типа цемента, возникающего за счет прохождения плоскости шлифа не через центры зерен, а через их края.

Стрелкой показано сечение;  $a$ ,  $b$  — пересечение порового цемента;  $a'$ ,  $b'$  — появление псевдобазального цемента

Интересной разновидностью цемента кристаллической структуры является пойкилитовый цемент (см. рис. 1.19, 8). В этом случае отдельные кристаллы цемента крупнее цементируемых зерен (форменных элементов) и каждый кристалл включает в себя по крайней мере несколько зерен. Как правило, структура этого цемента крупно-, грубо- или, чаще, гигантозернистая. Такой цемент часто имеет карбонатный или гипсовый состав. В шлифе он выглядит своеобразно и определяется достаточно несложно. При введении анализатора и вращении столика микроскопа цемент угасает целиком по всему полю зрения или, реже, на большей его части и на черном фоне выделяются отдельные цементируемые им зерна. Пойкилитовый цемент нередко несложно устанавливается и в образцах. Дело в том, что при расколе породы она разламывается по спайности кристаллов цемента, и тогда поверхности скола блестят на солнце или под лампой.

4. По характеру взаимоотношения или, точнее, взаимодействия зерен и цемента можно выделить **коррозивный** (точнее, корродирующий) и **корковый цемент**. В первом случае цемент разъедает, т.е. частично растворяет зерна с их поверхности и замещает их (см. рис. 1.19, 9). Такие случаи нередко наблюдаются в кварцевых песчаниках с кальцитовым цементом, так как карбонаты при определенных условиях могут растворять кремнезем. Аналогичная ситуация наблюдается и при наличии лимонитового цемента.

Более разнообразны корковые цементы (см. рис. 1.19, 10—12). В одних случаях цементирующий материал (железистый, глинистый) окружает, обволакивает цементируемые зерна пленками. Именно эту разновидность можно называть пленочным цементом, или цементом обволакивания. Таковы, на-

пример, «гематитовые рубашки», окружающие обломочные зерна в красноцветных формациях.

В других случаях на зернах происходит нарастание каемки того же минерала с той же оптической ориентировкой – регенерация, восстановление первичной кристаллографической формы зерен. Такой цемент называется регенерационным. Естественно, что при этом не образуется правильный кристалл, но нарастание, увеличение размеров устанавливается достаточно ясно. Так, нередко отмечается регенерация обломочного кварца, крупных карбонатных фрагментов организмов, например криноидей (рис. 1.21).

Часты случаи, когда каемки вокруг зерен образованы кристаллами, растущими по нормали, перпендикулярно к поверхности цементируемых зерен. Такие каемки называются крустификационными, или обрастания, а цемент соответственно крустификационным, или обрастания. Минеральный состав крустификационных каемок может быть как различным с цементируемыми зернами (например, кальцитовые крустификационные каемки, корочки на кварцевых зернах), так и одинаковым с ними (кальцитовые каемки обрастания на оолитах и остатках раковин в известняках).

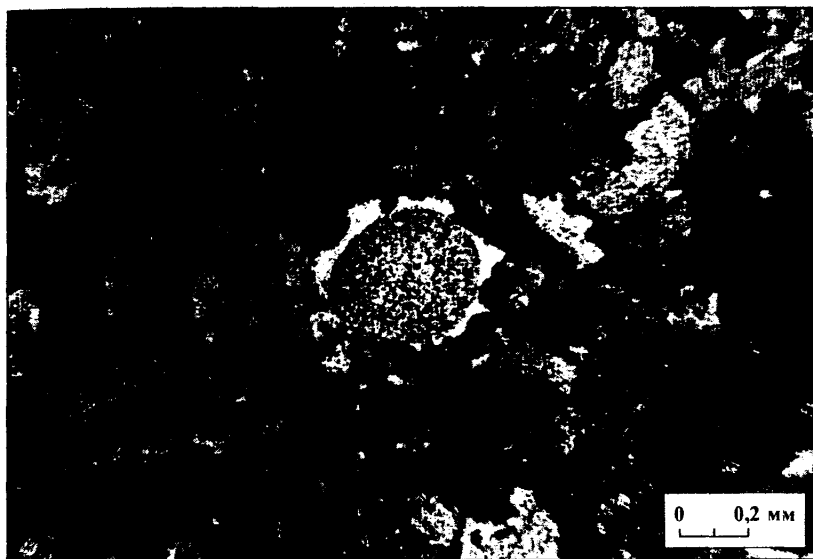


Рис. 1.21. Кальцитовая регенерационная каемка на членике криноидей. Оренбургская область. Турне

5. По времени образования цементы могут быть первичными, образующимися на стадии седиментации одновременно с цементируемыми фрагментами, и вторичными, образовавшимися после седиментации. Достоверное определение первичности и вторичности цементации далеко не всегда просто и однозначно. Как правило, первичным является глинистый цемент обломочных пород, микрозернистый в известняках, в то время как крупнокристаллический и, тем более, пойкилитовый цементы, равно как и коррозионный и регенерационный, являются вторичными.

В ряде случаев время образования цемента можно установить по некоторым косвенным показателям, по минеральным ассоциациям. Например, ангидритовый цемент в породах органогенного известняка явно вторичен, так как образование основной массы осадка шло в условиях водоема нормальной среднеокеанической солености, когда садка сульфатов невозможна (последние образуются в водоемах резко повышенной солености). Важные указания на первичность и вторичность, равно как и саму последовательность цементации можно получить исходя из структурных соотношений цементируемых зерен и разных видов цемента.

Специфические и очень интересные структурно-морфологические типы цементов установлены в карбонатных породах, причем они несут и весьма важную генетическую информацию («Carbonate cements», 1985; Longman, 1980). Их характеристика дана в гл. 7.

6. Различен и характер распределения цемента в породе. Чаще всего цементирующий материал распределяется равномерно по площади шлифа, причем цементация бывает равномерная сплошная и равномерная несплошная, когда изолированные участки породы не содержат цемента, а также неравномерная — сгустковая, линзовидная, линзовидно-слоистая и др. (см. рис. 1.19, 13–16).

#### **1.4. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ И НАЗВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД**

Общепринятого подразделения и классификации осадочных пород до сих пор не разработано. В принципе, возможно деление по разным основаниям — генетическим, вещественным, структурным, технологическим и т.д. Каждое из них имеет право на существование и использование для

соответствующих целей. В отечественной литературе наиболее распространенными и длительное время используемыми являются классификации, исходящие из генетического подразделения М.С. Швецова, когда выделяются группы (классы) обломочных (кластогенных), хемогенных и биохемогенных, органогенных пород, глин и смешанных пород. Другими словами, группы пород выделяются по преобладанию одной из указанных выше ведущих генетических составных частей осадочной породы — обломочной, хемогенной, органогенной.

Положительным моментом подобных классификаций является или, скорее, считается то, что они указывают хотя бы приблизительно на происхождение пород. Вместе с тем они обладают и существенными недостатками. Алогичность приведенного выше подразделения видна уже по тому, что наряду с генетическими группами пород тут присутствуют и конкретные породы — глины. Некоторым основанием такого выпадающего из общей закономерности выделения является полигенность этой группы, так как глины как породы могут возникать в корах выветривания, быть механически переотложенными (т.е. обломочными, хотя и весьма своеобразными), хемогенными (за счет соединения различных ионов или коллоидных частиц с последующей коагуляцией и осаждением в морской воде), диагенетическими (в том числе за счет гальмиролитического преобразования вулканического пепла).

Другая сложность заключается в том, что при подобном подразделении многие распространенные и важные породы, как, например, карбонатные, попадают в разные группы — хемогенных (и биохемогенных) и органогенных; нельзя забывать, что имеются и обломочные карбонатные породы. Аналогичная ситуация и с кремнистыми породами. Ясно, что подобное разбиение однотипных пород на разные группы нельзя признать удачным. Более того, те же карбонатные или опаловые породы по этой систематике, с одной стороны, являются единицей более мелкого, чем генетическая группа, подразделения (таксон более низкого порядка), а с другой — оказывается, что они, в свою очередь, объединяют таксоны более высокого уровня, т.е. генетические группы, например хемогенную и органогенную. Другими словами, известняк органогенный является частью генетической группы пород органогенного происхождения. Известняк же просто, без дополнительного определения, структура и происхождение которого пока не установлены (а именно с этого начинается

определение любой породы), оказывается надранговым объектом, так как объединяет по крайней мере три генетические группы пород хемогенного, органогенного и обломочного происхождения.

Самое же главное заключается в том, что в основу классификации кладутся не объективно существующие и однозначно определяемые показатели, а субъективное мнение исследователя о генетической природе изучаемой породы. И дело вовсе не в недостаточной квалификации или недобросовестности того или иного исследователя. Наличие различных толкований совершенно естественно, а часто и оправдано уровнем знаний, технических возможностей и т.д. К примеру, пелитоморфные и микрозернистые известняки верхнего мела юга России (да и всего Тетиса) считались хемогенными образованиями. Использование же новой техники — растрового (сканирующего) микроскопа — показало, что они состоят из раковинкок кокколитофорид, часто раздробленных, являются уплотненным мелом, т.е., по сути дела, являются органогенными.

Для некоторых пород обстановки их формирования достаточно достоверно установлены, и уже на первых стадиях изучения можно говорить об их генезисе. Так, каменная соль является хемогенным образованием водоемов повышенной солености; песчаники, при всем разнообразии, являются обломочными образованиями, равно как фораминиферовый известняк имеет органогенную природу. Вместе с тем для целого ряда пород генезис их точно не установлен до настоящего времени. Это многие фосфориты, бакальские сидериты Урала, кристаллические известняки, трепелы и опоки; некоторые породы образуются за счет вторичных процессов, и их первичная природа либо не ясна, либо сугубо предположительна (например, метасоматические доломиты и, напротив, дедоломиты). Это, однако, не означает, что этих пород нет или их не надо изучать, поскольку они не укладываются в соответствующую ячейку существующих генетических классификаций. Отсюда появление многочисленных пород «неясного генезиса», находящихся за рамками указанных классификаций.

Известно образное выражение о том, что наши недостатки являются следствием наших достоинств. Это утверждение в полной мере применимо и в данном случае, когда главное «достоинство» генетических классификаций — установление генезиса породы — становится основным их недостатком. Складывается парадоксальная ситуация, когда до детального

изучения и описания породы ей почти априори приписывается тот или иной генезис.

Сказанное ни в коей мере не исключает желательности и даже необходимости давать генетическую интерпретацию, восстанавливать условия образования пород, но это должно быть не началом, а закономерным итогом изучения.

Именно поэтому в последние годы все большее распространение получает тенденция перехода от истолковательных (генетических) классификаций к объективным, основанным на однозначно определяемых показателях.

Подобные объективные классификации отнюдь не являются чем-то принципиально новым, примером чему служит исторически и естественно сложившаяся систематика обломочных пород. Строго говоря, само их выделение основано не на генетическом, а на структурном принципе — это породы, на 50 % и более состоящие из обломков. Дальнейшее более дробное их подразделение происходит также на структурной основе — по размеру обломков (песчаники, алевролиты и т.д.), их форме (окатанные — конгломераты, неокатанные — брекчи), степени сцементированности (песок — песчаник). Следующим основанием деления является петрографический и минеральный состав обломков (мономиктовые, олигомиктовые, полимиктовые). И лишь в самом конце, при специальных фашиально-генетических исследованиях выясняется их генезис — флювиальный, пляжевый, подводных каньонов и т.д. При этом само исследование далеко выходит за рамки чистой петрографии конкретной породы и обязательно включает целый ряд показателей надпородного уровня — морфологию осадочного тела и характер слоистости, латеральные взаимоотношения и замещения и т.д.

Другой пример. Строго говоря, глины как породы выделяются прежде всего на том основании, что они сложены определенным комплексом минералов (группа глинистых минералов — каолинит, гидрослюда, монтмориллонит и др.), а не по признаку дисперсности (аналогичную пелитовую структуру имеют, например, пелитоморфные известняки — породы, состоящие из другого минерала — кальцита), и тем более, как показано выше, не на основе их генезиса.

Основным показателем подобных объективных классификаций в настоящее время является состав пород (минералогия), а затем структура, реже наоборот. Вариант подобной систематики показан в табл. 1.7.

Таблица 1.7

Принципиальная схема подразделения осадочных пород по их составу

Тип пород	Примеры пород	
1. Кварцевые и кварц-силикатные	Вулканогенно-осадочные породы	
	Песчаники	Кварцевые Олигомиктовые Полимиктовые
	Глины	Каолинитовые Гидрослюдистые Монтмориллонитовые Полиминеральные
2. Оксидные и гидроксидные Опаловые, халцедоновые Лимонитовые (ферритолиты) Аллитовые Манганолиты	Трепелы, опоки, диатомиты, кремни Бурые железняки Бокситы Пирролюзитовые и псиломелановые руды	
3. Карбонатные Кальцитовые Доломитовые Сидеритовые Магнезитовые	Известняки Доломиты Сидериты Магнезиты	
4. Сульфатные Гипсовые Ангидритовые	Гипсы Ангидриты	
5. Галогенные (галоидные) Галитовые Галит-сильвининовые Галит-карналлитовые	Каменная соль Сильвинит Карналлитовая порода	
6. Фосфатные	Фосфориты	
7. Каустобиолиты	Каменный уголь Антракосолиты Нефть	

Созданные объективные (или объективистские) классификации, как и показанная в табл. 1.7, далеко не идеальны и вызывают целый ряд замечаний.

Прежде всего обращает на себя внимание количественная неравновесность отдельных типов. Так, три четверти объема всех осадочных пород — глины, песчаники и другие обломочные породы — составляют одну группу: кварц и кварц-силикатных пород. Формально однопорядковые с ней группы, т.е. группы того же таксономического уровня — фосфаты, аллиты и др., составляют лишь доли процентов, да и вообще

все остальные группы в сумме составляют лишь третью часть от этого наиболее распространенного типа кварц и кварц-силикатных пород. Вместе с тем известно, что сам набор породообразующих минералов силикатов, и прежде всего алюмосиликатов, неизмеримо шире, чем, например, породообразующих карбонатов и тем более фосфатов. Подобная неравномерность есть следствие естественной, природной неравномерности содержаний разных элементов в земной коре. Напомним, что по данным А.П. Виноградова кларк кремния, например, в 15,5 раз больше, чем кларк магния (29,00 и 1,87 % соответственно), алюминия почти в 87 раз больше, чем фосфора (8,05 и 0,093 %) и т.д.

Важнее другое. По целому ряду показателей обломочные породы отличаются от других осадочных пород не столько составом, сколько структурой. Так, мы говорим об известняке как породе, сложенной минералом кальцитом, и лишь потом рассматриваем его структуру. Для многих пород само их название дублирует название породообразующего минерала — доломиты, гипсы, ангидриты и др. В обломочных же породах их естественное подразделение, повторимся, основывается прежде всего на структуре. Так, например, выделяются брекчии и конгломераты, дресвиты и гравелиты, песчаники и алевролиты (и т.д.) и лишь затем устанавливается минеральный (а для грубообломочных пород — петрографический) состав слагающих их обломков. Этот пример показывает, что природные объекты и явления, с которыми имеет дело литология, весьма сложны, неоднозначны и далеко не всегда укладываются в удобные рамки, как бы правильно с точки зрения формальной логики ни были построены классификационные схемы. Справедливо поэтому замечание Н.В. Логвиненко, что «...классифицируя различные группы осадочных пород, не следует какому-либо признаку отдавать предпочтение перед другим в угоду однообразию и ложной стройности. Например, в группе обломочных пород на первое место выступает структурный признак — размер частиц» (Логвиненко, 1984, с. 103).

Отмечая положительные и отрицательные стороны различных классификаций, следует все же признать несомненные преимущества объективных показателей для классификаций. Пример с обломочными породами лишь подтверждает это положение, хотя в данном случае примат минералогического принципа подразделения несколько нарушается. Действительно, кварцевые и кварц-силикатные осадочные породы — это практически исключительно обломочные,



но ведущим для их выделения и более дробного подразделения и описания является все же структура.

Как правило, признаком отнесения породы к той или иной группе является содержание основного компонента в 50 % и более, т.е., если в породе содержится не менее 50 % обломков, это порода обломочная, 50 % и более сульфатных минералов — порода сульфатная и т.д. Вместе с тем имеются и существенные отклонения. Так, для пород, являющихся одновременно важными полезными ископаемыми (фосфатных, аллитовых и др.), для отнесения их к данной группе достаточным считается содержание породообразующего компонента 25—30 %. К примеру, в сильвините — породе, состоящей из галита и сильвина, — содержание галита больше, чем сильвина, но название дается по более ценному в экономическом отношении минералу.

Кроме общего названия (по преобладающему компоненту) в развернутое определение породы в качестве прилагательных входят названия других существенных составных частей (размерных фракций, минералов и т.д.), причем последние следуют в порядке количественного возрастания содержаний этих компонентов. Например, если в песчанике присутствуют также глинистые и алевритовые фракции, и глины меньше, чем алеврита, то его называют песчаником глинисто-алевритовым, а если глинистого материала больше, чем алевритового, то алевритисто-глинистым. Аналогично выделяют мергель доломитово-известковый, где доломита меньше, чем кальцита, и мергель известково-доломитовый, где соотношение содержаний этих минералов обратное.

Существуют также определенные правила образования таких прилагательных в зависимости от количественного содержания примесей или, точнее, иных компонентов. «Чистыми» породами, когда дополнительных определений не требуется, в настоящее время считаются те, в которых содержание основного компонента не менее 90 %, т.е. примесей не более 10 % (ранее к «чистым» относили породы с содержанием иных компонентов менее 5 %). Другими словами, если в породе содержится 91 % кальцита, 2 % нерастворимого остатка (обычно глинистого) и 7 % доломита, породу следует называть просто известняком. Для большей детальности возможно употребление прилагательного «слабо», то есть описать породу как известняк слабо доломитистый.

При содержании дополнительного компонента от 10 до 25 % употребляется прилагательное, образованное с помощью

суффикса «ист» (например: песчаник алевритистый, алевролит песчанистый, известняк глинистый и т.д.).

При содержании дополнительных компонентов от 25 до 50 % используется прилагательное, образованное с помощью суффиксов «ов» и «ан» (например: песчаник алевритовый, гравелит песчаный, известняк доломитовый), либо сочетание слова «сильно» и прилагательного с суффиксом «ист», поскольку в некоторых случаях эти суффиксы придают слову совершенно другой смысл. Последнее особенно касается глинистых фракций. Например, порода с содержанием песчаных фракций 65 % и глинистых 35 % будет называться песчаником сильно глинистым, а не песчаником глиняным, так как в русском языке «глиняный» означает материал, а не его количество.

Как и любая горная порода, осадочная порода состоит из минералов двух типов — породообразующих и акцессорных. Первые составляют основу породы, содержатся в количестве десятков процентов, реже — процентов и определяются как в шлифе (образце), так и, более точно и полно, в шлифе под микроскопом при стационарных петрографических исследованиях. Содержание вторых — акцессорных — не превосходит в сумме единиц процентов, а чаще десятых и сотых долей процента, поэтому, как правило, в обычном шлифе они практически не наблюдаются. Вместе с тем, они нередко имеют важное генетическое значение, в связи с чем их специально выделяют и изучают особыми методами. Существует несколько весьма подробных и полных изданий, где описываются как породообразующие, так и акцессорные минералы осадочных пород (Преображенский, Саркисян, 1954; Теодорович, 1958; «Справочное руководство...», 1958; Мильнер, 1968; Логвиненко, 1957, 1962 и др.). Весьма полным и относительно недавно опубликованным (двумя изданиями) является справочное пособие В.А. Наумова (1981, 1989). Поэтому в данной главе рассмотрены наиболее часто встречающиеся минералы и наряду с характеристикой их оптических свойств и диагностических признаков отмечены формы нахождения минералов в осадочных породах, частично условия их образования и генетическое значение. Саму методику работы с микроскопом и определения оптических констант студенты осваивают в курсе общей петрографии, а методы кристаллооптических исследований изложены в многочисленных публикациях.

## 2.1. ОСНОВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

### 2.1.1. МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ КРЕМНЕЗЕМА

**Кварц.** По химическому составу это практически чистый оксид кремния  $\text{SiO}_2$ . Обычный, так называемый  $\alpha$ -кварц кристаллизуется в тригональной сингонии и часто образует комбинацию призмы  $(10\bar{1}0)$  и двух ромбоэдров  $(01\bar{1}1)$  и  $(10\bar{1}\bar{1})$ . В шлифе кварц обычно чистый прозрачный бесцветный минерал, практически без спайности, без шагрени и рельефа (поскольку показатель преломления близок к таковому канадского бальзама:  $n_e = 1,5533$ ,  $n_o = 1,5442$ ). При введенном анализаторе в стандартных шлифах дает серые окраски первого порядка ( $n_e - n_o = 0,009$ ), угасание прямое, нередко волнистое, облачное, удлинение положительное. Минерал одноосный положительный, но нередко аномально двуосный:  $2V = 8 - 26^\circ$ . Ориентировка оптической индикатрисы:  $CN_g = 0^\circ$ ,  $N_e = N_g$ .

В осадочных породах кварц — чрезвычайно широко распространенный минерал, главным образом в виде обломочного материала. Обломочный кварц, особенно в песчаниках, образует изометрические, часто хорошо окатанные зерна, однако в результате постседиментационных процессов могут возникать коррозионные формы, особенно при наличии карбонатов (например, карбонатного цемента), или, напротив, нарастать регенерационные каемки (см. далее).

В песчаниках и алевролитах он играет весьма существенную, а иногда и почти исключительную роль (в кварцевых песчаниках), часто присутствует в виде терригенной примеси в глинах, нередко в карбонатных, опаловых и других породах. Специальные детальные исследования показывают, что обломочный аллотигенный кварц может содержать те или иные включения, состав которых определяется обстановкой образования первичного кварца. Так, для кварца гранитоидов характерны включения биотита, циркона, апатита, мусковита, игольчатого рутила. В кварце из метаморфических пород (этот кварц чаще дает облачное угасание) присутствуют включения графита, граната, дистена и титанита. Жильный кварц может быть мутноватым, так как содержит субмикроскопические пузырьки минералообразующей среды (газообразные и жидкие).

При явном преобладании аллотигенного кварца в осадочных породах встречаются и аутигенные его выделения. Так,

хорошо образованные идиоморфные кристаллы встречаются в известняках и доломитах, особенно глинистых и битуминозных (рис. 2.1), в каменной соли.

Другой распространенной формой являются регенерационные каемки на зернах обломочного кварца. При этом кварц каебок имеет ту же оптическую ориентировку, что и основное зерно, иногда это приводит к восстановлению кристаллографических форм, и образуются гипидиоморфные зерна. Кварцевые каемки отличаются от «материнского» зерна чистотой и прозрачностью; чаще же контуры первичного зерна устанавливают и по «теньям» — пунктирным линиям, ограничивающим исходную поверхность обломка. Эти границы фиксируются субмикроскопическими пленками оксидов железа, глинистых минералов, включениями минералообразующей среды. В некоторых случаях, как установлено специальными исследованиями, на границе обломочного зерна и регенерационной каемки наблюдается четкая полоска Бекке, поскольку между ними присутствует пленка, состоящая из опала и кристобалита.

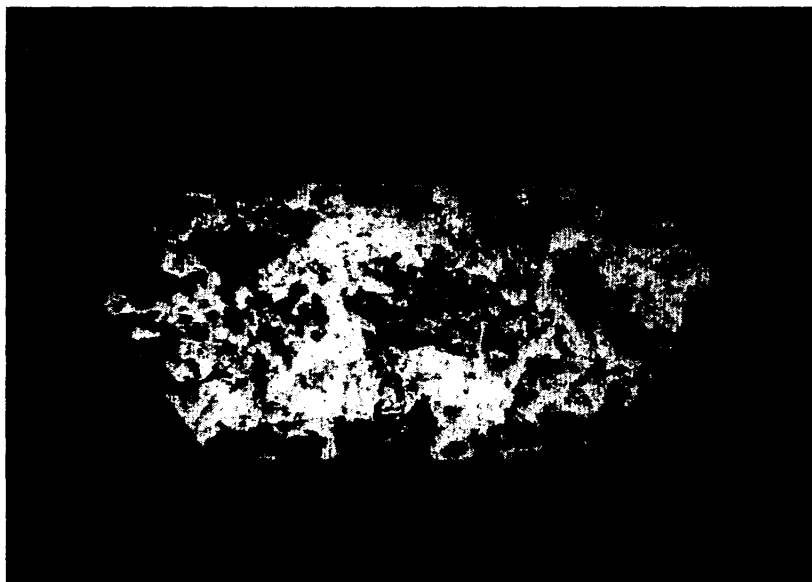


Рис. 2.1. Кристалл аутигенного кварца в битуминозно-глинистом известняке. Без анализатора. Оренбургская область. Турне. Длина кристалла 1,5 мм

Мелкие кристаллики аутигенного кварца образуются в результате кристаллизации опала, в том числе опала раковин (например, радиолярий) и спикул губок. Нередки выделения аутигенного, обычно весьма позднего катагенного или гипергенного кварца в трещинах, жеодах и т.д. (в шлифах соответственно в микротрещинах, микрожеодах и т.д.).

**Халцедон.** По сути это собирательное наименование волокнистых крайне мелкозернистых разновидностей кристаллического кремнезема  $\text{SiO}_2$ , причем рентгенограммы этих кристаллов дают структуру кварца. В шлифе халцедон бесцветен, или чаще сероватый, или слабоокрашен. Это обусловлено как разнообразными примесями (части соединения железа, органическое вещество и т.д.), так и крайней тонкозернистостью. В связи с этим в сечение шлифа (напомним, что стандартная толщина петрографического шлифа 0,03 мм) часто попадает не один кристалл, а несколько, и свет, проходя через них, на каждой границе преломляется, рассеивается, что в итоге дает эффект серой окраски. Шагрень и рельеф обычно отсутствуют, но показатели преломления несколько ниже, чем у кварца ( $n_e = 1,533-1,539$ ,  $n_o = 1,530-1,531$ ). Естественно, что, наблюдая микрозернистые агрегаты зерен, говорить о спайности не приходится. В скрещенных николях минерал дает серую окраску первого порядка ( $n_e - n_o = 0,007-0,008$ ). Погасание прямое, удлиненное отрицательное. Минерал оптически одноосный, положительный, но часто аномально двуосный с углом  $2V$  до  $25-30^\circ$ . Ориентировка оптической индикатрисы аналогична кварцу:  $CN_g = 0^\circ$ ,  $N_e = N_g$ .

Халцедон часто описывается как скрытокристаллическая разновидность кварца с определенной формой кристаллов, чем он, по-видимому, и является. Специальные исследования показали наличие у халцедона кристаллической решетки кварца и ультраволокнистое строение, где между волокнами имеется небольшое количество воды и, возможно, опала. Это и определяет некоторое отличие его свойств, в том числе оптических, от настоящего кварца.

Весьма характерным диагностическим признаком халцедона является его угасание — агрегатное (мозаичное), тонковолокнистое, радиально-лучистое (сферолитовое) и т.д. Подобное угасание связано с тем, что размер отдельных кристаллических индивидуумов меньше, чем размер изучаемого выделения халцедона. При этом каждый индивидуальный кристаллик имеет собственную оптическую ориентировку, в связи с чем при введенном анализаторе одни из них нахо-

дятся в положении угасания, другие пропускают свет, а при вращении столика микроскопа ситуация меняется, что и создает эффект мозаики.

В осадочных породах халцедон часто образует обломочные зерна, как правило, изометрические и хорошо окатанные, но чаще, чем кварц, имеет аутигенное происхождение. Во-первых, это продукт диагенетической и катагенетической перекристаллизации опала. В этой форме часто происходит окремнение известняков, изначально содержащих спикулы губок, раковинки радиолярий и т.д. При этом образуются конкреции, в том числе микроконкреции, стяжения, псевдоморфозы по органическим остаткам и т.д. Такого типа халцедон слагает кремнистые толщи (силициты) — лидиты, роговики, фтаниты, яшмы и т.д. Во-вторых, это катагенетическое и гипергенное, обычно метасоматическое «окремнение» различных пород, в частности известняков, когда кремнезем вносится в породу извне. При этом образуются различные конкреции (в том числе наблюдаемые в шлифе микроконкреции, стяжения и т.д.), замещение изначально карбонатных скелетов различных организмов — раковин, кораллов и пр. Подробнее об этих формах см. гл. 9.

**Опал**, или, точнее, опал-А, — рентгеноаморфная, содержащая воду, разновидность кремнезема —  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . В шлифах опал бесцветный или, точнее, серый, а также из-за различных примесей буроватый, зеленоватый и т.д. Показатель преломления чрезвычайно низок — 1,26–1,48, благодаря чему минерал имеет низкий отрицательный рельеф и сильную шагрень. Последнее обстоятельство и определяет серый «матовый» цвет опала. Аморфная структура, естественно, определяет и отсутствие спайности, и оптическую изотропию. Другими словами, с анализатором он не двупреломляет и остается черным непрозрачным при любом положении столика микроскопа.

Надо также отметить, что опал — минерал относительно неустойчивый и в катагенезе теряет воду, приобретает кристаллическое строение. В связи с этим выделяется ряд промежуточных стадий — собственных минералов: кристобалит и тридимит. Эти минералы уже обладают кристаллической структурой, но двупреломление их крайне низкое (0,003–0,004), поэтому оптически они практически изотропны.

В осадочных породах опал слагает скелетные остатки некоторых организмов — диатомей, радиолярий, спикулы губок, раковины некоторых фораминифер. Он может образовывать цемент песчаников и алевролитов, в этом случае часто

присутствие глауконита. Наконец, бесструктурный (не в виде раковин) опал — основная составляющая часть ряда кремнистых пород — трепелов, опок. Более редкие формы его нахождения — включения в кремнистых глинах и фосфоритах, опаловые конкреции.

## 2.1.2. АЛЮМОСИЛИКАТЫ

### КАРКАСНЫЕ АЛЮМОСИЛИКАТЫ — КАЛИ-НАТРОВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Калиевые полевые шпаты — **микроклин и ортоклаз** — имеют одинаковый химический состав, выражающийся формулой  $K[AlSiO_3O_8]$ , и относятся к каркасным алюмосиликатам. Свойства этих минералов во многом близки, хотя имеются и определенные различия.

**Ортоклаз** кристаллизуется в моноклинной сингонии и обычно встречается в виде удлинённых прямоугольных со сглаженными углами или приближающихся к ним зерен. В шлифах при работе без анализатора это бесцветный минерал, но нередко из-за включений и вторичных изменений (см. далее) слегка серый или буроватый. Шагренность и рельеф отсутствуют, так как показатель преломления близок к таковому канадского бальзама. Вместе с тем, он несколько ниже, чем у канадского бальзама ( $n_g = 1,524-1,535$ ,  $n_m = 1,522-1,533$ ,  $n_p = 1,518-1,528$ ), и это отличие возможно установить, наблюдая линию Бекке. Минерал обладает спайностью в двух направлениях (совершенной по (001) и менее совершенной по (010)), но в сечениях в шлифе чаще наблюдается одна система и далеко не всегда. При введении анализатора дает серую и белую окраску первого порядка ( $n_g - n_p = 0,006-0,010$ ), прямое угасание, иногда образует простое двойникование. Минерал двусный отрицательный, угол  $2V = 60-80^\circ$ . Оптическая ориентировка:  $CN_p = 3-12^\circ$ ,  $CN_m = 14-23^\circ$ ,  $N_g \parallel b$ .

**Микроклин** кристаллизуется в триклинной сингонии и встречается обычно в виде неправильной формы прозрачных и бесцветных зерен. Спайность в двух направлениях под углом  $87^\circ$  (отсюда — по небольшому отклонению от прямого угла — и название, происходящее от греческих слов «микрос» — мало и «клино» — наклонение). Показатели преломления  $n_g = 1,521-1,530$ ,  $n_m = 1,518-1,526$ ,  $n_p = 1,514-1,523$ . Сила двойного лучепреломления невелика ( $n_g - n_p = 0,006-0,010$ ), что определяет серую интерференционную окра-



ску первого порядка. Угасание косое (до  $16^\circ$ ). Минерал двуосный отрицательный, угол  $2V$  около  $83^\circ$ . Характерным является решетчатое угасание, обусловленное двойникованием одновременно по альбитовому и периклиновому законам. Двойники имеют веретенообразную клиновидную форму.

При отсутствии двойникования или соответствующих разрезов отличить микроклин от ортоклаза возможно практически лишь на Федоровском столике по ориентировке оптической индикатрисы, что при обычных литологических исследованиях обычно не проводится.

Выше отмечалось, что микроклин и ортоклаз могут быть не идеально прозрачными и бесцветными, а слегка сероватыми и мутноватыми. Это связано с их вторичными изменениями как в исходных магматических породах (постмагматическим гипогенным метасоматозом), так и непосредственно в осадочном процессе в результате выветривания. Эти изменения выражаются в пелитизации — появлении тончайших выделений каолинита.

**Плагиоклазы** представляют собой непрерывный изоморфный ряд минералов от натриевых (*альбит*  $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ ) до кальциевых (*анортит*  $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ ) с наличием промежуточных минералов — *олигоклаза*, *андезина*, *лабрадора*, *битовнита*. Все плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии. Они различаются по содержанию (в %) анортитовой молекулы и подразделяются на кислые, средние и основные (табл. 2.1). Наряду с рядом общих свойств различие состава определяет значительный диапазон колебаний значений некоторых констант.

В шлифе это обычно в той или иной мере удлиненные призматические зерна с неровными углами и ступенчатыми ограничениями, прозрачные и бесцветные или сероватые за счет продуктов изменения. Спайность совершенная по (001) и

Таблица 2.1

Минеральный ряд плагиоклазов

Основность плагиоклаза	Минерал	Содержание, %	
		альбита	анортита
Кислые	Альбит	90—100	0—10
	Олигоклаз	70—90	10—30
Средние	Андезин	50—70	30—50
Основные	Лабрадор	30—50	50—70
	Битовнит	10—30	70—90
	Анортит	0—10	90—100

хорошая по (010), угол спайности  $86^\circ$ . Показатели преломления возрастают от альбита к анортиту:  $n_g = 1,538 - 1,590$ ,  $n_m = 1,531 - 1,585$ ,  $n_p = 1,527 - 1,577$ . Шагрень у плагиоклазов отсутствует. Альбит и олигоклаз не имеют рельефа, а основные плагиоклазы уже имеют достаточно отчетливый положительный рельеф. С анализатором окраска плагиоклазов серая или слегка желтоватая (у анортита), поскольку сила двойного преломления невелика — от 0,009—0,011 у альбита и 0,007 у андезина; у анортита она увеличивается до 0,013. Плагиоклазы — минералы двуосные, величина и знак угла оптических осей сложно меняются в зависимости от состава, погасание косое, но у олигоклаза — прямое. Характерным диагностическим свойством плагиоклазов является очень частое наличие полисинтетического двойникования — параллельного чередования темных и светлых полос, попеременно гаснущих и осветляющихся при повороте столика микроскопа. Ширина двойниковых полос в определенной степени связана с составом плагиоклазов — в кислых разностях они узкие и не всегда отчетливы, в основных — широкие, очень четко выраженные. Для средних плагиоклазов нередко отмечается зональное угасание. Этот показатель ни в коей мере не может считаться особенно достоверным, так как существует и много исключений.

Как и калиевые полевые шпаты, а часто и в еще большей степени, плагиоклазы подвергаются вторичным изменениям, и главным образом серицитизации (гидрослюдизации). Зерна при этом становятся мутными, иногда весьма значительно. Под микроскопом с анализатором новообразования выделяются как мелкие желто-золотистые чешуйки, искорки. Серицитизация может практически полностью затушевать явления двойникования. Надо отметить, что основные, а в значительной степени и средние плагиоклазы в экзогенных условиях мало устойчивы и достаточно быстро разрушаются как механически, так и за счет пелитизации, поэтому в осадочных породах преобладают обычно кислые разности.

Кроме серицитизации зерна плагиоклазов корродируются до полного растворения, в позднем катагенезе преобразуются в другие минералы, чаще всего цеолиты, карбонаты, эпидот, хлорит. Известны также процессы роста регенерационных каемок на зернах полевых шпатов.

Все полевые шпаты имеют весьма близкие оптические свойства (показатель преломления, сила двойного лучепреломления, осьность и т.д.), поэтому точное их определение достаточно затруднено и требует специальных методов (сто-

лик Федорова, иммерсия, рентгеноструктурный анализ). При стандартных литологических исследованиях большую помощь могут оказать отмеченные выше различия в характере двойникования и вторичных преобразованиях.

Полевые шпаты встречаются в массе своей в виде обломочного материала в песчаниках и алевролитах, реже в виде незначительной (по сравнению с кварцем) терригенной примеси в других породах.

В меньшей степени распространены аутигенные полевые шпаты. Прежде всего это регенерационные каемки на зернах того же минерального состава. Кроме того известны многочисленные случаи полностью новообразованных кристаллов различных полевых шпатов в карбонатных породах, глинах, некоторых обломочных породах. обстоятельный обзор вторичных полевых шпатов в осадочных породах дал Л.В. Пустовалов, который писал, что «...превосходная кристаллографическая ограниченность, наличие острых углов и ребер в сочетании со свежестью самих минералов исключали возможность их обломочного происхождения и заставляли признать их минеральными новообразованиями, возникшими внутри осадочной породы» (Пустовалов, 1956, с. 13).

#### СЛОИСТЫЕ АЛЮМОСИЛИКАТЫ – СЛЮДЫ

Слюды — достаточно обычные минералы осадочных пород, при этом более распространен мусковит, менее — биотит. Другие разновидности редки.

**Мусковит**  $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$ . Моноклинная сингония. В шлифе прозрачный бесцветный, очень редко зеленоватый минерал; в последнем случае наблюдается слабый плеохроизм. Находится в виде листочков с неровными, иногда «рваными» краями и табличек, нередко веерообразно расщепленных и изогнутых между обломочными зернами. В большинстве случаев наблюдается хорошо выраженная спайность в одном направлении, и лишь в сечениях, параллельных базовому пинакоиду, ее нет. Обладает слабым положительным рельефом ( $n_g = 1,588 - 1,624$ ,  $n_m = 1,582 - 1,619$ ,  $n_p = 1,552 - 1,570$ ) и из-за разницы показателей преломления — слабой псевдоабсорбцией. Интерференционные окраски яркие сочные ( $n_g - n_p = 0,036 - 0,054$ ), в сечениях, параллельных спайности, — серые, напоминающие окраски кварца (в этих сечениях легко устанавливается отличная от кварца двуосность). Угасание прямое либо косое до  $2-3^\circ$ , в сечениях, параллельных спайности иногда облачное. Минерал оптически двuos-

ный, отрицательный, угол  $2V = 35-50^\circ$ ,  $CN_p = 88-89^\circ$ ,  $CN_m = 0^\circ 30' - 2^\circ$ ,  $N_g \parallel b$ , удлинение положительное. Нередко содержит микровключения кварца, апатита, рутила, турмалина, циркона, пузырьки жидкости и газа.

**Биотит**  $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$ . Сингония моноклинная. В шлифах встречается в виде угловатых пластинчатых зерен с неправильными краями, со следами коррозии и расщепления по спайности. Цвет бурый с отчетливым и резким плеохроизмом от соломенно-желтого до темно-бурого, иногда почти черного. Нередки включения рутила, анатаза, пирита, ильменита, циркона, монацита. Вокруг некоторых включений наблюдается потемнение — «плеохроничные дворики». Это явление связано с тем, что некоторые включения содержат радиоактивные элементы (например, торий в монаците), при распаде которых выделяются  $\alpha$ -частицы. Последние разрушают кристаллическую решетку в зоне своего воздействия, и она приобретает более темную окраску.

Спайность весьма совершенная в одном направлении по (001). Показатели преломления выше, чем у канадского бальзама ( $n_g = 1,610-1,697$ ,  $n_m = 1,609-1,696$ ,  $n_p = 1,571-1,616$ ), поэтому отмечается положительный рельеф. Цвета интерференции высокие ( $n_g - n_p = 0,039-0,081$ ), но иногда затушевываются собственной окраской. Погасание прямое или почти прямое;  $CN_p = 81-90^\circ$ ,  $CN_g = 0-9^\circ$ , удлинение положительное. Минерал двусный отрицательный, угол  $2V = 0-35^\circ$ .

Мусковит в зоне осадкообразования и осадконакопления достаточно устойчив, в то время как биотит неустойчив, он подвергается гидратации, из него легко удаляются катионы калия, магния и железа, в связи с чем он осветляется и может переходить в гидрослюды, каолинит, хлорит, нередко замещается глауконитом.

Слюды в абсолютном большинстве случаев являются минералами обломочными, однако на стадии катагенеза, особенно позднего, появляется и новообразованный аутигенный мусковит, например, в виде лучисто-серповидных агрегатов в поровом пространстве песчаников.

#### СЛОИСТЫЕ АЛЮМОСИЛИКАТЫ — ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Глинистые минералы являются самой распространенной группой минералов осадочных пород. Они составляют основу наиболее распространенных пород — глин,

в качестве цемента содержатся в обломочных породах, в виде примесей, иногда весьма существенных (например, в мергелях, галопелитах и т.д.), присутствуют во многих других породах (карбонатных, сульфатных, солевых, кремнистых и т.д.).

Вместе с тем микроскопическое изучение в шлифах дает очень мало информации по составу глин, поскольку чрезвычайно мелкие размеры отдельных индивидуумов (обычно меньше 0,005—0,001 мм) не позволяют установить какие-либо оптические константы и тем самым определить минеральный состав. Для этих целей необходимы специальные методы — рентгеноструктурный, термический анализы, электронная микроскопия и др. Поэтому ниже будут приведены лишь краткие сведения об оптических свойствах этих минералов, учитывая, что определить минералы в шлифах по этим свойствам практически невозможно и лишь в некоторых случаях это удастся сделать сугубо предположительно. Подробнее о глинистых минералах, их структуре, свойствах и происхождении см. гл. 6.

Среди глинистых минералов выделяется несколько групп. Прежде всего это группы каолинита, монтмориллонита, хлорита, а также группа слюдоподобных глинистых минералов — гидрослюды и глауконит.

**Каолинит**  $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ . Моноклинный или триклинный. Показатели преломления  $n_g = 1,560-1,570$ ,  $n_m = 1,559-1,569$ ,  $n_p = 1,553-1,563$ ,  $n_g - n_p = 0,006-0,007$ , в крупночешуйчатых разностях до 0,008—0,009. Минерал двусный, отрицательный, угол  $2V = 24-50^\circ$ ,  $CN_p = 86^\circ 30' - 87^\circ 30'$ ,  $CN_m = 2^\circ 30' - 3^\circ 30'$ ,  $N_g \parallel b$ . Удлинение положительное.

**Монтмориллонит**. Под этим названием существует большая группа минералов, имеющих достаточно разный состав. Общая формула минерала  $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ , но обычно присутствуют в переменных количествах Mg, Ca, Fe, Na и некоторые другие элементы. Сингония моноклинная. Оптические свойства:  $n_g = 1,516-1,527$ ,  $n_m = 1,516-1,526$ ,  $n_p = 1,493-1,503$ ,  $n_g - n_p = 0,023-0,024$ . Минерал двусный, отрицательный, угол  $2V = 7-25^\circ$ . Ориентировка оптической индикатрисы:  $CN_p = 90^\circ$ ,  $CN_g = 0^\circ$ . Удлинение положительное, погасание практически прямое.

**Хлориты**. Это достаточно большая группа минералов, отличающаяся не только по составу, но и по структуре, поэтому общей формулы для них не существует. Сингония большинства минералов этой группы моноклинная. Оптические свойства их также изменяются в значительных пределах: показа-

тели преломления от 1,570 до 1,710, двупреломление — от 0,002 до 0,010 и выше у железистых разностей. Минералы двусосные, оптически положительные, железистые разности (шамозит) — отрицательные.

**Гидрослюды.** Наиболее распространенная группа глинистых минералов. Примерная формула  $(K, Na, Ca) Al_2[(Si, Al)_2O_5] (OH)_2 \cdot nH_2O$ . Сингония моноклинная. Спайность по (001) совершенная. Оптические свойства:  $n_g = 1,57-1,61$ ,  $n_m = 1,57-1,61$ ,  $n_p = 1,54-1,57$ ,  $n_g - n_p = 0,030$ . Минералы двусосные, оптически отрицательные, угол  $2V = 0-10^\circ$ , угасание прямое.

К этой же группе глинистых минералов относится глауконит, но его свойства существенно иные, и он будет рассмотрен отдельно, здесь же несколько замечаний по микроскопии упомянутых выше глин.

Поскольку глинистые минералы имеют чрезвычайно маленькие размеры, то в шлифе стандартной толщины 0,03 мм наблюдается не одно зерно, а целая серия; в общем случае каждое из них ориентировано по-разному, поэтому в шлифе глинистая порода (или участки глинистого цемента в обломочных породах) выглядит как более или менее однородная серая полупрозрачная масса (подробнее об оптических явлениях в микрозернистых породах см. в разделе 2.1.3 при описании карбонатных минералов). В зависимости от примесей она может быть также желтоватой, зеленоватой, бурой и т.д. Поскольку глины откладываются обычно в спокойной гидродинамической обстановке, отдельные чешуйки нередко ложатся более или менее параллельно друг другу и образуется ориентированная микротекстура. Выявить подобную микротекстуру можно при введении анализатора — при вращении столика микроскопа поверхность шлифа или его часть угасает полностью. В этом случае агрегат глинистых частичек представляет собой как бы один псевдокристалл, где удастся сделать некоторые замеры. Так, мелкочешуйчатый каолинит почти изотропен и имеет двупреломление около 0,005—0,006; в крупночешуйчатом каолините двупреломление повышается от 0,008—0,009. Еще выше оно для гидрослюд и монтмориллонита — 0,012—0,035. В некоторых случаях определенную помощь в качественном определении минерального состава глин может оказать их микротекстура и микроструктура. Например, каолинит иногда образует веерообразные и червеобразные формы; мельчайшие червеобразные агрегаты известны и у монтмориллонита, но последний дает также сфероликовые, псевдогексагональные и волокнистые агрегаты. Хлори-

ты обычно имеют светло-зеленый цвет и образуют тонкочешуйчатые мозаичные и розеткоподобные агрегаты.

Из всех распространенных минеральных типов глин гидрослюды, как правило, имеют наиболее крупные чешуйки. В этом случае в скрещенных николях при вращении столика микроскопа на фоне общей темно-серой массы появляются золотистые или желтые мерцающие волоски, штришки — очень крупные чешуйки. Однако все эти показатели очень косвенные, малонадежные, и при стандартных микроскопических исследованиях обычно приходится ограничиваться лишь определением глин в целом без указания на их минеральный состав.

К глинистым относится и такой своеобразный минерал, как глауконит. По ряду своих свойств он резко отличается от других глинистых минералов и в большинстве случаев достаточно определенно диагностируется в шлифах. Минерал кристаллизуется в моноклинной сингонии, его примерная формула имеет вид  $K(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ .

В шлифах глауконит обычно наблюдается в виде округлых, овальных, яйцевидных, неправильно-лопастных, почковидных, гроздьевидных зерен, иногда с радиально расходящимися из центра темными линиями — трещинами синерезиса, образующимися при дегидратации исходного геля.

Реже встречаются отдельные пластинчатые агрегаты. Нередки его выделения в раковинах фораминифер, гастропод, замещение органических остатков — иглокожих, радиолярий, спикуле губок и т.д. Известно его развитие по минеральной основе — биотиту, амфиболам, реже полевым шпатам и т.д. В ряде случаев глауконит образует цемент обломочных пород или дисперсно рассеян по породе, в частности в глинах. Цвет его зеленый различной интенсивности и оттенков, иногда синева-зеленый и желто-зеленый. Плеохроизм различный — от слабого до вполне отчетливого в сине-зеленых тонах. Спайность обычно не видна. Показатели преломления:  $n_g = 1,614-1,644$ ,  $n_m = 1,613-1,643$ ,  $n_p = 1,592-1,612$ , т.е. минерал обладает заметным положительным рельефом, шагреня из-за интенсивной окраски, как правило, затусована. Минерал двусосный, оптически отрицательный, угол  $2V = 10-24^\circ$ ,  $CN_p = 87^\circ$ ,  $CN_g = 3^\circ$ ,  $N_m \parallel b$ ; удлинение положительное. Сила двойного лучепреломления достаточно велика —  $0,022-0,032$ , но собственная интенсивная зеленая окраска «забивает» цвета интерференции. Весьма характерно, особенно в зернах, агрегатное угасание, обусловленное тем, что само зерно представляет собой стяжение мельчайших

кристалликов, каждый из которых имеет собственную оптическую ориентировку и соответственно угасание. Реже встречаются зерна с радиально-волокнистым или чешуйчатым строением и соответствующим угасанием.

Обычны ассоциации глауконита с фосфатами, реже карбонатами кальция и железа. В самих зернах глауконита бывают включения пирита, органического вещества, кварца и других обломочных минералов. Глауконит в подавляющем большинстве случаев является минералом аутигенным — диагенетическим и формируется в морских условиях. Наиболее распространенным путем его образования является синтез из коллоидных растворов с поглощением калия и других элементов из иловых вод. Второй путь — диагенетическое же преобразование алюмосиликатных и железистых минералов — биотита, роговых обманок, пироксена. Все эти диагенетические преобразования происходят в условиях слабо восстановительной или нейтральной среды (в зависимости от  $e_h$  меняется соотношение ионов двух- и трехвалентного железа и соответственно цвет — при более окислительной обстановке относительно увеличивается содержание трехвалентного железа и глауконит приобретает желтоватый оттенок).

Кроме чисто морского описаны глаукониты в корях выветривания. Глауконит может быть также переотложенным, в этом случае его зерна несут следы транспортировки.

### 2.1.3. КАРБОНАТЫ

Минералы — соли угольной кислоты — широко распространены в осадочных породах и достаточно разнообразны. Наиболее важное породообразующее значение имеют кальцит, доломит, в меньшей степени сидерит, арагонит. Кроме того встречаются и часто имеют важное генетическое значение магнезит, магниевые-железо-кальциевые карбонаты, из которых наиболее известен анкерит  $(Ca(Fe, Mg)(CO_3)_2)$ , а также стронцианит  $(SrCO_3)$ , родохрозит  $(MnCO_3)$ , давсонит  $(NaAl(CO_3)(OH)_2)$  и некоторые другие.

**Кальцит**  $CaCO_3$ . Кристаллизуется в тригональной сингонии, образует таблитчатые, ромбоздрические и скаленоэдрические формы, которые можно наблюдать в шлифе в случае свободного роста кристаллов по стенкам трещинок и каверн, в межформенных пустотах и т.д. В сплошных зернистых массах обычно он не дает правильных кристаллографических



ограничений и образует агрегаты зерен неправильной изометричной, лапчатой формы. Специфична форма выделения кальцита в оолитах, сферолитах, стенках раковин и скелетах каркасных организмов — игольчатая, тонкопластинчатая, тонкофибровая и т.д.

Без анализатора минерал бесцветен, но благодаря резко выраженной псевдоабсорбции он становится сероватым. В крупных зернах может быть хорошо видна ромбоэдрическая спайность в двух направлениях под углом  $75^\circ$ . Показатели преломления резко различны:  $n_o = 1,6584$ ,  $n_e = 1,4864$ , поэтому в некоторых сечениях наблюдается либо положительный, либо отрицательный рельеф, прежде всего в виде четких ограничений зерна. Кальцит имеет очень высокое дву-преломление ( $n_o - n_e = 0,172$ ), что обуславливает высокую интерференционную окраску — белую и серую высшего порядка, т.е. выходящую за пределы стандартной таблицы Мишель — Леви. Строго говоря, подобная истинно белая окраска практически отсутствует, она слегка желтоватая, розоватая или, точнее, перламутровая. Это хорошо видно по радужным переливам, если слегка вращать в обе стороны столик микроскопа. По краям зерен появляются многочисленные цветные каемки. Более точное отличие серой интерференционной окраски высшего порядка от таковой первого порядка устанавливается при введении компенсатора: минерал с белой и серой интерференционной окраской первого порядка становится окрашенным (окраска повышается); для минерала с белой окраской высшего порядка цвет его не меняется. Угасание симметричное относительно трещин спайности. Оптическая ориентировка:  $N_p \parallel c$ ;  $N_e = N_p$ .

При крупных размерах зерен, и особенно в известняках, подвергшихся давлению, отмечается полисинтетическое двойникование. В отличие от двойникования плагиоклазов (с которыми студенты нередко путают такие зерна кальцита), где ширина двойниковых кристаллов примерно одинакова, их ширина в кальците резко различна и в шлифе видно чередование узких и значительно более широких полос.

**Арагонит**  $\text{CaCO}_3$ . Арагонит кристаллизуется в ромбической сингонии и этим отличается от кальцита, имеющего тот же состав. Минерал имеет длиннопризматические, игольчатые, волокнистые кристаллы, которые образуют плотные агрегаты. Из-за мелких размеров и вытянутости кристаллов спайность обычно не видна, тем более что она несовершенная. В шлифе арагонит бесцветный. Рельеф часто наблюдается, и прежде всего по четким ограничениям кристаллов

( $n_g = 1,685-1,686$ ,  $n_m = 1,680-1,681$ ,  $n_p = 1,530-1,531$ ). В скрещенных николях цвета интерференции нежные разноцветные высшего порядка, в отличие от белых перламутровых у кальцита ( $n_g - n_p = 0,155-0,156$ ). Погасание прямое, удлинение отрицательное. Минерал двусосный, оптически ориентировка оптической индикатрисы:  $N_p \parallel c$ ,  $N_m \parallel a$ ,  $N_g \parallel b$ .

От кальцита арагонит отличается формой кристаллов, отсутствием или, точнее, слабо выраженной спайностью, а главное — своей двусосностью, но последнюю удастся установить лишь при наличии достаточно крупных кристаллов.

Арагонитом сложены скелеты многих организмов — некоторых гастропод, птеропод, головоногих, кораллов, пелелипод, водорослей, им же образованы многие оолиты и сферолиты, известны цементы, где на карбонатных зернах нарастают кристаллы арагонита (мелководно-морские и рифовые обстановки). В целом арагонит широко развит в современных мелководно-морских отложениях. Вместе с тем этот минерал является неустойчивой метастабильной модификацией карбоната кальция и очень быстро, уже в диагенезе, превращается в устойчивую тригональную модификацию — кальцит. Поэтому в древних отложениях арагонит практически не известен. Его бывшее присутствие устанавливается или, точнее, предполагается по формам кристаллов — псевдоморфозам кальцита по арагониту.

**Сидерит**  $\text{FeCO}_3$ . Наряду с «чистым» железистым сидеритом, часты минералы с примесью магния или марганца, что определяет наличие изоморфных рядов сидерит — магнетит (последовательно: сидерит — сидероплезит — пистомезит — мезитин — брейннерит — магнетит) и сидерит — родохрозит (соответственно: сидерит — манганосидерит — олигонит — понит — родохрозит). Сидерит кристаллизуется в тригональной сингонии. Встречается в виде зернистых масс с ромбоздрическими зернами с закругленными гранями, а также таблитчатых, призматических и скаленоэдрических форм, либо, наконец, сферолитов и оолитов. В шлифах бесцветный, точнее, сероватый или желто-бурый. Серый цвет и матовый облик зерен обусловлен резкой псевдоабсорбцией, а также высоким рельефом и заметной шагренью, поскольку показатели преломления минерала существенно выше, чем у канадского бальзама ( $n_o = 1,872-1,875$ ,  $n_e = 1,612-1,633$ ). Желтоватый оттенок, а часто бурые цвета по краям зерен и по трещинам обусловлен окислением двухвалентного железа и образованием лимонита. Спайность, как правило, отсутствует, но мо-

жет наблюдаться в двух направлениях по ромбоздру под углом  $73^\circ$ . Окрашенные разности обладают слабым плеохроизмом. В скрещенных николях цвета интерференции высокие перламутровые ( $n_o - n_e = 0,239 - 0,242$ ). Погасание прямое, минерал одноосный, отрицательный. Оптическая ориентировка  $N_p \parallel c$ ,  $N_e = N_p$ . От других осадочных карбонатов отличается значительно большим показателем преломления.

Сидерит в виде слоев, линз и конкреций встречается в угленосных отложениях, в битуминозных глинах, в качестве цемента песчаников и алевролитов, в виде включений в более редких образованиях — гематит-шамозитовых рудах, кремнях, железистых фосфатах, реже известняках. В качестве одного из характерных аутигенных минералов сидерит установлен в металлоносных осадках Красного моря.

**Магнезит**  $MgCO_3$ . Минерал тригональной сингонии, образует кристаллы ромбоздрической, реже призматической, таблитчатой или скаленоэдрической формы, но обычно встречается в виде зернистых агрегатов с гипидиоморфными формами.

В шлифе без анализатора бесцветный или серый за счет псевдоабсорбции, редко коричневатый; в последнем случае отмечается плеохроизм. Показатели преломления резко различны ( $n_o = 1,700 - 1,719$ ,  $n_e = 1,509 - 1,527$ ), поэтому шагреня и рельеф видны не во всех сечениях. Спайность совершенная по ромбоздру под углом  $72 - 73^\circ$ . Поскольку сила двойного лучепреломления очень велика ( $n_o - n_e = 0,191 - 0,192$  и выше при наличии примесей железа и перехода к брейнериту), с анализатором отмечается белая (перламутровая) окраска высшего порядка. Минерал одноосный отрицательный. Угасание прямое. Оптическая ориентировка  $N_p \parallel c$ ,  $N_e = N_p$ . От кальцита отличается отсутствием тонкопластинчатых двойников, от доломита — большим показателем преломления.

Минерал встречается в эвапоритовых толщах — в каменной и калийных солях морского происхождения, в соленых озерах и лагунах в ассоциациях с доломитом и ангидритом.

В докембрии образуются мощные толщи собственно магнезитовых пород в ассоциации с доломитами.

**Доломит**  $CaMg(CO_3)_2$ . Доломит кристаллизуется в тригональной сингонии и, как правило, образует кристаллические массы относительно равномернозернистой структуры с ромбовидными, реже призматическими кристаллами. В микротонкозернистых породах кристаллики обычно изометричные с закругленными углами (это хорошо видно при увеличениях, несколько больше стандартных, т.е. при использовании объ-

ектива № 20 или № 40), в более крупнозернистых сплошных кристаллических массах кристаллы гипидиоморфные, а по стенкам каверн и в виде отдельных зерен в известняках — часто идиоморфные. Минерал прозрачный, бесцветный, но часто в той или иной мере серый, «мутный». С одной стороны, это связано с псевдоабсорбцией, с другой — с наличием тончайших включений реликтового кальцита. Подобные включения нередко определяют зональное строение кристалла, где чистые каемки чередуются с более мутными. Такое строение и наличие включений обусловлено условиями образования доломита как минерала. Дело в том, что даже в так называемых седиментационных доломитах непосредственно доломит не осаждается. Вероятно, первоначально осаждаются карбонат кальция и магниевые соли либо, в лучшем случае, протодоломит — карбонат с неупорядоченной кристаллической структурой и избытком  $\text{CaCO}_3$ . В диагенезе происходит кристаллизация доломита, что определяет наличие относительно правильных кристаллов, а избытки карбоната кальция частично выносятся, частично остаются в кристалле, фиксируя, в частности, стадии его роста (зональность). В еще большей степени это относится к вторичным метасоматическим доломитам, когда исходный кальцит, реагируя с магниесодержащими водами, замещается доломитом (процесс доломитизации).

Спайность доломита совершенная по ромбоздру с углом  $73-74^\circ$ . Показатели преломления:  $n_o = 1,679-1,703$ ,  $n_e = 1,500-1,520$ ; повышенные значения отмечаются при увеличении содержания железа. Погасание минерала прямое, двойникование наблюдается редко, и, в отличие от кальцита, двойники параллельны короткой диагонали ромба. Сила двойного лучепреломления высокая ( $n_o - n_e = 0,178-0,185$ ), т.е. интерференционная окраска белая высшего порядка, перламутровая. Минерал одноосный отрицательный. Угасание прямое. Ориентировка оптической индикатрисы  $N_p \parallel c$ ,  $N_e = N_p$ .

В массе своей доломиты связаны с мелководными бассейнами несколько повышенной солености, полуизолированными водоемами, щелочными (содовыми) озерами. В палеозое нередко доломиты в центральных частях обширных морских водоемов, но связаны с крайним мелководьем и частым осушением. В докембрии в связи с эволюцией условий и обстановок осадконакопления доломиты могли быть осадками нормальных для того времени водоемов и обычны биохемогенные — строматолитовые — доломиты. Часто встречаются

вторичные доломиты, особенно в первично проницаемых известняках, в том числе рифогенных образованиях. Подробнее об образовании доломитов, равно как и других карбонатных минералов, см. гл. 7.

\* \* \*

Таким образом, все карбонатные минералы являются преимущественно аутигенными — седиментационными, диагенетическими и катагенетическими. Механизм их формирования хемогенный, органогенный (скелеты организмов) и биохемогенный (строматолиты и другие подобные микробиальные образования). Известны также обломочные карбонаты, т.е. карбонатные минералы или их агрегаты перенесены от места их образования к месту накопления. Этот перенос, однако, в большинстве случаев относительно невелик и происходит в пределах одного и того же водоема.

Заканчивая рассмотрение карбонатных минералов, надо сделать два замечания. Оптические свойства и константы минералов могут быть определены в шлифе, если зерна имеют относительно крупные размеры, по крайней мере не менее 0,05 мм. В этом случае размер зерна больше стандартной толщины петрографического шлифа, свет проходит лишь через этот кристалл, преломляется, происходит его разложение за счет двупреломления и все константы, в принципе, могут быть определены (рис. 2.2).

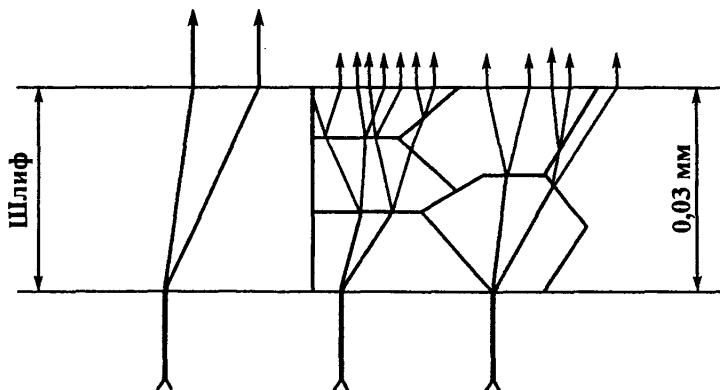


Рис. 2.2. Схема прохождения луча через кристаллы разного размера в шлифе

Вместе с тем во многих случаях размер индивидуальных кристаллов в осадочных породах существенно меньше. Сюда относятся все микрозернистые и пелитоморфные доломиты (а это весьма частая для них структура), мел и мелоподобные известняки, стенки многих раковин и скелеты организмов и т.д. При этом размер индивидуальных минеральных зерен меньше 0,03 мм, и в сечении шлифа попадает несколько зерен. На каждой границе, в том числе между индивидуальными кристалликами, свет преломляется, луч раздваивается и в итоге рассеивается (см. рис. 2.2). В этом случае шлиф оказывается не прозрачным бесцветным, хотя все минералы прозрачные и бесцветные, а окрашенным — серым, желтоватым, иногда темно-серым. Ясно, что определение показателя преломления, спайности, силы двойного лучепреломления (и т.д.) в таких случаях невозможно. Аномальной будет картина при работе с анализатором. Поскольку каждый кристаллик в сечении шлифа ориентирован по-разному, при введении анализатора часть из них может оказаться в положении угасания, но другие будут прозрачны. В связи с тем, что каждый отдельный кристаллик из-за своих размеров не различим, полного затемнения не получается, участок становится только более темным, чем без анализатора, но не черным. При вращении столика микроскопа затемняется другой кристаллик, но этот, ранее угасший, выходит из положения угасания. В итоге участок микрозернистого или пелитоморфного карбоната с анализатором постоянно темно-серый и не меняет своего цвета и тем более полностью не угасает при вращении столика микроскопа. Так, к примеру, выглядят стенки раковин многих фораминифер.

Далее. Как видно из приведенных выше описаний, основные оптические константы большинства карбонатных минералов достаточно близки друг к другу (табл. 2.2) и при стандартных массовых петрографических исследованиях различаются с трудом. Для точной диагностики используются специальные методы анализа — термический, рентгеноструктурный и т.д.

Самым простым, но, к сожалению, наименее достоверным является разделение минералов по некоторым морфологическим признакам, которые частично указаны при описаниях отдельных минералов. Для разделения наиболее важных и наиболее распространенных минералов — кальцита и доломита — можно воспользоваться следующими показателями. В кристаллических агрегатах кальцит образует неравномерно-зернистые структуры с неправильной «лапчатой» формой

Таблица 2.2

## Основные оптические свойства карбонатных минералов

Минерал	Сингония	Показатель преломления					$\Delta$	Ос- ность	Знак	Угол 2V, градус	Оптическая ори- ентировка
		$n_o$	$n_e$	$n_g$	$n_m$	$n_p$					
Кальцит $\text{CaCO}_3$	Тригональ- ная	1,6584	1,4864				0,172	1	—		$N_p    c; N_e = N_p$
Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	»	1,679— 1,703	1,500— 1,520				0,178— 0,185	1	—		$N_p    c; N_e = N_p$
Сидерит $\text{FeCO}_3$	»	1,872— 1,875	1,612— 1,633				0,239— 0,242	1	—		$N_p    c; N_e = N_p$
Магнезит $\text{MgCO}_3$	»	1,700— 1,719	1,509— 1,527				0,191— 0,192	1	—		$N_p    c; N_e = N_p$
Анкерит $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$	»	1,690— 1,750	1,540— 1,548				0,182— 0,202	1	—		$N_p    c; N_e = N_p$
Родохрозит $\text{MnCO}_3$	»	1,750— 1,850	1,540— 1,617				0,190— 0,230	1	—		$N_p    c; N_e = N_p$
Арагонит $\text{CaCO}_3$	Ромбиче- ская			1,685— 1,686	1,680— 1,681	1,530— 1,531	0,155— 0,156	2	—	18	$N_p    c; N_m    a; N_g    b$
Стронцианит $\text{SrCO}_3$	»			1,688	1,667	1,520	0,149	2	—	7	$N_p    c; N_m    b; N_g    a$
Давсонит $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	»			1,596	1,542	1,466	0,130	2	—	77	$N_p    a; N_m    c; N_g    b$
Трона $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Моноклин- ная			1,540— 1,543	1,492	1,412— 1,418	0,125— 0,128	2	—	72—76	$N_p    b; CN_g = 83^\circ$

зерен и криволинейными очертаниями. Напротив, доломит характеризуется относительно равномернозернистой структурой и относительно правильной ромбовидной формой кристаллов; это не означает, что он образует идеально правильные ромбы, как правило, кристаллы гипидиоморфны, углы закругленные, но ромбовидность намечается достаточно часто и четко. Кристаллы кальцита прозрачные, доломита мутные, нередко зональные, в мелких кристалликах часто заметно более темное пятно в центре. В ряде случаев у кальцита, особенно в крупных кристалликах, наблюдается двойникование, у доломита двойники редки и располагаются параллельно короткой диагонали ромба.

Несколько более определенное различие кальцита и доломита, особенно в смешанных известково-доломитовых породах, можно получить с помощью микрохимических реакций, основанных на различной реакционной способности кальцита и доломита. Достаточно подробно эти реакции описаны в книгах Г.И. Теодоровича (1958), В.А. Наумова (1989) и соответствующем разделе «Справочного руководства...» (1958). Наиболее простым оказывается метод С.В. Тихомирова, но он, к сожалению, надежен лишь для относительно крупнозернистых разностей. Поскольку изучение проводится в шлифе под микроскопом, саму пластинку породы после изготовления шлифа не изолируют покровным стеклом, и шлиф остается непокрытым. При определенном навыке можно удалить покровное стекло с уже изготовленного шлифа. Для этого шлиф нагревают в пламени спиртовки или газовой горелки, с тем чтобы канадский бальзам размягчился и стал текучим. После этого покровное стекло осторожно сдвигается. Через некоторое время после остывания и стабилизации поверхность породы осторожно промывается бензолом или техническим спиртом, чтобы удалить остатки бальзама. Окрашивающим реактивом является подкисленный раствор метилвиолета. Сам раствор интенсивно фиолетового цвета; в него добавляют несколько капель 5%-ной соляной кислоты до тех пор, пока он не станет грязно-синего или зеленого цвета. Полученный раствор капают на непокрытую поверхность шлифа и после 1–2-минутной выдержки аккуратно промокают фильтровальной бумагой. Кальцит реагирует с соляной кислотой, нейтрализует ее, а его поверхность становится микрокавернозной, где и фиксируется метилвиолет, т.е. зерно приобретает фиолетовый цвет. Доломит, как менее реакционно-способный, остается неизменным и не окрашенным. Таким образом, те места, где находится кальцит,



окрашены, а те, где доломит, — сохраняют первичную окраску. Для фиксации полученной картины этот шлиф можно вновь покрыть покровным стеклом.

#### 2.1.4. СУЛЬФАТЫ

Породообразующими в осадочных породах являются практически только два минерала из группы сульфатов — гипс и ангидрит, хотя в отдельных случаях могут быть обильны тенардит  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , глауберит  $\text{CaNa}_2(\text{SO}_4)_2$ , целестин  $\text{SrSO}_4$ , барит  $\text{BaSO}_4$ , мирабилит  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , кизерит  $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  и др.

**Гипс**  $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ . Минерал моноклинной сингонии. В шлифе прозрачный бесцветный, в виде кристаллов обычно неправильной лапчатой формы со сложными неправильными краями, по которым соединяются смежные зерна. Подобная форма кристаллов характерна для зернистых масс. В трещинах гипс нередко дает волокнистые структуры с ориентировкой удлинённых кристалликов нормально к стенкам трещин (селенит), в пустотах и кавернах могут быть и относительно правильные кристаллы. Спайность весьма совершенная по (010), совершенная по (111) под углом  $40-42^\circ$  к предыдущей и хорошая по (100). Показатели преломления несколько ниже, чем у канадского бальзама ( $n_g = 1,529-1,531$ ,  $n_m = 1,523-1,526$ ,  $n_p = 1,519-1,521$ ), поэтому шагрени нет, а слабый отрицательный рельеф намечается лишь в некоторых сечениях. С анализатором даёт серые и слегка синеватые окраски ( $n_g - n_p = 0,009-0,010$ ). Минерал двусосный, положительный, угол  $2V = 52-58^\circ$ . Ориентировка оптической индикатрисы  $CN_p = 38^\circ$ ,  $CN_g = 52^\circ$ ,  $N_m \parallel b$ . Удлинение либо положительное, либо отрицательное.

По некоторым показателям (прозрачный, бесцветный, серые интерференционные окраски) похож на кварц, с которым студенты его нередко путают. Главное отличие — гипс двусосный, кварц — одноосный. Вместе с тем есть и менее резкие и менее определённые показатели, позволяющие отличать его от кварца — у гипса практически всегда есть спайность (кварц без спайности), у него несколько ниже, чем у кварца, показатель преломления (при подъёме тубуса микроскопа линия Бекке смещается на канадский бальзам, а у кварца, — на минерал). Наконец, кварц практически всегда находится в виде обломочных зерен, т.е. несёт следы переноса (окатанность, сортировка и т.д.), в то время как гипс в абсолютном большинстве случаев — минерал аутигенный хе-

могенный с соответствующей формой зерен. Гипс легко обезвоживается при нагреве и давлении, поэтому при изготовлении шлифа он может переходить в полугидрат  $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ . При этом меняются форма кристаллов и его оптические свойства. Кристаллы приобретают игольчатый облик, он становится одноосным положительным, повышается показатель преломления ( $n_o = 1,558$ ;  $n_e = 1,586$ ) и сила двойного лучепреломления ( $n_o - n_e = 0,028$ ). В этом случае он отличается от кварца по форме кристаллов, несколько большим показателем преломления и главное — более высокой интерференционной окраской — вплоть до желтой второго порядка. Обычно же столь значительной потери воды не происходит, хотя интерференционная окраска явно повышается до желтой, оранжевой или красной.

**Ангидрит  $\text{CaSO}_4$ .** Минерал кристаллизуется в ромбической сингонии. В шлифах минерал прозрачный, образует брусковидные и призматические, нередко волокнистые кристаллы со спайностью в двух направлениях, которая видна в относительно крупных индивидуумах. Обычны агрегаты брусковидной (напоминают чем-то не очень качественный паркет), параллельно-волокнистой или спутанно-волокнистой (войлочной) структуры. Благодаря пластичности кристаллы часто механически деформированы, изогнуты вдоль длинной оси. Показатель преломления существенно выше, чем у канадского бальзама ( $n_g = 1,609-1,618$ ,  $n_m = 1,574-1,579$ ,  $n_p = 1,569-1,574$ ), поэтому виден отчетливый положительный рельеф. С анализатором дает яркие и сочные интерференционные окраски ( $n_g - n_p = 0,043 - 0,044$ ). Минерал двуосный положительный, угол  $2V = 42-44^\circ$ , с прямым погасанием и отрицательным удлинением. Ориентировка оптической индикатрисы:  $N_p \parallel c$ ,  $N_m \parallel b$ ,  $N_g \parallel a$ .

В абсолютном большинстве случаев гипс и ангидрит являются минералами аутигенными и хемогенными. Главным образом это осадки водоемов повышенной солености, где соленость достигает 100–150 ‰ и более при среднеокеанической солености 35 ‰. Гипсовые корочки и налеты обычные в почвах аридных и семиаридных областей. В этих обстановках возможно формирование гипсовых и ангидритовых цемента в обломочных породах. В относительно небольших количествах эти минералы образуются в результате различных катагенетических процессов — доломитизации, просачивании сульфатсодержащих рассолов из вышележащих соленосных толщ, при сложных реакциях на водонефтяных контактах и др. Известны также золотые пески, содержащие суль-

фатные минералы, однако подобная обломочная форма весьма редка.

Следует также отметить, что гипс при возрастании давления и температуры (реально — при погружении) переходит в ангидрит; последний при гидратации может переходить в гипс. При этом меняется не только минеральная форма, но и структура, и текстура породы. В ряде случаев подобные взаимопереходы, замещения, реликты исходных материалов, псевдоморфозы удается наблюдать в шлифах.

### 2.1.5. ГАЛОГЕНИДЫ

Среди минералов-галогенидов безусловное лидерство как порообразующий минерал имеет галит, в существенно меньшей степени развит сильвин ( $KCl$ ), еще реже отмечаются карналлит ( $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$ ), бишофит ( $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ), встречаются также флюорит ( $CaF_2$ ; осадочная разновидность — ратовкит) и др.

Галит  $NaCl$ . Сингония кубическая. Образует кубические, реже октаэдрические кристаллы. В шлифе обычные серые, иногда даже полупрозрачные кристаллические массы. Чистый галит водяно-прозрачный, но в природе он всегда содержит различные примеси — пузырьки воздуха и рапы, пелитовый материал, нередко включения других, «несолевых» минералов — ангидрита, гипса, доломита, обломочного и аутигенного кварца, слюд, полевых шпатов, оксидов и сульфидов железа и др., что и определяет цвет минерала в шлифе.

Кубическая сингония обуславливает облик кристаллов, образующих отчетливо прямоугольные, иногда даже квадратные формы. Рост кристаллов галита в маточной рапе (рассолах) происходит очень быстро, и указанные выше примеси, которые захватываются формирующимся кристаллом, располагаются параллельно его граням и ребрам. Эти примеси отчетливо выявляют прямоугольную форму кристалла и нередко определяют его зональное и секториальное строение, когда более чистые каемки чередуются с замутненными.

Спайность совершенная по (100) и несовершенная по (110), т.е. под углом  $90^\circ$ , однако наличие примесей может зашугивать ее. Галит, как и все кристаллы кубической сингонии, изотропен, поэтому имеет только один показатель преломления, практически равный таковому канадского бальзама ( $n = 1,544$ ).

Минерал не двупреломляет, с анализатором черный не-

прозрачный. Вместе с тем наличие примесей, в частности ангидрита, ведет к тому, что они дают собственную интерференционную окраску, и эти цветные включения подчеркивают кубический облик кристаллов.

Галит является сугубо аутигенным чисто хемогенным образованием водоемов высокой солености (25–29 %) и является практически единственным породообразующим минералом такой осадочной горной породы, как каменная соль, ведущим — в сильвините, где его содержание обычно больше, чем минерала сильвина. Более редки случаи вторичного выделения кристаллов галита из пластовых вод в кавернах карбонатных пород.

**Сильвин** KCl. Важнейший компонент сильвинита, в качестве примесей встречается в других соляных породах.

Минерал кубической сингонии.

Оптические свойства: прозрачный, бесцветный, с прямоугольным иногда квадратным обликом кристаллов; показатель преломления ниже, чем у канадского бальзама ( $n = 1,400$ ), т.е. появляется отрицательный рельеф; минерал оптически изотропен, с анализатором черный непрозрачный.

#### 2.1.6. ГИДРОКСИДЫ ЖЕЛЕЗА

Ряд минералов — гидроксидов трехвалентного железа, из которых наиболее известны гётит ( $\text{FeO} \cdot \text{OH}$  или  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) и гидрогётит ( $\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$  или  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), обычно объединяются под общим названием **лимонит**.

В шлифе лимонит — это черные непрозрачные массы или слегка просвечивающие в желто-буро-красных тонах. Вместе с тем существуют и прозрачные желто-оранжевые и желто-красно-бурые выделения с отчетливым плеохроизмом в желто-оранжевых и желто-бурых цветах. В одних случаях они оптически изотропны — черные при введенном анализаторе, в других — образуют кристаллы ромбической сингонии с высокими показателями преломления:  $n_g = 2,360–2,515$ ,  $n_m = 2,260–2,409$ ,  $n_p = 2,210–2,275$  (показатель преломления изотропных разностей также высокий:  $n = 2,0–2,1$ ) и большой силой двойного лучепреломления ( $n_g - n_p = 0,138–0,140$ ), однако собственная окраска скрывает цвета интерференции.

Минерал двuosный отрицательный, угол  $2V = 0–27^\circ$ . Угасание прямое.

Практически все лимониты аутигенны. Они составляют основу горной породы — бурых железняков, но в виде при-

месей часто встречаются в самых разнообразных породах, образуют цементы и рубашки (пленки) вокруг обломочных зерен и т.д.

\* \* \*

Для определения минерала в шлифе знание его оптических свойств является необходимым, но не достаточным условием; точнее сказать, установить набор этих свойств — еще не значит определить сам минерал: необходимо путем сложного перебора найти именно тот минерал, который обладает всем этим набором, что представляет собой достаточно трудную задачу. Поэтому разрабатываются определенные таблицы, ключи к поиску и т.д. Подобные определители той или иной степени сложности имеются во многих указанных выше изданиях (Логвиненко 1957, 1962; Наумов 1981, 1989; Преображенский, Саркисян 1954 и др.).

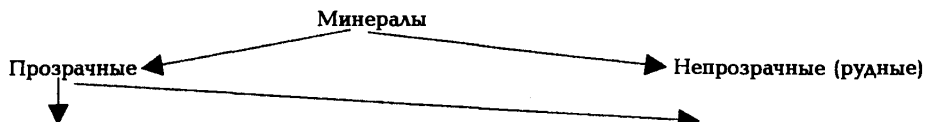
Одним из рациональных путей представляется последовательное разделение всех минералов на большие группы по какому-то легко устанавливаемым признакам, с последующей детализацией и определением дополнительных констант. Так, первое разделение минералов возможно провести по их прозрачности или непрозрачности. Непрозрачные в шлифе — рудные минералы, в том числе очень часто лимонит.

Практически все породообразующие, а также большинство акцессорных (см. далее) минералов являются прозрачными. Для них можно использовать такой легко устанавливаемый показатель, как цвет. По сути дела из относительно распространенных описанных выше минералов лишь несколько являются окрашенными: биотит (желто-бурый плехроирующий), глауконит (зеленый, желтовато- или синевато-зеленый), железистые хлориты (зеленые) и иногда лимонит. Список же прозрачных бесцветных минералов достаточно велик.

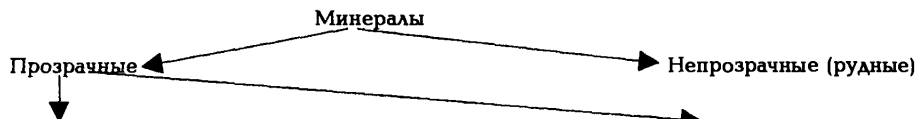
Используя обычную последовательность изучения минералов в шлифе, т.е. работая сначала без анализатора, а затем с ним, можно получить набор показателей, которые позволят определить исследуемый материал. По сути дела на этом принципе построена схема предварительного определения основных породообразующих минералов (табл. 2.3), где, перемежаясь последовательно сверху вниз и отбраковывая минералы, не удовлетворяющие определенным для изучаемого константам и свойствам, можно резко сузить список возможных минералов, а в ряде случаев и достаточно достовер-

Таблица 2.3

Схема предварительного определения основных породообразующих минералов осадочных горных пород в шлифах



Без анализатора	Цвет и плеохроизм	Бесцветные: Кварц, опал, халцедон, микроклин, ортоклаз, плагиоклазы, мусковит, кальцит, арагонит, доломит, сидерит, магнезит, гипс, ангидрит, галит		Окрашенные: Желто-коричневый; плеохроизм от соломенно-желтого до темно-коричневого – биотит		
				Зеленый, желто-зеленый, синевато-зеленый; плеохроизм в желто-зеленых тонах – глауконит		
Спайность		Без спайности		Со спайностью		
				в одном направлении	в двух направлениях	в одном направлении
		Кварц, опал, халцедон, иногда полевые шпаты, часто сидерит, арагонит		Мусковит	Микроклин, ортоклаз, плагиоклазы, кальцит, доломит, магнезит, гипс, ангидрит, галит	Биотит
				Желтовато-зеленый; плеохроизм от слабо-желтого, почти бесцветного до бледно-зеленого – шамозит (Fe-хлориты)		
				Желто-красно-бурый – лимонит		



Без анализатора	Показатель преломления	$n_m < n_{к.б.}$ ( $n_m < 1,500$ )	$n_m \approx n_{к.б.}$ ( $n_m \approx 1,520 - 1,570$ )	$n_m > n_{к.б.}$ ( $n_m \approx 1,570 - 1,700$ )	$n_m \gg n_{к.б.}$ ( $n_m > 1,700$ )	$n_m \approx n_{к.б.}$ ( $n_m \approx 1,520 - 1,570$ )	$n_m > n_{к.б.}$ ( $n_m \approx 1,570 - 1,700$ )	$n_m \gg n_{к.б.}$ ( $n_m > 1,700$ )
		Опал	Кварц, хааледон, микроклин	Мусковит, арагонит	Магнезит		Биотит	Биотит
Кальцит	Ортоклаз, плагиоклазы, кальцит, доломит, гипс, галит	Кальцит, доломит, магнезит, сидерит, ангидрит	Сидерит			Глауконит, Fe-хлориты (шамозит)		
С анализатором	Сила двойного лучепреломления	0 – минералы изотропные						
		Опал, галит					Лимонит	
		0,006 – 0,012 – серые и белые цвета I порядка						
		Кварц, хааледон, микроклин, ортоклаз, плагиоклазы, гипс, хлориты					Fe-хлориты (шамозит)	
		0,012 – 0,035 – желтые, красные, зеленые и другие цвета I и II порядков						
		–					Глауконит	
		0,035 – 0,060 – яркие разнообразные цвета III и IV порядков						
		Ангидрит, мусковит					Биотит	
		0,060 – белая и серая окраска высшего порядка (радужная, перламутровая)						

Угасание		Арагонит, кальцит, доломит, магнезит, сидерит				Лимонит		
		Равномерное			Неравномерное		Равномерное	Неравномерное
		прямое	симметрич- ное	косое	закономерное	незаконо- мерное	прямое	агрегатное
		Мусковит, араго- нит, сидерит, магнезит, доло- мит	Плагиокла- зы, кальцит	Гипс	Простое двойни- кование – ор- токлаз. Полосча- тое (полисинте- тическое) двой- никование – плагиоклазы. Зо- нальное двойни- кование – сред- ние плагиоклазы. Решетчатое – микроклин	Облач- ное – кварц. Аг- регатное – халцедон	Бiotит, Fe-хлориты (шамозит)	Глауконит



Таблица для определения в шлифе прозрачных породообразующих минералов

Показатель преломления	Минералы изотропные	Минералы анизотропные — сила двойного лучепреломления																			
		0,001—0,012				0,012—0,037				0,037—0,060				>0,060							
		Цвета интерференции — серые, белые, желтоватые I порядка								Цвета интерференции — желтые, красные, зеленые и другие I и II порядков				Яркие цвета интерференции III и IV порядков				Белая и серая окраска высшего порядка (радужная, перламутровая)			
		Одноосные		Двуосные		Одноосные		Двуосные		Одноосные		Двуосные		Одноосные		Двуосные					
		+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-				
л < 1,500 Сильная шагреня, сильный отрицательный рельеф	<u>Опал</u>																<u>Кальцит</u>				
л = 1,500—1,540 Шагрени и рельефа нет или он слабый отрицательный		<u>Халцедон</u>	<u>Халцедон</u> <u>Альбит</u> <u>Гипс</u>	<u>Ортоклаз</u> <u>Микроклин</u> <u>Альбит</u> <u>Олигоклаз</u>				<u>Монтмориллонит</u>						<u>Мусковит</u>			<u>Кальцит</u> <u>Доломит</u> <u>Магнезит</u> <u>Сидерит</u>	<u>Арагонит</u>			
л = 1,540—1,580 Шагрени и рельефа нет или он слабый положительный	<u>Галит</u>		<u>Андезит</u> <u>Лабрадор</u> <u>Хлориты</u>	<u>Альбит</u> <u>Олигоклаз</u> <u>Каолинит</u> <u>Феллозиты</u>			<u>Гидрослюда</u>			<u>Ангидрит</u>	<u>Мусковит</u> <u>Биотит</u>			<u>Кальцит</u> <u>Доломит</u> <u>Магнезит</u> <u>Сидерит</u>			<u>Арагонит</u>				

$n = 1,580 - 1,700$ Шагрень и положительный рельеф заметны				Хлориты <u>Анортит</u> <u>Fe-</u> <u>хлориты</u>				<u>Глауконит</u>			Ан- гидрит	<u>Биотит</u>	<u>Кальцит</u> <u>Доломит</u> <u>Магне-</u> <u>зит</u> <u>Сидерит</u>	<u>Араго-</u> <u>нит</u>
$n > 1,700$ Шагрень и положительный рельеф сильные	<u>Лимо-</u> <u>нит</u>												<u>Магне-</u> <u>зит</u> <u>Сидерит</u>	<u>Лимонит</u>

Примечание. Сплошной линией подчеркнуты минералы окрашенные, пунктирной – минералы, которые могут иметь ложную окраску за счет сильной шагрени (например, опал, сидерит), продуктов разрушения (например, плагиоклазы), включений (например, галит, доломит), псевдоабсорбции (например, кальцит, магнезит и др.).

но определить сам минерал. Для полной характеристики и точного определения необходимо провести и более специальные исследования осности, знака, величины угла  $2V$ , оптической ориентировки, знака удлинения и т.д.

Для определения минерала можно пойти и другим путем: установив достаточно грубо показатель преломления и силу двойного лучепреломления, получить в соответствующей клетке табл. 2.4 название минерала или группы минералов. После этого провести определение не всегда присутствующих в этой таблице, но характерных признаков (формы нахождения, облик кристаллов и зерен, спайность, характер двойникования и угасания, продукты изменения и т.д.), а также определение таких важных констант, как осность, знак, угол  $2V$ , знак удлинения, оптической ориентировки и др.

В обоих случаях нельзя забывать, что обе эти таблицы весьма упрощены и содержат минимальный набор основных породообразующих минералов.

## 2.2. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

### 2.2.1. СПЕЦИФИКА ИЗУЧЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Как указывалось выше, кроме породообразующих в осадочных породах обычно присутствуют и минералы, содержание которых, как правило, не превосходит единиц процентов, а чаще еще меньше; эти минералы называются акцессорными (от лат. *accessorius* — добавочный).

Строго говоря, акцессорными могут являться минералы любого состава и происхождения — как аутигенного, так и аллотигенного. Практически же абсолютное большинство их являются минералами аллотигенными, и именно для них разработана методика выделения, изучения и, главное, геологической интерпретации их наличия, количества, состава и т.п.

Ясно, что при содержаниях в доли процента подобные минералы практически в шлифах не встречаются. Для изучения их надо определенным образом выделить, сконцентрировать и лишь потом изучать.

Методика их выделения и обогащения (концентрации) рассматривается в гл. 4 (раздел 4.1.3). Здесь же, прежде чем

давать их характеристику, отметим некоторые особенности их изучения.

Исследуются обычно не полированные шлифы стандартной толщины (0,03 мм), а зерна определенных фракций — обычно крупного алеврита (0,05—0,1 мм) или, реже, мелкого песка (0,1—0,25 мм). Для изученияготавливаются либо постоянные препараты (слой зерен, сцементированный канадским бальзамом и как обычный шлиф, покрытый покровным стеклом), либо временные препараты, когда зерна помещаются в какую-либо жидкость, либо, наконец, их исследуют просто в воздухе. В первом случае препараты, как и обычные шлифы, легко хранить, транспортировать, изучать и т.д. Во втором случае, помещая зерна в жидкости с разным показателем преломления (иммерсии), можно весьма точно определить показатель преломления каждого зерна (он будет равен показателю преломления той жидкости, в которой между зерном и жидкостью не будет наблюдаться линия Бекке), однако ни о каком постоянном хранении и, как правило, повторном анализе этих препаратов говорить не приходится. Кроме того, работать приходится только при горизонтальном положении столика микроскопа, что не всегда удобно. Наконец, исследование в воздухе позволяет изучить практически лишь цвет и форму зерен и используется обычно при первых, качественных оценках. Таким образом, основным, наиболее распространенным методом является изучение постоянных препаратов, в меньшей степени — изучение иммерсионных жидкостях.

Поскольку исследуются зерна более толстые, чем стандартная толщина шлифа, некоторые показатели существенно отличны. Так, значительно гуще окраска и более заметен плеохроизм, даже у тех минералов, которые в стандартных шлифах не плеохроируют. Резко повышается интерференционная окраска. К примеру, зерна кварца с анализатором не серые и белые, а ярко окрашены, с прекрасно выделяющимися цветными каемками по краям из-за резко меняющейся толщины зерна. Так как толщина зерна не одинакова (напомним, что в «одноразмерной» фракции толщина зерна отличается друг от друга в 2—2,5 раза), практически невозможно точно определить силу двойного лучепреломления. Вместе с тем, поскольку исследуются индивидуальные зерна, а не их плотно прилегающие друг к другу агрегаты, проще и достовернее изучается их форма — наличие или отсутствие кристаллографических элементов, характер ограничения, сколов, тип поверхности и т.д. Поэтому, наряду с

обычными показателями — цветом, спайностью, показателем преломления, осностью, знаком, углом  $2V$ , оптической ориентировкой, угасанием и т.д., именно морфология зерен часто является одним из важнейших диагностических признаков.

Одно из первых обстоятельных и полных описаний минералов в зернах было дано Г.Б. Мильнером (первые русские издания — 1933 и 1934 гг., четвертое английское, значительно переработанное и расширенное издание вышло на русском языке в двух томах в 1968 г. (Мильнер, 1968)). Эти описания стали классическими и во многом, и прежде всего в виде иллюстраций, использованы в изданиях отечественных авторов. Среди них следует отметить уже упомянутые ранее книги И.А. Преображенского и С.Г. Саркисяна (1954), Н.В. Логвиненко (1957, 1962), В.А. Наумова (1981, 1989), «Справочное руководство...» (1958) и др. Из большого разнообразия обломочных акцессорных минералов далее будут охарактеризованы лишь наиболее распространенные. Вслед за Г.Б. Мильнером многие отечественные авторы приводят описания отдельных минералов не по классификационным группам, а по алфавиту названий. В таком же порядке они будут изложены в настоящем пособии. В данном случае это тем более оправдано, что список минералов весьма невелик и делить их на группы и классы строгой минералогической систематики совершенно нерационально.

### 2.2.2. ОПИСАНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

**Андалузит**  $Al_2[SiO_4]O$ . Сингония ромбическая. Оптические свойства:  $n_g = 1,638-1,651$ ,  $n_m = 1,632-1,644$ ,  $n_p = 1,629-1,640$ ;  $n_g - n_p = 0,009-0,011$ . Двусный оптически отрицательный, угол  $2V = 75-86^\circ$ . Угасание прямое, удлинение отрицательное. Оптическая ориентировка:  $N_p \parallel c$ ,  $N_m \parallel b$ ,  $N_g \parallel a$ . Зерна обычно неправильной, угловатой и угловато-окатанной формы; имеются также зерна в виде обломков столбчатых и длиннопризматических кристаллов (рис. 2.3). Бесцветный или окрашенный в серые, розовые, красные, зеленые цвета. Окрашенные разности обладают плеохроизмом в розовых и кроваво-красных тонах. Обычны включения углеродистого вещества, циркона, рутила и других минералов.

Андалузит образуется во многих метаморфических породах, контактово-метаморфических образованиях, реже гранитах.

**Апатит**  $Ca_5[PO_4]_3(OH, F, Cl)$ . Кристаллизуется в гексагональной сингонии. Оптические свойства:  $n_o = 1,633-1,667$ ;

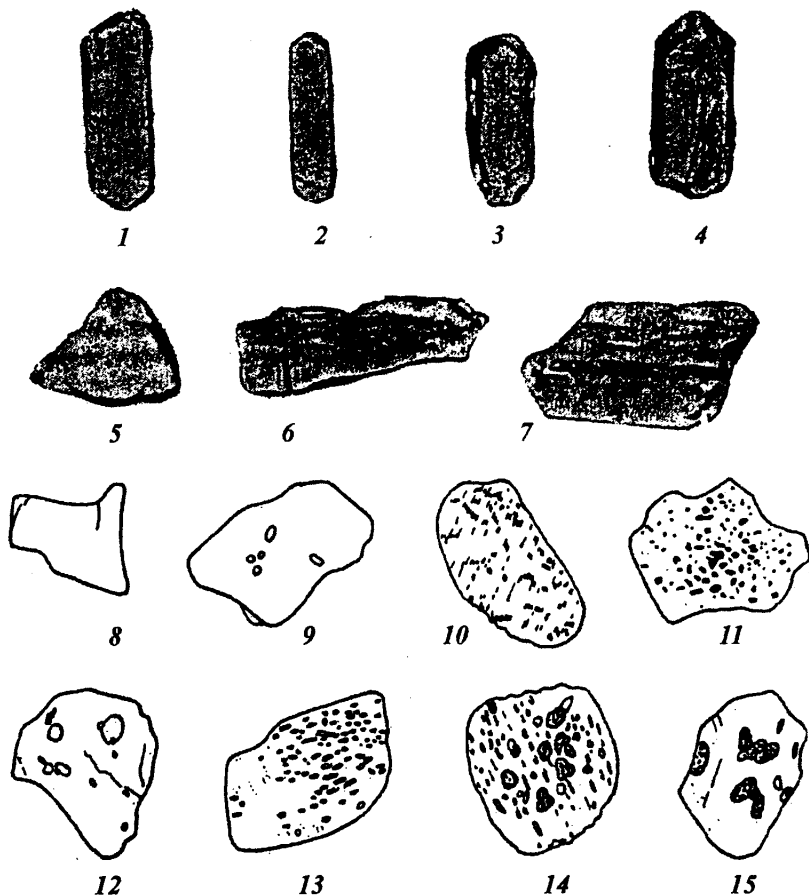


Рис. 2.3. Андалузит:

1-7 по Г.Б. Мильнеру (1968); 8-15 — по С.Г. Саркисяну и др. (Наумов, 1989); 8, 9 — бледно-розовые зерна неправильной формы; 10-15 — зерна с включениями: 10, 11 — угольной пыли, 12 — пузырьков газа, 13-15 — циркона и рубина

$n_e = 1,630 - 1,664$ ;  $n_o - n_e = 0,003 - 0,007$ . Показатели преломления и сила двойного лучепреломления изменяются в зависимости от преобладания гидроксила, фтора или хлора. Одноосный, оптически отрицательный, иногда аномально двуосный с углом  $2V$  до  $10^\circ$ . Угасание прямое, удлинение отрицательное;  $N_p \parallel c$ ,  $N_e = N_p$ . В осадках встречается в виде зерен округлой, удлинённой или овальной, иногда угловатой фор-

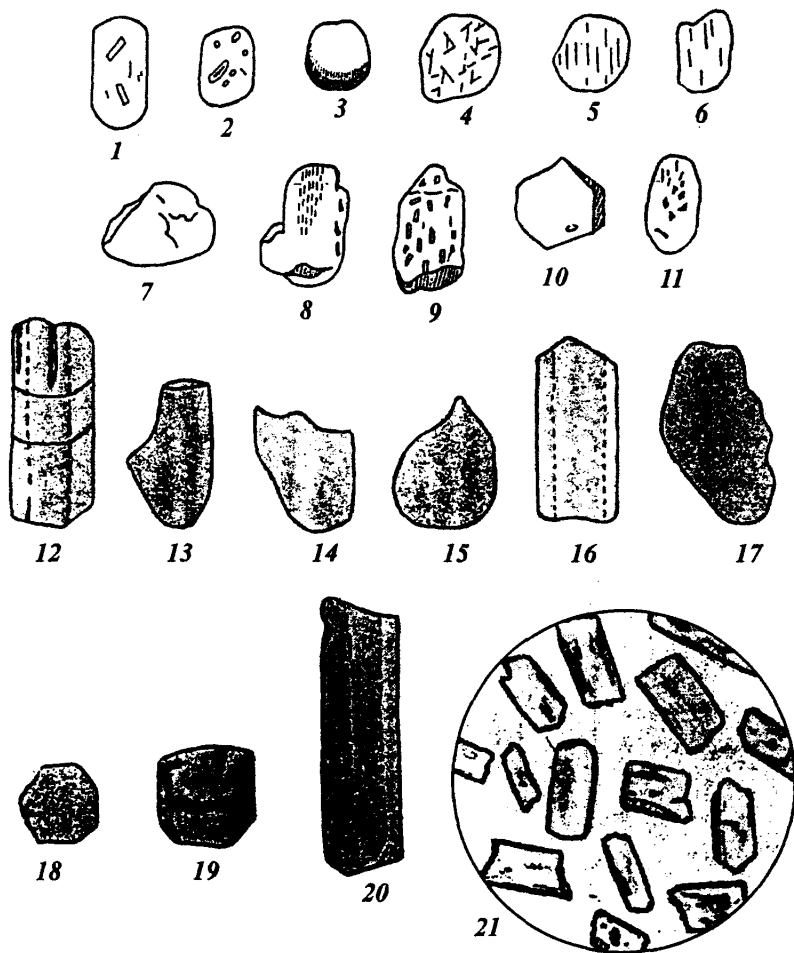


Рис. 2.4. Апатит:

1-11 - обломочный апатит из четвертичных отложений: 1-3, 7, 11 - полуокатанные и окатанные обломки; 4-6, 8 - включения в апатите; 9 - фигуры травления; 10 - огранный кристалл (по В.А. Полянину («Справочное руководство...», 1958)); 12-20 - апатит карбона Львовской мулды (по Н.С. Варгановой (Логвиненко, 1957)); 21 - апатит майкопской свиты Азербайджана (по А.Г. Алиеву и др. (Логвиненко, 1957))

мы, а также призматических короткостолбчатых зерен, иногда с пирамидальными окончаниями (рис. 2.4). Нередко наблюдаются следы коррозии. Апатит обычно бесцветный, встречаются также желтые и бурые плеохроирующие

Таблица 2.5

## Оптические свойства гранатов

Минерал	Химический состав	Цвет в зернах	Показатель преломления	Дисперсия
Альмандин	$\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Красный, розовый, в мелких зернах бесцветный или слабо окрашенный	1,766 – 1,830	0,024
Анрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$	Зеленый, желтый, красный	1,865 – 1,895	–
Гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Желтый, буровато-розовый, зеленый, мелкие зерна почти бесцветны	1,734 – 1,745	0,028
Пироп	$\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Интенсивно-красный, красно-фиолетовый, розовый	1,705 – 1,785	0,027
Спессартин	$\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Розовый, красный, бурый	1,795 – 1,815	0,027
Уваровит	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$	Зеленый	1,838 – 1,870	–

зерна. Очень часто зерна апатита содержат микровключения.

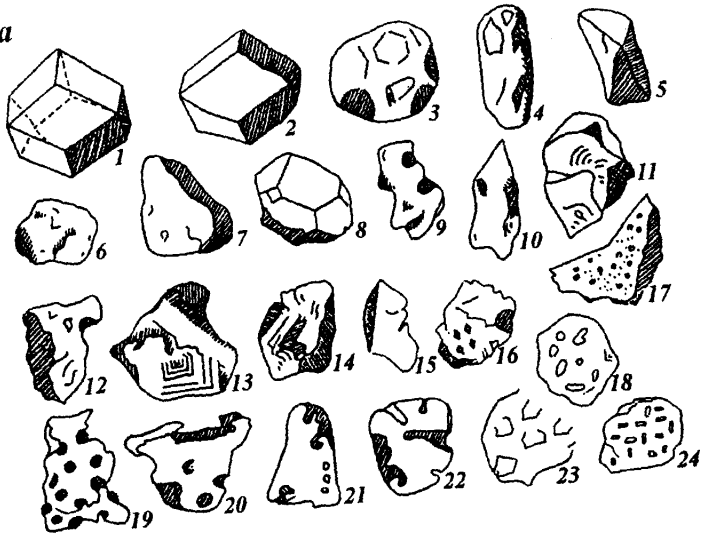
Апатит образуется во многих группах метаморфических и магматических пород, но наиболее распространен в гранитах, сиенитах и особенно в нефелиновых сиенитах.

**Гранаты.** Под этим названием объединяется ряд минералов — силикатов с изолированными кремнекислородными тетраэдрами. Состав и оптические свойства основных из них приведены в табл. 2.5. Все гранаты кристаллизуются в кубической сингонии, т.е. оптически изотропны и с анализатором черные, но иногда появляется аномальное двупреломление. Встречаются в виде зерен разной степени окатанности — от остроугольных до округлых. Излом неровный, полураковистый, поверхность зерен часто черепитчатая, ступенчатая с входящими углами (рис. 2.5, 2.6).

Характерными диагностическими признаками являются их оптическая изотропия (полное угасание при введении анализатора), а также очень высокий показатель преломления. Последнее ведет к появлению сильной шагрени, очень четким ограничениям зерен, по периметру которых наблюдается широкая темная каемка. Гранаты весьма обычны среди акцессориев осадочных пород. Они образуются в ряде изверженных и особенно метаморфических пород — в некоторых кристаллических сланцах, скарнах. Поскольку гранаты весьма устойчивы в зоне осадконакопления, они могут многократно пере-



a



b



### Рис. 2.5. Гранаты:

*a* — по В.А. Полянину («Справочное руководство...», 1958): 1, 2, 5, 8 — ограненные зерна; 3, 4, 9, 16, 19—23 — фигуры разъедания и другие поверхностные дефекты; 6, 7 — окатанные зерна; 10—12, 15 — резко угловатые обломки; 13, 14 — зональность; 17, 18, 24 — гранат с включениями;  
*б* — по Н.С. Варгановой (Логвиненко, 1957): каменноугольные отложения Львовской мульды

отлагаться, т.е. в изучаемую породу попадать при размыве более древних осадочных же пород.

**Дистен (кианит)**  $Al_2[SiO_4]O$ . Кристаллизуется в триклинной сингонии. Оптические свойства:  $n_g = 1,727-1,734$ ,  $n_m = 1,720-1,723$ ,  $n_p = 1,712-1,718$ ;  $n_g - n_p = 0,012 - 0,015$ . Двусный, оптически отрицательный, угол  $2V = 82-84^\circ$ . Угасание косое —  $CN_g$  на (100) =  $27-30^\circ$ ,  $N_p \perp (100)$ . Удлинение положительное. Морфология зерен во многом определяется различием твердости в двух взаимно перпендикулярных направлениях («ди» — двойко, «стенос» — сопротивляющийся; дистен — «двутвердый»): она равна 4,5 параллельно длинной оси на грани (100) и 6 на гранях (010) и (110), поперечным удлинению, и соответственно взаимно перпендикулярным расположением спайности по (100) и отдельности по (001). Поэтому наиболее часто встречаются полуугловатые плоскопризматические и удлиненно-пластинчатые зерна, нередко с входящими углами (рис. 2.7, 2.8). Цвет дистена голубой, синий, зеленый, желтый, иногда, в мелких зернах, он бесцветный. Интенсивно окрашенные зерна плеохроируют в фиолетово-голубых и темно-голубых цветах.

Диагностическими признаками являются форма зерен, высокий показатель преломления, низкое двупреломление и косое угасание.

Дистен в осадочных породах — минерал обычный; материнскими для него являются метаморфические породы, особенно некоторые гнейсы и слюдяные сланцы.

**Монацит** (Ce, La, Th)[ $PO_4$ ]. Минерал кристаллизуется в моноклинной сингонии. Оптические свойства:  $n_g = 1,837-1,849$ ,  $n_m = 1,788-1,801$ ,  $n_p = 1,786-1,800$ ;  $n_g - n_p = 0,049 - 0,051$ . Двусный, оптически отрицательный, угол  $2V = 6-19^\circ$ , угасание косое, удлинение положительное. Ориентировка оптической индикатрисы:  $CN_g = 3-6^\circ$ ,  $CN_m = 8-11^\circ$ ;  $N_p \parallel b$ . Обычно встречается в виде округлых и овальных хорошо окатанных зерен, реже — изометричных и пирамидальных угловатых обломков и еще реже — хорошо ограненных кристаллов (рис. 2.9). Цвет обычно желтый, бурый, иногда монацит бесцветный. Окрашенные зерна слабо



1



2



3



4



5



6



7



8



9



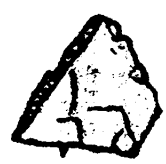
10



11



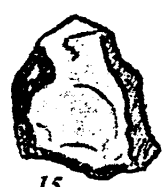
12



13



14



15



16



17



18



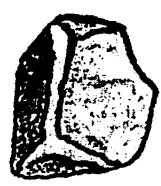
19



20



21



22



23



24

Рис. 2.6. Фанерозойские гранаты Англии (по Г.Б. Мильнеру, (1968)): 1-4 - кембрий - силур; 5-9 - карбон, пермь; 10-15 - мезозойские пески; 16-21 - третичные пески; 22 - плиоценовые пески; 23 - ледниковые отложения; 24 - четвертичный береговой песок

плеохроируют в желтых и зеленовато-желтых тонах. На поверхности нередко бурые пятна - продукты частичного разложения, в частности, в виде оксидов церия. Диагностическими признаками в зернах являются цвет, высокий показатель преломления (темная каемка на краю зерна), высокая интерференционная окраска и косое угасание (в отличие от циркона).

В осадочных породах встречается весьма часто, куда попадает главным образом из кислых и щелочных магматических пород и пегматитов.

**Роговая обманка**  $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})[\text{AlSi}_3\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$ . Сингония моноклинная. Оптические свойства:  $n_g = 1,644 - 1,713$ ,  $n_m = 1,637 - 1,611$ ,  $n_p = 1,630 - 1,693$ ;  $n_g - n_p = 0,014 - 0,026$ . Минерал двусный, оптически отрицательный, угол  $2V = 38 - 87^\circ$ ,  $CN_g = 15 - 27^\circ$ ,  $CN_p = 63 - 75^\circ$ ;  $N_m \parallel b$ . Угасание

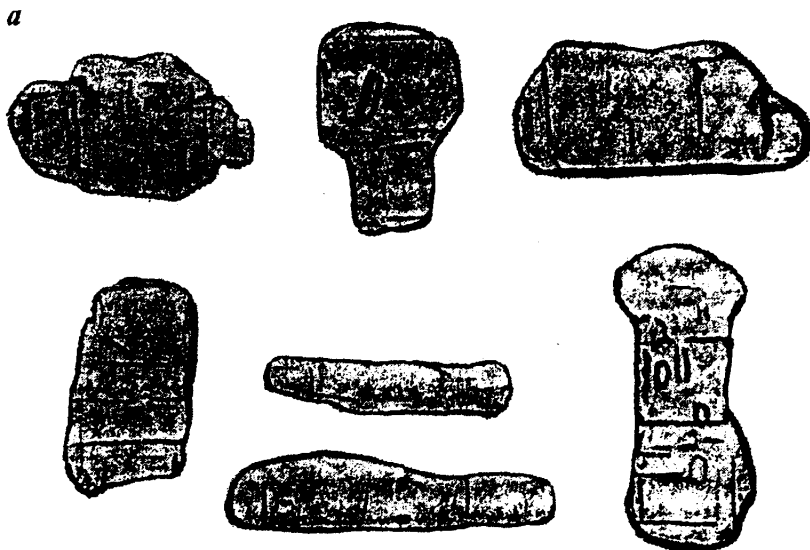
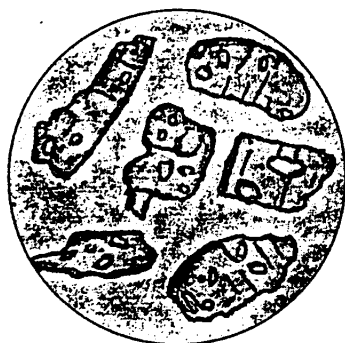
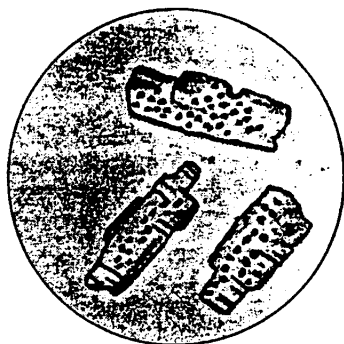


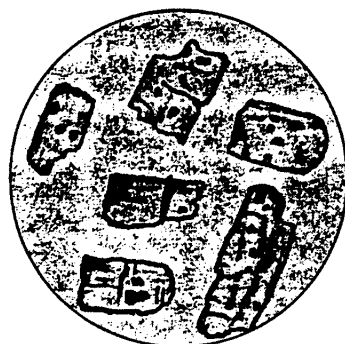
Рис. 2.7. Дистен (кианит). а - по Г.Б. Мильнеру (1968); б - по А.Г. Алиеву и др. (Логвиненко, 1957): 1-6 - дистен с включениями: 1 - жидкости, 2 - с пузырьками воздуха, 3 - с пиритом, 4 - с гидроксидами железа, 5 - с углистыми частицами, 6 - с включениями других минералов - третичные отложения Азербайджана



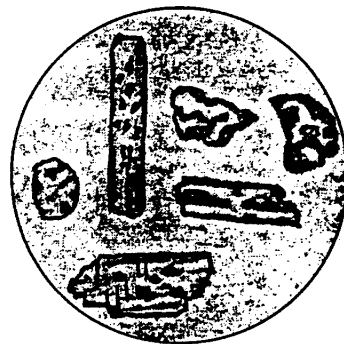
1



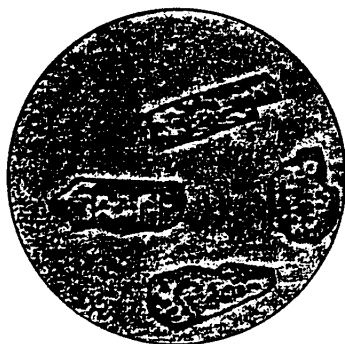
2



3



4



5



6

Рис. 2.7. Продолжение

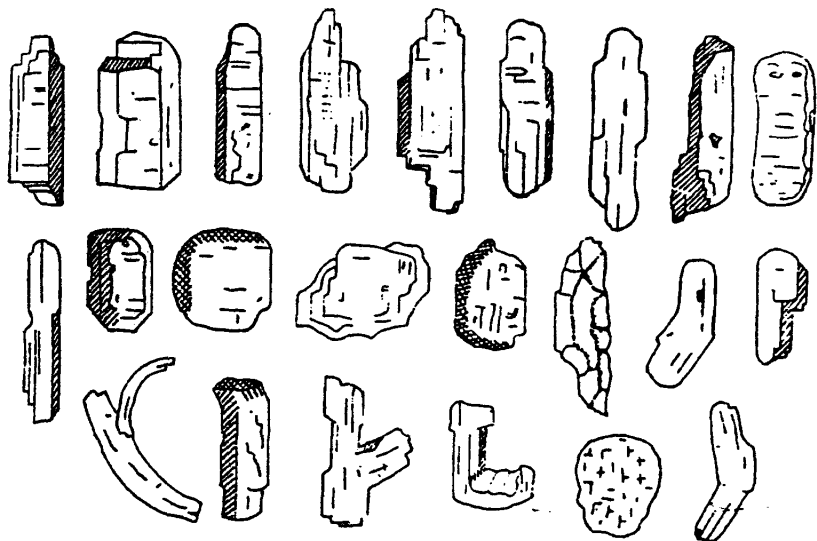


Рис. 2.8. Дистен (по В.А. Поляину («Справочное руководство...», 1958))

косое, удлинение положительное. Встречается в виде призматических, удлиненно-призматических и уплощенных пластинок по спайности (110), полуокатанных зерен с зазубренными концами, реже присутствуют угловато-окатанные зерна (рис. 2.10).

Преобладают зеленые зерна обыкновенной роговой обманки, бурые зерна базальтической роговой обманки встречаются редко. Плеохроизм, как правило, заметен. Нередки включения магнетита, рутила, апатита, сфена. На зернах обычно видны следы замещения минерала хлоритом. Диагностика роговой обманки основана преимущественно на форме зерен, окраске, часто заметной спайности по призме, слабом плеохроизме и характерном угле угасания (15–27°).

Роговая обманка — довольно широко распространенный аксессуар осадочных пород, который может поступать из магматических пород широкого спектра, но преимущественно это граниты, сиениты, диориты, а также из метаморфических — амфиболитов, кристаллических сланцев.

**Рудные минералы.** В эту группу включаются разнообразные непрозрачные минералы, среди которых наиболее распространены оксиды железа и титана, сульфиды железа. Методика их определения принципиально отличается от опреде-

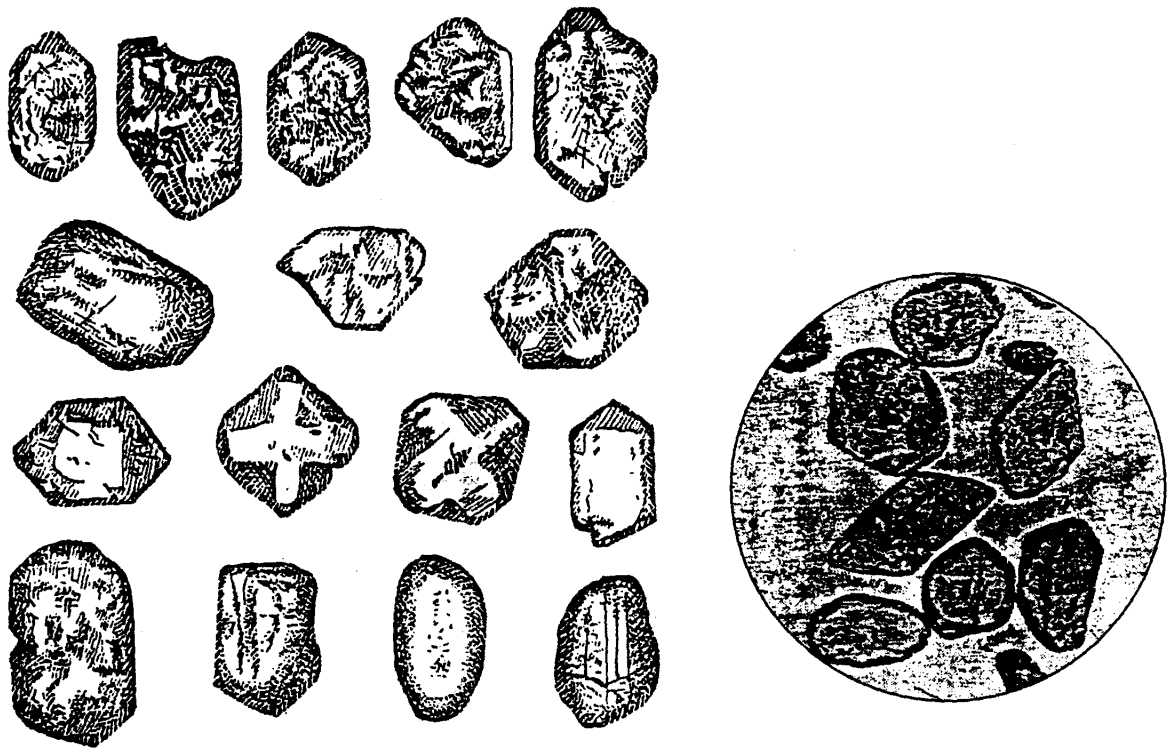


Рис. 2.9. Монацит (по И.А. Преображенскому, С.Г. Саркисяну (1954), Г.Б. Мильнеру (1968))

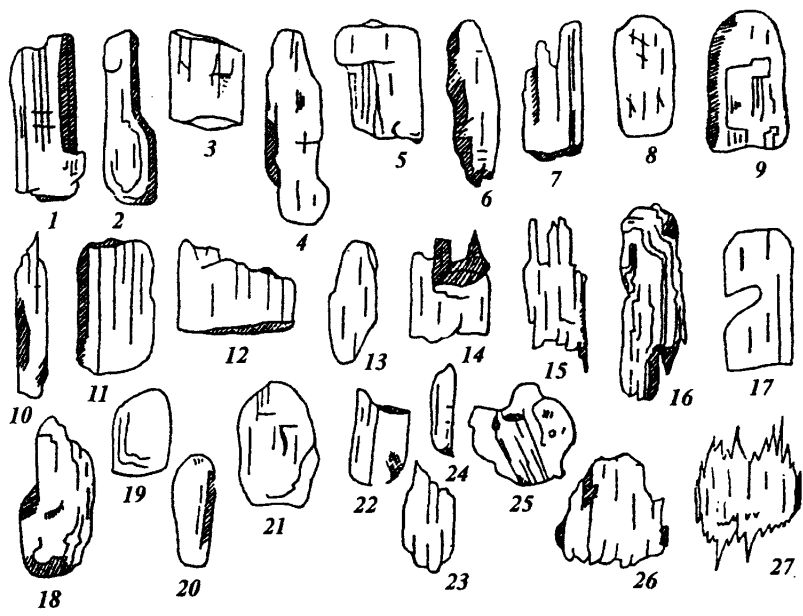


Рис. 2.10. Роговая обманка (по В.А. Полянину (1-27) («Справочное руководство...», 1958), И.А. Преображенскому, С.Г. Саркисяну (1954), Г.Б. Мильнеру (1968))

ления минералов прозрачных. Само изучение проводится не в проходящем, а в отраженном свете. Поскольку освоение подобных методик не входит в программу геологов-нефтя-



ников, отметим лишь некоторые сугубо качественные показатели некоторых наиболее часто встречающихся минералов. Для получения отраженного света необходимо сдвинуть в сторону зеркало или удалить осветитель, т.е. убрать проходящий свет и направить свет осветителя непосредственно на препарат сверху.

**Ильменит**  $\text{FeTiO}_3$  — неправильные полуугловатые зерна с характерным пурпурно-серым, стально-серым, малиново-серым блеском в отраженном свете.

**Магнетит**  $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$  — зерна неправильной формы и октаэдрические кристаллы, как правило, со сглаженными ребрами и углами, с тускло-серым и серебристо-серым блеском в отраженном свете. Поверхность может быть покрыта красновато-бурыми и ржаво-бурыми пятнами продуктов изменения — пленками оксидов и гидроксидов железа.

**Лимонит**  $\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$  — встречается в виде самостоятельных зерен неправильной формы, в виде пленок и пятен на многих железосодержащих минералах как продукт их изменения в поверхностных условиях и в форме псевдоморфоз по ним (по пириту и марказиту, сидериту, магнетиту, гематиту, глаукониту и др.). В отраженном свете имеет бурую, охристую окраску.

**Лейкоксен** — продукт разложения ильменита и других титаносодержащих минералов (рутила, сфена и др.), поэтому не имеет определенного состава. Обычно встречается в виде округлых зерен, имеющих белую или желтовато-белую окраску и облик неглазурованного фарфора или комочка ваты.

**Пирит**  $\text{FeS}_2$ . В осадочных породах минерал почти исключительно аутигенный, поэтому образует кристаллы кубического, октаэдрического или пентагондодекаэдрического облика со штриховкой граней, либо агрегаты в виде кристаллических сростков и фрамбоидов, либо, наконец, зоо- и фитоморфозы. В отраженном свете имеет сильный металлический блеск, светло-желтый и латунно-желтый цвет, иногда с желтовато-бурой и пестрой побежалостью (следы окисления в виде лимонита).

Источником ильменита и магнетита являются основные и ультраосновные магматические, а также многие метаморфические породы. Лимонит и лейкоксен, как правило, продукты изменения и формируются либо в корах выветривания, либо на других стадиях литогенеза. Пирит, как отмечалось, преимущественно аутигенный минерал.

**Рутил**  $\text{TiO}_2$ . Сингония тетрагональная. Оптические свойства:  $n_e = 2,899-2,903$ ;  $n_o = 2,605-2,616$ ;  $n_e - n_o =$

$n_o = 0,286 - 0,296$ . Одноосный, оптически положительный, иногда аномально двуосный с небольшим углом оптических осей. Угасание прямое, удлинение положительное,  $N_g \parallel c$ ,  $N_e = N_g$ . Зерна рутила в осадочных породах обычно угловатые и угловато-окатанные, часто сохраняющие первичное квадратное сечение кристаллов, иногда с пирамидальными ограничениями. Нередки двойники, в том числе специфические колеччатые, индивиды в которых расположены под углом  $60 - 65^\circ$  (рис. 2.11). Цвет зерен рутила желтый, красный, буровато-

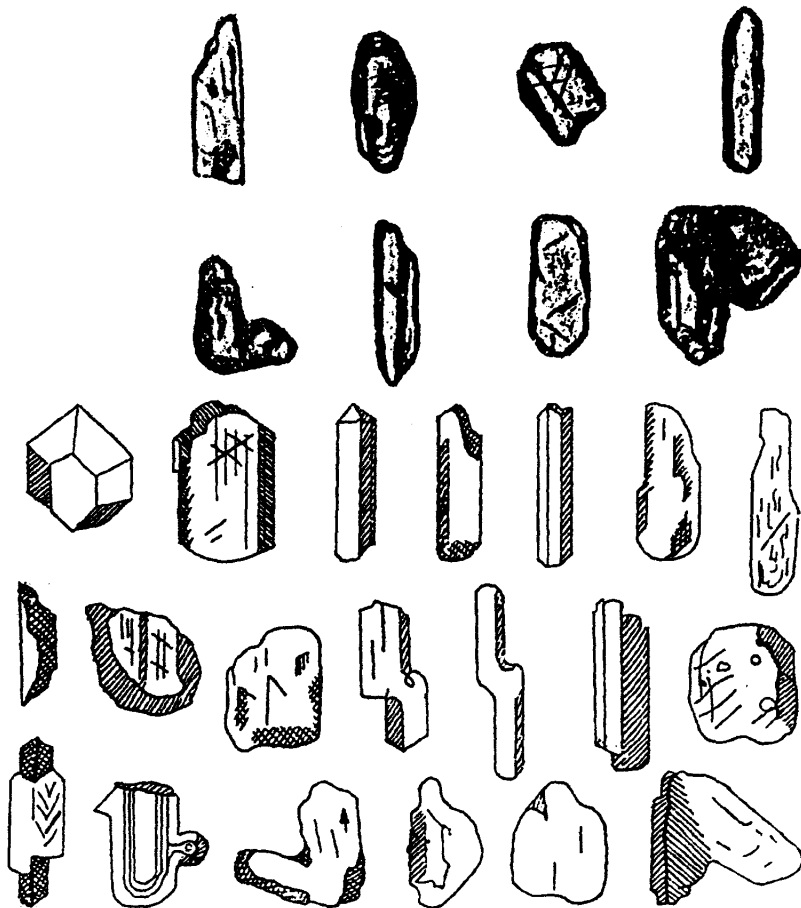


Рис. 2.11. Рутил. Ограниченные кристаллы, в разной степени окатанные обломки и колеччатые двойники (по Г.Б. Мильнеру (1968), В.А. Полянину («Справочное руководство...», 1958))



Рис. 2.12. Силлиманит  
(по Г.Б. Мильнеру (1968))

красный, бурый, реже синеватый и зеленоватый. Красно-бурые рутилы обладают плеохроизмом в тех же цветах с изменением интенсивности окраски. Интенсивный собственный цвет практически закрывает интерференционную окраску (белую и серую высшего порядка). Характерна вертикальная и косая (по отношению к ребру призмы) штриховатость.

Диагностирующими признаками являются тетрагональная призматическая форма обломков, очень высокий показатель преломления (широкая густо-темная каемка по периферии зерна, которая иногда перекрывает зерно целиком), интенсивная окраска, диагональная штриховка.

Рутил — обычный, часто встречающийся акцессорный минерал осадочных пород. Источником его являются магматические и метаморфические породы. Высокая устойчивость обуславливает возможность его переотложения из более древних осадочных пород. Известен также аутигенный рутил как результат преобразования ильменита.

**Силлиманит**  $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$ . Сингония ромбическая. Оптические свойства:  $n_g = 1,677-1,684$ ,  $n_m = 1,657-1,670$ ,  $n_p = 1,655-1,661$ ;  $n_g - n_p = 0,020-0,023$ . Высокое двупреломление наблюдается только в продольных разрезах, в поперечных сечениях интерференционная окраска темно-серая. Двуосный, оптически положительный, угол  $2V = 21-30^\circ$ , дисперсия сильная. Угасание прямое, удлинение положительное,  $N_p \parallel a$ ,  $N_m \parallel b$ ,  $N_g \parallel c$ . Встречается в виде обломков шестоватых, длиннопризматических и игольчатых кристаллов (рис. 2.12). Часты зерна с продольной трещиноватостью. Обычно бесцветный, реже окрашенный — зеленоватый, буроватый; окрашенные разности плеохроируют в бурых тонах.

От дистена отличается прямым угасанием и высоким двупреломлением, от андалузита — высоким двупреломлением, положительным удлинением и меньшей величиной угла  $2V$ .

В осадочных породах встречается довольно часто. Источником его являются метаморфические породы — кристаллические сланцы и гнейсы.

**Ставролит**  $(\text{Fe, Mg})_2\text{Al}_4\text{O}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})_2$ . Сингония моноклинная (псевдоромбическая). Оптические свойства:  $n_g = 1,750-1,762$ ,  $n_m = 1,744-1,753$ ,  $n_p = 1,739-1,747$ ;  $n_g - n_p = 0,011 - 0,015$ . Двусный оптически положительный, угол  $2V = 79-88^\circ$ ; дисперсия сильная. Угасание прямое, удлинение положительное;  $N_p \parallel b$ ,  $N_m \parallel a$ ,  $N_g \parallel c$ . Зерна в осадочных породах короткостолбчатые и призматические, неправильно-остроробристые, угловато-окатанные, реже окатанные (рис. 2.13). Иногда встречаются крестообразные двойники. Цвет от соломенно-желтого до желто-бурого и коричневого с плеохроизмом в тех же цветах. Обычны вклю-

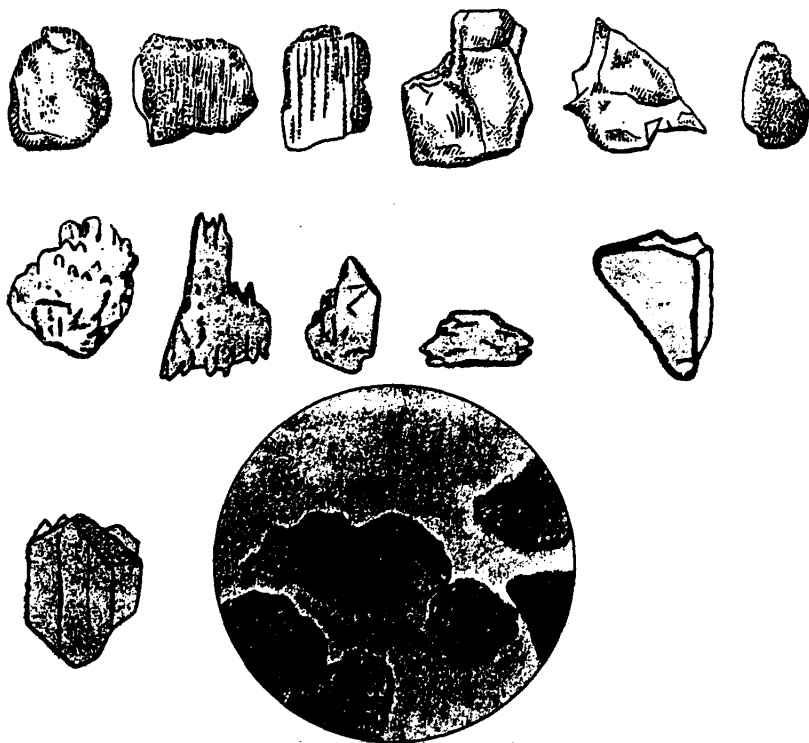


Рис. 2.13. Ставролит (по Г.Б. Мильнеру (1968), Н.С. Варгановой (Логвиненко, 1957), И.А. Преображенскому, С.Г. Саркисяну (1954))

ния кварца, рутила, турмалина, граната, биотита, углеродистого вещества.

В осадочных породах встречается довольно часто, куда попадает из метаморфических пород — кристаллических сланцев и контактово-метаморфических пород.

**Сфен (титанит)**  $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\cdot\text{O}$ . Сингония моноклинная. Оптические свойства:  $n_g = 1,943-2,093$ ,  $n_m = 1,870-2,040$ ,  $n_p = 1,840-1,950$ ;  $n_g - n_p = 0,100 - 0,182$ . Двусосный, оптически положительный, угол  $2V = 20-40^\circ$ . Ориентировка оптической индикатрисы:  $CN_g = 51-59^\circ$ ,  $CN_p = 21^\circ$ ,  $N_m \parallel b$ , угасание косое, удлинение отрицательное. Дисперсия сильная, из-за этого при работе с анализатором полностью не угасает. Обычно представлен окатанными и полуокатанными зернами неправильной формы, реже зерна угловатые с извилистыми контурами, клиновидные, конвертообразные, встречаются скульптурированные образования с клиновидными наростами (рис. 2.14). Мелкие зерна почти бесцветны, более крупные — буровато-желтые, оранжевые, бурые с плеохроизмом в желто-бурых, розовых и зеленоватых тонах.

Сфен в зернах определяется по очень сильному показателю преломления (резкая темная каемка по периферии зерна, сильная шагреня), высокой интерференционной окраске, отсутствию полного угасания.

В осадочных породах встречается довольно часто. Материнскими породами являются кислые, средние и основные магматические породы, гнейсы, кристаллические сланцы.

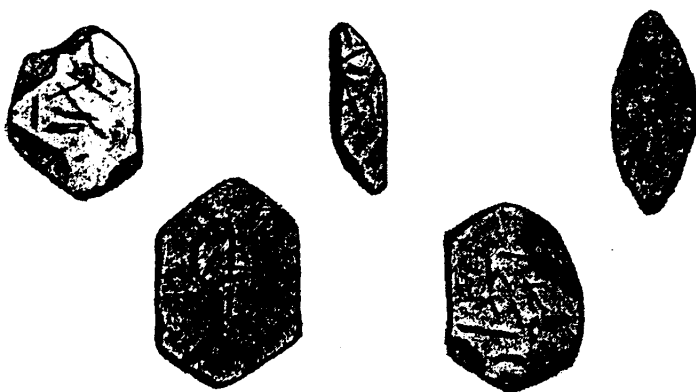


Рис. 2.14. Сфен (по Г.Б. Мильнеру (1933))

**Турмалин.** Под этим общим названием объединяется несколько минералов: магнезиальные — дравиты, железистые — шерлы, литиевые — эльбаиты, состав и свойства которых приведены в табл. 2.6. Сингония тригональная. Минерал одноосный, оптически отрицательный. Изредка зерна аномально двусосные. Ориентировка оптической индикатрисы:  $N_p \parallel c$ ,  $N_e = N_p$ . Угасание прямое, удлинение отрицательное. Минерал встречается в виде зерен призматического, таблитчатого облика с пирамидальными концами (в этих зернах часто проявляется штриховка, параллельная длинной оси), неправильных, часто остроугольных обломков, иногда окатанных зерен округлой и эллипсоидальной формы (рис. 2.15). Турмалин часто содержит многочисленные включения рудных минералов, циркона, рутила, кварца, топаза, сфена и других минералов.

Одним из наиболее характерных диагностических признаков турмалина является очень сильный плеохроизм, особенно у темноокрашенных разностей. Кроме того, часто важным признаком служат формы зерен, четкое ограничение, прямое угасание. Турмалин является весьма обычным, широко распространенным акцессорным минералом осадочных пород. Исходными являются кислые изверженные породы, пегматитовые и пневматолитовые жилы, гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты. Благодаря своей устойчивости в экзогенных условиях и процессах литогенеза весьма часто это минерал, переотложенный из более древних осадочных пород.

Таблица 2.6

Оптические свойства турмалинов  
(по В.А. Наумову, И.А. Преображенскому, С.Г. Саркисяну)

Минерал	Химический состав	Цвет и плеохроизм	$n_o$	$n_e$	$n_o - n_e$
Шерл	$(Na, Ca)Fe_3Al_6[Si_6O_{18}] \times [BO_3]_3(OH, F)_4$	Желтый, бурый до почти черного, синий, темно-зеленый, светло-фиолетовый, красновато-фиолетовый	1,655 – 1,675	1,625 – 1,650	0,025 – 0,034
Дравит	$NaMg_3Al_6[Si_6O_{18}] \times [BO_3]_3(OH, F)_4$	Бесцветный, светло-желтый, желтый	1,635 – 1,661	1,610 – 1,632	0,021 – 0,026
Эльбаит	$Na(Li, Al)_3Al_6[Si_6O_{18}] \times [BO_3]_3(OH, F)_4$	Бесцветный, розовый, светло-синий	1,640 – 1,655	1,615 – 1,620	0,017 – 0,024

*a*

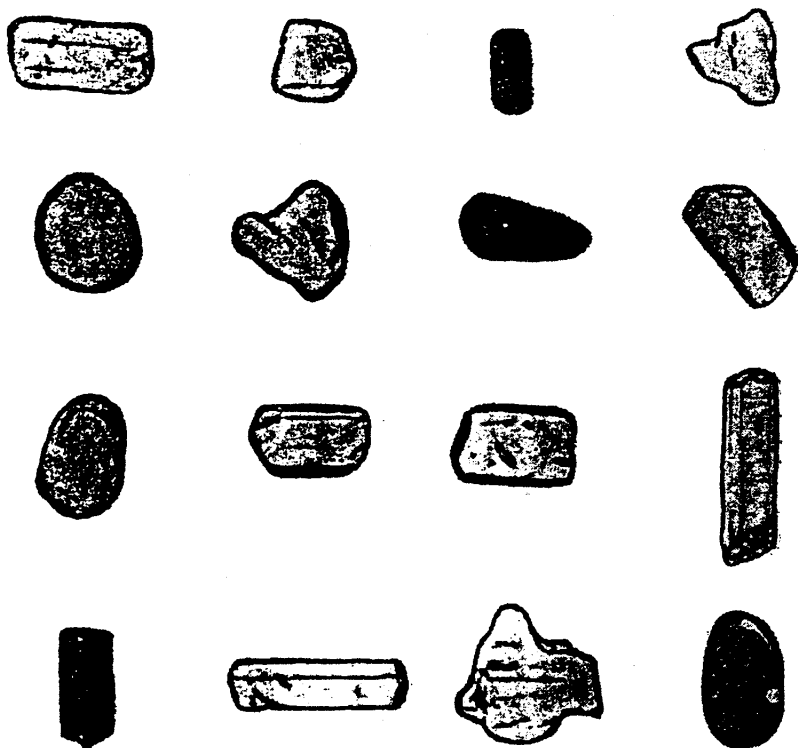
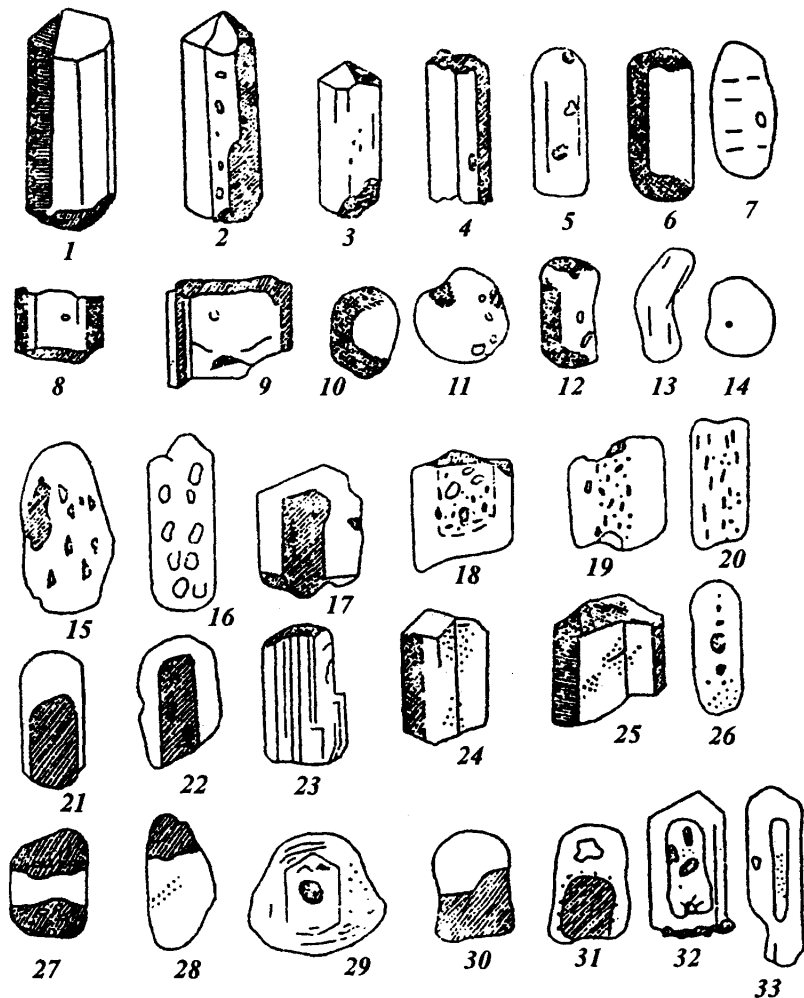


Рис. 2.15. Турмалин:

*a* — по Г.Б. Мильнеру (1933); *б* — по В.А. Полянину («Справочное руководство...», 1958): 1–3 — огранные кристаллы; 4, 24, 25 — двойники; 5–7, 10–12, 14 — кристаллы, в разной степени окатанные; 8, 9, 23 — обломки кристаллов; 13 — искривленный кристалл; 15, 16 — фигуры травления; 17, 21, 22, 27, 28, 30, 31 — две генерации разной окраски; 18–20, 26, 29, 32, 33 — включения

**Хлоритоид**  $\text{Fe}_2\text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_4$ . Сингония моноклинная или триклинная. Оптические свойства:  $n_g = 1,723-1,740$ ,  $n_m = 1,719-1,734$ ,  $n_p = 1,713-1,730$ ;  $n_g - n_p = 0,011-0,014$ . Двусный оптически положительный или отрицательный, угол  $2V = 36-68^\circ$ . Дисперсия сильная, благодаря чему в некоторых случаях отмечается неполное угасание и появление аномальных серовато-сизых оттенков интерференции. Удлинение отрицательное. Ориентировка оптической индикатрисы:  $CN_g = 60-87^\circ$ ,  $CN_p = 3-30^\circ$ ,  $N_m \parallel b$ . Встречается в виде слюдоподобных уплощенных или удлиненных зерен

б



(рис. 2.16) серовато-синего, серовато-зеленого, голубовато-зеленого и зеленого цвета, часто с сильным плеохроизмом.

Характерными свойствами являются слюдоподобный облик зерен, преимущественно зеленый цвет, сильный плеохроизм и высокий показатель преломления, что резко отличает его от других минералов такого цвета.

В осадочных породах хлоритоид встречается довольно часто, а образуется он в кристаллических сланцах, филлитах.



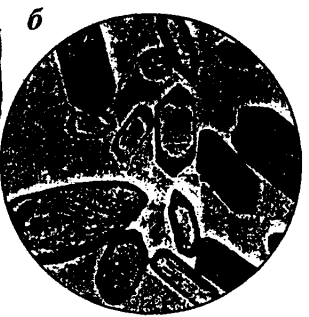
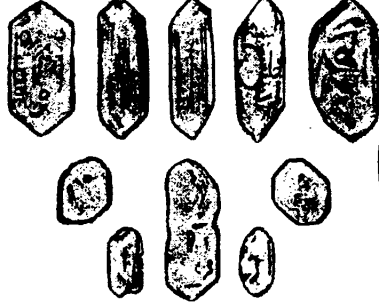
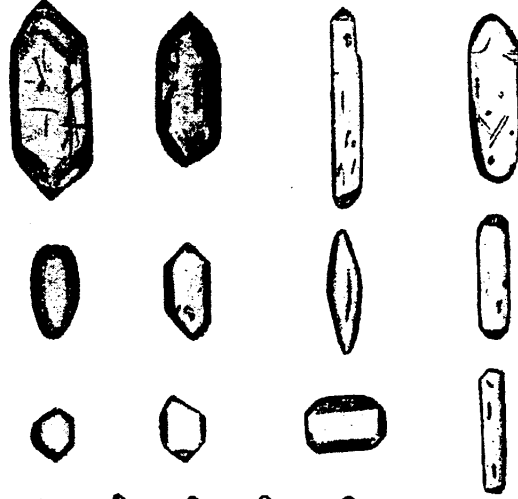


Рис. 2.16. Хлоритоид:  
 а — каменноугольные отложения Львовской мушлы (по Н.С. Варта-  
 новой (Логвиненко, 1957)); б —  
 мезозой Западной Сибири (по  
 С.Г. Саркисяну и др. (Наумов,  
 1989)); в — современные пески  
 Британии (по Г.Б. Мильнеру (1968))

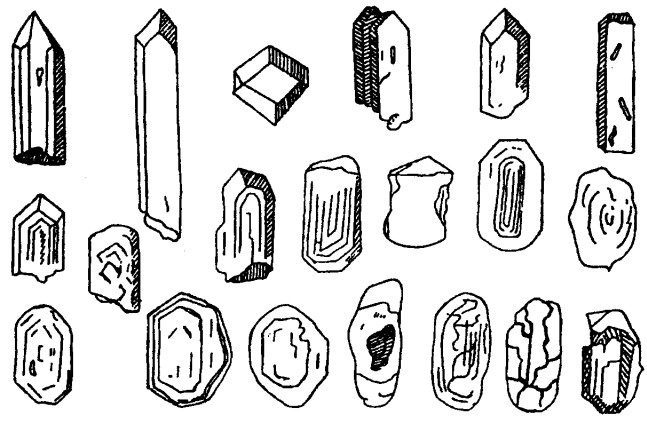
**Циркон**  $Zr[SiO_4]$ . Сингония тетрагональная. Оптические свойства:  $n_e = 1,968-2,015$ ;  $n_o = 1,923-1,960$ ;  $n_e - n_o = 0,043-0,058$ . Минерал одноосный оптически положительный. Угасание прямое, удлинение положительное,  $N_g \parallel c$ ,  $N_e = N_g$ . Обломочный циркон часто представлен в виде достаточно хорошо образованных кристаллов — коротких или удлиненных призм с бипирамидальными вершинами, нередко зонального строения. Углы и грани, как правило, не острые, а сглаженные, вплоть до появления хорошо окатанных эллипсоидальных форм. Встречаются также неправильные обломки, в том числе окатанные изометрические зерна (рис. 2.17). В мелких зернах обычно бесцветен или слегка желтовато-бурый, розоватый; крупные зерна окрашены в

Рис. 2.17. Циркон:  
 а — по Г.Б. Мильнеру (1968); б — по И.А. Преображенскому, С.Г. Саркисяну (1954); в — по В.А. Полянину («Справочное руководство...», 1958)

a



b



желтый, коричневый, розовый, фиолетово-красный цвета. Окрашенные разности иногда слабо плеохроируют.

Важными свойствами для определения являются форма зерен, очень высокий показатель преломления (четкая темная кайма по периферии зерен), чистые сочные цвета интерференции, прямое угасание, иногда зональное строение.

В обломочных осадочных породах циркон распространен почти повсеместно. Материнскими породами являются кислые и средние магматические породы, гнейсы и кристаллические сланцы. Благодаря высокой устойчивости в поверхностных условиях и процессах литогенеза очень часто является переотложенным из более древних осадочных пород.

**Цоизит**  $\text{CaAl}_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$ . Сингония ромбическая. Относится к группе эпидота, но отличается от последнего по ряду оптических констант:  $n_g = 1,697-1,725$ ,  $n_m = 1,688-1,710$ ,  $n_p = 1,685-1,705$ ;  $n_g - n_p = 0,004-0,018$ . Двуосный, оптически положительный, угол  $2V = 0-60^\circ$ . Угасание прямое, удлинение либо положительное, либо отрицательное;  $N_p \parallel b$ ,  $N_m \parallel a$ ,  $N_g \parallel c$ . Дисперсия сильная. Встречается в виде правильных и призматических зерен (рис. 2.18), бесцветных, серых, зеленовато-бурых; цветные и крупные зерна плеохроируют. Марганцевосодержащий цоизит (тулит) имеет розовый цвет, плеохроирует в розовых и красных цветах.

В осадочных породах встречается довольно часто, обычно в ассоциациях с эпидитом. Источником цоизита являются кристаллические сланцы, гнейсы, метаморфизованные основные магматические породы.

**Шпинель**  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ . Сингония кубическая. Оптические свойства:  $n = 1,713-1,750$  — минерал изотропный. Обычно встречается в виде октаэдрических кристаллов, часто в той или иной степени окатанных (рис. 2.19), что придает им форму округлых зерен, а также в обломках с характерным раковистым изломом. Зерна, как правило, окрашены в красный, розовый, зеленый, синий, фиолетовый цвет, реже бесцветные. Красная шпинель похожа на гранаты соответствующего цвета и отличается октаэдрическим обликом зерен и обычно несколько меньшим показателем преломления, что возможно установить лишь при исследованиях в иммерсии.

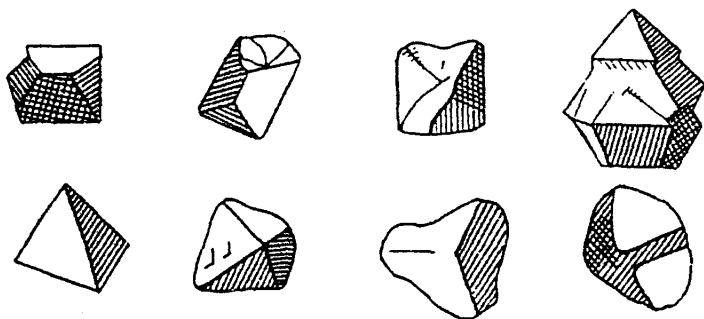
Шпинель образуется в кристаллических сланцах, скарнах, карбонатных породах, измененных в процессе метаморфизма, особенно контактового.

**Эпидот**  $\text{CaFeAl}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$ . Сингония моноклинная. Строго говоря, эпидот — это группа минералов с переменным количеством железа и алюминия, поэтому весьма

Рис. 2.18. Цоизит (по Г.Б. Мильнеру (1968))



Рис. 2.19. Обломки шпинели с частично сохранившейся огранкой (по В.А. Полянину («Справочное руководство...», 1958))



широк диапазон колебания оптических параметров, и прежде всего показателя преломления и силы двойного лучепреломления:  $n_g = 1,729 - 1,797$ ,  $n_m = 1,719 - 1,784$ ,  $n_p = 1,712 - 1,751$ ;  $n_g - n_p = 0,015 - 0,050$ . Двусный оптически отрицательный, угол  $2V = 65 - 92^\circ$ . Оптическая ориентировка индикатрисы:  $CN_g = 25 - 30^\circ$ ,  $CN_p = 0 - 15^\circ$ . Удлинение как положительное, так и отрицательное.

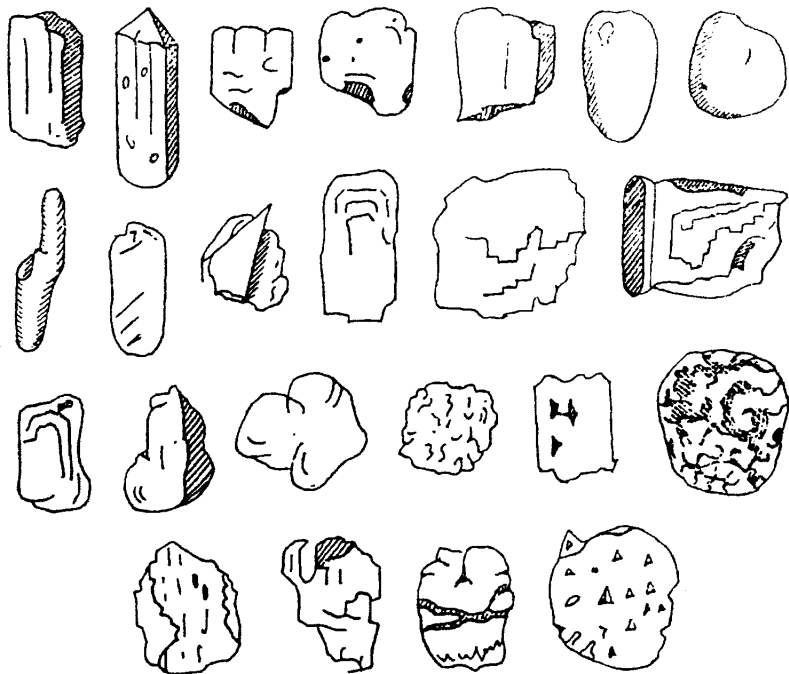
Эпидот встречается в виде неправильных угловатых, реже окатанных зерен (рис. 2.20), по облику и цвету (зеленый, желтый, желтовато-зеленый) напоминающих осколки бутылочного стекла. Плеохроизм слабый — бесцветный, светлолимонно-желтый, зеленовато-желтый.

Весьма характерная диагностическая особенность эпидота наблюдается в большинстве свежих зерен — аномально яркие и сочные зеленовато-фиолетово-красные цвета интерференции.

В осадочных породах встречается довольно часто, куда попадает из метаморфических пород, скарнов, метаморфизированных кремнистых известняков, сильно измененных магматических пород, изначально обогащенных железо-магнезиальными минералами.

Для предварительного определения аксессуарных минералов можно воспользоваться табл. 2.7. В ней используются достаточно несложно определяемые свойства — прозрач-

**a**



**б**



**Рис. 2.20. Эпидот:**  
**a** — по В.А. Полянину («Справочное руководство...», 1958); **б** — по Г.Б. Мильнеру (1968), **в** — по А.Г. Алиеву и др. (Логвиненко, 1957)

Таблица 2.7

Схема предварительного качественного определения прозрачных акцессорных минералов

Минералы						
Изотропные	Анизотропные					
	Бесцветные		Окрашенные			
			Неплеохроирующие		Плеохроирующие	
	$n < 1,70$	$n > 1,70$	$n < 1,70$	$n > 1,70$	$n < 1,70$	$n > 1,70$
Гранаты Шпинель	Андалузит Апатит Силлиманит Цоизит	Дистен Циркон	Цоизит	Монацит Циркон	Андалузит Апатит Силлиманит Роговая обманка Цоизит	Дистен Монацит Рутил Ставролит Сфен Хлоритоид Эпидот

ность, оптическая изотропия или анизотропия, цвет и плеохроизм, примерный показатель преломления. Естественно, что это лишь качественное определение группы или реже одного минерала.

Поскольку свойства одного и того же минерала, например цвет и плеохроизм, могут несколько различаться, он может попадать в разные группы. Для более точного определения необходимо использовать и другие более специфические показатели — облик зерен, осность и знак минерала и т.д.

Остатки животных и растительных организмов играют важную роль в сложении осадочных горных пород и наряду с обломочными и хемогенными компонентами представляют собой одну из трех важнейших составных частей этих пород. В одних случаях они могут быть породообразующими (биогермные известняки, диатомиты и др.), в других составляют существенную часть породы. Даже если такие остатки встречаются в породе в единичных экземплярах, они могут иметь значение для восстановления условий осадконакопления. Тем самым умение хотя бы в общем виде определить групповую принадлежность органических остатков является важным элементом литологического изучения. Естественно, что точное определение, вплоть до вида, а часто и рода, может выполнить лишь специалист-палеонтолог, но установить принадлежность остатков организмов к более крупным таксонам — типам, а часто и классам и даже семействам — задача вполне посильная (и необходимая) литологу. Поэтому в настоящей главе рассмотрены диагностические признаки, позволяющие определять эти организмы преимущественно в шлифах и частично в полировках при пользовании лишь лупой.

Для более удобного и, главное, правильного определения органических остатков важны не только описания, но и их изображения. Как правило, в данном пособии приведены схематические зарисовки и, по возможности, микрофотографии пород с различными органическими остатками. Это позволяет более наглядно представить, как именно выглядят те или иные остатки в шлифах.

### 3.1. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОСТАТКОВ ОРГАНИЗМОВ В ШЛИФАХ

При определении организмов в шлифах необходимо учитывать по крайней мере четыре показателя: минеральный состав органических остатков, их форму, структуру скелета и общее строение органического остатка (его «микрoarхитектуру»).

Абсолютное большинство организмов строят свой скелет из карбоната кальция — кальцита, арагонита, высокомагнезиального кальцита, причем последние два минерала уже в диагенезе практически полностью перекристаллизуются в кальцит, поэтому без большой погрешности можно считать состав этих раковин кальцитовым. Вторыми по значению являются организмы с кремневым скелетом — диатомовые водоросли, радиолярии, часть губок. Первичной минеральной формой их скелетов является опал; он либо сохраняется в породах (особенно мезозойского и кайнозойского возраста), либо переходит в халцедон. Следующей минеральной формой являются фосфаты. Фосфатные скелеты известны у позвоночных (кости) и некоторых беззамковых брахиопод. Наконец, известны и такие экзотические случаи, как образование целестиновых скелетов у некоторых радиолярий.

Форма скелетов организмов чрезвычайно разнообразна, особенно учитываем наличие внешних и внутренних скелетов, наличие одиночных и колониальных организмов и т.д. Вместе с тем ясно, что для определения организма морфология скелетов, форма раковин имеет значение при очень мелких размерах, когда раковина либо сохраняется целиком, либо она нарушена незначительно и восстановление первичной формы вполне возможно (фораминиферы, остракоды, диатомеи, мелкие гастроподы и др.). Для ряда колониальных форм, типа мшанок или кораллов, общий тип строения восстанавливается даже по обломкам, так как сами организмы имели микроскопические размеры и крупные колонии представляют собой лишь сумму многочисленных «элементарных» скелетных форм. Для большинства организмов в шлифах наблюдаются лишь обломки, по которым восстановить форму, а следовательно, и определить группу организмов невозможно (абсолютное большинство моллюсков, брахиопод, иглокожих и др.). Для них важнейшим диагностическим признаком является внутренняя структура скелета. Этот показатель чрезвычайно важен и при исследовании мелких форм, в которых устанавливается и их морфология. Наконец, для некоторых



организмов, например иглокожих, важным показателем является не только структура, но и микростроение, «архитектура» фрагмента.

Приводимые далее характеристики разных групп организмов даны в весьма обобщенном, схематизированном виде и не раскрывают многих деталей и специфики тех или иных родов, видов, да и многих более крупных таксонов. Для этого следует пользоваться более специальными изданиями с неизмеримо более подробными описаниями и иллюстрациями.

В отечественной литературе наиболее полные сведения об органических остатках и методах их определения содержатся в «Атласе породообразующих организмов» (Маслов, 1973), «Атласе структурных компонентов...» (2005); относительно подробно эти вопросы рассмотрены в соответствующих разделах книг В.Т. Фролова (1964), М.С. Швецова (1958), В.А. Наумова (1989), «Справочном руководстве...» (1958). Из зарубежных изданий можно назвать книги Э. Флюгеля (Fluegel, 1982, 2004), П. Шолле и Д. Ульмер-Шолле (Scholle, Ulmer-Scholle, 2003); «A Collor Illustrated ...», (1978).

## 3.2. ИЗВЕСТКОВЫЕ ОРГАНИЗМЫ

### 3.2.1. ЖИВОТНЫЕ ОРГАНИЗМЫ

**Фораминиферы.** Это одноклеточные животные, относящиеся к типу простейших. Все они водные, преимущественно морские, реже пресноводные организмы. Фораминиферы появились в кембрии и широко развиты по всему разрезу фанерозоя; в определенные периоды их количество и разнообразие увеличивается и они являются породообразующими. Таковы, например, фузулиновые известняки в среднем и верхнем карбоне, швагериновые — в нижней перми, глобигериновые и нуммулитовые — в мелу и кайнозойе и т.д. Такие породы часто приобретают важное экономическое значение; так, многие пирамиды в Египте построены из нуммулитовых известняков.

Известны как бентонные фораминиферы, которые обитали на самых разных глубинах, так и планктонные. Для последних характерны сферические шаровидные формы раковин, как однокамерных, так и многокамерных; такая форма обеспечивает лучшую плавучесть. Большинство бентонных фораминифер обитали порознь, хотя нередко и массово, т.е.

образовывали подобие банок. Известны также срастающиеся формы, например, нубекулярии, которые могли даже создавать небольшие органогенные постройки.

В большинстве случаев размер раковин фораминифер составляет доли миллиметра, но известны гиганты до 10 см в поперечнике (зоценовые нуммулиты). Раковины фораминифер бывают агглютинированные и секреторные. Первые сложены мельчайшими частицами инородного материала (обломки кварца, полевых шпатов, известковых частиц и т.д.), сцементированными органогенным (хитиновым) или карбонатным материалом. Вторые образованы кальцитом, в той или иной мере магнезиальным, значительно реже арагонитом.

Раковины фораминифер бывают одно-, двух- и многокамерными. Среди последних известны однорядные формы с прямолинейно расположенными камерами, формы с беспорядочно расположенными камерами и с навитыми вокруг оси, с клубкообразным, спирально-плоскостным, спирально-коническим и спирально-винтовым навиванием, чечевицеобразные и т.д. (рис. 3.1, 3.2). Размер карбонатных кристалликов, слагающих раковину, обычно очень мелкий, составляет тысячные доли миллиметра, поэтому в шлифе стенка выглядит как пелитоморфный кальцит, т.е. она темно-серая непрозрачная и цвет ее при введении анализатора становится более темным, но полного угасания при вращении столика микроскопа не происходит. При больших увеличениях, существенно больших, чем стандартные (50–60-кратные), удается выделить и более тонкие различия структуры — наличие однослойной или многослойной стенки, изометричность кристаллов (микрогрануляция первичных кристалликов) или, напротив, их удлиненность при очень маленькой толщине. При наличии таких волосяных кристалликов они часто ориентированы либо по нормали к стенке, либо параллельно ей, что определяет «фибровую» микроструктуру — отдельные кристаллики не видны, но поскольку они располагаются параллельно друг другу — стенка просвечивает, а при вращении столика происходит угасание тех кристаллов, которые в данный момент параллельны нитям окуляра, т.е. при вращении столика микроскопа по стенке раковинки пробегает темная полоска или пятнышко.

В целом палеозойские фораминиферы обладают преимущественно микрозернистой и пелитоморфной стенкой, стенки мезозойских и кайнозойских форм нередко имеют фибровую структуру. Не исключено, что пелитоморфная и мик-

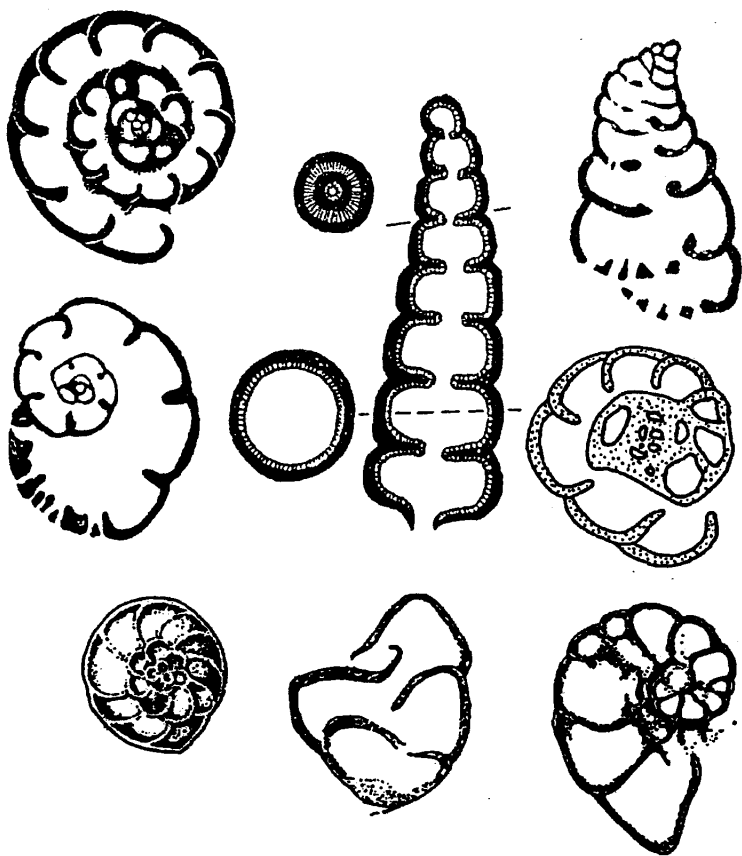
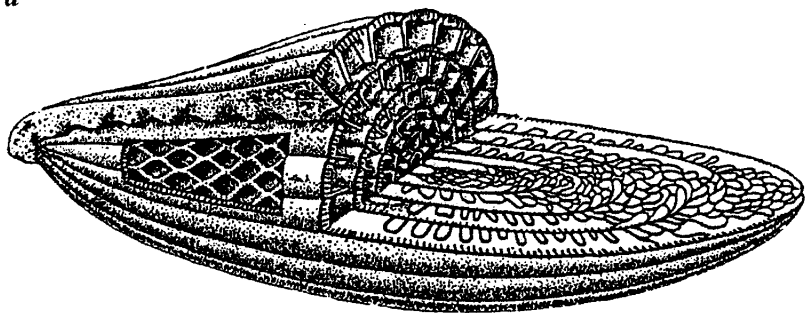
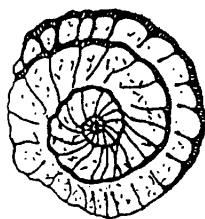
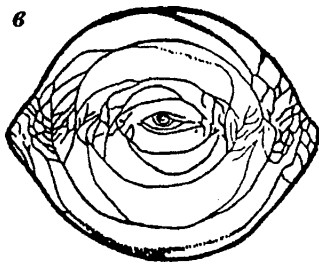


Рис. 3.1. Конфигурация раковин фораминифер в различных сечениях (по В.В. Друщизу, О.П. Обручевой, 1971; В.П. Маслову, 1973; «Справочному руководству...», 1958)

розернистая структура древних фораминифер является следствием позднейшей микритизации первично фибровых стенок.

Фораминиферы относительно легко диагностируются в шлифах по форме раковин и строению стенок (рис. 3.3, 3.4, 3.5). Из-за своих небольших размеров они, как правило, встречаются в целом, неповрежденном виде или повреждение невелики и не мешают установлению первичной формы.

**Остракоды.** Мелкие (0,5–50 мм) водные ракообразные, обитающие в водах как среднеокеанической солености, так и

**a****б****в**

**Рис. 3.2.** Строение раковины (а), поперечное (б) и продольное (в) сечения раковин отряда фузулиид (по В.В. Друщицу, О.П. Обручевой, 1971)

резко опресненных и, напротив, существенно осолоненных бассейнов. Остракоды ведут планктонный и донный образ жизни, но планктонные строят раковинку из хитина, поэтому практически не сохраняются в ископаемом состоянии. Бентонные формы имеют кальцитовый скелет и достаточно обычны в ископаемом состоянии. Остракоды появились в раннем ордовике (пресноводные формы, видимо, с девона) и развиты до настоящего времени.

Кальцитовый панцирь — раковина остракод — двустворчатый, обычно более или менее симметричный. Целые двустворчатые раковинки в шлифе бывают эллиптическими, миндалевидными, овальными и т.д. (рис. 3.6). Кроме целых раковин часто встречаются разрозненные одиночные створки и реже — их обломки. Внутренняя структура стенки имеет весьма характерное фибровое строение — тончайшие волосяные кристаллики кальцита располагаются перпендикулярно стенкам, и, хотя каждый из них не виден, стенка панциря просвечивает (рис. 3.7, 3.8). С анализатором те кристаллики, которые располагаются в настоящий момент парал-

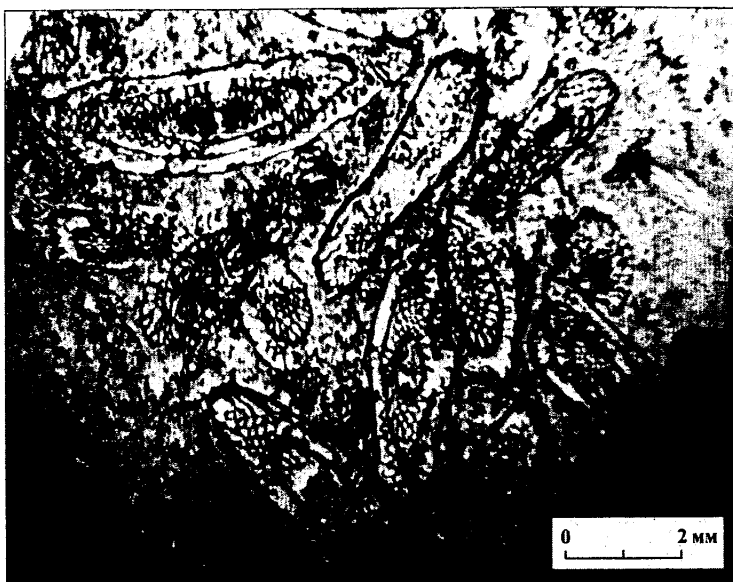


Рис. 3.3. Известняк фузулинидовый. Приуралье. Нижняя пермь



Рис. 3.4. Известняк фораминиферово-детритовый. Отчетливо видны различные по форме остатки раковин фораминифер с темными стенками, сложенными микрозернистым кальцитом. Оренбургская область. Турне

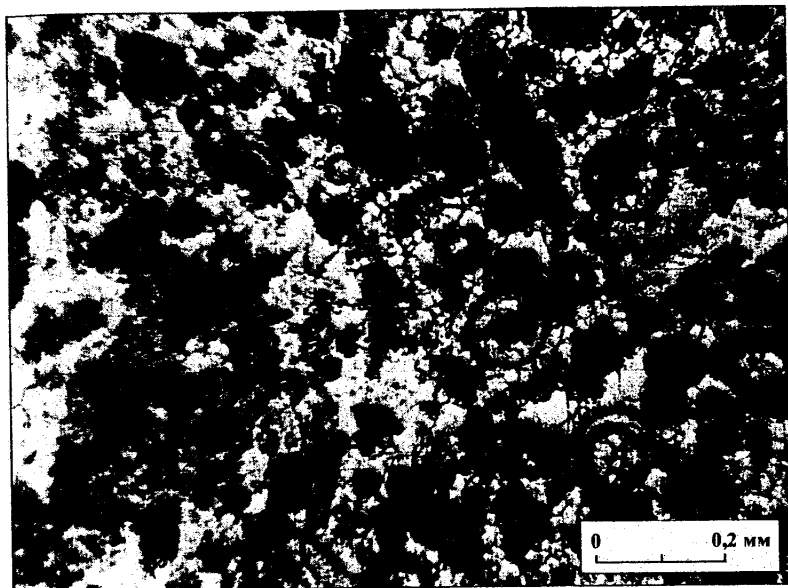


Рис. 3.5. Известняк стужково-фораминиферовый. Внутренние полости сферических фораминифер выполнены яснокристаллическим кальцитом. Оренбургская область. Турне

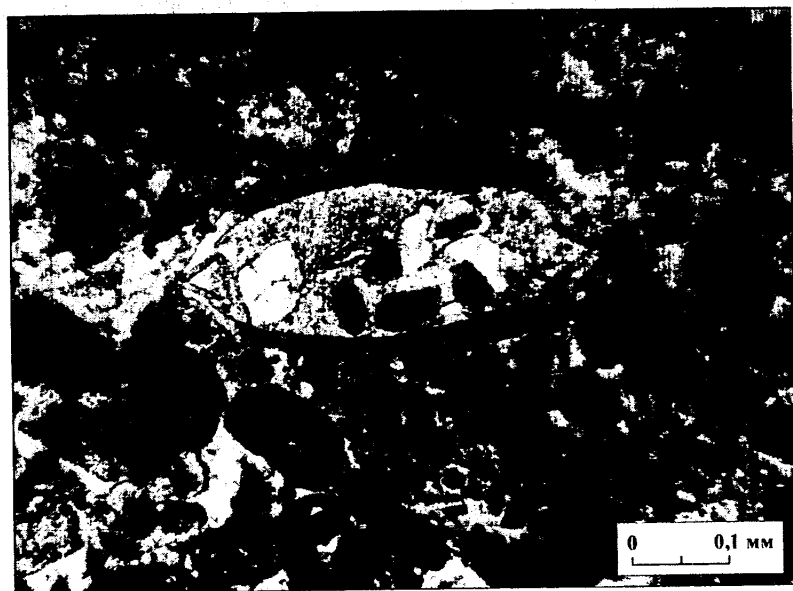


Рис. 3.6. Раковина остракоды в стужково-шламовом известняке. Оренбургская область. Турне

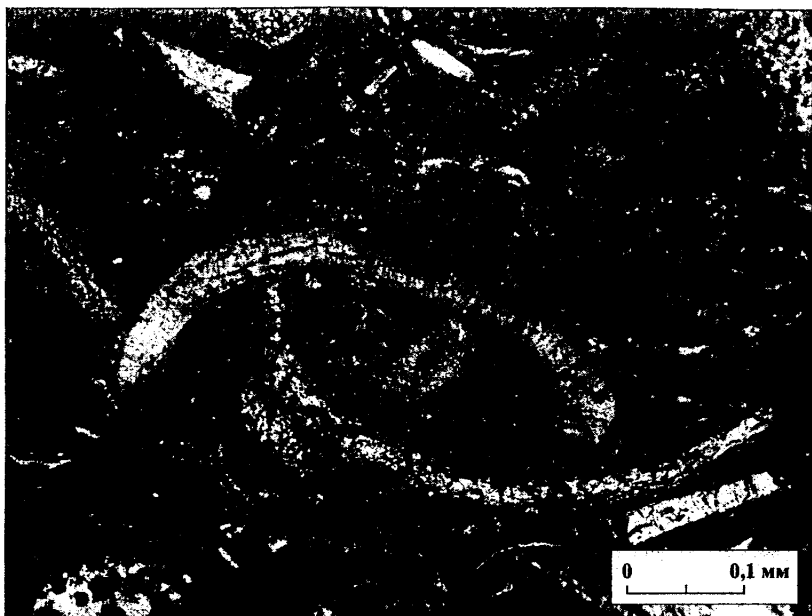
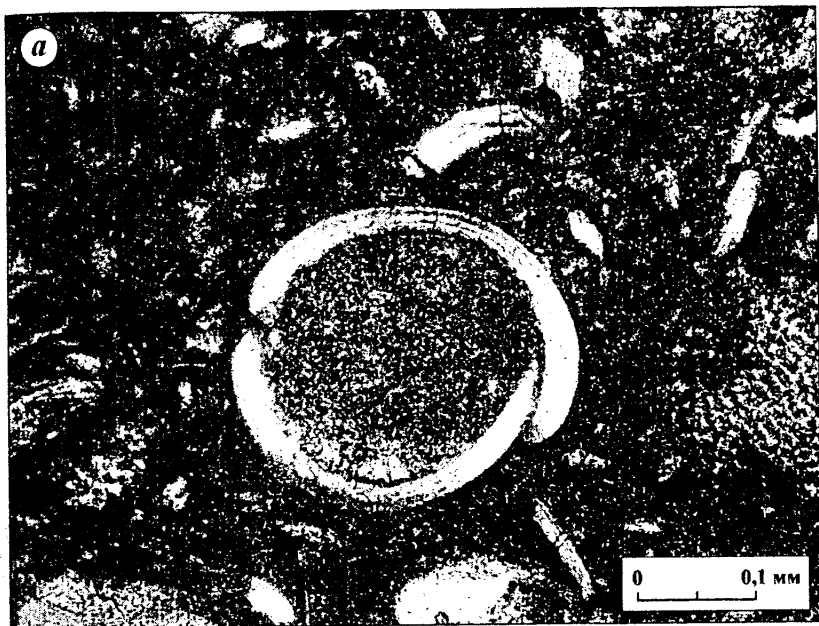


Рис. 3.7. Створка остракоды в микрозернистом известняке. Видно тонкокристаллическое строение стенки раковины, причем игольчатые кристаллы ориентированы перпендикулярно границам раковины. Без анализатора

тельно нитям окуляра, угасают, т.е. появляется темное пятнышко. При вращении столика микроскопа бывшие в положении угасания кристаллики освещаются, но на их место приходят другие, которые в этом положении угасают. Таким образом, вдоль створки пробегает темная полоска угасания (точнее, полоска угасания находится на одном месте, а перемещается створка). Подобный эффект хорошо наблюдается у достаточно крупных раковин. Следует добавить, что внутренняя полость, особенно при сохранении обеих створок, часто выполняется яснокристаллическим кальцитом (см. рис. 3.6).

Диагностика остракод в шлифах проводится главным образом по форме панциря и характерной его внутренней структуре.

Рис. 3.8. Двустворчатая раковина остракоды. Оренбургская область. Турне. *а* — без анализатора, *б* — с анализатором: темный крест образуется за счет угасания игольчатых кристаллов кальцита, ориентированных по нормали к стенке и параллельно нитям окуляра





**Гастроподы, или брюхоногие моллюски.** Эти организмы составляют, по-видимому, наиболее многочисленный по числу видов класс типа моллюсков. Прimitивные формы гастропод появляются уже в раннем кембрии, а с силура известно уже множество их видов. Гастроподы обитали (и обитают ныне) в самых разнообразных условиях — на суше, в пресных и морских водах (пресноводные гастроподы появились в поздней юре и получили широкое развитие в палеогене—неогене), на малой и большой глубине, в холодных и, напротив, теплых и даже горячих водах (известны брюхоногие, живущие в горячих источниках при температуре до 53 °С). Абсолютное большинство водных гастропод — донные ползающие формы, известны и бывают даже массово развиты планктонные (птероподы), прирастающие (верметусы), зарывающиеся в грунт и сверлящие формы.

Раковины современных гастропод состоят из органического рогоподобного вещества конхиолина, арагонита и в меньшей степени кальцита. В ископаемом состоянии конхиолин разрушается, арагонит перекристаллизуется в кальцит, поэтому в шлифах практически всегда стенка состоит из кальцита.

Наиболее типична для брюхоногих спирально-коническая или улиткообразная раковина, реже встречаются спирально-плоскостные (завернутые в одной плоскости трубки) и колпачковидные формы. Сечения наиболее распространенных улиткообразных раковин очень характерны. В сечении вдоль длинной оси это конус, состоящий из последовательно увеличивающихся в размере камер. В сечении, перпендикулярном к этой оси или слабо наклонном к ней, это открытая спираль, круг или чаще овал с характерным приливом (выступом) внутри (рис. 3.9).

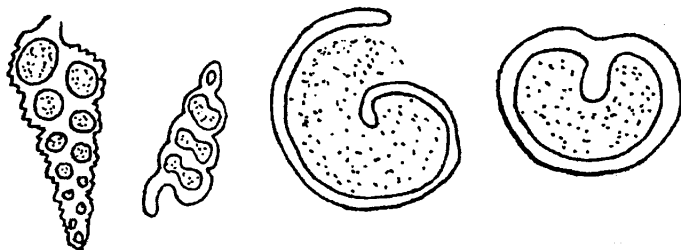


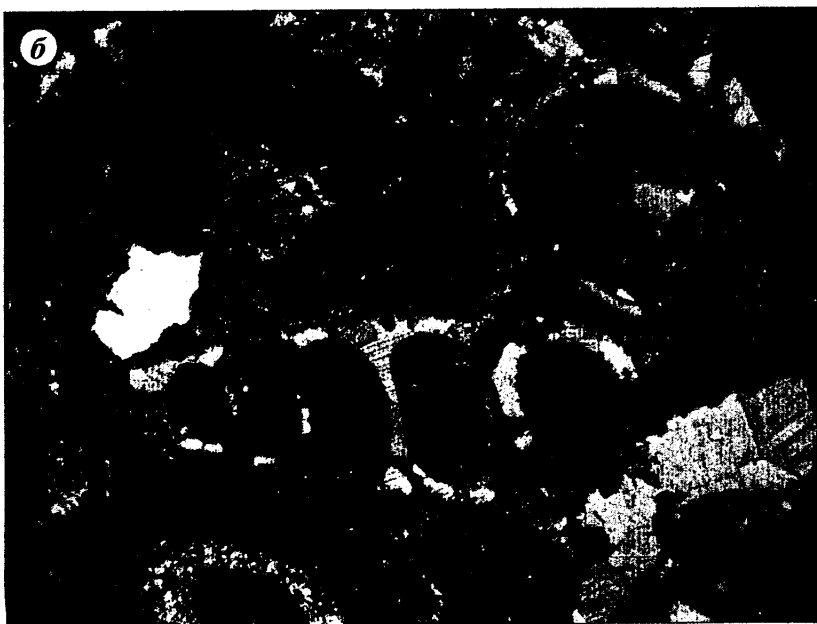
Рис. 3.9. Форма продольных, поперечных и наклонных сечений раковин гастропод

В связи с тем, что арагонит перекристаллизуется в яснокристаллический кальцит, стенки раковин в шлифах прозрачные (в отличие от фораминифер, которые иногда имеют похожие формы). Темные оторочки пелитоморфного карбоната или иного материала пелитовой размерности, налипшего на стенки, а также заполнившего после разложения органического вещества внутренние полости и пространство вокруг раковины, позволяют четко определить форму раковины в шлифах (рис. 3.10, 3.11).

Размеры гастропод чрезвычайно разнообразны, в том числе имеются и мелкие раковины, которые хорошо сохраняются и практически целиком видны в шлифе. Поэтому определение их в шлифах в общем несложно по характерной форме раковин, их кальцитовому составу и яснокристаллической структуре. Строение стенки часто позволяет определять остатки гастропод даже в обломках.

**Пелециподы, или двустворчатые моллюски.** Это билатерально симметричные водные животные с раковиной, состоящей из двух обычно (но не всегда!) симметричных створок — правой и левой. Двустворчатые моллюски появились в кембрии и известны по всему разрезу фанерозоя, но особенно широко они распространены в мезозое и кайнозое, где имеют важное стратиграфическое, а нередко и породообразующее значение. Все пелециподы — донные организмы, но образ жизни их разнообразный: имеются свободнолежачие и ползающие по дну, прикрепляющиеся (например, мидии, устрицы, рудисты), зарывающиеся (миа, солен) и сверлящие грунт (фолады) формы, а некоторые даже передвигаются скачками (пектиниды). Большинство пелеципод обитали в морях, но относительно многочисленны и пресноводные формы. Вообще пелециподы достаточно эврифациальные организмы и обитают в водоемах не только разной солености, но и разной температуры, глубины (от приливно-отливной зоны до дна океанических впадин), с нормальным и нарушенным газовым режимом и т.д. Поэтому пелециподы нередки в тех отложениях, где другая фауна из-за неблагоприятных условий их обитания не развивалась — угленосных, битуминозных и т.д.

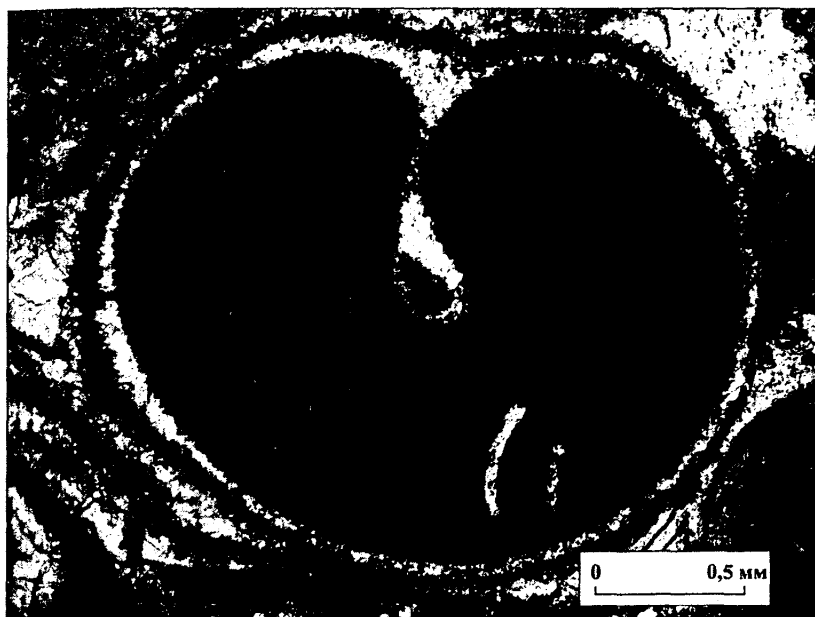
Размер раковин отдельных родов и видов изменяется от первых миллиметров до 1,4 м (современная тропическая тридакна) и в большинстве случаев составляет по крайней мере несколько сантиметров. Поэтому в шлифах целые раковины наблюдаются весьма редко (рис. 3.12) и сама форма обломка определяющего значения как правило не имеет.



**Рис. 3.10.** Продольные и косые сечения раковин гастропод. Северная Фергана. Палеоген.  
*а* — без анализатора, светлая стенка сложена кристаллическим кальцитом, образовавшимся в результате перекристаллизации первичного арагонита;  
*б* — с анализатором

В этой ситуации важное значение приобретает строение стенки раковины. В общем виде раковина пелеципод трехслойная: наружный слой из рогоподобного органического вещества конхиолина, далее средний призматический кальцитовый и, наконец, внутренний пластинчатый арагонитовый (перламутровый). Наружный органический слой в ископаемом состоянии практически не сохраняется; у мезокайнозойских форм сохраняются два слоя — призматический и пластинчатый; палеозойские формы, как правило, практически полностью перекристаллизованы, вплоть до потери первичной структуры.

Призматический слой, как следует из самого названия, состоит из полигональных призм кальцита. В шлифе в зависимости от сечения образуется либо полосчатая структура (при



**Рис. 3.11.** Поперечное сечение раковины гастроподы. Без анализатора. Северная Фергана. Палеоген



Рис. 3.12. Органогенно-обломочный известняк с многочисленными остатками целых раковин пелеципод и их обломков. Фергана. Эоцен («Атлас...», 1969)

продольном срезе — рис. 3.13, а, 3.14, а), либо структура в виде брусчатки (при поперечном срезе — рис. 3.13, б, в, 3.14, б). Оптическая ориентировка призм различна, поэтому с анализатором одни угасают параллельно длинной оси, другие косо, благодаря чему и получается пестро-полосчатая структура. Такая оптическая ориентировка обуславливает и различный характер угасания торцов призм, что и создает картину брусчатки. Внутренний пластинчатый слой — это тончайшие листоватые пластинки, обычно прямолинейные либо, реже, изогнутые, волнистые, параллельно или косо расположенные по отношению к стенке раковины. При макроскопическом наблюдении этот слой представляет собой перламутр, выстилающий внутренние полости раковины. Свет, попадая на поверхность такого слоя, частично отражается, частично проходит сквозь эти тончайшие пластинки и отражается уже от поверхности следующих, расположенных в глубине пластинок. Поскольку колебания луча, отраженного от поверхностных и расположенных в глубине пластинок, происходят в разных фазах, возникает интерференция и появляются радужные перламутровые переливы. При изучении шлифов отдельные пластинки далеко не всегда различимы при исследо-

*a*

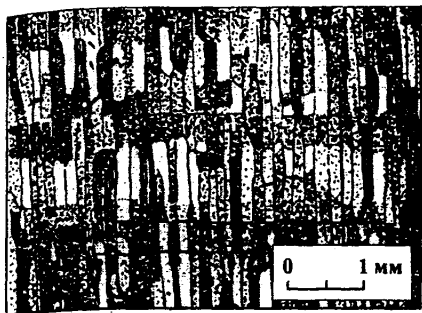
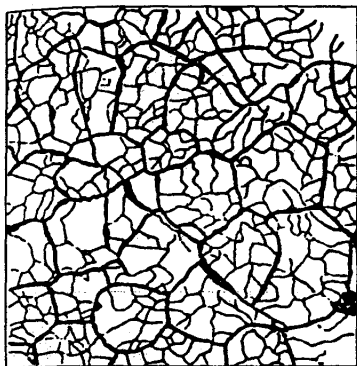


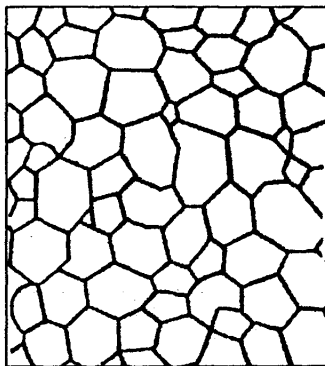
Рис. 3.13. Призматический слой пелеципод. (по В.А. Наумову, 1989):

*a* — продольное сечение призматического слоя раковины иноцерама; *б, в* — поперечные сечения призматического слоя раковин различных пелеципод

*б*



*в*



ванин без анализатора. Поскольку оптическая ориентировка пластинок не одинакова и меняется по простиранию, при введенном анализаторе они выделяются лучше — для этого следует колебательными движениями слегка поворачивать предметный столик микроскопа в обе стороны (вращать на  $180^\circ$  и тем более на  $360^\circ$  не следует). Пластинки при этом будут выделяться по изменению окраски и угасанию. Очень часто арагонит пластинчатого слоя перекристаллизуется в кальцит и при этом микритизируется, в результате чего образуется серый непрозрачный слой.

В ископаемом состоянии призматический и пластинчатый слой обычно разделяются; аналогично распадается и призматический слой, и тогда наблюдаются отдельные призмы.

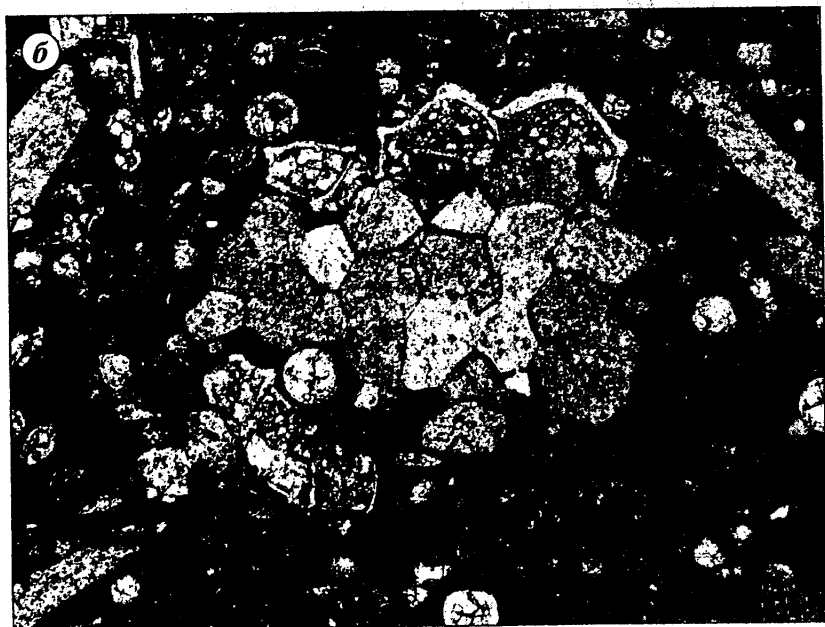
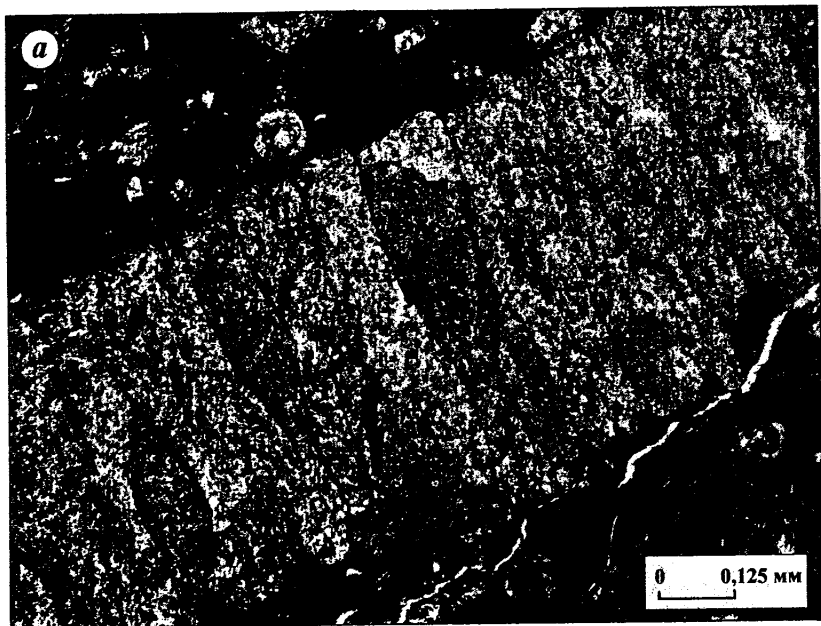


рис 3.14. Продольное (а) и поперечное (б) сечения призматического слоя стенки раковины пелециподы – иноцерама. Светлые округлые образования – остатки планктонных сферических фораминифер. Без анализатора. Северный Кавказ. Верхний мел

---

Отличительным признаком неперекристаллизованных мезозойских и кайнозойских пелеципод является структура стенки раковины.

**Брахиоподы.** Морские, почти исключительно бентосные организмы с двусторчатой асимметричной раковиной. Брахиоподы появились в кембрии и существуют до сих пор. Максимальное развитие они получили в среднем и верхнем палеозое, где они имели важное стратиграфическое и породообразующее значение. В мезозое и особенно кайнозое их количественная роль и качественное разнообразие существенно сократились и их место заняли моллюски, особенно двусторчатые.

Брахиоподы как группа в целом оказываются достаточно эвригалинными – способными переносить значительные колебания солёности, поэтому они обитали в водоёмах как резко опреснённых, так и осолонённых, хотя наиболее благоприятной для них была обстановка неглубокого нормальной солёности моря с хорошей аэрацией и умеренной подвижностью воды. Известны однако формы, жившие в условиях достаточно активной гидродинамики и при дефиците кислорода. Видимо, с палеогена брахиоподы начали колонизовать и значительные глубины, вплоть до абиссальных.

Размеры раковин брахиопод составляют обычно несколько сантиметров, поэтому в шлифах попадают лишь их фрагменты. В связи с этим форма раковин мало информативна, хотя дугообразные и пластинчатые обломки являются косвенными свидетельствами их возможной брахиоподовой природы. Значительно более важна структура стенок раковин (рис. 3.15).

Раковины беззамковых брахиопод обычно многослойные и состоят из тонких слоёв хитина и фосфата кальция и, реже, кальцита. В ископаемом состоянии органическое вещество – хитин – замещается кальцитом, фосфатом кальция, пиритом и другими минералами. Подобное многослойное строение хорошо видно лишь при значительных увеличениях (100 и более раз), при этом фосфатные слои при включенном анализаторе имеют голубовато-серую окраску. При меньших увеличениях характерна резкая штриховатость раковины.



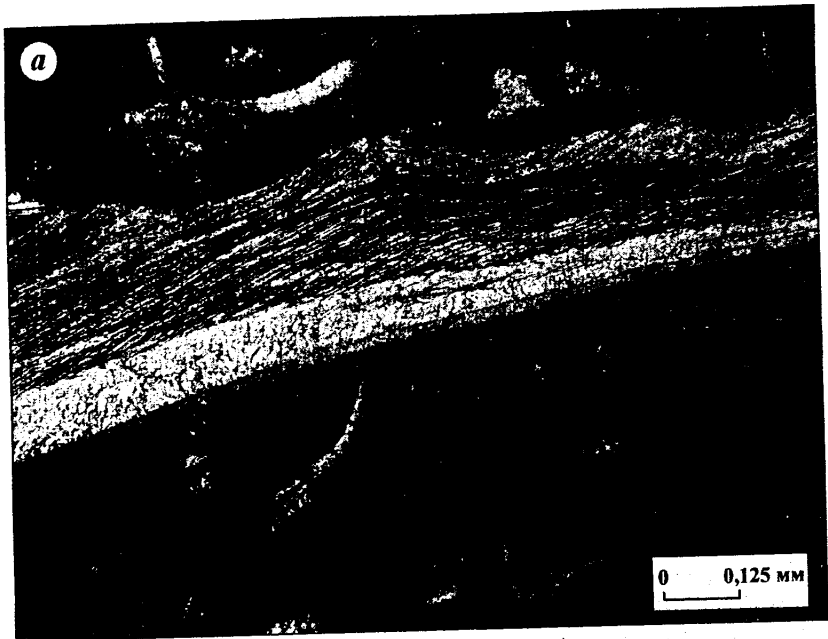


Рис. 3.15. Сечение стенки раковины брахиоподы с внешним пластинчатым и внутренним призматическим слоями.  
а — без анализатора; б — с анализатором. Северный Кавказ. Верхняя юра

Значительно более распространенные замковые брахиоподы имеют кальцитовую раковину с хитиновым внешним слоем, который в ископаемом состоянии никогда не сохраняется. Собственно кальцитовая раковина в общем случае двухслойна. Внешний, так называемый первичный слой — тонкий, с равномерной толщиной по всей длине раковины, состоит из налегающих друг на друга пластинок, имеющих в разрезе шлифа вид косых волокон, ориентированных под острым углом к поверхности раковины.

Внутренний, вторичный слой значительно более толстый, как правило, также пластинчатый, с тонким волокнистым строением, волокна которого направлены косо по отношению к волокнам первичного слоя.

В отличие от пластинчатого слоя пелеципод, где пластинки обычно прямолинейны, здесь они изогнуты, волнисты и хорошо наблюдаются с анализатором — они угасают не одновременно, и при вращении столика микроскопа по ним пробегает волна погасания.

В более редких случаях (некоторые спирифериды и пентамерида) вторичный слой состоит из грубых коротких призм, ориентированных почти перпендикулярно первичному слою. В этом случае он напоминает призматический слой пелеципод. Некоторые двухслойные раковины могут быть пористыми. У них тонкие каналы пронизывают стенки почти под прямым углом, и тогда в продольном сечении стенка раковины напоминает изгородь с толстыми столбиками, а в поперечном — сито. Надо сказать, что первичный слой благодаря своей малой толщине часто не сохраняется, и тогда в шлифе наблюдаются однослойные раковины с волокнистым строением. Вместе с тем первичный и вторичный слои связаны друг с другом значительно более прочно, чем призматический и пластинчатый слои пелеципод. Поэтому, особенно при наличии призматического вторичного слоя, стенка двухслойная и нередко встречается сочетание пластинчатого и призматического слоя, чего у пелеципод практически никогда не наблюдается. Кроме того, призматический слой здесь внутренний, а у пелеципод он внешний. Важным отличием, наконец, является хорошая сохранность внутренней структуры — волнистого строения, в то время как у пелеципод раковина часто, а у палеозойских практически полностью, перекристаллизуется.

В целом основным диагностическим признаком брахиопод является описанная структура стенки; по типу строения (волнистый пластинчатый слой, ассоциация пластинчатого и призматического слоев) они отличаются от пелеципод, с которыми часто дают сходные по форме обломки.

**Иглокожие.** Тип иглокожих включает несколько классов одиночных животных, из которых два — морские лилии (криноидеи) и морские ежи (эхиноидеи) — достаточно часто встречаются в осадочных отложениях, а криноидеи иногда являются даже пороодообразующими. Иглокожие появились в среднем кембрии и существуют до настоящего времени. Криноидеи широко развиты в силуре, девоне и карбоне, в меньшей степени — в перми и юре, после чего они становятся более редкими. Морские ежи редки в нижнем и среднем палеозое, достаточно многочисленны в карбоне, а затем, после кризиса в перми, триасе, нижней и средней юре, широко распространены в верхней юре и особенно мелу, после чего их количество вновь снижается.

Иглокожие, и прежде всего криноидеи и эхиноидеи, обитали (и обитают сейчас) в морских водоемах преимущественно нормальной среднеокеанической солености, правда, известны современные формы, живущие в обстановке слабо повышенной солености (до 4,2—4,5 %). Они обитали на всех широтах и в значительном диапазоне глубин — от литорали до абиссали. Большинство криноидей — прикрепленные формы; в палеозое они преимущественно селились в мелководных, реже в умеренно глубоководных условиях, но в пределах шельфов, с мезозоя они постепенно колонизовали и глубокие участки морей. Абсолютное большинство морских ежей — свободно перемещающиеся донные животные, но имеются зарывающиеся в ил и даже сверлящие твердый грунт (например, рифовые известняки) формы.

Скелет иглокожих состоит из члеников, пластинок, иглолок, скрепленных при жизни органическим веществом. После смерти животного это вещество разрушается и в отложениях практически всегда встречаются разрозненные фрагменты скелета. Они сложены кальцитом с небольшим и переменным содержанием магния, причем вне зависимости от размера, внешней формы и внутреннего строения каждый фрагмент представляет собой монокристалл, т.е. с анализатором в определенном положении он (фрагмент) целиком угасает. При этом в нем иногда наблюдается характерная для кальцита спайность и даже двойникование.

Членики стеблей криноидей — наиболее часто встречаю-

щиеся фрагменты — имеют достаточно разнообразную форму. Это относительно невысокие плоские таблички чаще всего округлой, иногда с зубчатым обрамлением, и, реже, многоугольной формы. Соответственно в сечениях, параллельных плоскости членика, они имеют округлую или многоугольную форму, а в поперечных — это прямоугольные пластинки, иногда с небольшим углублением или неровной слабо бугристой поверхностью. В косых сечениях образуются эллипсовидные или полуэллипсовидные формы. Важным элементом внутренней архитектуры является ячеисто-сетчатое строение и наличие осевого пустотелого канала, однако в некоторых сечениях он не попадает в плоскость шлифа (рис. 3.16). Ячейки представляют собой мельчайшие каналца, пустоты, пронизывающие весь остаток. Такое микростроение позволяет организму затрачивать меньше энергии, «жизненных сил» на извлечение из воды карбоната кальция, существенно облегчает конструкцию без уменьшения ее прочности. Иногда в ячейках кристаллизуется кальцит той же оптической ориентировки, что и исходный каркас, и тогда они практически не видны в шлифе или устанавливаются с трудом, но нередко

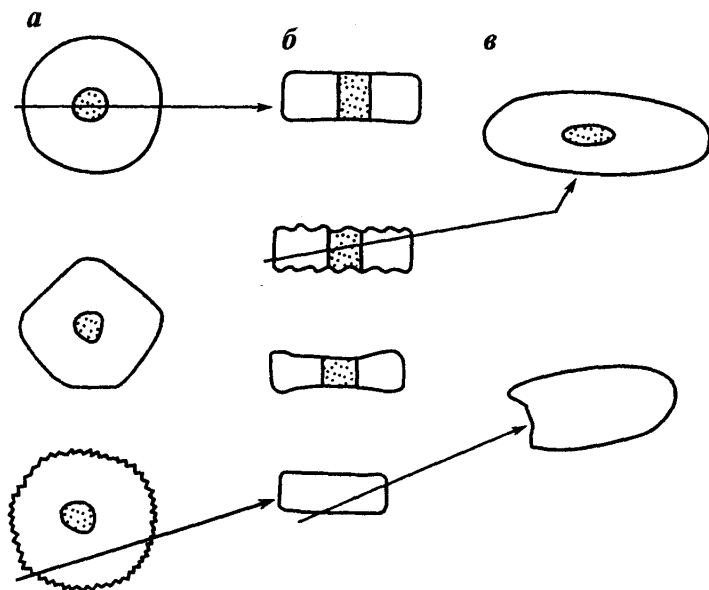


Рис. 3.16. Формы члеников криноидей в различных сечениях: а — перпендикулярных оси; б — параллельных оси; в — косых

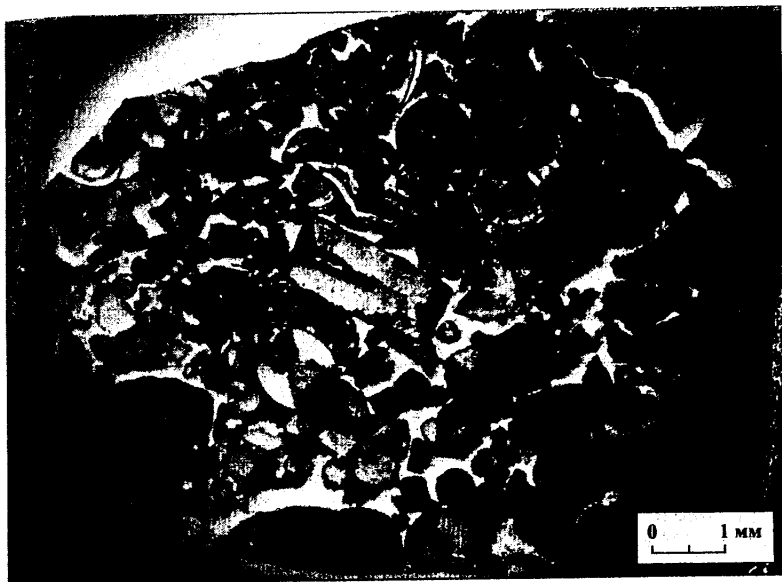
они заполняются карбонатным материалом иной структуры и тогда хорошо видны как без анализатора, так и с ним.

Как указывалось выше, каждый членик представляет собой один кристалл, хотя какие либо кристаллографические ограничения (прямолинейные ребра, сечения граней, углы) и отсутствуют. При вращении столика микроскопа фрагмент любой формы угасает полностью, а осевой канал и ячеи, заполненные карбонатом иной структуры, просвечивают и имеют соответствующую кальциту интерференционную окраску. В этом случае образуется весьма прихотливый, но в общем с осевой симметрией рисунок.

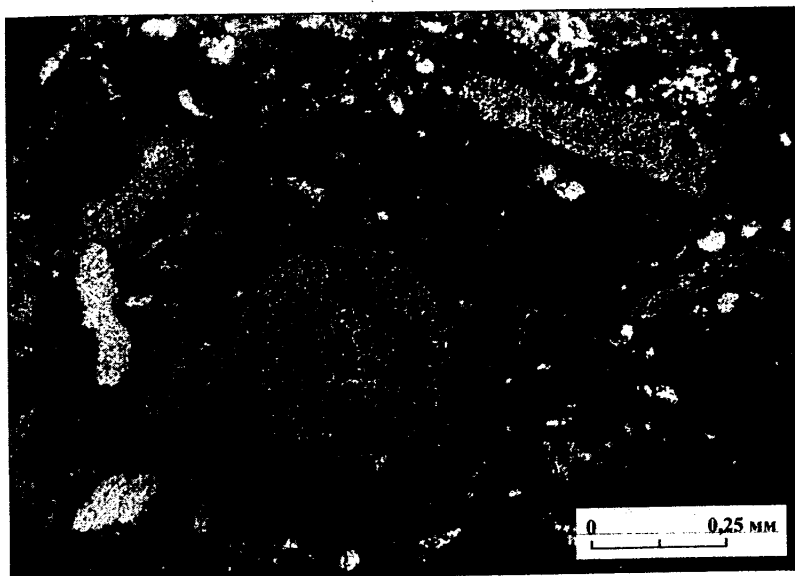
Пластинки панциря морских ежей — многоугольные, сплошные (лишь некоторые из них — амбулякральные — имеют отверстия). Иглы же ежей имеют ячеистое строение. В зависимости от сечения это округлые, эллипсовидные или удлиненные фрагменты. В поперечных к оси или слабо наклонных сечениях нередко наблюдается радиальное сетчатое микростроение. Линейное расположение ячей видно в сечениях, параллельных длинной оси иглы. Как и у всех иглокожих, каждый элемент скелета — это монокристалл и при определенном положении полностью угасает, причем в случае игл на черном фоне видны окрашенные в цвета интерференции ячеи, заполненные карбонатным материалом иной структуры.

В целом определение остатков иглокожих, как правило, затруднений не вызывает благодаря характерной форме, монокристалличности и нередко сложному внутреннему микростроению (рис. 3.17—3.20). Правда, во многих случаях определение возможно лишь до типа, так как остатки члеников лилий и остатки ежей далеко не всегда удается разделить. Более точное определение возможно в случае наличия осевого канала и незалеченного ячеистого микростроения члеников криноидей, резко вытянутых иглолок или наличия радиального строения игл морских ежей.

**Мшанки.** Это отдельный тип водных колониальных организмов, представители которого появились в ордовике и развиты до настоящего времени. Остатки мшанок встречаются в самых разнообразных породах, иногда являясь пороодообразующими. В карбоне, перми и неогене они являлись важными рифостроителями. Большинство мшанок — организмы морские, хотя известны и пресноводные представители. Вообще мшанки относительно эвригалинные организмы, особенно по сравнению с кораллами, и нередко формировали массовые поселения в морях с пониженной соленостью.



**Рис. 3.17.** Известняк криноидный. Отчетливо видны продольные и поперечные сечения целых члеников и их обломков. Приуралье. Нижняя пермь



**Рис. 3.18.** Известняк криноидный. Остатки члеников криноидей различной формы и степени сохранности в микрозернистой основной массе. Узбекистан. Келловей - оксфорд

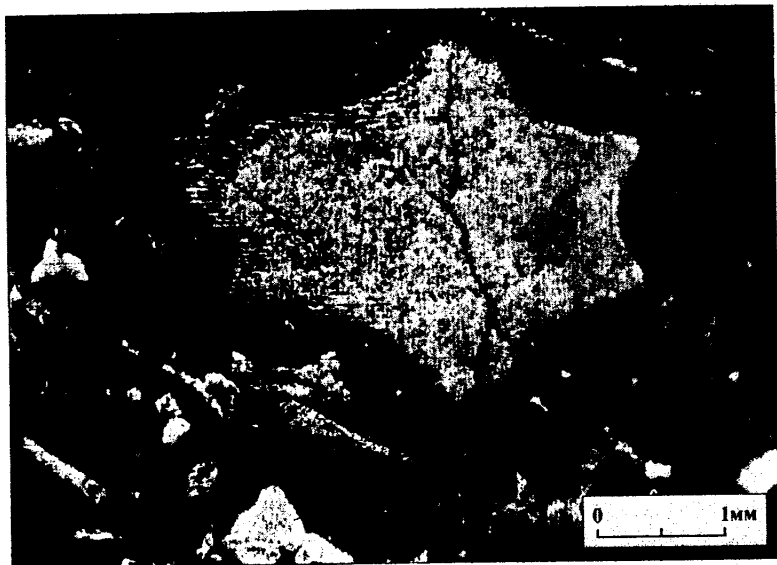


Рис. 3.19. Косое сечение многоугольного членика стебля морской лавии. По краю видно сложное ячеисто-сетчатое микростроение. Оренбургская область. Турне

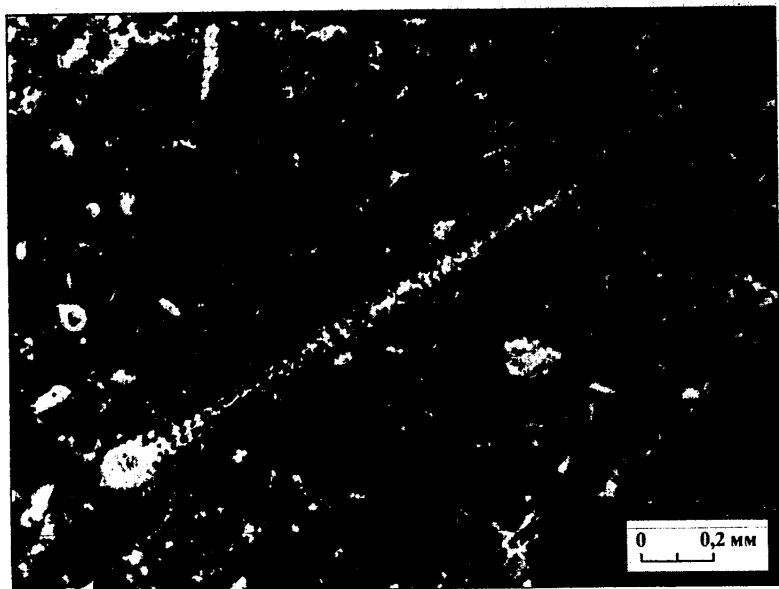
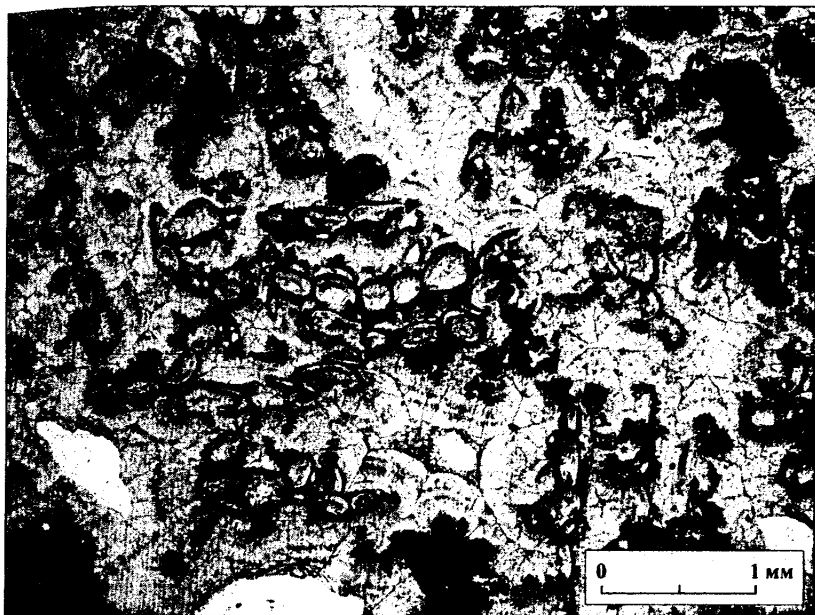


Рис. 3.20. Игла морского ежа с отчетливым ячеисто-сетчатым микростроением в криноидно-шламовом известняке. Без анализатора. Оренбургская область. Турне



**Рис. 3.21.** Веточки мшанок, состоящие из цепочки ячеек — мест обитания зоондов. Крым. Риф Казантип. Миоцен

Мшанки обитали в морях различных климатических зон и на разных глубинах, начиная от литорали, однако наиболее развиты они на сравнительно небольших глубинах.

Состав скелета мшанок кальцитовый, обычно с тем или иным, иногда довольно значительным — до 15—17 %, содержанием карбоната магния.

Колонии мшанок весьма разнообразны по форме — веерообразные, кустистые, образуют высокопористый каркас, состоящий из сложно переплетающихся и срастающихся прутьев. В породах и особенно шлифах мшанки обычно встречаются в виде обрывков веточек, сеточек и т.д., в которых располагаются ячейки — места обитания самих животных — зоондов (рис. 3.21, 3.22). Структура стенок мшанок тонколистовая. Это тончайшие пластинки, определенным образом ориентированные относительно ячеек. У большинства палеозойских форм эти пластинки огибают ячейки, субпараллельны их стенкам и соответственно изгибаются (рис. 3.23). При этом образуются так называемые продольно-волоконистые стенки; встречаются также поперечно-пластинчатые и





Рис. 3.22. Сетчатая колония мшанок. Отчетливо видны внутренние и внешние крустификационные каемки, обрамляющие стенки ячеей. Крым. Риф Казантип. Мiocен

косопластинчатые стенки (рис. 3.24). У третичных мшанок наблюдается двухслойная структура стенок — имеется тонкий внешний темный микрозернистый слой и внутренний светлый фибровый, причем фибры расположены перпендикулярно внешней и внутренней поверхности. Все известковые пластинки вне зависимости от их ориентировки весьма тонкие и, как правило, в отдельности не видны, хотя пластинчатость нередко проявляется. Более отчетливо она выявляется при включенном анализаторе по разному угасанию при вращении предметного столика.

В целом остатки мшанок на уровне типа определяются достаточно надежно по форме фрагментов, содержащих ячеей — места обитания зооидов, и по тонкопластинчатой структуре стенок.

**Кораллы.** Коралловые полипы представляют собой большую и наиболее высокоорганизованную группу типа кишечноротовых. Первые их представители появились в середине кембрия и с ордовика до настоящего времени они являются

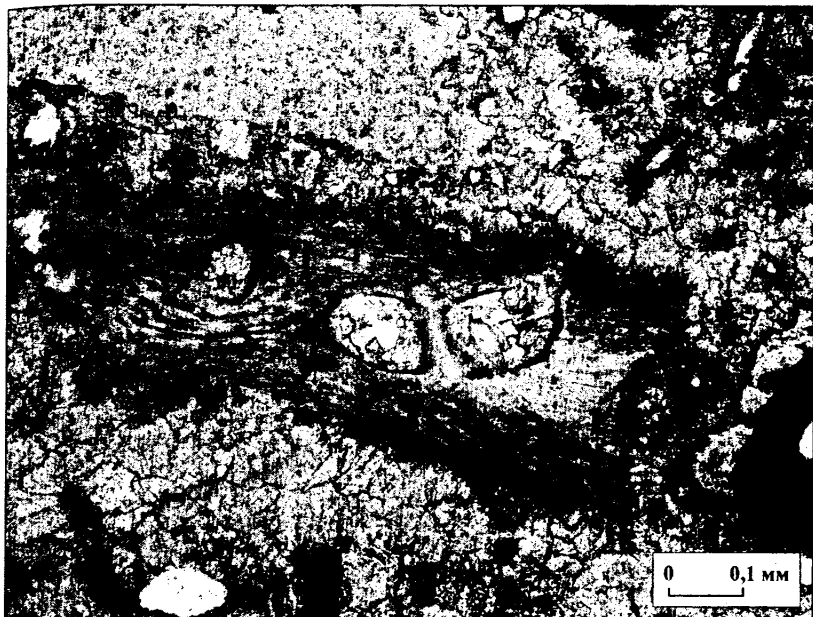


Рис. 3.23. Тонкопластинчатая продольно-волокнистая структура стенок ячеек мшанок. Приуралье. Риф Юрак-Тау. Нижняя пермь

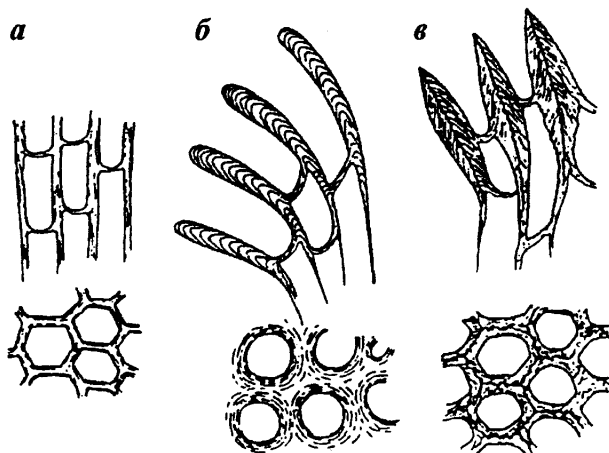


Рис. 3.24. Типы стенок ячеек мшанок (по В.П. Маслову, 1973):  
 а — продольно-волокнистые; б — поперечно-волокнистые; в — косо-  
 пластинчатые

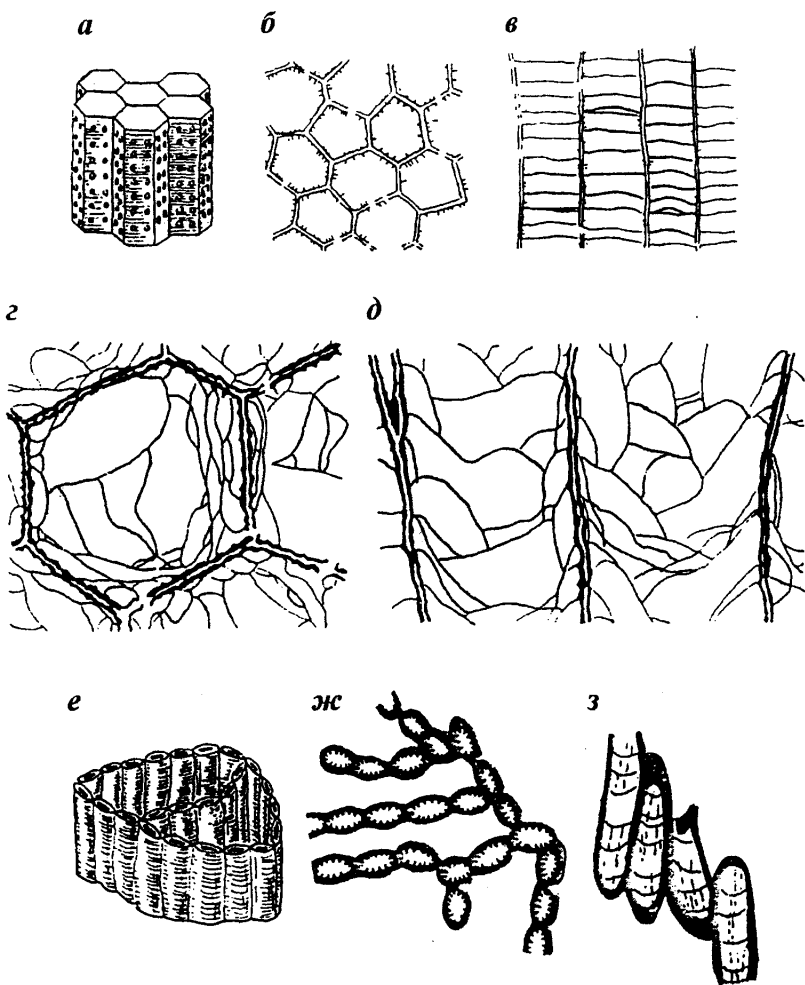


Рис. 3.25. Табуляты (по В.А. Наумову, 1989):

а, е — внешний вид колоний; б, г, ж — поперечные сечения колоний с зачатками септ; в, д, з — продольные сечения колоний с днищами

практически постоянным и важным элементом фауны, нередко имеют важное породообразующее значение, в частности в рифообразовании. Среди ряда подклассов класса кораллов наиболее важны табуляты (средний кембрий — нижний триас), четырехлучевые кораллы (тетракораллы), или ругозы (ордовик — пермь), и шестилучевые кораллы (гексако-

раллы) — отряд склерактиний, или мадрепоровых кораллов (триас — ныне), в меньшей степени — хететиды (ордовик — миоцен с максимумом в карбоне).

Коралловые полипы исключительно морские стеногалинные, прикрепляющиеся ко дну организмы. В большинстве своем это колониальные организмы, однако среди склерактиний и ругоз имеются и одиночные формы. Коралловые полипы (включая современные формы) развиты на всех широтах и на разных, в том числе и абиссальных глубинах, но в большинстве случаев это обитатели теплых мелководных бассейнов или мелководных участков бассейнов.

Скелетная постройка колониального коралла называется полипняком, скелет же отдельного полипа (зооида) называется кораллитом. Полипняки, или колонии, бывают массивными, когда кораллиты плотно прилегают друг к другу, кустистыми, где кораллиты отделены друг от друга или, реже, соприкасаются боковыми стенками, а также смешанными — ветвисто-массивными, кустисто-массивными и т.д., стелющимися по субстрату или вертикально стоящими. Кораллиты представляют собой удлинненные призматические, цилиндрические или конусовидные формы с весьма разнообразным поперечным сечением — округлым, овальным, четырех-, шести- или многоугольным. Стенка кораллитов — тека — имеет разный состав и строение у разных групп. Внутри ограниченной текой полости — камеры, где жили полипы-зооиды, имеются дополнительные скелетные образования: вертикальные — септы и часто горизонтальные — днища. Сложное сочетание кораллитов между собой, септ и днищ создает в плоскости шлифа ячеистую, обычно крупноячеистую структуру с неправильными, иногда очень прихотливыми по форме ячейками. При этом стенки кораллитов (теки) обычно значительно толще, чем септы и днища, поэтому толщина перегородок весьма различна, различны также форма и сообщаемость ячеек (рис. 3.25 — 3.28).

Скелетное вещество табулят сложено кальцитом и имеет своеобразное строение (рис. 3.29). Как правило, это слой фибрового кальцита — тончайших кристаллических волокон толщиной обычно не более 0,001 мм, ориентированных перпендикулярно поверхности. На контакте двух кораллитов образуется трехслойная стенка. В середине это непрозрачная или темная линия, которая называется срединным, или межстенным швом. От него в обе стороны располагаются две достаточно широкие зоны, обладающие фибровой структурой и буровато-желтой окраской (рис. 3.30).

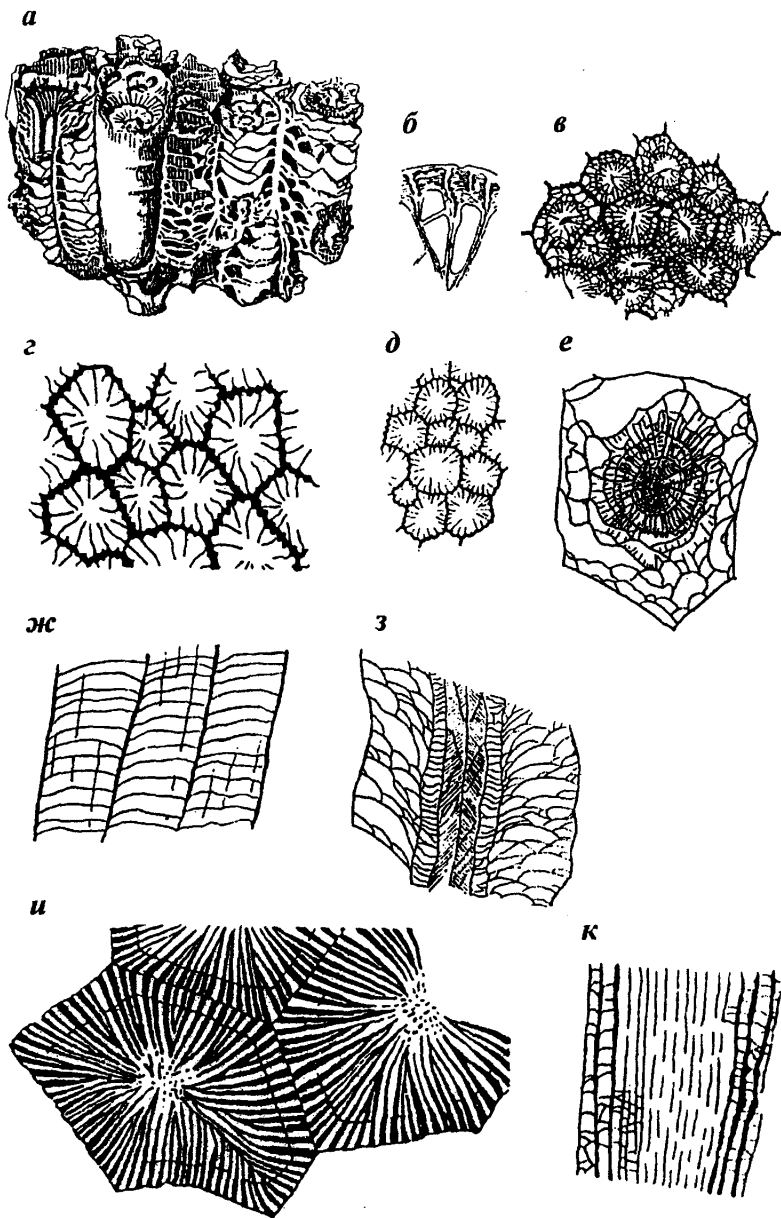


Рис. 3.26. Скелетные остатки четырех- (а-г) и шестилучевых (и - к) кораллов (по В.В. Друщицу, О.П. Обручевой, 1971; В.А. Наумову, 1989): а - общий вид колонии тетракоралла; б - пластинчатая микроструктура септ; в - е, и - поперечные сечения; ж, з, к - продольные сечения

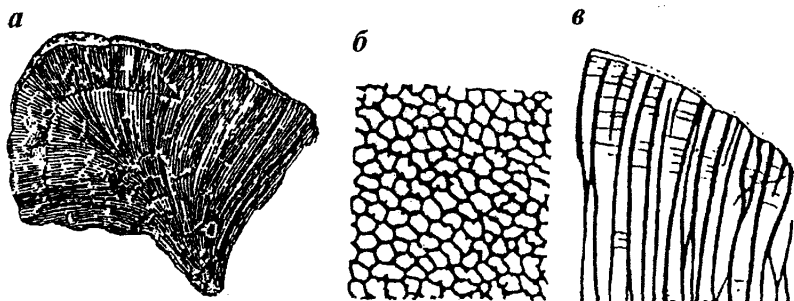


Рис. 3.27. Хететиды (по В.В. Друщизу, О.П. Обручевой, 1971):  
*a* – общий вид колонии; *б* – поперечное; *в* – продольное сечения

У четырех- и шестилучевых кораллов состав скелета изначально арагонитовый, но арагонит практически всегда перекристаллизуется в кальцит с полной потерей первичной структуры. При сохранении первичного состава и первичной

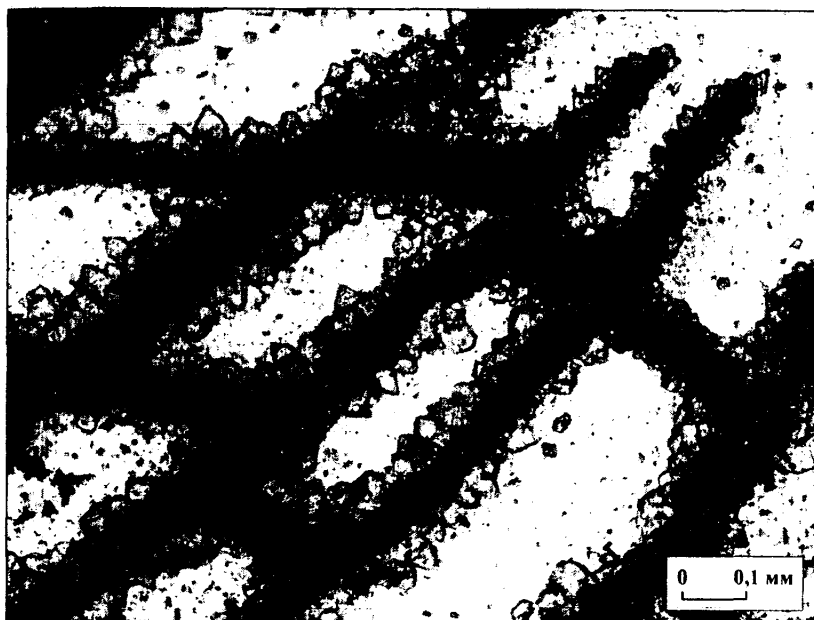


Рис. 3.28. Косое сечение коралла хететес. Скаленоэдрические кристаллы кальцита образуют кристификационные корочки во внутренних полостях кораллитов. Без анализатора. Подмосковье. Средний карбон

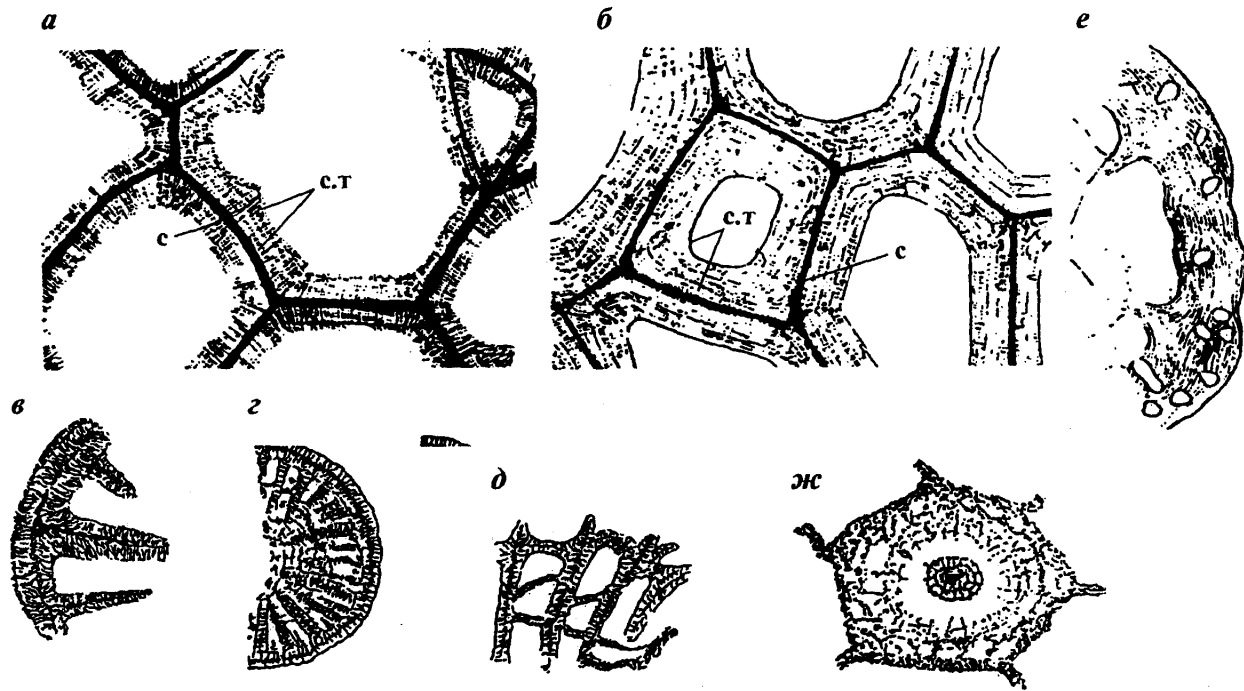


Рис. 3.29. Микроструктура стенок кораллов (по В.П. Маслову, 1973; В.Г. Фролову, 1964):  
 а-д — фибровые двух- и трехслойные стенки (с — срединный шов; с.т. — фибры); е — волокнистая (ламелярная) структура стенки кораллитов отряда синрингопор; ж — гранулированная стенка палеозойского коралла

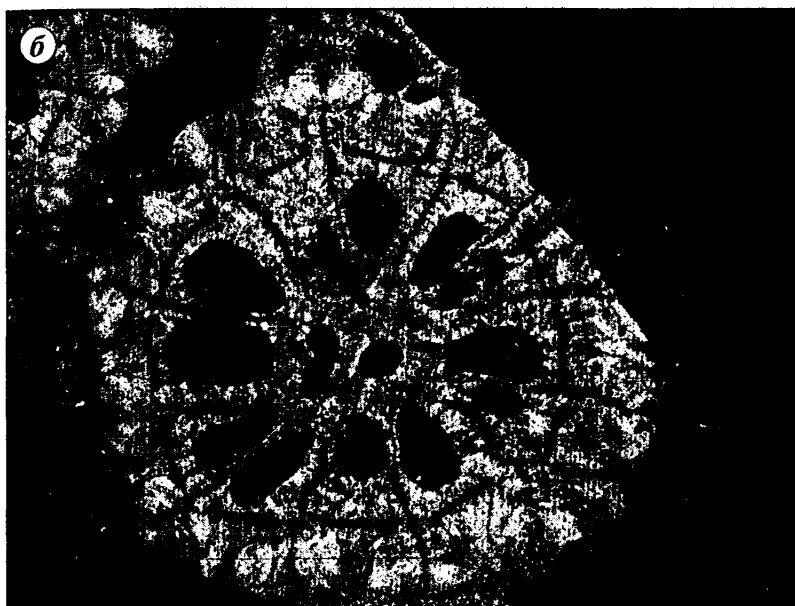
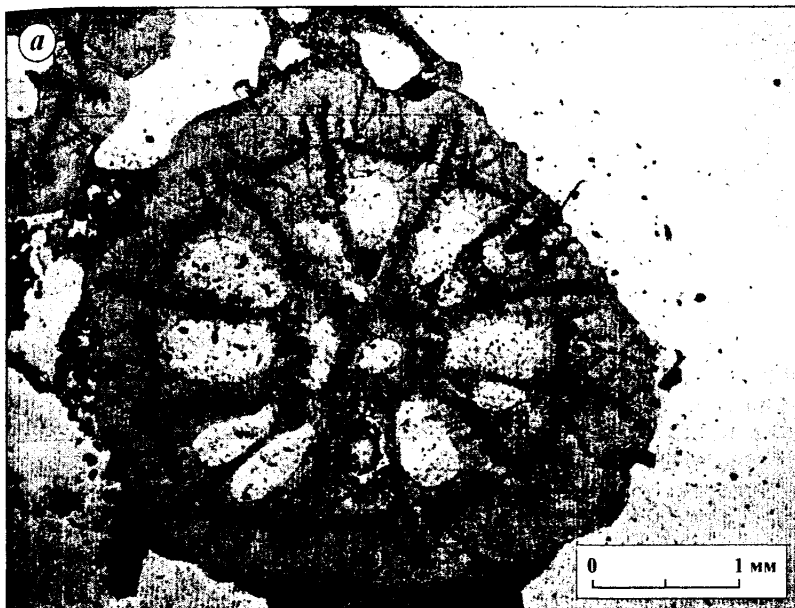


Рис. 3.30. Трехслойная стенка коралла с темным срединным швом и фибровым обрамлением. Подмосковье. Средний карбон: *а* — без анализатора; *б* — с анализатором



структуры стенки имеют фибровую структуру, причем фибры соединяются в пучки-палочки, которые называются трабекулами.

В шлифе остатки кораллов или, точнее, их фрагментов определяются по характерному рисунку ячеистой сетки с неправильными, обычно многоугольными ячейками (в отличие от мшанок, где они округлые, овальные) и с разной толщиной стенок. Дополнительную важную информацию может дать структура стенки (табуляты, слабо измененные ругозы и гексакораллы). Вообще же скелетные части часто перекристаллизуются, замещаются халцедоном, гидроксидами железа и другими минералами. Поскольку внутри кораллитов после разложения органического вещества полипа (а нередко и между кораллитами) образуются пустотки, то на стенках этих пустот часто формируются крустификационные каемки. Оставшееся после них пустотное пространство обычно заполняется тонким карбонатным шламом, яснокристаллическим кальцитом поздних генераций и другим материалом.

### 3.2.2. ИЗВЕСТКОВЫЕ ВОДОРОСЛИ

Водоросли — это обширная группа растительных организмов, обитающих преимущественно в воде и обладающих относительно примитивным строением. Значение водорослей в геологии огромно и многопланово. Примитивные синезеленые водоросли — цианобактерии, или цианеи — были практически первыми организмами на Земле, которые в громадной степени способствовали созданию, а затем, в комплексе с другими растениями, и эволюции общего геохимического облика биосферы, и прежде всего появлению свободного кислорода («геохимического диктатора», по образному выражению В.И. Вернадского). Они являются одним из ведущих (а в довендское время и практически единственным) продуцентов органического вещества — активного восстановителя. Трудно переоценить роль водорослей — осадителей карбонатного материала — в образовании разнообразных карбонатных пород, причем во многих случаях они являлись практически единственными пороодообразующими компонентами мощных толщ карбонатных отложений. Надо однако заметить, что, несмотря на огромную роль водорослей, их выделение, определение и изучение во многих случаях чрезвычайно затруднительно, и практически лишь в последние десятилетия началось специальное, детальное и целенаправ-

ленное их изучение специалистами-палеоальгологами (см., например, «Ископаемые известковые водоросли...», 1987; «Calcareous Algae...», 1991). К сожалению, при обычных петрографических исследованиях далеко не всегда удается распознать остатки ископаемых водорослей и тем более определить их. Ниже будут кратко рассмотрены лишь две группы, встречающиеся в осадочных породах, определение которых более или менее несложно. Вообще же точное их определение до семейства, рода и тем более вида часто возможно лишь специалистом-палеоальгологом.

**Синезеленые водоросли.** Это наиболее примитивная по строению и одновременно самая древняя и, видимо, наиболее распространенная группа, которая появилась в глубоком докембрии, была весьма массовой в протерозое и раннем палеозое; позднее ее значение несколько снизилось, хотя эти водоросли достаточно обильны и в настоящее время.

Синезеленые водоросли в целом чрезвычайно эврифациальны, они обитают как в пресных водоемах, так и в бассейнах с резко повышенной соленостью. Предпочитая мелководные участки (как и все растения, для которых нужен солнечный свет), они спокойно переносят и достаточно длительные осушения и обитают даже на суше при условии периодического увлажнения. Весьма широк и температурный диапазон их обитания: от  $+2$  до  $+80$  °C и более.

Синезеленые водоросли в настоящее время подразделяются на две большие группы — кальцибионты и собственно цианобактерии (цианеи).

**Кальцибионты** образуют разнообразные, но в целом обособленные известковые формы. В обобщенном виде можно выделить три морфологические формы слоевищ, или колоний кальцибионтов — кустистые, трубчатые и шаровидные.

Так, водоросли эпифитон (кембрий — девон) представляют собой нежные кустики, состоящие из тонких изгибающихся и разветвляющихся вверх веточек (рис. 3.31, а, б, 3.32, 3.33). Размеры таких кустиков составляют несколько миллиметров и даже сантиметров, диаметр самих веточек — сотые доли миллиметра; сложены они пелитоморфным темным кальцитом. В поперечном сечении в шлифе видна россыпь темных пелитоморфных кружочков (см. рис. 3.33). Другой распространенный род — гирванелла (кембрий — мел) относится к группе стелющихся навивающихся водорослей и образует тонкие (менее 1 мм) извивающиеся трубочки одинаковой толщины с темными стенками также почти одинаковой толщины, состоящими из пелитоморфного кальцита (см.

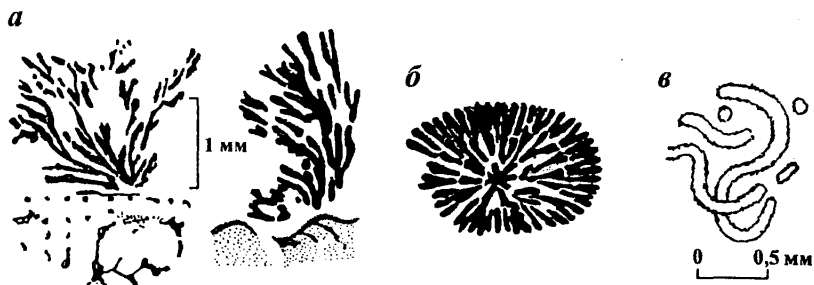


Рис. 3.31. Синезеленые водоросли – кальцибионты (по В.П. Маслову, 1973; «Справочному руководству...», 1958):  
 а – кустики эпифитонов, выросшие на скелет археоциат; б – поперечное сечение радиально расходящихся веточек. Сибирь. Кембрий; в – сечения трубочек гирванелл. Урал. Карбон

рис. 3.31, в). Наконец, имеются шаровидные, округлые, неправильно изометричные формы, ограниченные темной стенкой пелитоморфного кальцита; внутренние их части, как правило, выполнены более крупнозернистым и соответственно

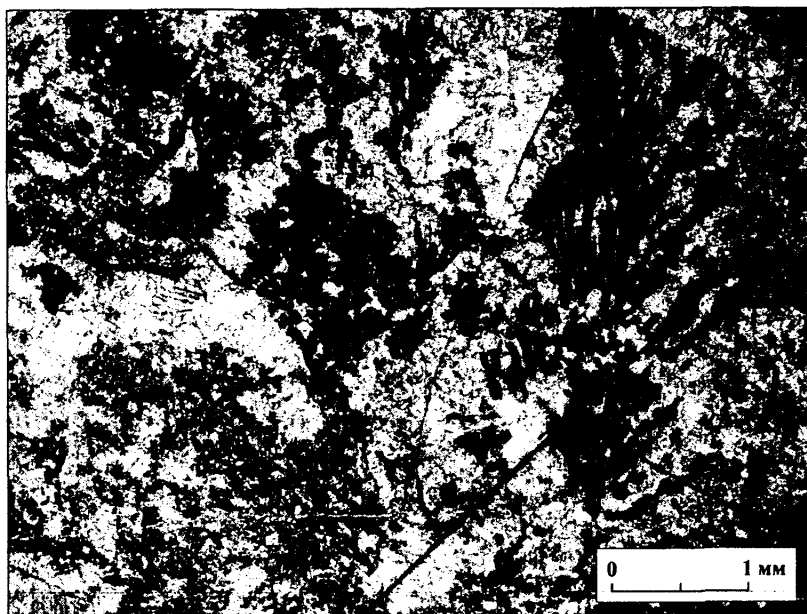


Рис. 3.32. Кустики синезеленых водорослей – кальцибионтов Epiphyton. Без анализатора. Саяны. Нижний кембрий

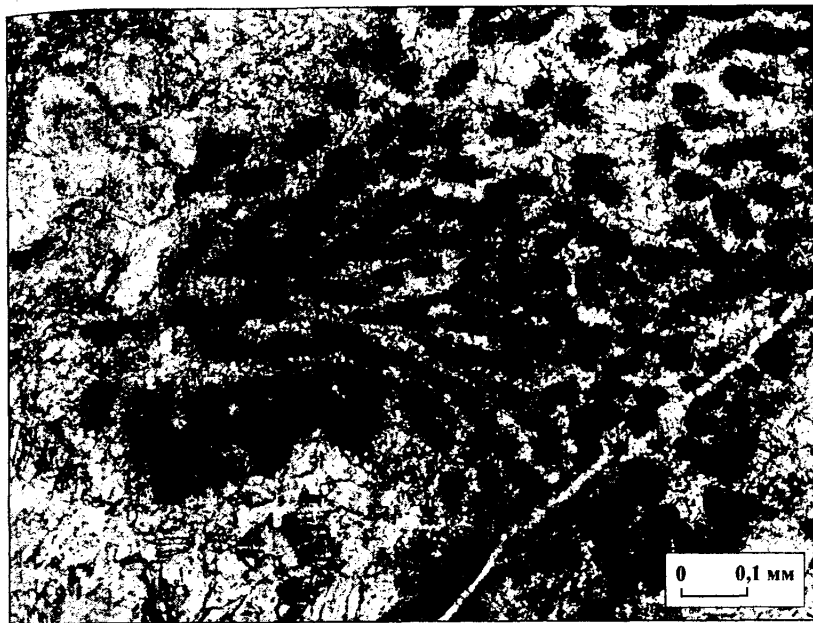


Рис. 3.33. Косое сечение кустика эпифитона. Без анализатора. Саяны. Нижний кембрий

прозрачным кальцитом (рис. 3.34). Таковы, например, водоросли рода ренальцис (кембрий — девон). Кальцибионты широко представлены в палеозое и в меньшей степени — в мезозое.

Остатки самих *цианобактерий* по сути дела не сохраняются в ископаемом состоянии или, точнее, не образуют индивидуализированных форм. Строго говоря, геолог имеет дело с минеральным результатом жизнедеятельности микроскопических организмов и, скорее всего, не одного — двух видов, а целого, возможно разнообразного, ценоза. Поэтому определяются и описываются лишь геологические проявления их жизнедеятельности. Формирующиеся при этом образования — постройки, слои, изолированные тела и т.д. — получили название микробиолитов, или биоседиментарных структур. Среди микробиолитов можно выделить две группы образований — строматолиты и онколиты.

*Строматолиты* — это прикрепленные ко дну карбонатные постройки известнякового или доломитового состава. Морфология строматолитов достаточно разнообразна — не-

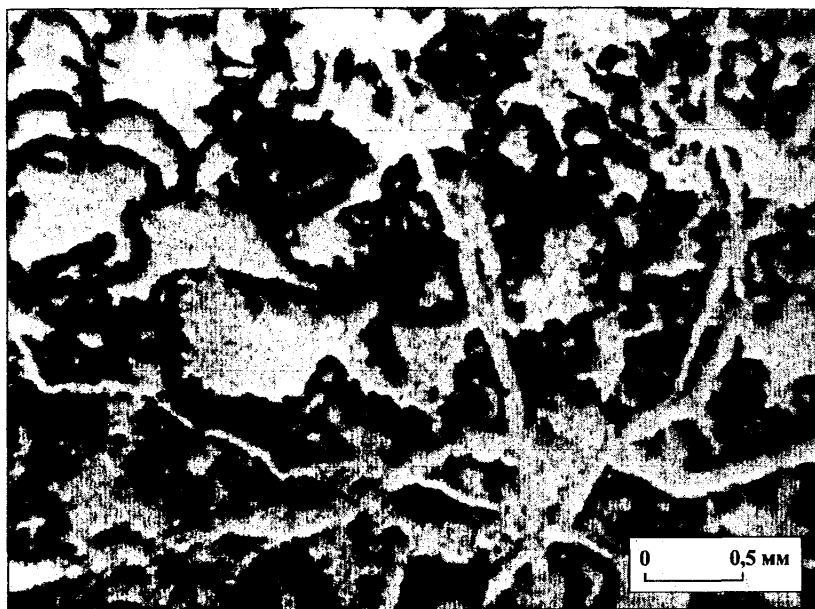


Рис. 3.34. Водорослевый известняк. Порода сложена синезелеными водорослями ренальцис, сцементированными тонкокристаллическим кальцитом. Сибирь. Нижний кембрий («Атлас...», 1969)

правильные пласты, корки, бугорки, простые или ветвящиеся столбики и т.д. Наиболее характерным является наличие тонкой неправильно параллельной слоистости, подчиненной общей форме постройки — слоистой, бугорчатой и т.д. Она хорошо видна невооруженным глазом на естественно отпрепарированных поверхностях, пришлифовках, а часто и на сколах (рис. 3.35). В шлифе она часто наблюдается с трудом, и для ее выделения лучше использовать небольшие увеличения (объектив № 3). Эта слоистая микроструктура проявляется в виде переслаивания слойков разной зернистости, слойков, состоящих из микросгустков пелитоморфного карбоната и светлых яснокристаллических слойков, что дает сетчато-сгустковую, сгустково-зернистую, сгустково-червячную и другие подобные микроструктуры (рис. 3.36, а, б).

Строматолитовые постройки развиты с протерозоя, где они образуют мощные толщи широкого площадного распространения, до настоящего времени. Они формировались в

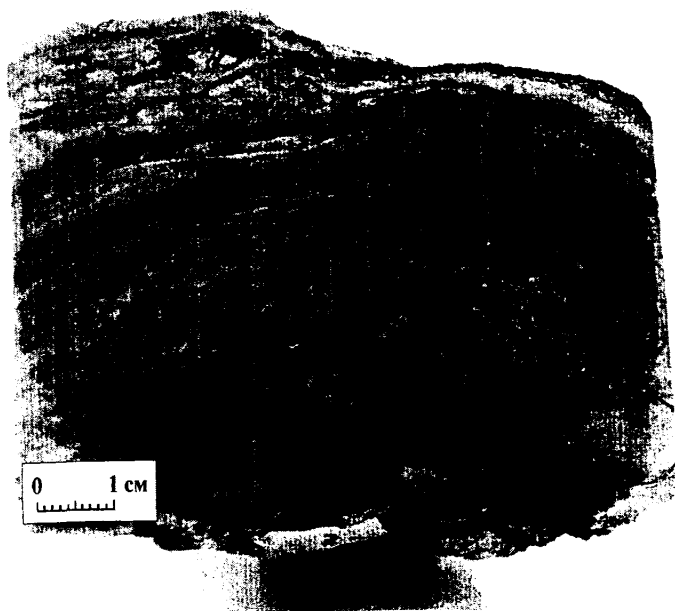


Рис. 3.35. Строматолит. Бугристые тонкослойные образования. Эстония. Лудлов

условиях значительного мелководья и нередко резко отклоняющейся от среднеокеанической солености.

*Онколиты* — это желваки различного размера, имеющие такую же как строматолиты структуру и микроструктуру (рис. 3.36, в — д, 3.37, 3.38). Однако в отличие от последних в онколитах цианеи обрастали какой-либо обломком со всех сторон, поскольку он перекачивался волнением по дну. В первом приближении онколиты напоминают оолиты, но отличаются от них не очень правильной формой, волнистой, а не строго концентрической морфологией внутренних слоев и подобной строматолитам микроструктурой, например сетчато-микросгустковой.

Онколиты, как и строматолиты, известны в широком стратиграфическом диапазоне, начиная с протерозоя. Наряду с мелководными в последнее время установлены и относительно глубоководные образования. Это свидетельствует о том, что в составе цианей, видимо, есть не только водоросли, которым обязательно нужен свет, но и бактерии, жизнедеятельность которых не связана напрямую с фотосинтезом.

*a*



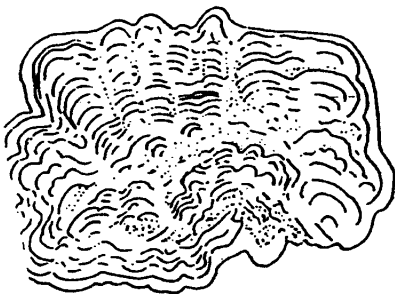
0 1 MM

*б*



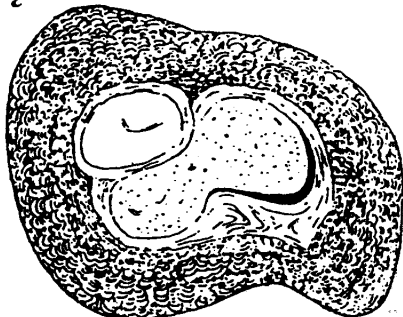
0 1 MM

*в*



0 1 2 CM

*г*



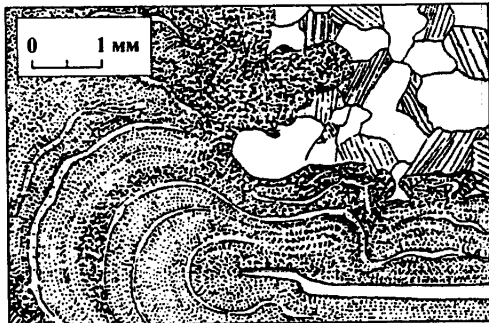
0 1 CM

*д*



0 1 2 CM

*е*



0 1 MM

Рис. 3.36. Микробиолиты (по В.П. Маслову, 1973; «Справочному руководству...», 1958):  
*a-b* — микроструктура строматолитов: *a* — Керченский полуостров, неоген; *b* — Сибирь, нижний палеозой; *в-д* — форма онколитов: *в* — Восточная Сибирь, ордовик; *г* — Дальний Восток, юра (онколит нарастал на раковину гастроподы); *д* — Восточная Сибирь, кембрий; *е* — микроструктура онколита. Приуралье, пермь

Надо также иметь в виду, что онколиты и особенно строматолиты могут иметь не только кальцитовый и доломитовый состав; известны также магнетитовые, фосфатные, кремнистые, железистые формы.

**Багряные водоросли.** В отличие от синезеленых это сложно организованная группа многоклеточных водорослей, которые выделяли известь органическим путем внутри клеток. Они известны с кембрия и широко представлены уже в ордовике. В палеозое были относительно массово развиты солоноровые, которые, в частности, принимали участие в рифостроении. В мелу и кайнозое ведущее значение приобрели мелобезиевые, которые нередко становились породообразующим, в том числе рифообразующими.

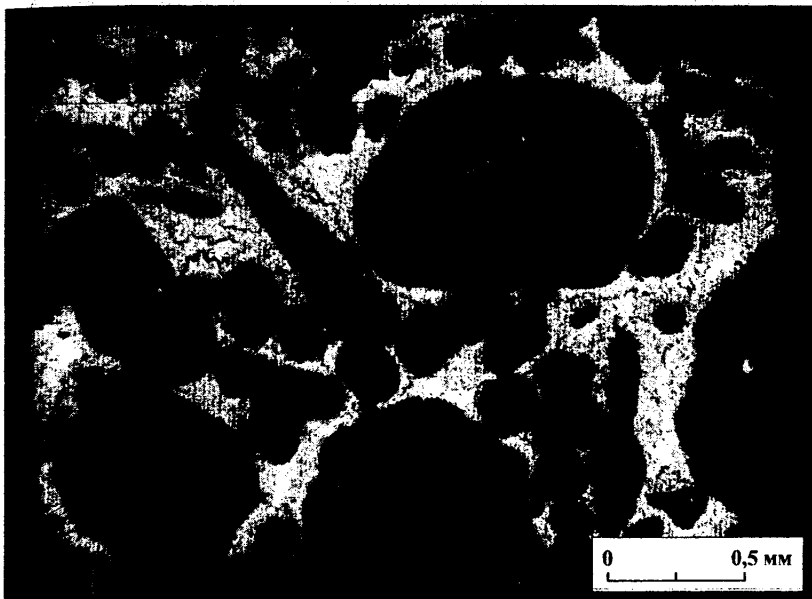


Рис. 3.37. Онколитово-сгустковый известняк с яснокристаллическим кальцитовым цементом. Без анализатора. Северная Осетия. Титон



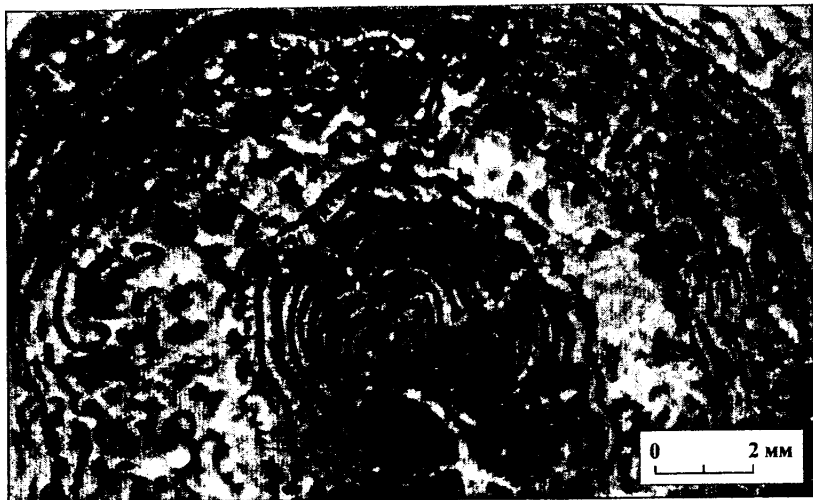


Рис. 3.38. Микроструктура околита. Фергана. Нижний мел («Атлас...», 1969)

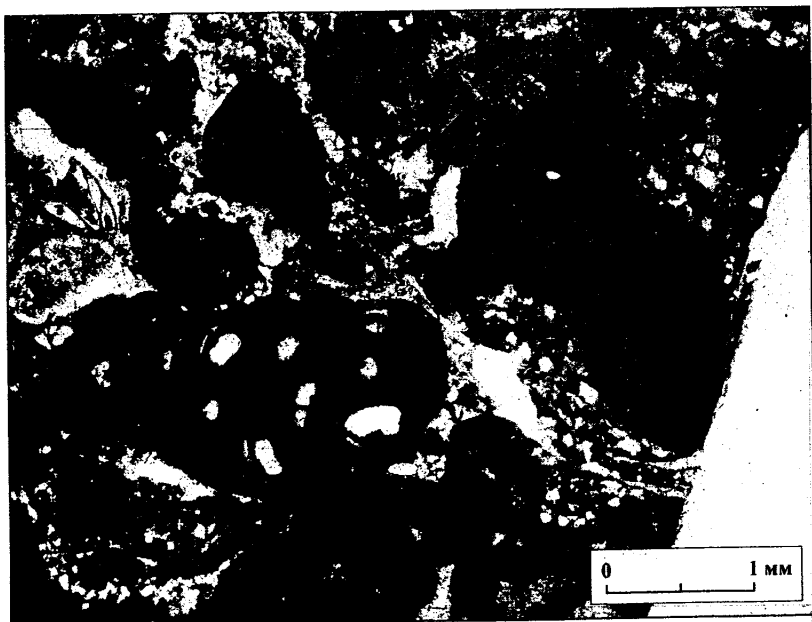


Рис. 3.39. Желваки багряных водорослей. Без анализатора. Западная Украина, окрестности Львова. Неоген

Багряные водоросли — большей частью морские организмы, хотя известны виды, которые обитали и в условиях некоторого опреснения. Как и все водоросли, они мелководны, но некоторые современные группы в условиях особо чистых и прозрачных вод обитают на глубинах до 130—150 м. В массе своей багрянки — прикрепляющиеся ко дну организмы; они образуют кустики, корки, бугристые наросты и т.д., но иногда формировали перекатывающиеся по дну желваки неправильной формы. Со временем последние могли фиксироваться на дне, обрастать новыми багрянками и образовывать линзы и крупные желваки, состоящие из серии более мелких, ранее перекатывающихся по дну желвачков.

Подобные формы в виде изолированных желвачков или неправильных наростов нередко видны и в шлифах (рис. 3.39). Сама ткань сложена пелитоморфным темным кальцитом (современные багрянки отличаются от других водорослей часто очень высоким, до 30—36 %, содержанием карбоната магния, поэтому в ряде случаев отмечается их доломитизация в процессе диа- и катагенеза за счет «собст-

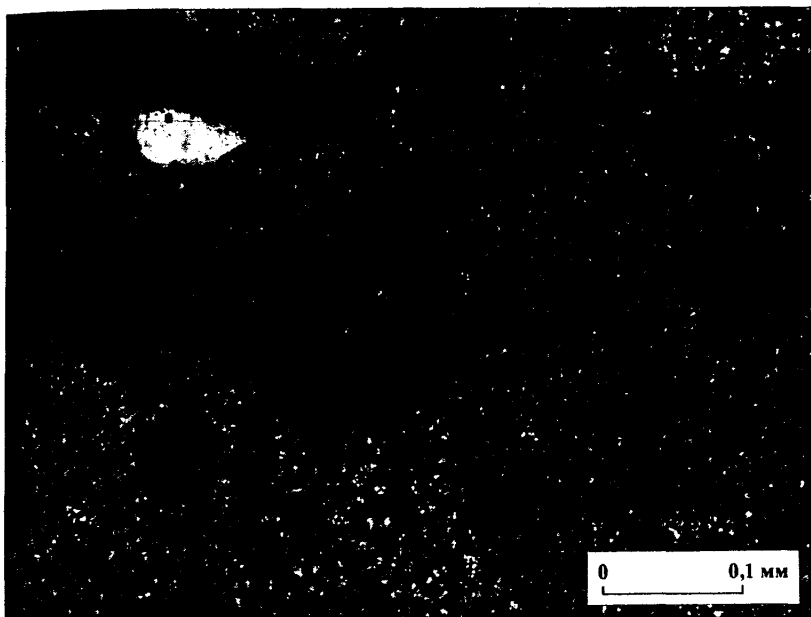


Рис. 3.40. Сетчатое строение колонии багряной водоросли. Без анализатора. Западная Украина, окрестности Львова. Неоген

венного» магна). Эти темные образования создают очень мелкую сетку, причем ячеи более или менее четырехугольной или округлой формы располагаются правильными или неправильными рядами (рис. 3.40). Надо, однако, отметить, что более светлые участки-ячеи мелкие и далеко не всегда хорошо видны; часто сетчатая структура лишь намечается.

### 3.3. КРЕМНЕВЫЕ ОРГАНИЗМЫ

Набор организмов, которые имеют кремневый скелет, значительно меньше, чем организмов с карбонатным скелетом; соответственно меньше и их породообразующее значение. По-видимому, наиболее широко распространены микроскопические водоросли диатомеи, которые образуют породу диатомит. Другие организмы с кремневым скелетом — радиолярии и особенно кремневые губки — развиты более ограниченно, и соответствующие породы — радиоляриты и спонголиты (от «спонги» — губки) — распространены более локально.

**Диатомовые водоросли** — микроскопические одноклеточные организмы, одиночные, реже соединяющиеся в микроскопические колонии, имеющие вид цепочек, кустиков, нитей, шаров и т.д. (рис. 3.41, 3.42). Размер отдельных индивидуумов колеблется в пределах 0,005—0,6 мм, реже до 2 мм, и обычно составляет сотые и первые десятые миллиметра. Диатомеи появились в юре и уже в позднем мелу стали весьма обильны и широко распространены. Их массовое развитие обеспечило образование значительных масс верхнемеловых, третичных и четвертичных диатомитов (рис. 3.42). Очень широко распространены диатомовые илы и в осадках современных океанов.

Диатомовые водоросли обитают как в пресноводных, так и в морских условиях; однако при этом многие их виды являются стеногаллиными, т.е. обитают в условиях нормальной и не меняющейся солености. Массовое развитие диатомей обычно связано с относительно холодной климатической зоной — бореальными и субарктическими областями. Как и все водоросли, для жизнедеятельности которых нужен свет, диатомеи обитают в верхней части водной толщи; имеются формы, прикрепляющиеся ко дну мелководных бассейнов, но более развиты планктонные свободно плавающие формы. Захоронение же скелетов часто происходит на значительных

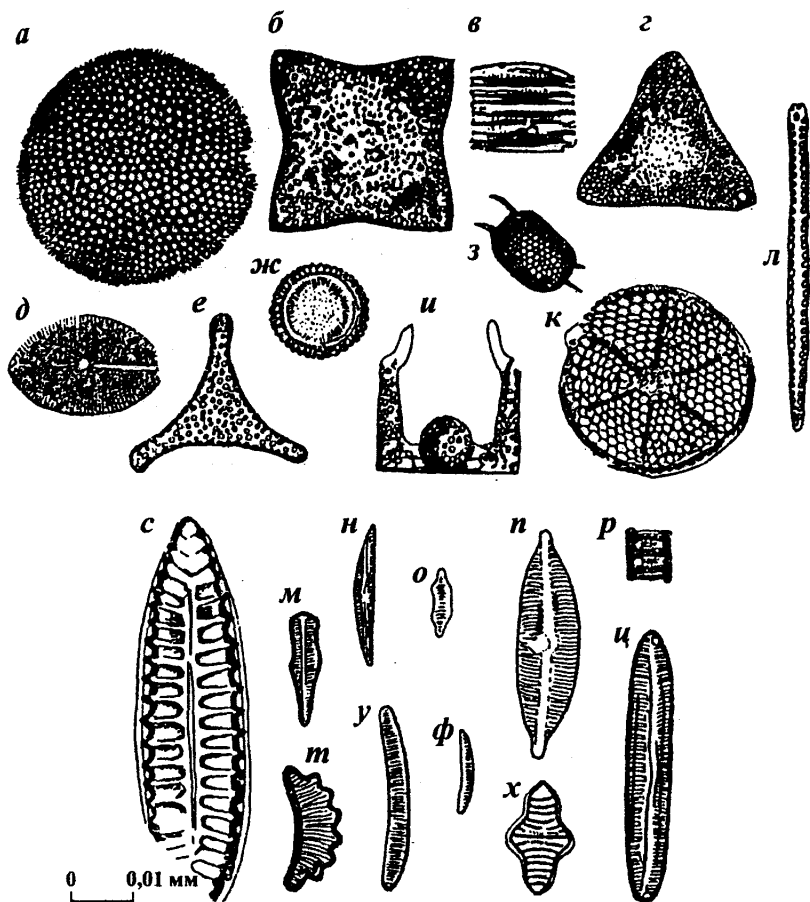


Рис. 3.41. Панцири морских палеогеновых (а-л) и современных (м-ц) диатомовых водорослей (по В.А. Наумову, 1989)

глубинах, в том числе ниже уровня карбонатной компенсации, то есть там, где благодаря высокому давлению и низкой температуре в воде растворено много углекислоты, которая переводит поступающий сюда карбонатный материал (прежде всего раковин) в растворимый бикарбонат (см. раздел 7.4).

Раковинка-панцирь диатомей представляет собой коробочку, состоящую из двух створок, которые вдвинуты одна в другую. Створки бывают дисковидные, чашевидные, цилиндрические, линейные и т.д. Опаловые стенки створок чрезвычай-

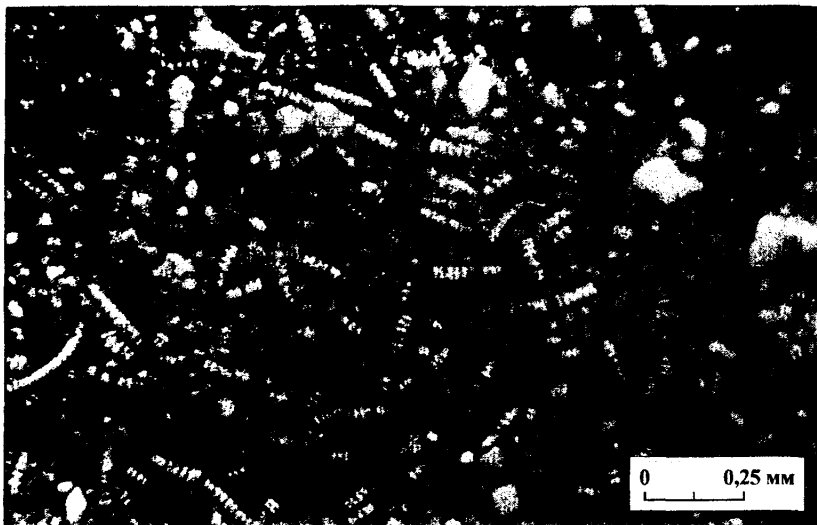


Рис. 3.42. Диатомит пресноводный. Скелетные остатки диатомей в виде «лепестков», цепочек в бесструктурной опаловой основной массе («Атлас...», 1973)

чайно тонкие; при очень больших увеличениях устанавливается их сложное строение — наличие различных выростов, глазков и сложной системы пор.

**Радиолярии.** Эти одноклеточные организмы известны с кембрия и развивались в течение всего фанерозоя. Уже в палеозое они местами имели породообразующее значение или были существенной составной частью пород (в радиоляритах, яшмах, фтанитах). В современных океанах они образуют обширные поля радиоляриевых илов. Радиолярии — исключительно морские организмы и существовали в водах среднеокеанической солености. Они обитали на всех широтах и на разных, в том числе и очень больших глубинах; вместе с тем их основная масса сосредоточена в теплой экваториальной зоне и верхней 100-метровой части водной толщи.

Скелет абсолютного большинства радиолярий состоит из опала, хотя известны раковинки из целестина, сложных алюмокальциевых силикатов, но в ископаемом состоянии сохраняются только кремневые раковины.

Как правило, размер раковинок радиолярий очень невелик и колеблется в пределах от десятков микрометров до 1—3 мм. Колониальные формы достигают иногда 4—6 мм. Формы раковинок разнообразны: шаровидные (рис. 3.43), эллиптиче-

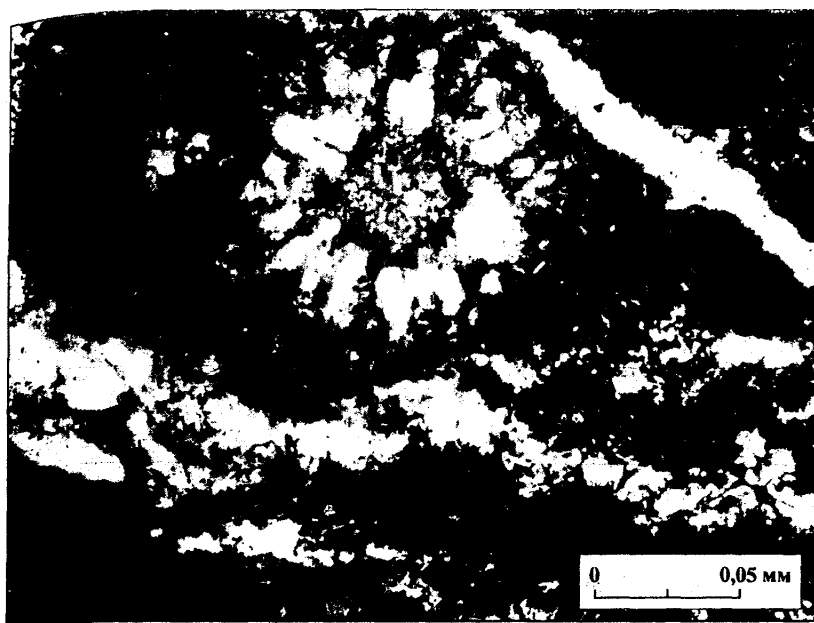


Рис. 3.43. Остатки радиолярии в кремнистом сланце. Без анализатора. Германия, Саксония. Силур

ские, дисковидные, башенковидные, колпачковидные, обычно с характерными отростками и шипами; стенки имеют крупнопористое сетчатое строение.

В ископаемом состоянии первичный опал обычно не сохраняется, он превращается в халцедон, замещается кальцитом, пиритом; при этом, как правило, уничтожается структура стенки. В шлифах такие остатки чаще всего представляют собой кружочки, сложенные сплошным халцедоном, часто с халцедоновыми «усиками» — остатками шипов. В некоторых сечениях, однако, сохраняется и сетчатое строение стенок.

**Губки (спонги).** Большинство представителей типа губок — наиболее низкоорганизованных многоклеточных животных — имеет кремневый скелет. Губки известны уже в кембрии (имеются даже указания на их появление в докембрии) и существуют в течение всего фанерозоя. Кремневые губки (силициспонги) — это обычно колониальные и реже одиночные животные размером от долей миллиметра до 0,5 м и более. Абсолютное большинство губок — морские организмы, и лишь немногие относятся к пресноводным формам.

Губки — неподвижные донные организмы, которые обитали на разных глубинах — от литорали до абиссали — и в различных климатических зонах.

Губки не имеют единого прочного скелета. Их скелет состоит из множества опаловых иглонок — спикул, имеющих разнообразную форму и связанных между собой органическим веществом живого организма. После смерти организма и разложения органического материала они рассыпаются, и в ископаемом состоянии остатки губок представлены изолированными спикулами.

Спикулы — это либо прямолинейные или слегка изогнутые иглоночки, либо трех-, четырех-, пяти- и шестилучевые образования (рис. 3.44). Размеры крупных спикул — макросклер — достигают 1,5–2,5 мм. Характерным элементом спикул является наличие осевого канала, причем его толщина сопоставима с толщиной стенки. В шлифах в зависимости от сечения спикулы представлены в виде удлинненных трубочек,

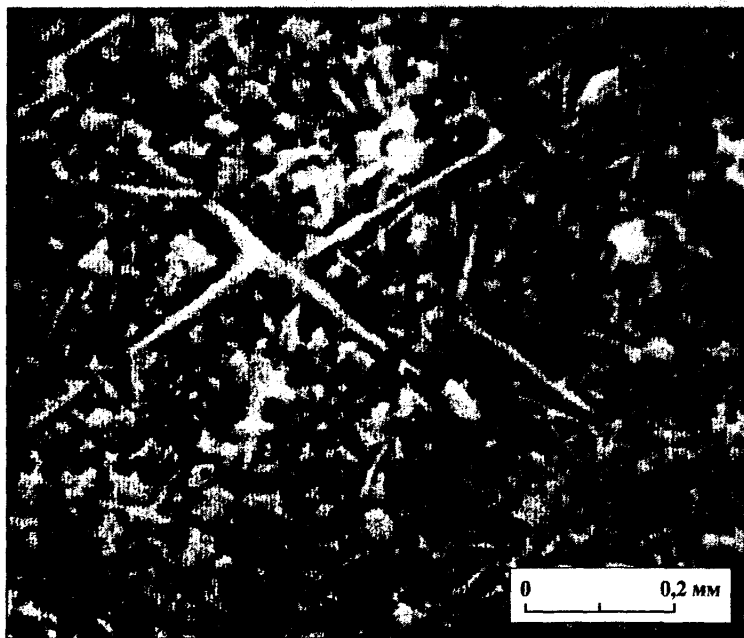


Рис. 3.44. Известняк спикуловый битуминозный. Наряду с однолучевыми присутствуют и многолучевые спикулы. Якутия. Нижний кембрий («Атлас...», 1973)

иногда с заостренными концами, или в виде кружочков с отверстием-каналом в центре.

В ископаемом состоянии осевой канал обычно заполнен материалом иного состава — глауконитом, пиритом, карбонатом. Опал спикул сохраняется лишь в относительно молодых кайнозойских образованиях. В более древних отложениях он кристаллизуется в халцедон и даже кварц и соответственно меняется характер стенки — она приобретает мозаичную структуру (с анализатором). Очень часто опал спикул замещается карбонатом. При специальных исследованиях и больших увеличениях видно, что опаловые стенки имеют свою сложно-пористую микроструктуру, которая в ископаемом состоянии и при кальцитизации и переходе в халцедон не сохраняется.

В шлифах, даже при замещении первичного опала, остатки губок определяются по своей форме и наличию центрального канала. В поперечных круговых сечениях они напоминают радиоларий, но отличаются от последних значительно более толстой стенкой и полным отсутствием шипов и иголок.

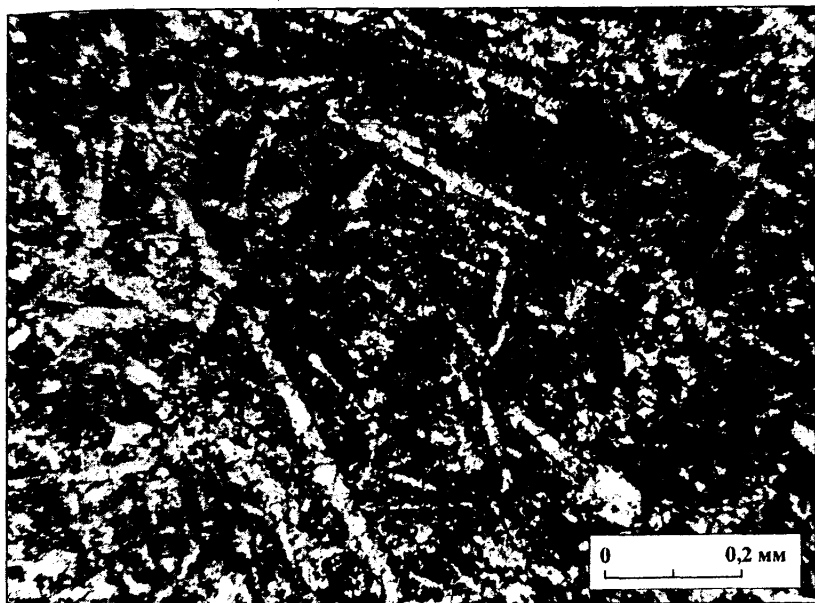


Рис. 3.45. Известняк спикуловый битуминозный. Однолучевые спикулы за счет кальцитизации практически полностью утратили осевой канал. Без анализатора. Оренбургская область. Турне





Рис. 3.46. Известняк спикулево-шламовый. Осевые каналца частично заполнены битумом (показано стрелкой). Без анализатора. Оренбургская область. Турне

Как отмечалось выше, губки обитают на разных глубинах, однако массовые скопления обычно связаны с относительно глубоководными зонами и холодными водами. Здесь образуются относительно чистые или в той или иной степени глинистые спонголиты либо, при наличии значительного количества карбонатного материала, — спикулевые мергели и известняки, нередко глинистые и битуминозные (рис. 3.45, 3.46).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ОБРАБОТКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

---

Литология имеет дело с материальными объектами — осадочными горными породами, и их детальное исследование — основная цель базового раздела литологии — петрографии осадочных пород. Изучение пород началось с их описания по внешним признакам с последовательным увеличением числа изучаемых показателей, детальности и подробности описания. Принципиальным качественным изменением подхода к изучению пород стало использование поляризационного микроскопа, причем впервые он был применен Г. Сорби в 1851 г. при исследовании именно осадочных пород — кремне-известняков. Основные методические приемы кристаллооптических исследований шлифов были разработаны на примере магматических и метаморфических пород и после этого, позднее «вернулись» в литологию, которая как самостоятельная научная дисциплина сформировалась позже общей петрографии.

В настоящее время изучение шлифов остается самым массовым и, по сути дела, универсальным методом изучения осадочных пород. При этом набор методов исследования весьма обширен, и многие из них связаны с использованием сложных прецизионных приборов, на которых работают высококвалифицированные специалисты узкого профиля. Это послужило основанием того, что методы исследования иногда выделяют в самостоятельный раздел литологии наряду с теоретической литологией и петрографией осадочных пород, т.е. изучением собственно пород.

Как правило, литолог, а тем более геолог широкого профиля не проводит и не может проводить лично все или, по крайней мере, многие исследования. Обязательным является изучение и описание пород в образцах и микроскопическое изучение шлифов, выполнение некоторых простейших, специфических для отдельных пород анализов. В остальном же

литолог использует результаты анализов, выполненных соответствующими специалистами.

В связи с этим задачей геолога, и литолога в том числе, является не выполнение самого анализа как такового, а правильная постановка задачи, выбор рационального комплекса анализов, необходимых для решения той или иной задачи. Для этого он должен знать не технологию выполнения, а возможности разных аналитических методов. Именно в таком плане осуществляется вузовская подготовка специалистов геологов-нефтяников и в таком ключе подготовлено настоящее пособие.

Относительно подробно в настоящей главе описаны основные методы — общая схема изучения и описания шлифа осадочной горной породы, гранулометрический анализ в шлифах. Для других методов указан лишь принцип анализа, области его применения и геологические возможности.

Следует отметить, что изучение осадочных пород геологами-нефтяниками имеет определенную специфику. Дело в том, что специалисты этого профиля, в отличие от других геологов, имеют дело практически только с керном. Они не имеют возможности наблюдать обнажения, стенки карьеров, шахт и других горных выработок, где возможно исследование взаимоотношения слоев, характера их переслаивания, морфологии осадочных тел, латеральных изменений, крупноразмерных текстур и т.д. Чтобы хотя бы частично восполнить недостаток информации для более обоснованного суждения о породе и, главное, условиях ее образования, необходимо получение более детальных сведений о самой породе, т.е. необходимо проведение более широкого спектра исследований образцов керна.

Получение аналитических данных — важный, но лишь первый этап их использования геологами. В ряде случаев их надо «перевести на геологический язык» — пересчитать результаты химических анализов в минеральную форму, получить определенные параметры, характеризующие породу, и т.д.

Не менее важно наглядно представить полученные данные в виде тех или иных графиков. Этому вопросу посвящена вторая часть главы, где описаны наиболее распространенные методы пересчета аналитических данных, графической обработки и представления материала, результатов анализа как одного образца, так и серии образцов, изучения распределения пород и их характеристик по разрезу и по площади.

Значительно более подробно, чем это дано в настоящем пособии, методики аналитических исследований и способы их графических представлений изложены в специальных изданиях как общего плана, так и по отдельным видам анализов. Некоторые из них указаны в прилагаемом списке литературы. Из наиболее новых следует указать обстоятельную сводку А.В. Маслова (2005), которая, хотя и издана как учебное пособие, но далеко вышла за рамки чисто вузовского пособия и содержит описание разнообразных, в том числе новейших, не входящих в учебные программы геохимических методов изучения осадочных пород и генетической интерпретации полученных данных.

## **4.1. ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД**

### **4.1.1. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

Задачей исследования горной породы является получение наиболее полной ее характеристики с целью правильного названия породы, выяснения и описания ее свойств, на основе чего появляется возможность восстановления условий ее образования.

Поскольку горная порода характеризуется тремя основными показателями — составом, структурой и текстурой, то ее полное исследование включает изучение и описание этих трех показателей. При этом некоторые методы позволяют одновременно изучать два-три показателя, т.е. являются универсальными, другие же более специфичны, так как устанавливают и описывают лишь один из них. Ясно, что в учебных курсах рассматриваются и изучаются прежде всего универсальные методы, в то время как из специфических, индивидуальных в сферу изучения входят лишь некоторые, причем обычно наиболее простые и распространенные.

Исследование осадочной породы начинается в полевых условиях — на обнажениях, горных выработках, в керне скважин — и продолжается и углубляется в лабораториях с применением тех или иных анализов. Таким образом, с определенной степенью условности все методы исследования можно разделить на полевые и лабораторные.

В процессе лабораторных занятий студенты должны усвоить основные универсальные методы исследований,

понимать геологические возможности ряда специальных методов, области их применения, положительные стороны и недостатки. Другими словами, необходимо усвоить не технологию метода, а научиться грамотно поставить задачу — с какими целями для той или иной породы надо использовать тот или иной анализ, какие задачи он может решать и какие результаты можно ждать от его применения. К примеру, проводить рентгеноструктурный или термический анализ для кварцевых песчаников бессмысленно, а для глинистых пород они дадут важные результаты.

#### 4.1.2. ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

Описание породы в полевых условиях обычно начинается с определения ее названия, затем последовательно характеризуются цвет и оттенки (желательно в сухом и влажном виде), плотность и крепость, излом, вещественный (минеральный) состав, структура (форма, размер и однородность размеров слагающих ее фрагментов — кристаллов, скелетных остатков организмов и т.д.), текстура (характер взаимоотношения этих фрагментов), включения и видимые вторичные изменения. В полевых условиях обязательно указывается форма залегания — пластовая, линзовидная и т.д., мощности пластов и их однородность, взаимоотношения с другими пластами и т.д. В керне скважин не все эти показатели удастся установить.

Строго говоря, такие показатели, как характер залегания и мощности, не являются характеристиками собственно породы, а отражают более высокий уровень организации вещества — геологические тела, но они крайне важны для дальнейших выводов об условиях образования отложений, для оценки некоторых важных свойств. К примеру, одно дело, когда имеется мощный однородный пласт песчаников, другое, если песчаники образуют серию маломощных прослоев. Первый случай с точки зрения нефтяной геологии неизмеримо более благоприятен, так как этот пласт может быть хорошим резервуаром нефти и газа.

Полевое изучение в основном основывается на визуальном осмотре и описании внешних признаков породы с весьма ограниченным привлечением технических средств, причем очень примитивных. К ним относится использование лупы, воды для определения смачиваемости, кислоты для оценки

степени карбонатности, ножа и молотка для определения твердости и прочности и т.д.

Особое внимание в полевых условиях должно уделяться изучению и описанию текстур и включений, ибо эти наиболее «крупноразмерные» свойства часто можно установить именно в обнажении, в то время как в относительно небольшие образцы они просто не попадают или в них не проявляются.

#### 4.1.3. ОБЩАЯ СХЕМА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Исследование пород в камеральный период в лабораториях начинается также с макроскопического описания образца породы и во многом следует схеме полевого изучения, после чего порода поступает на те или иные анализы или серию анализов. Это предварительное изучение позволяет выработать программу дальнейших исследований, выбрать рациональный набор анализов.

Все лабораторные методы исследования с определенной степенью условности можно подразделить на универсальные, которые позволяют определять или описывать два или три основных показателя, характеризующих породу, т.е. состав, структуру и текстуру, и специальные, которые изучают лишь один из них. Примерная схема возможностей тех или иных методов и областей их применения показана в табл. 4.1.

Таблица 4.1

Основные методы исследования осадочных пород

Исследуемый показатель	Метод исследования	Породы, для которых применим данный метод
Минеральный состав	Оптическая микроскопия	Практически все типы пород с существенными ограничениями для глинистых пород
	Исследование зерен легкой и тяжелой фракции	Обломочные породы, реже нерастворимый остаток карбонатных и солевых пород
	Растровая электронная микроскопия (косвенное определение минералов по морфологии кристаллов)	Глинистые, кремнистые, частично карбонатные

Продолжение табл. 4.1

Исследуемый показатель	Метод исследования	Породы, для которых применим данный метод
Минеральный состав	Химический — валовый и рациональный	Практически все типы пород с последующим пересчетом на минералы с проверкой независимыми методами
	Термический	Глинистые, карбонатные
	Рентгеноструктурный	
	Окрашивания	
Спектральный	Все типы пород для определения малых и редких элементов. Количество породообразующих элементов с содержанием > 1 % не определяется	
Структура	Оптическая микроскопия	Практически все типы пород с ограничением для очень тонкодисперсных (глины, пелитоморфные карбонаты)
	Гранулометрический, ситовой и гидравлический	Обломочные
	Пипеточный и седиментационных трубок	Глинистые
	Электронная микроскопия, в том числе растровая	Карбонатные, кремнистые, глинистые, частично мелкообломочные
Текстура	Макроскопическое изучение	Все типы пород
	Оптическая микроскопия	Некоторые виды мелко-размерных текстур (микрослоистость, микростилолиты и т.д.) для всех типов пород
	Растровая электронная микроскопия	

#### 4.1.4. ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ШЛИФАХ ПОД МИКРОСКОПОМ

Микроскопическое исследование пород в шлифах является наиболее распространенным и универсальным методом изучения осадочных горных пород. Изучение шлифов осадочной породы позволяет определять и описывать два важнейших показателя — минеральный состав породы (эта задача существенно осложняется лишь для очень тонкодисперсных глинистых пород, о чем будет сказано в соответствующих разделах) и ее структуру, а иногда и текстуру.

Естественно, что каждая порода требует и своего своеобразного изучения и описания, которые будут рассмотрены при характеристике конкретных пород. Вместе с тем имеются и определенные общие принципы подхода к изучению осадочных пород, некая общая схема их описания.

В общем виде, структурно, т.е. по своему строению, каждая осадочная порода состоит из двух составных частей — форменных элементов и связующей их массы. Это не означает, что оба компонента обязательно присутствуют во всех породах — существуют породы, состоящие только из форменных элементов, например чистые кварцевые пески, или, напротив, из «связующей массы», например кристаллический ангидрит. Ясно, что в таком случае сам этот термин теряет смысл.

В свою очередь, каждая из этих структурных частей имеет свое происхождение. Так, форменные элементы могут быть обломочными (зерна кварца, полевых шпатов, вулканогенный материал), органогенными (скелетные остатки организмов и их обломки) или биохемогенными (оолиты и т.д.). Связующая масса часто имеет хемогенное происхождение, однако может быть и алотигенной, таковы, например, в массе своей глинистые цементы обломочных пород.

Задача описания осадочной горной породы и состоит в характеристике ее основных составных — структурных и генетических — частей и их взаимоотношений друг с другом.

В связи с этим может быть рекомендована следующая общая примерная схема изучения и описания шлифа.

##### 1. *Общее название породы.*

Дается по основному минеральному составу или, для обломочных пород, — по структуре. То есть сначала надо в самом общем виде назвать породу — известняк, ангидрит (по минеральному составу); алевролит, гравелит (по структуре) и т.д.



2. *Описание форменных элементов.*
  - 2.1. Описание обломочной части.
    - 2.1.1. Наличие или отсутствие обломочной части.
    - 2.1.2. Содержание обломочной части в процентах от площади шлифа.
    - 2.1.3. Характер распределения обломков в породе.
    - 2.1.4. Структура обломочной части (размер, форма обломков, степень отсортированности).
    - 2.1.5. Минеральный состав обломков.
  - 2.2. Описание органических остатков.
    - 2.2.1. Наличие или отсутствие органических остатков.
    - 2.2.2. Количество их в процентах.
    - 2.2.3. Характер распространения в породе.
    - 2.2.4. Групповой состав организмов.
    - 2.2.5. Степень сохранности органических остатков.
  - 2.3. Описание форменных элементов необломочной природы (оолитов, углистых включения и т.д.).
    - 2.3.1. Наличие или отсутствие таких форменных элементов.
    - 2.3.2. Количество элементов в породе.
    - 2.3.3. Тип форменных элементов.
    - 2.3.4. Количество их в процентах.
    - 2.3.5. Характер распределения в породе.
3. *Описание хемогенной, в том числе цементирующей части.*
  - 3.3. Наличие или отсутствие хемогенной части.
  - 3.4. Количество хемогенной части в породе.
  - 3.5. Характер распределения в породе.
  - 3.6. Минеральный состав.
  - 3.7. Структура, в случае цемента — его тип.
4. *Описание микротекстуры породы.*
  - 4.3. Наличие и отсутствие микротекстуры.
  - 4.4. Виды микротекстуры и их характеристика.
5. *Описание вторичных изменений.*
  - 5.3. Наличие или отсутствие вторичных изменений.
  - 5.4. Форма и масштабы проявления.
6. *Описание пустотного пространства.*
  - 6.3. Наличие или отсутствие пустот.
  - 6.4. Формы проявления — поры, каверны, трещины и т.д.
  - 6.5. Характеристика пустот — размеры, форма, связанность, количество, распределение по площади шлифа и т.д.
7. *Развернутое название породы и выводы об условиях ее образования.*

К этой схеме необходимо сделать ряд примечаний. Любые обобщения, желание вместить все разнообразие природных объектов и явлений в одни рамки неизбежно ведет к их сильной схематизации и в ряде случаев к неточностям, если не сказать к ошибкам, и уж совершенно точно к нестрогим, неконкретным формулировкам. Подобная неточность проявляется, прежде всего, в третьем пункте этой схемы. Для обломочных пород типа песчаников или алевролитов — это цемент, который может быть аутигенным — хемогенным (к примеру, кальцитовым), аллотигенным — привнесенным извне (например, глинистым), а также смешанным (глинисто-карбонатным). Для органогенных, оолитовых и прочих известняков, состоящих в основном из форменных элементов, это тоже цемент, причем чаще всего того же кальцитового состава (но не всегда, например, имеются и доломитистые известняки с избирательной доломитизацией цемента). Для пород с кристаллической структурой — гипсов, ангидритов, каменной соли, многих известняков и доломитов — это основная часть, суть породы, которую никак нельзя называть цементом. Она может иметь разное происхождение — действительно первично хемогенное для сульфатных и галогенных пород, вторичное за счет полной перекристаллизации или сплошной доломитизации первичных известняков различного происхождения. Аналогично для опок и трепелов с аморфной структурой их основной массы подобная форма может быть результатом деструкции первичных опаловых скелетов организмов с образованием сплошной бесструктурной или микрогранулярной, микросгустковой структуры (см. также гл. 9).

Еще сложнее ситуация с глинами. Для всех глин то, что описывается пунктом 3 — это основная, а иногда практически единственная их часть, которая и составляет суть породы, но происхождение ее различно. Большинство глин — это перетолженные, т.е., строго говоря, обломочные образования, и формально надо вначале описывать обломочную часть (пункт 2.1 общей схемы), но высокая дисперсность абсолютного большинства глин исключает возможность подобного их изучения под микроскопом. Другими словами, ни термин «хемогенная», ни термин «цементирующая» часть здесь не подходит. Вообще говоря, имеются также хемогенные глины, в том числе образовавшиеся за счет гальмиролитического преобразования вулканического материала в морских условиях (см. гл. 6). В этом случае это, действительно, хемогенная, но опять-таки отнюдь не цементирующая часть.

Следующее замечание касается порядка описания. Начинать его следует с тех составных частей, которых больше, которые определяют суть породы. Так, описание песчаников следует начинать с характеристики обломочной части (пункт 2.1), затем охарактеризовать другие форменные элементы, если они есть (пункты 2.2 и 2.3), и лишь после этого то, что их цементирует (пункт 3). Описание глинистых, сульфатных и галоидных пород надо начинать с характеристики основной их составной части, т.е. с пункта 3, а затем отмечать в качестве примесей, если они есть, обломочный материал и органические остатки.

Характеристику биоморфных и органогенно-обломочных известняков следует начинать с описания основной их части — органических остатков (пункт 2.2), затем отметить другие несkeletalные форменные элементы (пункт 2.3), обломочные зерна (пункт 2.1) и лишь после этого охарактеризовать цементирующую часть. При этом описание минерального состава как бы разрывается: сложенные кальцитом органические остатки — обломочные некарбонатные зерна (чаще всего кварцевые) — кальцитовый цемент.

Следует также повторить и иметь в виду, что эта схема является общей для описания всех пород, в связи с чем дана относительно подробная и часто повторяющаяся расшифровка всех пунктов. Поэтому если в песчаниках не обнаружено, например, остатков организмов или несkeletalных карбонатных элементов, то все вопросы по их характеристике, естественно, отпадают, но факт отсутствия этих компонентов должен быть зафиксирован. Это будет свидетельством того, что при изучении ничего не пропущено, все аспекты исследовались, а факт отсутствия этих элементов тоже зафиксирован. Правда, при этом предпочтительней выбирать относительно нейтральные формулировки типа «органических остатков не обнаружено» вместо «органические остатки отсутствуют».

Многолетний опыт преподавания показывает, что студенты, усвоившие общую схему описания и ее первое применение на примере обломочных пород, обычно устойчиво применяют ее в той же последовательности и при изучении других пород, т.е. не меняют последовательности разделов применительно к тем или иным породам. К примеру, описание оолитового известняка начинается с характеристики единичных зерен кварца, которые встречаются в породе. В связи со спецификой каждого петрографического типа пород и учитывая отмеченные

выше обстоятельства, в главах, посвященных характеристикам отдельных пород, приводятся модифицированные для каждого типа схемы микроскопического описания породы. Этот элемент повторения, дублирования, приспособленного для каждого конкретного случая материала, методически оправдан.

#### 4.1.5. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

##### ОБЪЕКТЫ И ЗАДАЧИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Гранулометрический, или механический, анализ применяется для изучения обломочных горных пород — псефитов, псаммитов, алевритов, глин, а также терригенной части хемогенных и органогенных пород. Он заключается в разделении обломочной части породы или ее нерастворимого осадка на отдельные фракции по размеру зерен и определении количественного содержания этих фракций в породе (осадке). Этот анализ является одним из важнейших при изучении обломочных компонентов горных пород, а поскольку именно эти компоненты составляют основу обломочных пород, то анализ является также одним из ведущих при исследованиях именно обломочных пород.

Гранулометрический анализ:

- позволяет уточнить и дать развернутое название осадочной горной породы;
- дает возможность с помощью специальных подсчетов количественно оценить структуру обломочной горной породы, т.е. средний размер слагающих ее зерен, их однородность (отсортированность);
- подготавливает материал для дальнейших исследований, в частности, для подробного изучения форм зерен (окатанности, характера их поверхности и т.д.), разделения обломочной части по плотности слагающих ее минералов для последующего детального минералогического анализа и т.д.

Получение этих данных имеет большое значение для генетических целей, т.е. установления условий образования породы, а также представляет существенный практический интерес, так как они в значительной мере определяют коллекторские свойства пород; учет их необходим в инженерной геологии и других отраслях геологической науки.

Естественно, что для разных пород применяются различные методы гранулометрического анализа. Разделение на фракции грубообломочных пород — галечников, конгломератов, брекчий и т.д., если они достаточно рыхлые — производят с помощью разнообразных грохотов. При анализе гравийных и песчаных пород, а иногда и крупнозернистых алевроитов, используется разделение на ситах; алевроиты делятся обычно гидравлическими методами; специальные гидравлические методы используются при анализе глин. Все эти методы применимы только к осадкам и рыхлым породам или породам, которые тем или иным образом можно дезинтегрировать, т.е. разделить на отдельные слагающие породу обломки, причем без разрушения формы и размера самих обломков.

Дезинтеграция включает в себя не только разделение породы на составляющие ее обломочные частицы, но и удаление аутигенных компонентов, которые, естественно, не отражают особенностей первичной структуры осадка, обусловленной обстановками его накопления (рельефом и удаленностью области питания, гидродинамикой области седиментации и т.д.). Выбор методов и реактивов для подобной работы определяется составом аутигенных компонентов.

Наиболее распространенные карбонатные цементы и вообще аутигенные карбонатные минералы удаляются обработкой 5—10%-ной соляной кислотой — без подогрева в случае наличия кальцита и с нагреванием на водяной или песчаной бане при наличии доломита или железистых карбонатов (типа сидерита, анкерита и т.д.). Гидроксиды железа, присутствующие в породах в виде цемента или железистых рубашек на поверхности зерен, растворяются при кипячении в 10—20%-ной соляной кислоте. Для удаления кремнистых цементов используется кипячение в 5—10%-ном растворе щелочей (KOH или NaOH), сульфидов железа — кипячение в 10%-ном растворе азотной кислоты. Растворение гипса, а также дезинтеграция пород с глинистым цементом осуществляется кипячением в дистиллированной воде.

К сожалению, при химической обработке породы часто не удается сохранить легко растворимые аллотигенные компоненты — полностью или частично растворяются сложенный карбонатными минералами органогенный детрит, глауконит, фосфаты, апатит, обломки эффузивов и выветрелых зерен,

глинистые минералы. Поэтому перед выбором метода дезинтеграции порода внимательно изучается, в том числе и в шлифе под микроскопом, и с учетом наличия в ней тех или иных компонентов выбирается оптимальный «щадящий» метод обработки.

Для плотно сцементированных пород, где подобная дезинтеграция невозможна — для песчаников, алевролитов, иногда гравелитов, — используют специальные методики подсчета размеров зерен в шлифах под микроскопом, что подробно рассмотрено далее, а для более грубозернистых пород — замер размеров галек в поле («Методы изучения...», 1957, т. 1, с. 81—83; «Справочное руководство...», 1958, Рухин, 1969 и др.).

Выполнение гранулометрического анализа лабораторными методами анализа требует определенного лабораторного оборудования, реактивов и в самом общем виде состоит из двух последовательных операций — дезинтегрирования сцементированной породы (для рыхлых пород отсутствует) и разделения нерастворимого обломочного материала на фракции. Последняя операция, как указывалось выше, осуществляется двумя способами — рассеиванием на ситах зерен более 0,1 мм, т.е. песчаной и гравийной (ситовой анализ), и гидравлическим методом для более мелких частиц.

Дело в том, что обломки размером более 0,1 мм легко рассеиваются на ситах, а разделение зерен размером менее 0,1 мм на отдельные фракции с помощью сит практически невозможно. Во-первых, изготовление сит с мелкими ячейками, размеры которых в процессе работы оставались бы постоянными, технически сложно, и, во-вторых, такие сита быстро забиваются частицами рассеиваемого материала и выходят из строя. В-третьих, что более важно, очень велики потери зерен в ситах и само рассеяние никогда не бывает полным.

Поэтому разделение пелитовых и алевроитовых зерен осуществляют обычно гидравлическим методом (методом отмучивания). Его применение основано на разной скорости осаждения в спокойной воде частиц различной «гидравлической крупности», зависящей от их размера, плотности, морфологии и других свойств.

Скорость падения частиц в спокойной воде описывается формулой Стокса:

$$V = \frac{2}{9} gr^2 \frac{\gamma_1 - \gamma_2}{\mu},$$

где  $V$  — скорость падения частиц в жидкости, см/с;  $g$  — уско-

Таблица 4.2

Диаметр частиц, мм	Хазан ( $t = 15^\circ\text{C}$ )	Ломтадзе ( $t = 15^\circ\text{C}$ )	Кэн ( $t = 15^\circ\text{C}$ ; $\sigma = 2,7 \text{ г/см}^3$ )	
	Скорость осаждения, мм/с			Время осаждения при пути 10 см
0,05	2,9	2,041	2,0	50,0 с
0,01	0,154	0,083	0,081	20 мин 30 с

рение свободного падения, равное  $981 \text{ см/с}$ ;  $r$  — радиус шарообразной частицы, см;  $\gamma_1$  — плотность падающей частицы,  $\text{г/см}^3$ ;  $\gamma_2$  — плотность жидкости, в которой идет разделение,  $\text{г/см}^3$ ;  $\mu$  — вязкость жидкости, в пузах ( $1 \text{ П} = 0,1 \text{ Па}\cdot\text{с}$  в системе СИ).

Формула Стокса применима к частицам от десятых долей миллиметра до  $0,005 \text{ мм}$ , имеющим шаровидную форму, и для большого объема жидкости, где нет соударения частиц. Поскольку в реальной породе зерна не шаровидные, присутствуют различные минералы, имеющие неодинаковую плотность и разную морфологию частиц, и к тому же в зависимости от температуры меняется вязкость жидкости, строгий расчет скорости осаждения зерен по этой формуле затруднен.

Некоторые результаты расчетных и экспериментальных данных по материалам разных авторов приведены в табл. 4.2.

Учитывая, что для большинства порообразующих минералов их плотность и форма зерен сравнительно близки, основным фактором, определяющим скорость осаждения, является размер частиц. Однако чистоту и время разделения зерен различного размера необходимо периодически проверять, отбирая пробы и измеряя величину частиц под микроскопом.

В общем виде разделение проводится следующим образом. Суспензию, состоящую из частиц разного размера, прошедших сквозь сито  $0,1 \text{ мм}$ , помещают в высокий сосуд. Здесь довольно быстро оседают относительно крупные частицы и частично более мелкие, а во взвеси останутся только мелкие. Слив через определенное время с помощью специального сифона суспензию с оставшимися в ней мелкими частицами, мы получаем мелкие фракции, в то время как в осадке остаются крупные и в том или ином количестве мелкие частицы. Необходимый промежуток времени отстоя, равно как и чистота разделения проверяется в кале под микроскопом. Про-

Рис. 4.1. Пример записи и оформления результатов гранулометрического анализа

Фамилия, И.О. *Ковалева Л.В.* Группа: *НГ-78-1* Обр. №24

Нерастворимый остаток (и.о. в %) = 87,09  
 Первичная навеска для анализа  $Q_1 = 91,47$  г  
 Масса нерастворимой части  $Q_2 = 79,66$  г

Размер фракций, мм	Результаты взвешивания, г	Масса после устранения невязки, г	Содержание фракций, % от $Q_1$	Содержание фракций, % от $Q_2$	Кумулятивный процент
Песчано-гравийные	63,56	61,46	67,19	77,15	
> 10	-				
7-10	-				
5-7	-				
3-5	-				
2-3	-				
1-2	-				
0,5-1,0	-				
0,25-0,5	1,36	1,36	1,49	1,71	100,01
0,1-0,25	60,07	60,10	65,70	75,45	98,30
< 0,1	2,10	-			
Σ после рассевания	63,53				
Невязка	0,03				
Алевритовые	-	13,18	14,41	16,55	
0,05-0,1	6,70	8,80	9,62	11,05	22,85
0,025-0,05	2,84	2,84	3,10	3,57	11,80
0,01-0,025	1,54	1,54	1,68	1,93	8,23
Пелит		5,02	5,49	6,30	
< 0,01		5,02	5,49	6,30	6,30

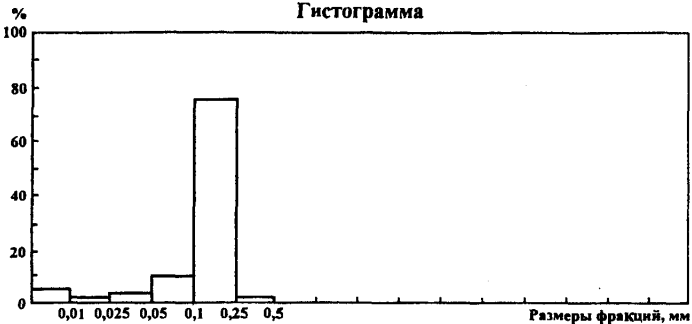
Размерная фракция для разделения в тяжелой жидкости – 0,05-0,1 мм  
 Содержание тяжелой фракции – 2,7 %  
 Содержание легкой фракции – 93,7 %

Полное название породы: *Песчаник мелкозернистый алевритистый, слабо глинистый, известковистый, хорошо отсортированный*

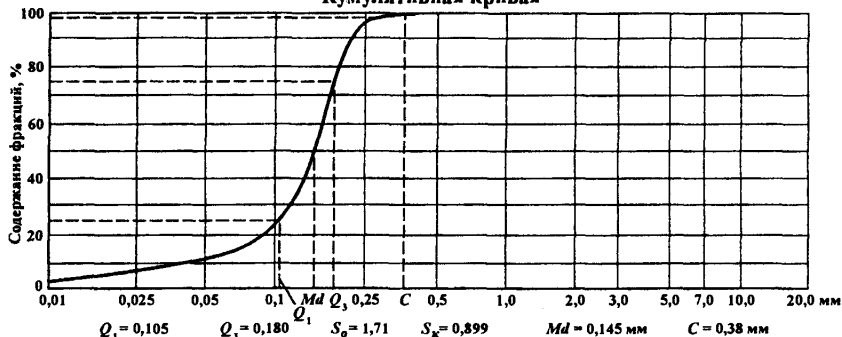
Место взятия образца: *балка Опорт*

Возраст:  $K_1$  ар<sub>3</sub>

Гистограмма



Кумулятивная кривая





ведя несколько раз аналогичным образом разделение этого осадка, можно добиться достаточно надежного разделения фракций по их размеру. В стандартном варианте гидравлическим методом алевритовые фракции делятся на мелко- (0,01 — 0,025 мм), средне- (0,025 — 0,05 мм) и крупнозернистые (0,05 — 0,1 мм).

Важно отметить, что при сливе необходимо оставлять у дна примерно 3—5 см жидкости, т.е. сливается не вся суспензия; в сохранившемся у дна слое жидкости и непосредственно на дне остаются относительно крупные частицы.

Собственно глинистые (пелитовые) фракции при анализе песчано-алевритовых пород обычно не разделяются и не собираются, их содержание рассчитывается по разности. Гранулометрический анализ собственно глинистых пород основан примерно на тех же принципах, хотя его выполнение несколько иное. Вообще конкретная техника анализов имеется в специальных руководствах, модифицируется и адаптируется в каждой конкретной лаборатории.

Полученные тем или иным способом фракции собираются, высушиваются и взвешиваются. Полученные результаты, а также данные о содержании нерастворимого остатка заносятся в таблицу определенной стандартизированной формы (рис. 4.1). Результаты гранулометрического анализа представляются, как правило, в процентах (по массе) содержания каждой фракции, рассчитанных по отношению к массе нерастворимой части породы. Дело в том, что последняя представляет собой аллотигенную, или кластическую, часть породы и ее структура непосредственно обусловлена такими факторами, как расстояние от источников сноса, способ и дальность переноса, динамика среды осаждения и т.д., т.е. имеет важное генетическое значение. Растворимая же часть обломочных пород является аутигенной и отражает химизм вод бассейна седиментации, иловых и (или) пластовых вод (т.е. стадий диагенеза и катагенеза). Детальное исследование ее состава, необходимое для восстановления геохимических условий, является самостоятельной задачей и выходит за рамки гранулометрического анализа.

Вместе с тем, иногда полезно рассчитывать содержание фракций на всю породу. Это важно, во-первых, для пород с высоким содержанием растворимой части — для более точного их названия и, во-вторых, при оценке коллекторских свойств, так как растворимая, цементирующая часть резко снижает пористость и проницаемость пород.

Целесообразно на одном листе поместить таблицу аналитических данных и выполненные по ним определенные графические построения (последние рассмотрены далее), которые характеризуют этот образец и по которым рассчитывается ряд определенных параметров, а также дать на основе полученных результатов уточненное полное и развернутое название породы (см. рис. 4.1).

#### ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ В ШЛИФАХ

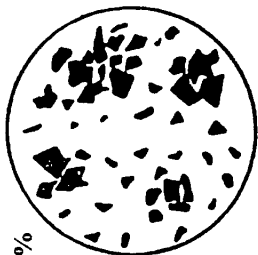
Гранулометрический анализ в шлифах производится путем непосредственного измерения поперечников зерен и последующего пересчета результатов замеров по определенной методике.

Уже по этому описанию видно, что при такой технике не учитывается цемент и изучается только обломочная часть с частицами и зернами размером не менее 0,02—0,01 мм. Количество цемента и тем более его состав не определяется. Для того чтобы избежать этого недостатка, работу надо разделить на два этапа — определение количества цемента и замеры размеров зерен, т.е. собственно гранулометрический анализ.

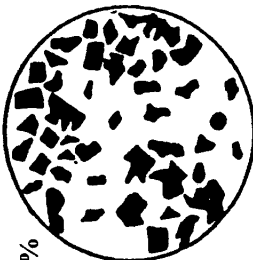
#### *Определение содержания цемента*

Самым простым, но и самым приблизительным и грубым является метод визуального сравнения с эталонами — трафаретами (рис. 4.2). Этот метод может быть использован как самая первая и весьма приближенная, сугубо качественная оценка. Значительно более точными являются методы замеров площадей, занятых обломками и цементом. Площадь, занятая цементом, выраженная в процентах к общей площади породы (шлифа), и будет представлять процентное содержание цемента. Такую работу можно производить с помощью специальной сетки, вмонтированной в окуляр (Шванов, 1969).

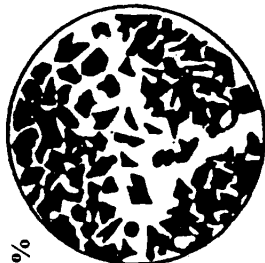
Другой, более простой способ — проведение *линейных* замеров. Дело в том, что определяется не абсолютное содержание цементирующего материала, а именно его относительное содержание в породе. В этом случае отношение линейных размеров в участках цемента к общей длине всех замеров в породе, по которой проводились замеры, численно будет равно процентному содержанию цемента.



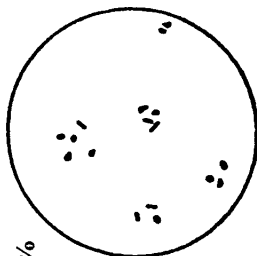
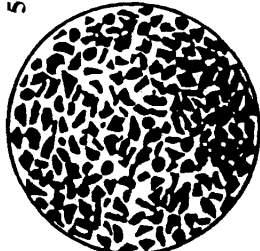
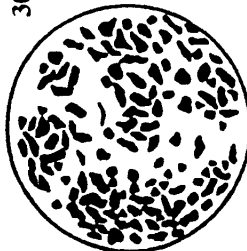
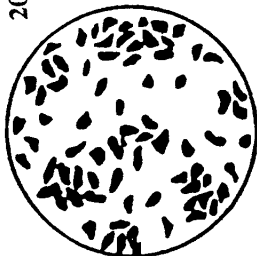
20 %



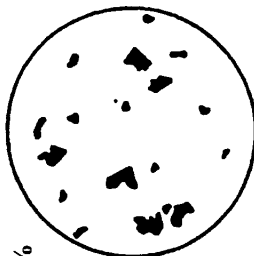
30 %



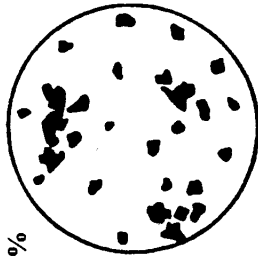
50 %



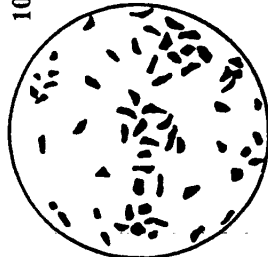
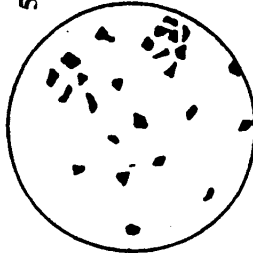
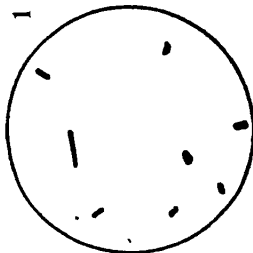
1 %



5 %



10 %



Для анализа необходимо использовать окуляр с линейкой (обычно № 6) и препаратоводитель, куда крепится шлиф. Последнее приспособление позволяет перемещать шлиф по прямым линиям и располагать эти линии параллельно друг другу на равных, заранее заданных расстояниях. Схема перемещения показана на рис. 4.3. Одним винтом препаратоводителя производится передвижение шлифа по прямой линии. Когда линейка доходит до края шлифа, вторым винтом шлиф перемещается перпендикулярно к первому направлению, и начинается его перемещение первым винтом, но уже в обратном направлении.

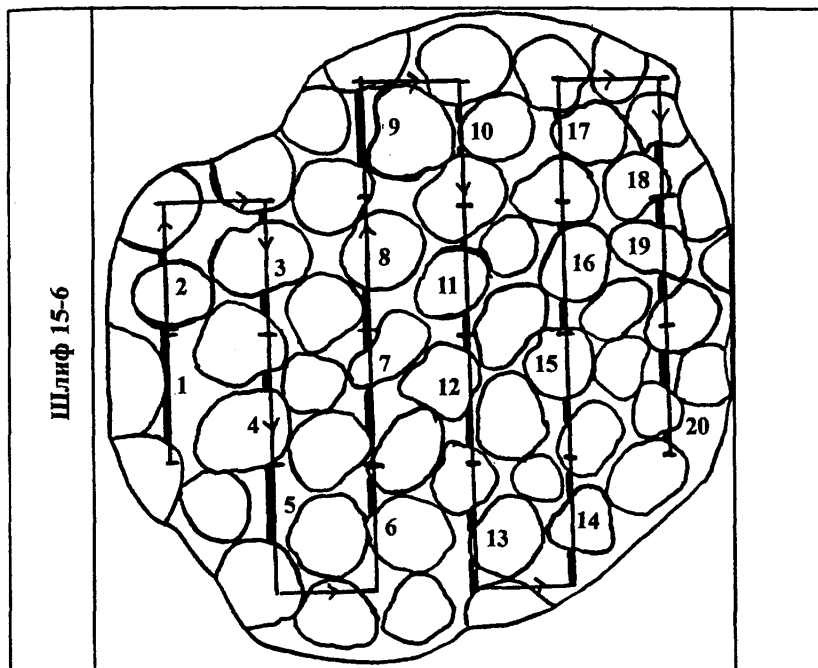


Рис. 4.3. Схема перемещения шлифа препаратоводителем. Стрелки показывают направление перемещения. Жирными линиями на линейке показаны интервалы (участки) замера содержания цемента. Цифрами (1—20) обозначены номера замеров (линеек)

Таблица 4.3

Пример записи результатов замеров при определении содержания цемента

Номер линейки	Число делений линейки, приходящихся на цемент	Сумма делений
1	12, 6, 2, 4, 7	31
2	8, 2, 3, 5, 2, 3	23
3	7, 4, 2, 3, 2	18
4	5, 2, 6, 8, 7	28
5	11, 4, 3, 6, 7, 2	33
Итого		133
Содержание цемента, %		26,6

Опыт работы показывает, что замеры лучше проводить, используя всю линейку, а не ее часть, т.е. если при очередном перемещении линейки она хотя бы частично вышла за пределы шлифа, лучше в этом положении замеры не производить, а сразу перейти на следующую параллельную линию. Как будет видно дальше, это существенно облегчает расчет и позволяет избежать ошибок. Вопрос о том, насколько надо сдвигать шлиф, чтобы вести замеры по следующему параллельному направлению, решается опытным путем. Как правило, для определения процентного содержания цемента можно использовать шаг примерно в 2 мм, т.е. два маленьких деления на шкале препаратоводителя.

Поскольку определяется *относительное* количество цемента, необходимо подсчитывать число делений, приходящихся на цемент в пределах всей линейки; цена деления линейки значения не имеет. Результаты замеров записываются в виде простенькой таблицы (табл. 4.3).

Расчет проводится по простой формуле  $\frac{\sum l}{L} \cdot 100$ , где  $l$  — число делений, приходящихся на цемент;  $L$  — число делений в линейке.

Поскольку, как указывалось выше, замеры делались в пределах всей линейки, которая имеет 100 делений, а не ее частей, то расчет резко упрощается, так как достаточно разделить суммарное число делений на число линейек, т.е. перемещений. В приведенном примере это будет  $133:5 = 26,6 \%$ .

### ***Гранулометрический анализ***

Техника работы при определении размеров зерен аналогична технике определения содержания цемента, но тут важен *абсолютный* размер, а для этого необходимо

знать *цену деления* окулярной линейки. Кроме того, определяется не суммарное число делений в линейке, а размеры каждого отдельного зерна. Вместе с тем, поскольку гранулометрический анализ подразумевает определение не абсолютных размеров *каждого* зерна, а числа зерен разных размерных фракций, т.е. фракций, имеющих определенные границы, при замере отмечается не сам размер зерна, а то, в какую размерную фракцию данное зерно попадает (табл. 4.4, колонка б). В этой колонке каждый случай, т.е. каждое зерно, попадающее в соответствующую размерную фракцию, можно отмечать точкой, штрихом, галочкой и т.д., однако, поскольку таких случаев достаточно много, эта колонка занимает много места, к тому же потом приходится долго пересчитывать эти значения поштучно. Проще (но не строго обязательно!) использовать следующий прием. Первые четыре определения отмечаются точками, располагающимися в вершинах квадрата. Пятый замер — это линия, соединяющая две точки. Поскольку у квадрата четыре стороны — четыре линии отмечают еще четыре замера, то есть квадрат означает уже 8 случаев, а если прибавить две диагонали — все 10. После этого надо начинать новый квадрат. При подсчете суммы легко сразу определить число десятков (по числу квадратов с обоим диагоналями) и число замеров по незаконченным квадратам. Эта система значков показана внизу в табл. 4.4.

Теоретические расчеты и специальные методические работы показывают, что вполне удовлетворительные результаты дает анализ, при котором замерено примерно 300—500 отдельных зерен.

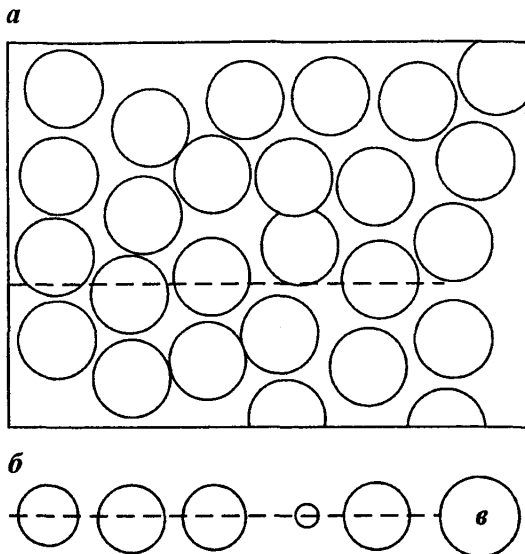
При определении размеров возникает вопрос, какой именно размер, т.е. поперечник зерна, необходимо замерять — минимальный, максимальный или какой-то средний. Строго говоря, это должен быть минимальный поперечный размер, т.е. такой, который «пройдет через сито с соответствующим сечением сетки». Это подтверждается и специальными исследованиями, однако замер случайного сечения — по линии мерной линейки — дает вполне удовлетворительный результат, тем более что сами эти конкретные замеры затем пересчитываются и погрешности, в общем, нивелируются.

Необходимость специальных пересчетов определяется следующим обстоятельством. При изучении зерен в шлифах, практически никогда не измеряется их истинный размер. Как уже отмечалось в гл. 1 (раздел 1.3.3), плоскость шлифа пересекает зерна не по их максимальному сечению, а по какому-

Таблица 4.4

## Формы записи и расчетов результатов гранулометрического анализа в шлифах

Порода		Классы крупности (гранулометриче- ские фракции) со знаменателем $\sqrt[10]{10} = 1,258$	То же в делениях окулярной линейки с ценой деления, мм		Количество зерен		Видимое содержа- ние фракции F, %	Пере- считан- ные с учетом среза- ния Q, %	Пересчи- танные на 100 % фракции Q <sub>n</sub> , %	Кумуля- тивный процент
			0,02	0,01	По- штуч- но	Сум- ма				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Гравий		2,00—2,50	100—125	200—250						
		1,60—2,00	80—100	160—200						
		1,25—1,60	62—80	125—160						
		1,00—1,25	50—62	100—125						
Песок	Круп- ный	0,80—1,00	40—50	80—100						
		0,60—0,80	30—40	60—80						
		0,50—0,60	25—30	50—60						
	Сред- ний	0,40—0,50	20—25	40—50						
		0,32—0,40	16—20	32—40						
		0,25—0,32	12—16	25—32						
	Мел- кий	0,20—0,25	10—12	20—25						
		0,16—0,20	8—10	16—20						
		0,13—0,16	6,5—8	13—16						
		0,10—0,13	5—6,5	10—13						
Алев- рит		0,05—0,10	2,5—5	5—10						
		0,01—0,05	2,5—0,5	1—5						
Итого:							100,0			
Математическое ожидание										
Среднеквадратичное отклонение										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
.	:	::	:::	⋮	⌊	⌋	□	▣	⊠	⊞



**Рис 4.4.** Схема, объясняющая уменьшение истинных размеров обломков в случайных сечениях: даже при пересечении шаров одного диаметра (а) в сечении (б) получаются круги меньше, чем круг большого диаметра. Справа для сравнения показан круг с диаметром исходного шара (в)

то случайному, но практически всегда меньшему (рис. 4.4). Поэтому при измерении в шлифах более крупные зерна автоматически переводятся в более мелкие и количество мелких фракций будет всегда больше, чем их истинное содержание.

Отсюда возникает необходимость вводить определенные поправки, чтобы получить истинные или хотя бы близкие к истинным значениям. Для этого существует ряд поправочных коэффициентов, формул, разных для различного шага граничных значений фракций.

Для наиболее распространенного стандарта с шагом геометрической прогрессии  $\sqrt[10]{10}$  расчет истинного содержания проводится по формулам:

$$Q_1 = 1,96F_1;$$

$$Q_2 = 1,96(F_2 - 0,21Q_1);$$

$$Q_3 = 1,96(F_3 - (0,21Q_2 + 0,10Q_1));$$

⋮

$$Q_n = 1,96 [F_n - (0,21Q_{n-1} + 0,10Q_{n-2} + 0,075Q_{n-3} + 0,037Q_{n-4} + 0,028Q_{n-5} + 0,015Q_{n-6} + 0,01Q_{n-7} + 0,007Q_{n-8} + 0,005Q_{n-9} + 0,002Q_{n-10})].$$



При этом  $F_1$  — непосредственно определенное по шлифам, т.е. видимое, содержание самой крупной фракции;  $F_n$  — то же самой малой фракции.

Использование этих поправочных коэффициентов для определения истинного содержания фракций в шлифе предполагает измерение случайных срезов зерен, поэтому, как отмечено выше, нужно замерять именно случайные сечения по линии линейки, а не стремиться замерить минимальный диаметр.

Результаты замеров и все расчеты удобно вести в табличной форме. Поскольку в таблицу заносятся не размеры каждого конкретного зерна, а число случаев — зерен, попадающих в данную фракцию, то колонки 3—5 (см. табл. 4.4) содержат граничные значения размеров фракций (в мм) и число делений окулярной линейки, соответствующих этим размерам. В колонке 6 поштучно отмечается фактическое количество зерен, попадающих в пределы соответствующих фракций, а их сумма — в колонке 7.

В следующую колонку вносится рассчитанное видимое содержание зерен каждой фракции ( $F$ ) — это доля (в %) числа зерен данной фракции по отношению к общему числу зерен. Учитывая, что в шлифе определяются видимые размеры зерен, а они всегда меньше истинных, в каждой размерной фракции этой колонки отмечаются не истинные, а именно замеренные, уменьшенные размеры. Другими словами — сюда попадает часть зерен из более крупных фракций и одновременно часть зерен этой фракции уходит в более мелкие фракции.

Пересчет по указанным формулам исправляет эту погрешность, увеличивает количество зерен за счет более мелких, и результат пересчета вносится в колонку 9. Но сумма этих значений всегда более 100 %. Для устранения такого эффекта эта сумма принимается за 100 % и по отношению к ней вновь пересчитывается содержание каждой фракции; последнее значение (колонка 10) и принимается как истинное содержание зерен в соответствующей фракции.

Все эти расчеты можно вести по указанным формулам, однако в настоящее время несложно разработать компьютерную программу (сами студенты достаточно быстро ее составляют), которая после введения фактических данных замеров автоматически проводит все расчеты и выдает окончательный результат в табличной форме. Одновременно рассчитываются два обобщающих показателя — математическое ожидание (как средний размер) и среднеквадратичное откло-

нение (как показатель однородности или сортировки обломочных зерен).

Средний размер и коэффициент отсортированности определяются также графически, что будет рассмотрено во втором разделе главы.

Для графического изображения результатов анализа и расчета некоторых параметров необходимо подсчитать нарастающий — кумулятивный процент (крайняя правая колонка). Метод его подсчета также рассмотрен далее — во втором разделе.

#### СРАВНЕНИЕ ЛАБОРАТОРНОГО И ШЛИФОВОГО МЕТОДОВ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Два описанных выше метода отличаются друг от друга не только техникой проведения, но и по сути. При лабораторных исследованиях рассчитывается содержание фракций *по массе*, изучение в шлифах дает *число зерен* разных фракций, что далеко не одно и то же. Так, если в песчаннике имеется несколько гравийных зерен, то содержание гравийной фракции, выраженное величиной ее массы, будет весьма значительно, а выраженное в числе зерен (единицы) — ничтожно.

Таким образом, делать какие-либо сравнения и тем более генетические выводы, используя одновременно данные разных методов, в принципе невозможно. Более или менее близкие результаты могут получиться лишь для относительно однородных, хорошо отсортированных и не очень крупнозернистых песчаных пород — при близкой минералогической плотности зерен (в пределах 2,55–2,65 г/см<sup>3</sup> для основных породообразующих минералов) число зерен во фракциях относительно пропорционально их массе, однако в общем случае проводить анализ данных, полученных разными методами, нежелательно.

В связи с этим возникает вопрос, какой из методов гранулометрического анализа предпочтительный. Дать однозначный ответ на этот вопрос нельзя — каждый из них имеет свои плюсы и минусы.

Лабораторные методы с использованием рассеивания и гидравлического разделения позволяют:

— изучить относительно большие объемы породы, что обеспечивает большее усреднение и дает более достоверные результаты для относительно крупнозернистых и плохо отсортированных пород;

— сразу же в процессе анализа разделить цемент на две части — растворимую (чаще всего по сути дела аутигенную) и нерастворимую, как правило (но не всегда!) аллотигенную;

— подготовить материал для дальнейших исследований, таких, как выделение тем или иным способом акцессорных минералов (см. далее), для изучения морфологии и характера поверхности зерен под бинокуляром и т.д.

К основным недостаткам относятся:

— относительная трудоемкость — на выполнение одного анализа требуется 3—4 дня; правда, поскольку обычно в работе находится сразу серия образцов, это время в пересчете на один анализ существенно сокращается;

— необходимость специальной лабораторной базы, аппаратуры и реактивов;

— так как работа выполняется чисто «механически», никаких сведений о породе — ее минеральном составе, характере цемента и т.д. — не устанавливается; для этого необходимо изучить шлиф;

— невозможно анализировать крепко сцементированные и недезинтегрированные породы, например, с регенерационным цементом, в том числе кварцевым.

К положительным моментам гранулометрического анализа в шлифах можно отнести:

— относительную скорость его проведения: как правило на изучение одного шлифа и расчет результатов уходит не более 1—1,5 ч;

— возможность дать подробную микроскопическую петрографическую характеристику породы и одновременно охарактеризовать ее гранулометрический состав;

— возможность анализировать крепко сцементированные и недезинтегрированные породы.

Недостатки метода, по сути дела, изложены в положительных сторонах лабораторного — ситового и гидравлического анализа. Правда, в принципе, возможно в шлифах разделить растворимый — аутигенный и глинистый цемент, однако, во-первых, сделать это удастся не всегда (например, в случае микрозернистого карбонатного материала, равномерно дисперсно распределенного совместно с глинистым) и, во-вторых, отдельный замер площадей развития разных цементов разного состава резко увеличивает время анализов и столь же существенно снижает его точность.

#### 4.1.6. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОБЛОМОЧНЫХ ЗЕРЕН

Минеральный состав зерен, слагающих обломочные породы и являющихся примесями в других породах, кроме изучения в стандартных шлифах, исследуют и непосредственно в зернах. Для этого используют фракции, полученные в результате гранулометрического анализа или в виде нерастворимого остатка других пород — карбонатных, реже солевых и т.д.

Практика показывает, что микропетрографические исследования удобнее всего проводить с зернами фракции 0,1—0,05 мм. Они очень удобны для приготовления из них не слишком толстых препаратов и достаточно велики, чтобы их можно было без особого труда определять под микроскопом. Зерна этой фракции относительно легко разделяются по плотности в тяжелых жидкостях (более мелкие разделяются медленно и неполно), что рассмотрено несколько ниже. В случае отсутствия или недостаточного количества зерен такого размера можно использовать фракцию мелкого песка (0,25—0,1 мм).

При этом перед минералогическим анализом зерна исследуемой фракции обычно делят на две части, условно называемые легкой и тяжелой фракциями.

Напомним, что все минералы, в том числе обломочные, подразделяются на две группы — породообразующие и акцессорные. Содержание последних как в материнских породах, так и в обломочной части осадочных пород обычно невелико — первые проценты, иногда доли процента и даже единичные зерна, однако они обладают большой химической и физической устойчивостью, что обеспечивает их сохранность при выветривании пород и переносе обломочного материала. Несмотря на незначительное содержание, акцессорные материалы представляют большой практический и теоретический интерес для микропетрографической корреляции и особенно при палеогеографических построениях — определении источников сноса обломочного материала, петрографического состава материнских пород питающей провинции, при выяснении условий переноса и т.д.

Для определения и изучения этих минералов их надо прежде всего выделить, отделить от основной массы породообразующих, определенным образом сконцентрировать. Основным методом такого выделения и концентрации является разделение зерен в специальных «тяжелых» жидкостях.

Дело в том, что плотность основных породообразующих минералов обычно менее  $2,75 \text{ кг/м}^3$ : кварц  $2,65-2,67$ , микроклин  $2,54-2,57$ , ортоклаз  $2,55-2,58$ , плагиоклазы  $2,61-2,76 \text{ г/см}^3$ . Абсолютное большинство минералов-аксессуаров, напротив, имеют плотность более  $3,0 \text{ г/см}^3$ : андалузит —  $3,1-3,2$ , апатит —  $3,18-3,21$ , гранаты —  $3,5-4,2$ , дистен (кианит) —  $3,56-3,68$ , монацит —  $4,9-5,5$ , роговые обманки —  $3,1-3,3$ , рутил —  $4,2-4,3$ , силлиманит —  $3,23-3,25$ , ставролит —  $3,65-3,77$ , сфен (титанит) —  $3,29-3,56$ , турмалин —  $2,90-3,25$ , эпидот —  $3,55-3,88 \text{ г/см}^3$ .

Это свойство и используется для их выделения из общей массы обломков. Метод получил название фракционирования в тяжелых жидкостях.

Кратко метод заключается в следующем: зерна различных минералов, погруженные в тяжелую жидкость ( $\sigma > 2,7 \text{ г/см}^3$ ), группируются — более тяжелые по сравнению с жидкостью — оседают на дно сосуда, а более легкие — концентрируются в поверхностном слое. Зерна минералов, плотность которых близка к плотности жидкости, будут находиться в ней во взвешенном состоянии. Разделение в тяжелых жидкостях проводится в специальных делительных воронках. Они представляют собой стеклянный сосуд конической формы с притертой пробкой наверху и хорошо подогнанным краником внизу.

Минералы с плотностью большей, чем плотность жидкости, составляют так называемую тяжелую фракцию, или группу тяжелых минералов, а более легкие — легкую фракцию, или группу легких минералов.

Жидкости, применяемые для разделения, должны обладать способностью в течение длительного времени сохранять постоянную плотность, прозрачность и не оказывать химического воздействия на минералы. В настоящее время известно большое число тяжелых жидкостей, из которых в петрографических лабораториях наиболее часто применяются жидкость Туле и бромформ.

Жидкость Туле — водный раствор двойной соли — иодистой ртути и иодистого калия ( $\text{HgJ}_2 \cdot \text{KJ}$ ), желтого цвета, с максимальной плотностью  $3,17-3,19 \text{ г/см}^3$ . К числу ее достоинств относятся нелетучесть и легкая растворимость в воде, благодаря чему можно получать жидкости необходимой плотности и промывать фракции минералов водой. Однако *жидкость Туле относится к числу сильно ядовитых и поэтому работу с ней приходится проводить обязательно в вытяжном шкафу и в резиновых перчатках.*

Бромформ — бесцветная жидкость состава  $\text{CH}_2\text{Br}_3$  с максимальной плотностью  $2,85 \text{ г/см}^3$ , легко растворяется в спирте, бензоле и эфире, быстро фильтруется, химически нейтральна. Недостатком бромформа является его легкая испаряемость, сильный и стойкий запах, неустойчивость (легко разлагается под действием света и солнечных лучей) и не смешиваемость с водой. Вследствие этого жидкость должна храниться в темной склянке, разделение проводится под тягой в закрытых воронках, а полученные фракции тщательно промывают спиртом, бензолом или эфиром.

Разделенные таким образом фракции промывают, высушивают и исследуют под микроскопом в постоянных или временных препаратах. Методика изготовления таких препаратов и, частично, их анализа описана в гл. 2.

#### 4.1.7. ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Задачей химического анализа пород является определение состава основных слагающих ее элементов, чаще выражаемых в виде оксидов. Полный, или силикатный, анализ, когда определяется практически весь набор породообразующих элементов, из-за своей сложности и относительно высокой стоимости используется достаточно редко. Значительно более широко проводится карбонатный шестикомпонентный анализ с определением нерастворимого остатка (Н.О.), полуторных оксидов ( $\text{R}_2\text{O}_3$  — сумма  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и др.),  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{SO}_4$  и  $\text{CO}_2$ .

Знание химического состава необходимо при использовании осадочных пород как полезных ископаемых. При петрографических исследованиях совершенно необходимо пересчет результатов химического анализа на минералы проверить независимыми методами. Дело в том, что одинаковый набор элементов (оксидов) может дать разные минералы. Особенно это характерно для карбонатных пород. Так, определенные соотношения  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  могут быть связаны с наличием минерала доломита, но при тех же содержаниях этих компонентов порода может состоять из арагонита (кальцита) и магнезита. Именно такая ассоциация установлена в ряде современных содовых озер. В процессе анализа при воздействии соляной кислоты магний может извлекаться не только из карбонатов, но и дополнительно «подтягиваться» из глинистых минералов. В этом случае при пересчете появляется доломит или даже магнезит, которых, однако, в реальной породе нет или их существенно меньше.

Другой пример. Такой распространенный оксид, как  $\text{SiO}_2$ , входит в состав большого набора минералов. Это собственно кварц, халцедон, разнообразные силикаты (полевые шпаты, слюды, глинистые минералы), и его наличие ничего определенного по поводу минерального состава без независимых определений не дает.

Сами методы пересчета рассмотрены в разделе 4.2.1.

#### 4.1.8. ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ

Реальная разрешающая способность обычных оптических микроскопов, достигаемая при изучении шлифов, составляет 0,01–0,005 мм. При этом необходимо учитывать, что это в несколько раз меньше толщины стандартного шлифа, т.е. отдельные частицы и кристаллы таких размеров практически уже не исследуются.

Для изучения тонкодисперсных пород, и прежде всего глинистых, а также некоторых других используются электронные микроскопы, увеличение которых достигает миллиона раз, а разрешающая способность составляет  $10^{-9}$ – $10^{-10}$  м.

В электронных микроскопах просвечивающего типа на экране видны контуры изучаемых частиц, что позволяет определять их размер и форму, а по ним иногда и минеральный состав.

Принцип работы растровых (сканирующих) электронных микроскопов иной — электронный луч пробегает по поверхности свежего скола породы, покрытого путем напыления тончайшей пленкой металла для отражения электронов, сканирует ее и в виде весьма четкой, практически объемной картины выдает на экран. Тем самым изучается размер и морфология, т.е. структура фрагментов, и на этой основе — их минеральный состав. Структура и взаимоотношения фрагментов породы позволяют выявлять следы переноса, аутигенность, относительную стадийность образования и т.д. Большим достоинством этого метода является возможность широко менять масштаб изображения за счет изменения увеличения от нескольких десятков до полутора сотен тысяч раз. Благодаря этому можно изучать не только очень тонкодисперсные глинистые минералы, но и морфологию более крупных кристаллов, остатков раковин, характер поверхности аморфных выделений, структуру порового пространства, характер его заполнения и т.п.

#### 4.1.9. РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Методы рентгеноструктурного анализа основаны на явлении дифракции рентгеновских лучей от плоскостей кристаллической решетки. Поскольку кристаллическая решетка разных минералов различна, по характеру дифрактограмм возможно определить ее структуру, а следовательно, и сам минерал. Наибольшее распространение эти методы получили при изучении тонкодисперсных глинистых пород и частично карбонатных. Именно эти методы позволили установить и описать две разновидности кальцита — обычный стабильный низкомагнезиальный и метастабильный высокомагнезиальный.

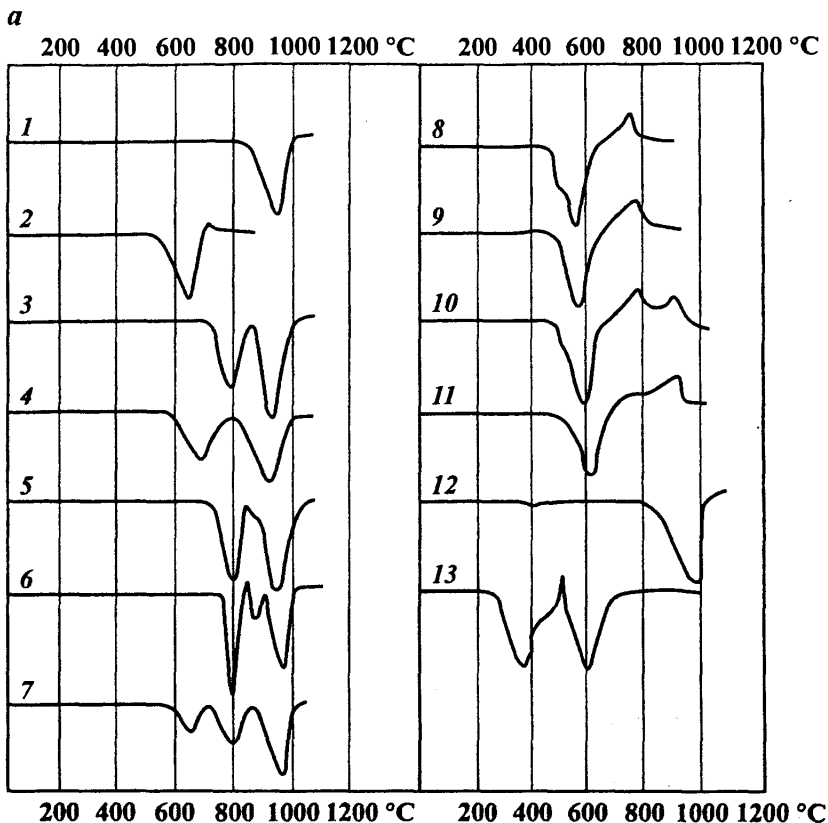
Важным достоинством метода является то, что возможно определение минералов как в мономинеральной породе, так и в полиминеральной, в частности, в смеси глин разного минерального состава.

#### 4.1.10. ТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА

При последовательном нагревании минералов с ними происходят различные изменения: как их физического состояния (плавление, испарение), так и, что более важно, химического состава. Последние, по сути дела, ведут к фазовым превращениям — потере воды, вначале кристаллизационной, затем конституционной, разложению на определенные компоненты и т.д. Все эти превращения сопровождаются либо выделением тепла (экзотермические реакции), либо его поглощением (эндотермические реакции), причем эти фазовые переходы и связанные с ними скачки температуры специфичны для каждого минерала. Такие термические эффекты фиксируют на термограммах в координатах «температура — время» либо в виде дифференциальной кривой в координатах «разность температур изучаемого вещества и эталона — температура среды (или время)». При этом в качестве эталона подбирается вещество, которое нагревается постепенно без изменения, т.е. без появления каких-либо термических эффектов.

Различные модификации термических анализов с успехом применяются при изучении глинистых и карбонатных пород (рис. 4.5).





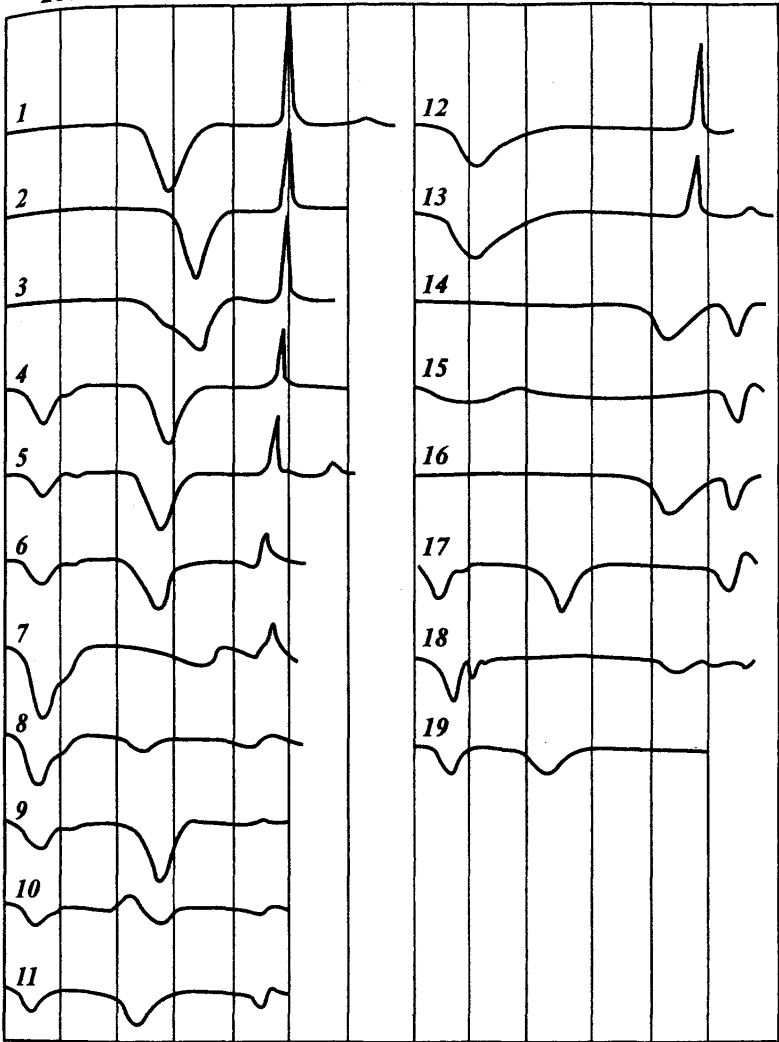
**Рис. 4.5.** Дифференциальные кривые нагревания различных минералов (по В.П. Ивановой и др., 1974; «Методам изучения...», 1957).

**a** — карбонаты: 1 — кальцит; 2 — магнезит; 3 — доломит; 4 — доломит + 1 % NaCl; 5 — доломит с анкеритом; 6 — анкерит; 7 — доломит с магнезитом; 8, 9 — сидерит; 10 — брейнерит; 11 — родохрозит; 12 — арагонит; 13 — гидромагнезит.

**б** — глины и слюды: 1 — каолинит; 2, 3 — дикцит; 4 — галлуазит; 5 — ферригаллуазит; 6 — бейделлит; 7 — мотмориллонит; 8 — нонтронит; 9 — монотермит; 10, 11 — иллит; 12 — аллофан; 14–16 — мусковит; 17 — гидромусковит; 18 — вермикулит; 19 — глауконит

6

200 400 600 800 1000 1200 °C    200 400 600 800 1000 1200 °C



200 400 600 800 1000 1200 °C    200 400 600 800 1000 1200 °C

#### 4.1.11. СПЕКТРАЛЬНЫЙ И ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗЫ

Указанными выше анализами не исчерпываются методы изучения осадочных пород, хотя они, видимо, являются наиболее широко распространенными и используются при общей характеристике пород.

Существуют многочисленные методы анализов, которые, строго говоря, не характеризуют породу как таковую, но дают дополнительную информацию о ней, часто имеющую важное генетическое значение.

Одним из таких методов является спектральный анализ. При очень высокой температуре вещество испаряется, слагающие его отдельные атомы за счет этой энергии возбуждаются и излучают специфические для каждого элемента спектры. Изучение этих спектров и сравнение их с эталонами позволяет определять набор элементов и их концентрации.

Спектральный анализ относительно дешев, обладает высокой производительностью и чувствительностью (для некоторых элементов до  $10^{-4}$ – $10^{-5}$  %), что позволяет устанавливать наличие и содержание нескольких десятков элементов, используя очень небольшое количество вещества. Вместе с тем, достоверное количественное определение концентраций имеет определенные ограничения — при содержании элемента в количестве целых процентов, а часто и десятых долей процента, его количественное определение невозможно. Поэтому метод используют для определения «малых элементов», содержание которых находится на уровне  $10^{-2}$ – $10^{-5}$  %, т.е. именно тех, определение содержания которых химическими методами невозможно либо чересчур сложно. Наличие же тех или иных элементов, их соотношения часто дают очень ценную информацию о геохимических условиях образования и преобразования пород.

В настоящее время весьма распространено определение изотопного состава элементов, особенно стабильных изотопов углерода, кислорода, серы, а в последние годы — стронция и редкоземельных элементов.

Изотопный состав не характеризует породу с точки зрения ее состава, структуры и текстуры. Вместе с тем, исследования изотопного состава очень важны. Дело в том, что существует и установлен целый ряд природных процессов, которые ведут к фракционированию изотопов одного элемента, смещению изотопного равновесия по отношению к стандарту. Выявление такого смещения позволяет реконструировать

механизмы, определяющие такие смещения и условия их реализации. По изотопам кислорода, например, устанавливаются палеотемпературы, по изотопам углерода можно судить о биогенном или абиогенном образовании карбонатов, со значительной долей вероятности разделять пресноводные и морские карбонаты и т.д.

## **4.2. МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И ГРАФИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ ДАННЫХ АНАЛИЗОВ**

Получение результатов аналитических исследований — важнейший, но лишь первый этап их литологического осмысления и использования. Данные анализов нуждаются в определенной дополнительной обработке. Это касается как данных по одному образцу, так и, в особенности, данных серии анализов. Подобная обработка и графические построения преследуют ряд целей:

- пересчет аналитических данных для точного названия породы, в том числе определения ее минерального состава;
- получение дополнительной характеристики породы;
- изучение изменений параметров пород (состава, структуры, текстуры, фауны, специфических минералов и др.), а также наборов пород по разрезу и по площади;
- определение условий образования отложений с помощью «генетических диаграмм» и др.

### **4.2.1. НЕКОТОРЫЕ МЕТОДЫ ПЕРЕСЧЕТА АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Прежде всего аналитические данные надо перевести в «литологическую форму» — пересчитать результаты химических анализов в минералы с обязательной проверкой независимыми методами, определенным образом пересчитать результаты гранулометрического анализа и рассчитать некоторые важные параметры, характеризующие структуру обломочной породы и т.д.

Результаты гранулометрического анализа, как правило, сразу же рассчитываются при его выполнении и представляются в табличной форме (см. рис. 4.1).

Иногда результаты гранулометрического анализа могут быть представлены в частой для производственных организаций форме, где содержание отдельных компонентов рассчитано на всю породу. В таком виде они не удобны для опреде-

ления породы. Во-первых, может оказаться, что содержание ни одной из фракций не достигает 50 %, т.е. по формальным соображениям эту породу нельзя назвать по преобладающему, но не составляющему 50 % компоненту. Во-вторых, в таком виде невозможно использовать их для нанесения на классификационный треугольник, где учитывается только обломочная, нерастворимая часть (см. далее).

Более же важно то, что нерастворимая обломочная и растворимая (чаще всего карбонатная) части генетически принципиально различны, и по сути дела для обломочных пород правильным является представление анализа в форме, где содержания размерных фракций рассчитаны на нерастворимую часть, а содержание растворимой дано отдельно. Поэтому если содержания фракций даны по отношению ко всей породе, значения необходимо пересчитать, приняв в качестве 100 % сумму всех нерастворимых фракций.

*Пример пересчета.* Результат анализа (в %): песок – 3,57, алеврит – 12,35, пелит – 70,78, растворимая часть – 13,60.

1. Рассчитываем суммарное содержание песчаной, алевритовой и пелитовой фракций, которое принимаем за 100 %:  $3,57 + 12,35 + 70,78 = 86,70 = 100 \%$ .

2. Пересчитываем содержание каждой фракции по отношению к их сумме:

содержание песка, %:	$3,57:86,70 \times 100 = 4,12$ ;
содержание алеврита, %:	$12,35:86,70 \times 100 = 14,24$ ;
содержание пелита, %:	$70,73:86,70 \times 100 = 81,64$
Сумма .....	100, 00 %.

Данные химических анализов представляются только в форме содержания породообразующих оксидов и требуют обязательного пересчета на минералы с обязательной, как указывалось выше, проверкой независимыми методами – данными микроскопического изучения шлифов, термического, рентгеноструктурного и других анализов.

Полный силикатный анализ в массовых литологических работах выполняется редко; методы его пересчета достаточно сложны, и в настоящее время создан ряд программ для соответствующих пересчетов. В качестве информации и использования одной из последних разработок в этом плане можно рекомендовать книгу Я.Э. Юдовича и М.П. Кертис (2000).

Значительно более широко используются сокращенные химические анализы карбонатных и солевых пород.

Методы пересчета результатов химических анализов изложены в специальных руководствах («Методы изучения...», 1957; Логвиненко, Сергеева, 1986 и др.). Для определения минерального состава карбонатных пород может быть исполь-

зован относительно простой и в то же время достаточно надежный метод переводных коэффициентов. В обычных карбонатных породах содержания сульфатов, нерастворимого остатка и тем более полуторных оксидов обычно невелики, ими можно пренебречь и не пересчитывать. В итоге по содержаниям CaO, MgO и CO<sub>2</sub> необходимо рассчитать содержания минералов, пользуясь переводными коэффициентами, которые представляют собой отношения молекулярных масс соли (минерала) и соответствующих оксидов:

$$\text{CaCO}_3 : \text{CO}_2 = 2,27;$$

$$\text{CaCO}_3 : \text{CaO} = 1,78;$$

$$\text{MgCO}_3 : \text{CO}_2 = 1,91;$$

$$\text{MgCO}_3 : \text{MgO} = 2,09;$$

$$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 : \text{CO}_2 = 4,18;$$

$$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 : \text{CaO} = 3,28;$$

$$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 : \text{MgO} = 4,57.$$

Для получения количества минерала содержание оксида умножается на соответствующий коэффициент. Если в анализе отсутствует магний, т.е. из карбонатных минералов присутствует только кальцит, то расчет ведется только по CaO и CO<sub>2</sub>. Содержание CaO умножается на 1,78, и получается содержание кальцита. Аналогично, содержание CO<sub>2</sub> умножается на 2,27, и также получается содержание кальцита. Как правило, значения, полученные двумя различными методами, достаточно близки, хотя и несколько различны. В этом случае без больших погрешностей можно использовать среднее значение.

Если порода содержит только доломит, то аналогичный расчет можно ввести по трем показателям — содержаниям CaO, MgO и CO<sub>2</sub>. Близость значений, полученных по трем оксидам, подтвердит чисто доломитовый состав карбонатной части породы. Если же значения по CaO окажутся выше, чем по MgO, значит в породе кроме доломита имеется и кальцит; в обратном случае, т.е. при дефиците CaO, кроме доломита присутствует магнезит.

В наиболее общем случае — присутствия и кальцита, и доломита — расчет идет по следующей схеме. Вначале по MgO определяется содержание MgCO<sub>3</sub> с учетом переводного коэффициента 2,09, а по CaO — кальцита и подсчитывается их сумма. Затем по MgCO<sub>3</sub> с помощью переводного коэффициента  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 : \text{MgCO}_3 = 2,19$  определяется содержание доломита. Наконец, вычитая из суммы (CaCO<sub>3</sub> + MgCO<sub>3</sub>) содержание доломита, получим содержание в породе кальцита.

Можно пойти и несколько иным путем. По  $MgO$  определить содержание доломита (переводной коэффициент 4,57), затем определить, сколько в этом доломите связывается  $CaO$  (разделив содержание  $CaMg(CO_3)_2$  на 3,28 или умножив это содержание на 0,3), полученное значение вычесть из определенного при анализе содержания  $CaO$  и по остатку определить содержание кальцита (т.е. умножить остаток  $CaO$  на 1,78).

В качестве примера рассмотрим расчет минерального состава по данным химического анализа, который дал следующие значения (в %):  $H_2O = 17,11$ ;  $R_2O_3 = 1,28$ ;  $CaO = 45,13$ ;  $MgO = 1,15$ ;  $CO_2 = 35,39$ ; сумма = 100,06.

1. Определяем содержание  $MgCO_3$ :  $1,15 \times 2,09 = 2,40$ .
2. Определяем содержание  $CaCO_3$ :  $45,13 \times 1,78 = 80,33$ .
3. Определяем сумму  $CaCO_3 + MgCO_3$ :  $2,40 + 80,33 = 82,73$ .
4. Определяем содержание доломита:  $2,40 \times 2,19 = 5,26$ .
5. Определяем содержание кальцита:  $82,73 - 5,26 = 77,47$ .

Расчет вторым путем дает близкий результат:

1. Определяем содержание доломита:  $1,15 \times 4,57 = 5,26$ .
2. Определяем количество  $CaO$ , связанное в доломите:  $5,26 \times 0,3 = 1,58$ .
3. Определяем количество  $CaO$ , связанное в кальците:  $45,13 - 1,58 = 43,55$ .
4. Определяем содержание кальцита:  $43,55 \times 1,78 = 77,51$ .

Все эти и подобные расчеты существенно облегчаются при наличии компьютеров, для которых составляются соответствующие программы.

#### 4.2.2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗОВ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ НАЗВАНИЯ И БОЛЕЕ ПОЛНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОДЫ

Результаты аналитических определений используются прежде всего для уточнения названия породы и получения дополнительной характеристики ее состава, структуры и некоторых других показателей. Дело в том, что при полевом и вообще макроскопическом описании возможны определенные неточности в названиях пород, связанные с неточным определением структуры породы, некоторых минералов и особенно их количественных соотношений. Поэтому прежде всего необходимо сопоставить полевое определение породы с аналитическими данными, на основе чего конкретизировать, уточнить, а иногда и изменить первоначальное название породы и дать развернутую ее характеристику.

Как правило, название породы дается по той составной ее части, содержание которой составляет 50 % и более. Более подробно вопрос о названиях пород с учетом различных примесей рассмотрен в гл. 1 (раздел 1.4).

Для трехкомпонентных пород, а такие породы широко распространены в природе — песчано-алеврито-глинистые,

глинисто-известково-доломитовые и т.д., удобно пользоваться треугольными классификационными диаграммами. Такие диаграммы для отдельных пород и их характеристика приведены в соответствующих главах 5 и 7, а сама методика работы с треугольными диаграммами, нанесение на них аналитических данных, рассмотрена далее в разделе 4.2.3.

#### 4.2.3. МЕТОДЫ ГРАФИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Очень важным также является правильное графическое изображение этих данных. Во-первых, иногда, как в случае с гранулометрическим анализом, специальные графики позволяют определять важные дополнительные параметры, характеризующие породу. Во-вторых, рисунки, чертежи неизмеримо более наглядны по сравнению с цифрами. В-третьих, при наличии серии анализов набор цифр воспринимается с трудом или практически вообще не осознается, в то время как графическое их изображение позволяет сравнивать породы друг с другом, проследить их изменение по разрезу и по площади.

С некоторой долей условности способы обработки и изображения можно разделить на несколько видов. Во-первых, это графическое изображение данных одного образца, во-вторых, серии анализов, что позволяет сравнивать породы или их совокупности между собой, в-третьих, это графики, показывающие изменчивость пород, их компонентов и свойств по разрезу, и, наконец, в-четвертых, рисунки, показывающие изменчивость этих показателей по площади.

При этом некоторые методы являются универсальными, т.е. могут использоваться для разных пород и разных анализов, другие являются узко специализированными и применяются для обработки и изображения лишь одного вида анализа.

#### ГИСТОГРАММЫ И СТОЛБЧАТЫЕ ДИАГРАММЫ

Одним из весьма распространенных и достаточно универсальных приемов изображения результатов анализов является построение гистограмм, или столбчатых диаграмм. Методику их построения можно показать на примере данных гранулометрического анализа, где они используются очень широко в качестве первого этапа графической обработки результатов.



Гистограмма характеризует распределение размерных фракций в образце и представляет собой ряд смежных прямоугольников, основанием которых на оси абсцисс служит размер фракций, а высотой по оси ординат — содержание фракций (в %), отраженное в соответствующем масштабе. Поскольку размеры фракций обычно изменяются в пределах порядка и более (например, 0,05—0,1 и 1,0—2,5), по оси абсцисс, как правило, используется не арифметический, а логарифмический масштаб; тем самым основание мелкоразмерных фракций — глинистой и алевритовой — на графике расширяется, а крупноразмерных — сужается (рис. 4.6, а). Если используется набор сит с постоянным отношением размеров фракций, т.е. отношение размеров ячеек каждого сита к размеру предыдущего во всем наборе одинаково, то основания всех столбиков будут равны. При таком построении

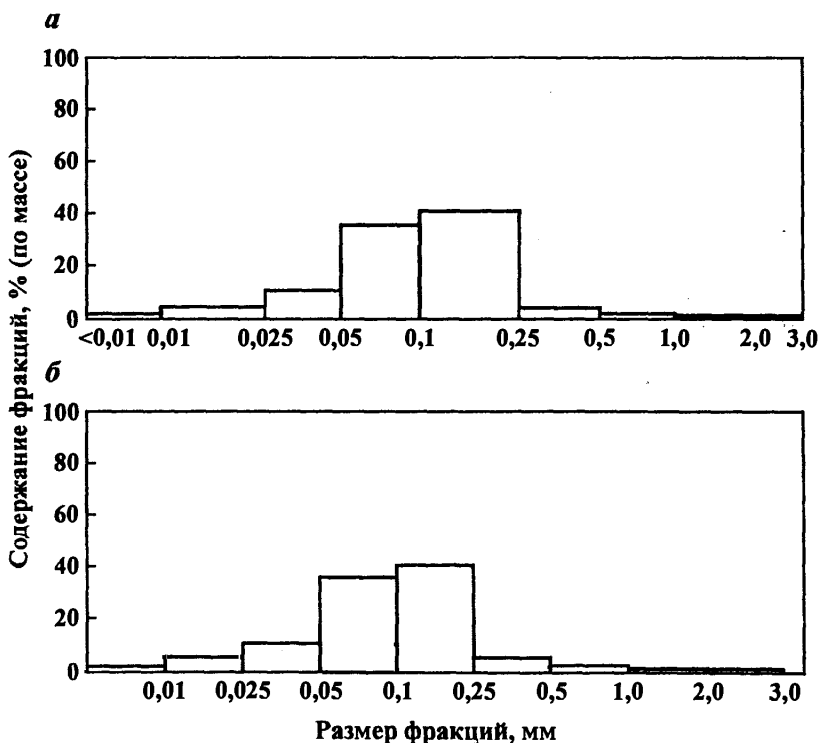


Рис. 4.6. Гистограммы, построенные на разных основаниях: а — логарифмический масштаб по оси абсцисс; б — внесматбное обозначение размеров отдельных фракций

площадь каждого столбика относительно суммарной площади всей гистограммы будет пропорциональна содержанию данной фракции в общей совокупности. Можно строить такую же диаграмму с равным основанием для всех столбиков, независимо от размера фракций, т.е. в этом случае на оси абсцисс наносятся не линейные размеры фракций в определенном масштабе, а граничные значения отдельных фракций (рис. 4.6, б). При большой простоте построения такие диаграммы сохраняют наглядность обычных гистограмм, теряя лишь геометрический смысл последних — пропорциональность площади столбика содержанию соответствующей фракции; они широко используются в литологических работах. Гистограмма позволяет наглядно выделить преобладающую фракцию, качественно оценить степень отсортированности породы, определить модальный, т.е. наиболее распространенный размер зерен. Модальным интервалом будут являться границы той фракции, которая в данной породе преобладает (на рис. 4.6 модальный интервал соответствует фракции 0,1–0,25 мм).

Более точно моду можно определить графически, если перейти от гистограммы к кривой распределения. При последовательном сокращении диапазона границ выделяемых при анализе фракций, т.е. увеличении их числа, поверхность диаграммы из резко ступенчатой становится все более сглаженной и в пределе переходит в плавную кривую. Кривую распределения из обычной гистограммы можно получить, обводя плавной кривой каждый ее столбик (рис. 4.7). Форма и характер этой кривой подробно изучаются математической статистикой. В некоторых случаях такое исследование представляет значительный геологический интерес для расшифровки генетических особенностей пород, однако в обычных исследованиях ограничиваются только построением гистограмм. Гистограммы также очень удобны при сравнении гранулометрического состава нескольких образцов, для обобщения серии отдельных анализов в определении группы близких по своей гранулометрии пород (рис. 4.8). Аналогичным образом серия гистограмм позволяет наглядно изобразить изменение гранулометрии обломочных пород по разрезу (рис. 4.9).

Следует отметить еще одно важное обстоятельство, позволяющее подходить к генетической интерпретации устанавливаемого по гистограмме распределения размеров зерен. Если гистограмма имеет одну вершину (распределение одномодально), то мы имеем дело с одной совокупностью зерен, и можно оценивать лишь степень их однородности или неоднородности.

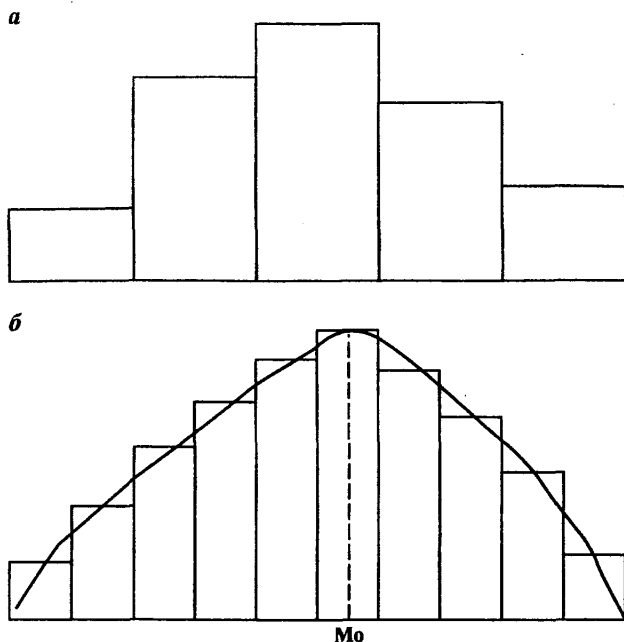
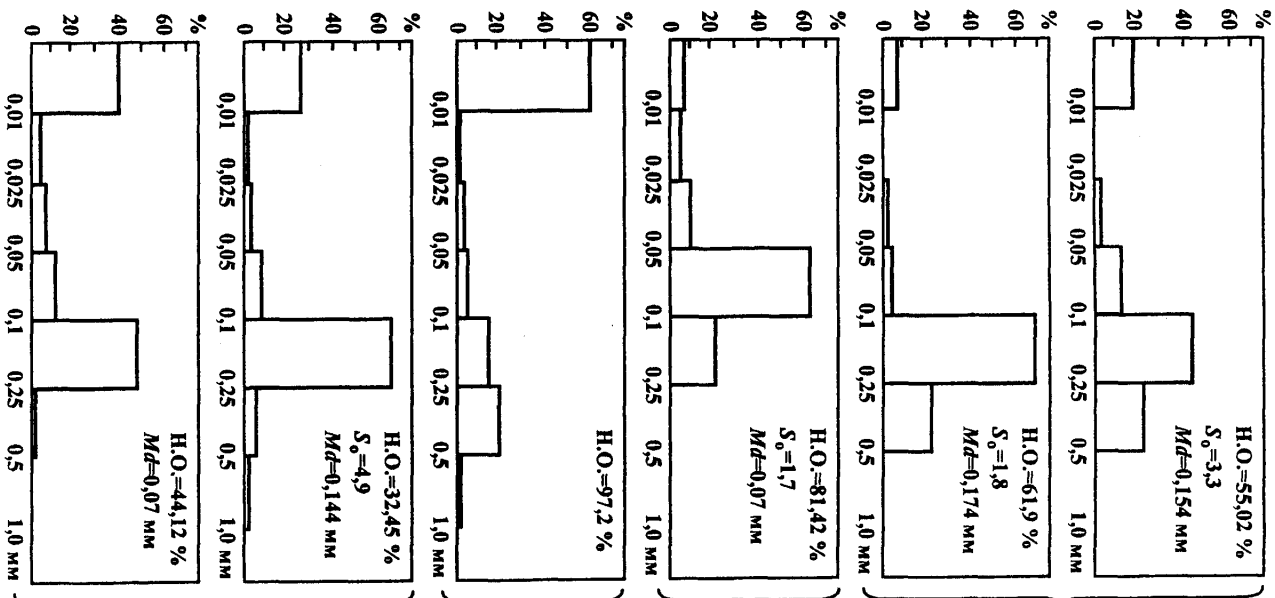


Рис. 4.7. Построение кривой распределения по гистограмме: *а* – гистограмма по данным анализа с выделением небольшого числа фракций; *б* – то же по данным более дробного анализа; показана также кривая распределения и модальное значение ( $M_0$ )

родности (отсортированности или неотсортированности). Если же отчетливо выделяются две вершины или более (распределение бимодально или полимодально), то исследуемый образец представляет собой смесь двух или более первично разнородных совокупностей. Такие случаи могут возникнуть, например, если обломочный материал в бассейн седиментации приносился из разных источников сноса. Во всяком случае должно быть проведено специальное сравнительное исследование зерен каждой совокупности (каждого максимума гистограммы).

Рис. 4.8. Группировка однотипных пород по характеру гистограмм (готеривский ярус района Кавказских минеральных вод).

Обратите внимание, что гранулометрический спектр нерастворимого остатка известняков аналогичен спектру песчаников и алевролитов. Это означает, что принос (и осаждение) обломочного материала был все время одинаков, но иногда на него накладывался процесс интенсивного осаждения карбонатного вещества, которое разубоживало обломочный материал, что и привело к образованию известняков, но с большим содержанием обломочного материала



IV. Известняки

III. Глины

II. Алевролиты  
крупнозернистые

I. Песчанники мелкозернистые

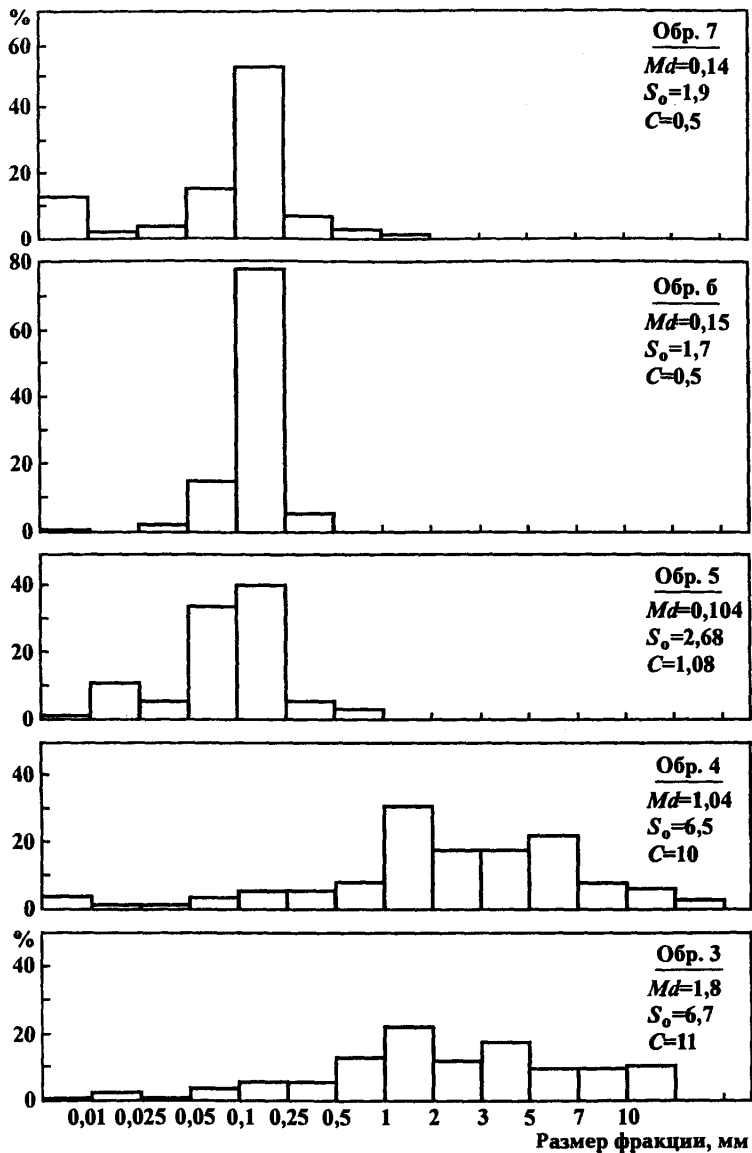


Рис. 4.9. Использование гистограмм гранулометрического состава для изучения и иллюстрации изменения характера пород по разрезу. Нижний титон. Район г. Кисловодска. Северный Кавказ

Поскольку гистограммы отражают распределение какой-то совокупности данных (для гранулометрии — содержания ряда фракций), то их можно использовать для изображения и анализа любых совокупностей. К примеру, если имеется серия анализов карбонатных пород, то можно построить гистограмму распределения пород с разным (ранжированным, например, по 10 %) содержанием доломита. Таким образом, в частности, довольно давно было показано, что в природе преобладают относительно чистые разности, т.е. известняки с содержанием доломитовой части не более 15–20 % и доломиты с аналогичным содержанием кальцита, в то время как переходные между ними породы крайне редки.

В качестве примера на рис. 4.10 показана частота встречаемости, т.е. распределение трех основных структурных типов пород осинского горизонта Талаканского месторождения Восточной Сибири. Отчетливо видно, что в центральной части площади явно преобладают фитогенные и частично доломитизированные известняки, в то время как в краевых ее частях весьма существенна доля микрозернистых доломитов. Эти различия в наборах пород и их количественных соотношениях отражают и разные условия образования отложений.

При построении гистограмм следует иметь в виду, что при очень широком разбросе значений, как правило более двух по-

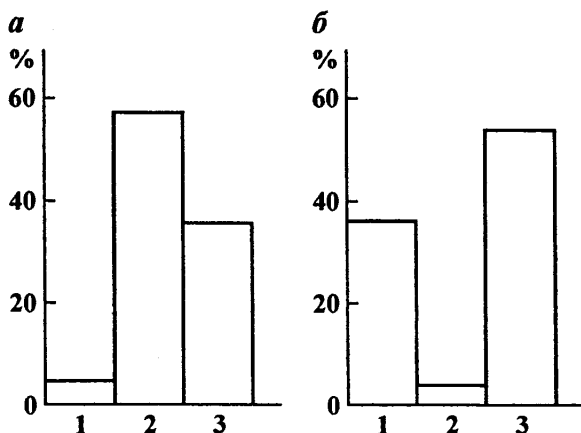


Рис. 4.10. Частота встречаемости различных типов пород осинского горизонта (нижний кембрий) в центральной (а) и краевых (б) частях Талаканского месторождения. Восточная Сибирь.

1 — доломиты микрозернистые; 2 — известняки фитогенные; 3 — известняки фитогенные доломитизированные

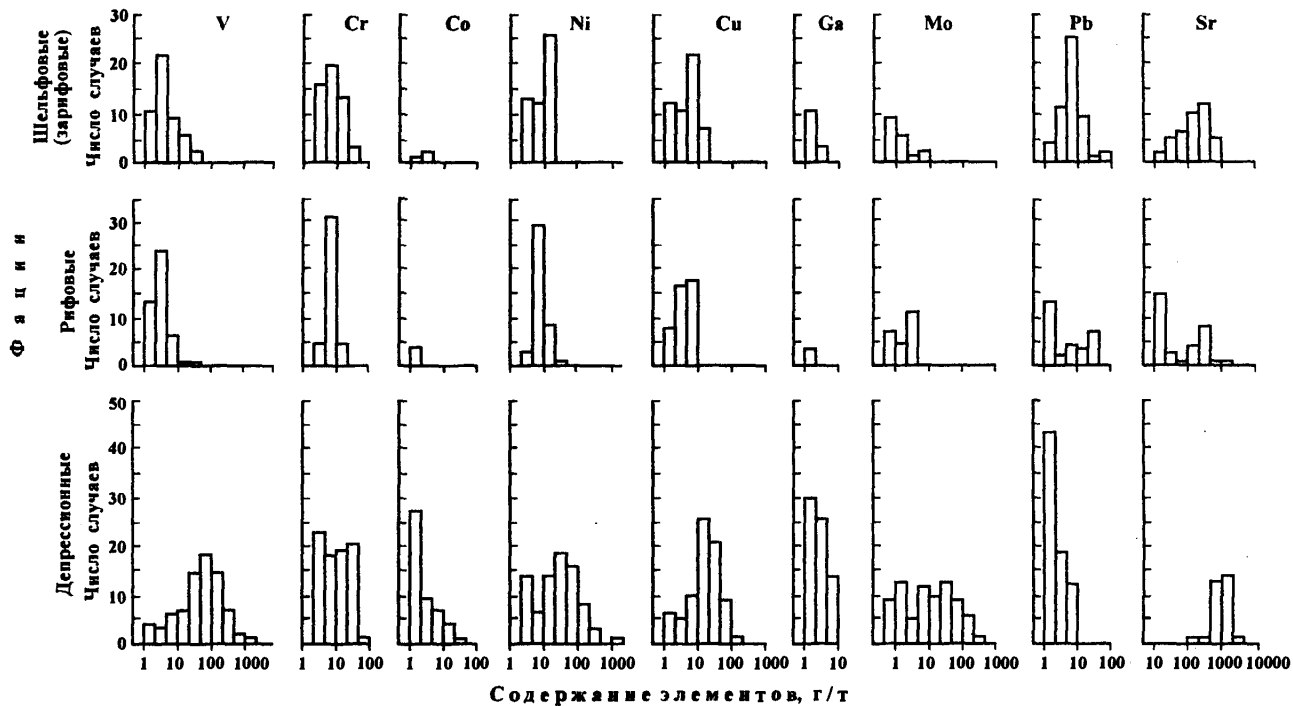


Рис. 4.11. Гистограммы распределения элементов в различных фациях турнейских отложений Оренбургской области

рядков, на оси абсцисс используется логарифмический масштаб. Это позволяет графически «расширить» малые значения и, напротив, «ужать» большие. Такие случаи обычны в распределении концентраций малых элементов (рис. 4.11), значений проницаемости и др. Другими словами, гистограммы универсальны и применимы как к изображению состава единичного образца, так и их совокупностей, а также для самых разных анализов и разных по составу или структуре пород.

#### КУМУЛЯТИВНЫЕ КРИВЫЕ И РАСЧЕТ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Одним из важных методов графической обработки гранулометрических анализов является построение кумулятивной (суммарной) кривой.

Перед ее построением необходимо рассчитать кумулятивные (суммарные) проценты (крайняя правая колонка таблицы на рис. 4.1). За исходную берется наименьшая по размерам фракция — глинистая. Поэтому в колонке против глинистой фракции дублируется процент ее содержания. Далее к нему прибавляется процентное содержание следующей фракции и сумма записывается против этой фракции. Таким образом, от мелких фракций к крупным значения непрерывно возрастают и у последней из определенных анализом размерной фракции оно составит 100 %. Поскольку при расчете суммарных процентов автоматически проверяется правильность подсчета процентного содержания фракций, рекомендуется проводить эти операции одновременно или, другими словами, рассчитывать кумулятивные проценты сразу же после подсчета результатов анализа. На оси абсцисс в логарифмическом масштабе откладываются размеры фракций, на оси ординат в арифметическом — суммарный процент. Для первой точки с абсциссой 0,01 мм их ордината будет равна процентному содержанию глинистой фракции (6,30 % в приводимом примере — на рис. 4.1); вторая точка с абсциссой 0,025 мм имеет ординату 8,23 %; третья 0,05 мм — 11,80 % и т.д. Ордината последней точки, абсцисса которой равна верхней границе наиболее крупной фракции (в данном случае 0,5 мм) составляет 100 %. Затем полученные точки соединяют плавной кривой, которая и называется кумулятивной.

По облику кумулятивной кривой можно качественно судить о степени отсортированности обломочного материала;



нанося серию таких кривых на одну диаграмму, можно выделить отдельные семейства пород блуждающего гранулометрического состава (рис. 4.12). Ряд исследователей полагают, что тип кумулятивной кривой отражает динамику среды переноса и отложения осадка, а определенные сочетания их типов свойственны тем или иным генетическим комплексам отложений («Справочное руководство...», 1958, с. 101–104).

Кумулятивная кривая важна не только как одна из форм графического изображения аналитических данных; главное, что с ее помощью определяется ряд параметров, характеризующих структуру породы и прежде всего средний размер зерен и коэффициент отсортированности. Существуют разные способы их определения, наибольшее распространение, благодаря простоте определения, получили способы, предложенные П.Д. Траском.

Средний, или медианный, диаметр  $Md$  соответствует такому размеру частиц, крупнее и мельче которого содержится 50 % обломков, т.е. точно соответствует понятию медианы в математической статистике и имеет размерность длины (обычно мм). Для определения  $Md$  от ординаты 50 % до пересечения с кумулятивной кривой проводится прямая линия, параллельная оси абсцисс, из точки пересечения к оси абсцисс опускается перпендикуляр. Полученное на оси абсцисс значение и составляет медианный диаметр (см. рис. 4.1). Следует помнить, что благодаря логарифмическому масштабу определение этого значения путем простой линейной интерполяции между двумя ближайшими значениями размеров невозможно. Необходимо пользоваться логарифмической шкалой на логарифмической линейке или, что еще проще, строить кривую на полулогарифмической бумаге.

Коэффициент отсортированности  $S_0$  определяется как отношение третьей к первой:  $S_0 = \sqrt{Q_3 / Q_1}$ , где квантили определяются, как и медианный диаметр, но первая квантиль устанавливается для ординаты 25 %, а третья — для ординаты 75 %. Поскольку квантили измеряются в единицах длины (мм), то коэффициент отсортированности, как их отношение, является величиной безразмерной. Чем меньше разница между третьей и первой квантилью, тем меньше значение  $S_0$  и тем лучше порода отсортирована. В отечественной практике нередко используют отношение квантилей без извлечения квадратного корня. При этом принято счи-

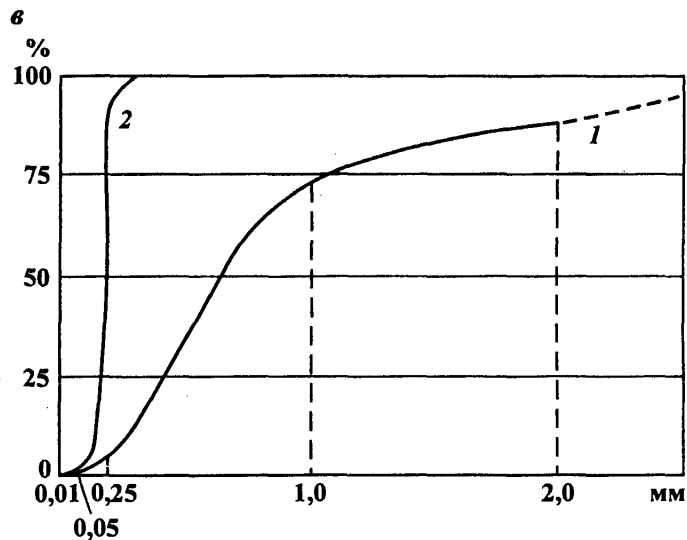
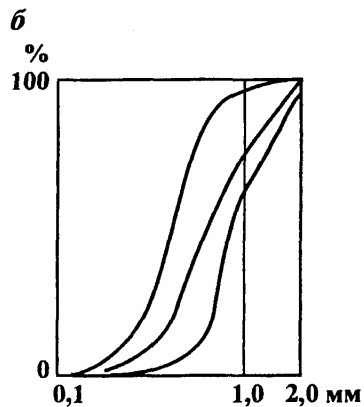
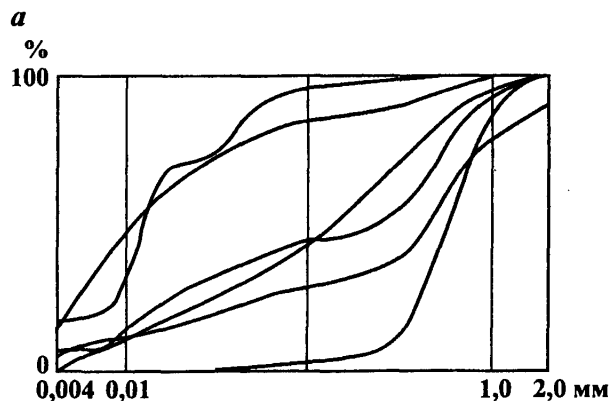


Рис. 4.12. Кумулятивные кривые гранулометрического состава разнофациальных отложений (по В.П. Батурину и К. Хансону, 1947).

*a*–*б* – побережье Гренландии: *a* – лагуна; *б* – ограничивающий ее бар; *в* – аллювий р. Москвы (1) и барханы пустыни Каракум (2). Барханные пески отсортированы несравненно лучше аллювиальных. Осадки лагуны более тонкозернистые и значительно хуже отсортированы, чем баровые (кривые сюжетов *a* и *б* построены с использованием логарифмического масштаба, сюжета *в* – арифметического)

тать, что значения  $S_0$  менее 2,5 характеризуют хорошую отсортированность обломочного материала; от 2,5 до 4,5 — среднюю и более 4,5 — низкую. Определение степени отсортированности методом квартилей достаточно просто, но весьма приближенно. Полученный таким образом коэффициент отсортированности мало чувствителен к изменению объемов отдельных гранулометрических фракций; особенности распределения наиболее мелких (от 0 до 25 % содержания) и наиболее крупных (75–100 %) фракций вообще не учитываются. При содержании глинистого материала или самой крупной фракции более 25 %, если они не подразделяются на более мелкие фракции, невозможно определить первую или третью квартиль, а следовательно, и коэффициент отсортированности. Кроме того, сами определения значений  $Q_1$ ,  $Q_3$ ,  $Md$  не отличаются высокой точностью. Однако из-за простоты определений эти параметры широко используются, особенно при обработке большого числа образцов. Можно пользоваться и другими коэффициентами, в том числе и определяемыми аналитически (Батурин, 1947; Гриффитс, 1972; «Справочное руководство...», 1958).

П.Д. Траском предложен еще один параметр — коэффициент несимметричности  $S_k$ , который определяется по формуле:  $S_k = Q_1 Q_3 / Md^2$  и характеризует положение моды относительно медианного диаметра. Если преобладают мелкие фракции (относительно медианного диаметра), т.е. мода меньше медианы, значение коэффициента асимметрии больше единицы (положительная асимметрия). Если же преобладают крупные фракции, т.е. мода больше медианы, то значение коэффициента асимметрии меньше единицы (отрицательная асимметрия).

Проводя указанные построения и рассчитав соответствующие параметры, можно достаточно подробно охарактеризовать породу и, в частности, дать ее правильное развернутое название.

#### ИЗОБРАЖЕНИЕ ТРЕХКОМПОНЕНТНЫХ СОСТАВОВ С ПОМОЩЬЮ ТРЕУГОЛЬНОЙ ДИАГРАММЫ

Одной из наиболее простых и в то же время эффективных и наглядных форм изображения результатов анализов как одного, так и серии образцов является нанесение их на треугольную диаграмму. Эти диаграммы широко используются при изучении и классификации обломочных

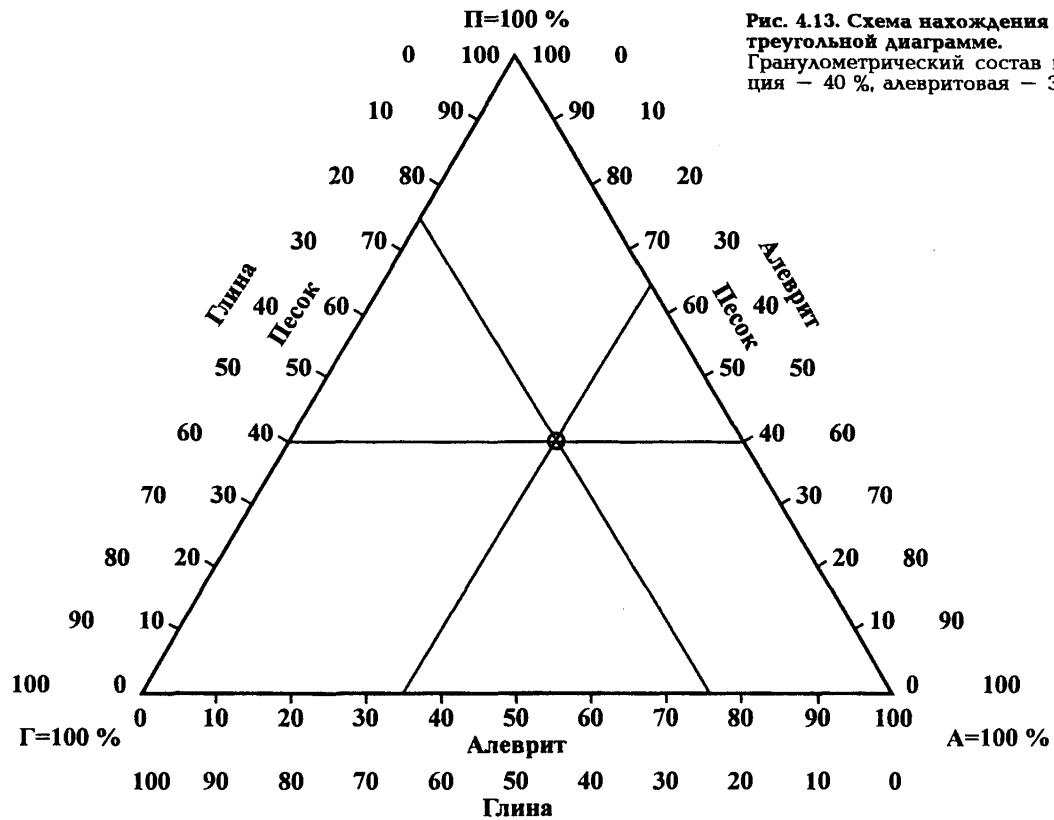
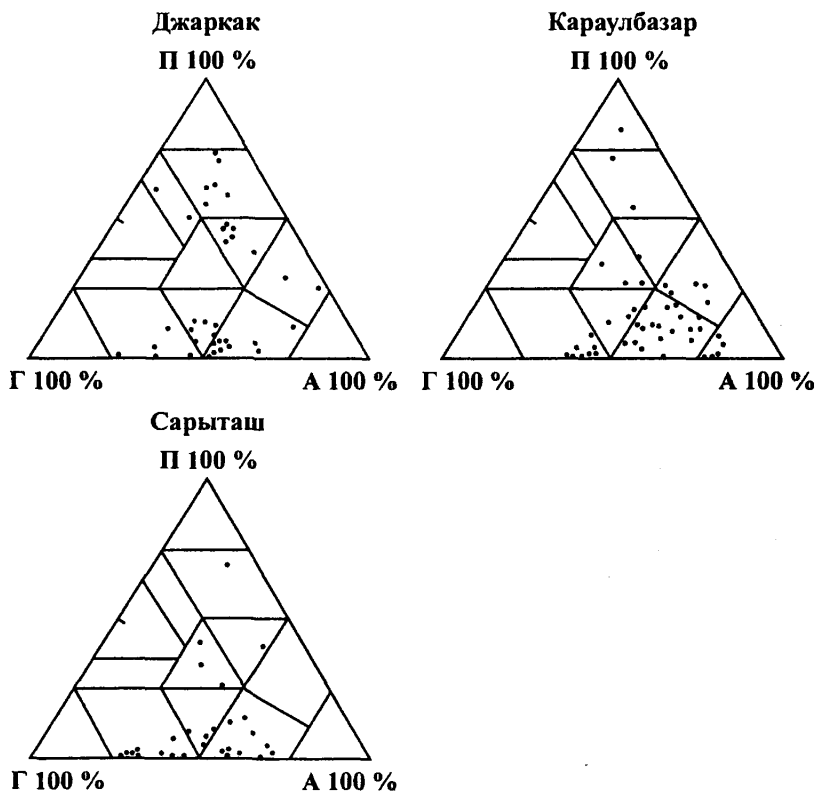


Рис. 4.13. Схема нахождения фигуративной точки на треугольной диаграмме.

Гранулометрический состав породы: песчаная фракция – 40 %, алевритовая – 35 %, глинистая – 25 %

(три основных компонента — песчаные, алевритовые и пелитовые фракции), карбонатных (компоненты: кальцит — доломит — нерастворимая часть) и других пород. Некоторые из таких классификационных диаграмм приведены соответственно в главах 5 и 7.

Треугольные диаграммы позволяют отобразить состав трехкомпонентной смеси, причем сумма этих компонентов



**Рис. 4.14.** Треугольные диаграммы гранулометрического состава отложений XII горизонта (альб) Каганской группы структур (западный Узбекистан). Фигуративные точки, характеризующие структуру пород площади Джаркак, образуют две ассоциации — песчано-алевритовую и глинисто-алевритовую. На площади Караулбазар и особенно Сарыташ фигуративные точки группируются преимущественно в зоне глинисто-алевритовых пород. Структурное разделение отражает разные условия образования осадков: песчано-алевритовые — дельтовые отложения, а глинисто-алевритовые — морские. По расположению точек можно судить о последовательной смене дельтовых осадков морскими от площади Джаркак к площади Сарыташ

должна составлять 100 %. Для этого используется равнобедренный треугольник, причем в каждой его вершине содержание одного компонента равно 100 %, а двух других — нулю (рис. 4.13). Поэтому на каждой медиане (или высоте, поскольку в равнобедренном треугольнике они совпадают) содержание какого-либо компонента изменяется от нуля на стороне, к которой она восстановлена, до 100 % в вершине, откуда она опущена. Линия, проведенная перпендикулярно этой высоте (параллельно стороне треугольника) через какое-либо значение содержания компонента, является геометрическим местом точек, отвечающих тому же содержанию данного компонента. Если аналогичным образом провести линии, соответствующие содержаниям двух других компонентов, то на их пересечении получается фигуративная точка, соответствующая составу трехкомпонентной породы. При определении фигуративной точки конкретного анализа три линии из-за неточности построения могут не пересечься в одной точке; образуется так называемый треугольник невязки, как правило, очень маленький. В этом случае искомую точку следует поставить внутри этого треугольника.

Использование таких диаграмм позволяет (рис. 4.14), во-первых, дать правильное название каждой породе согласно принятой классификации (см. главы 5 и 7), во-вторых, выявить разнообразие или, наоборот, однородность пород в изученных разрезах, в-третьих, наглядно показывает группировку и обособление пород в отдельные структурные и, возможно, генетически близкие совокупности и, наконец, в-четвертых, позволяет проследить динамику изменения характера пород в разрезе или на площади.

#### ИЗОБРАЖЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОД И ИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПО РАЗРЕЗУ

Графическое представление изменений пород по разрезу осуществляется построением литологической колонки, колонки основного состава породы, седиментационных кривых.

Составление литологической колонки является стандартным построением: в вертикальной колонке шириной обычно 2,5–3 см в масштабе последовательно выделяются слои и показывается их литологический состав, используя определенную систему условных обозначений (рис. 4.15, табл. 4.5). Строго говоря, законодательно утвержденных жестко установленных обозначений не существует, хотя значки для ос-

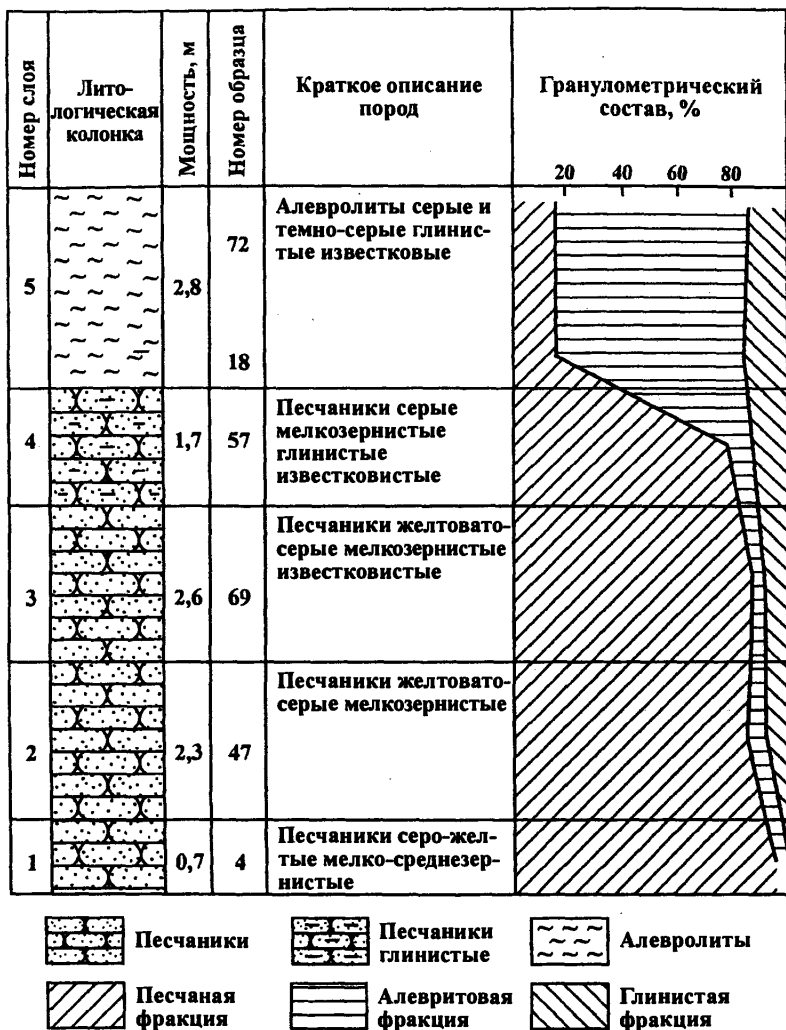
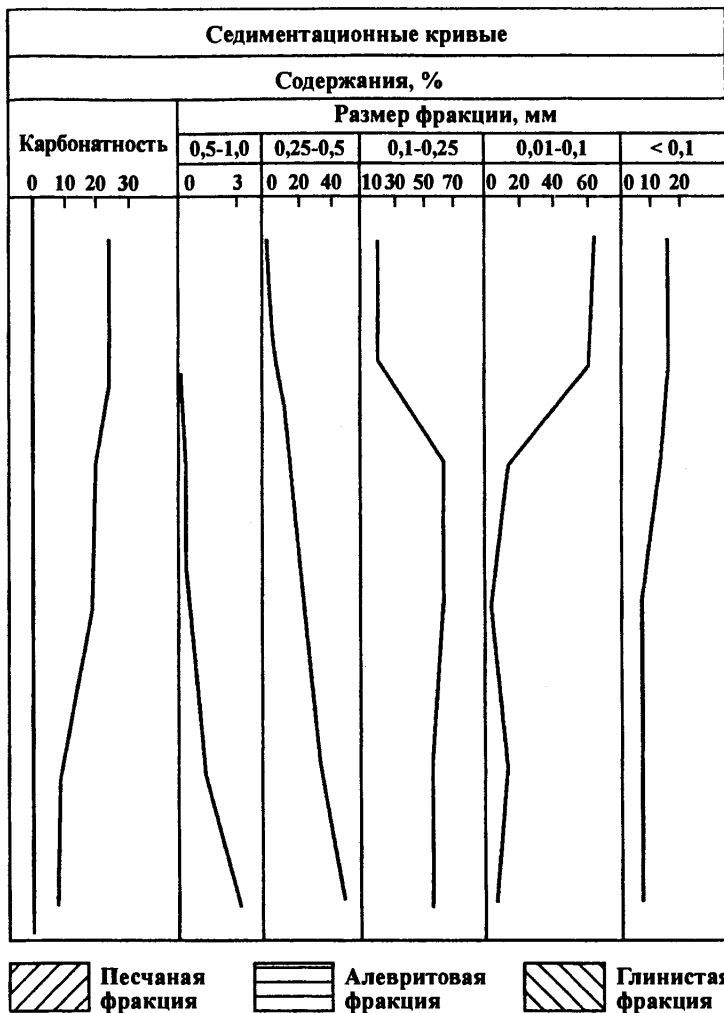


Рис. 4.15. Пример построения литологической колонки, колонки гранулометрического состава и седиментационных кривых (аналитические данные в табл. 4.5)

новых групп пород в нашей стране более или менее общеприняты. Это касается известняков, доломитов, мергелей, гипсов и ангидритов, в меньшей степени — обломочных пород. Так, пески и песчаники нередко обозначаются одним знаком — точками, хотя предпочтительней все же их разде-



лять, как это показано на рис. 4.16. Следует упомянуть, что не все принятые в России обозначения являются общепринятыми в мире. Так, отечественный значок мергеля — косо параллелепипед — в зарубежной литературе практически всегда обозначает доломит.

При заполнении литологической колонки нередко возникает желание показать все детали состава и строения породы — например, песчаник алеврито-глинистый известкови-



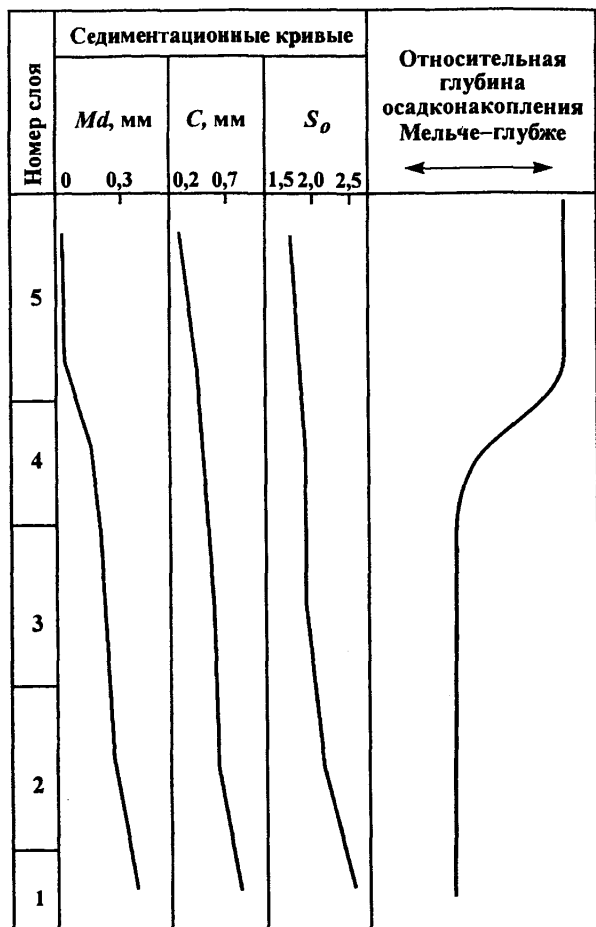


Рис. 4.15. Продолжение

стый с косой слоистостью. Это требует введения множества дополнительных значков, что резко затрудняет восприятие рисунка и делает его трудно читаемым, а общее строение разреза теряется в деталях. Вместе с тем, многие из этих деталей важны, и их лучше вынести и показать отдельно, что будет описано несколько далее. Литологическую колонку необходимо сопроводить важной дополнительной информацией. К ней относятся номера слоев, их мощность, номера образцов и место их отбора. Пример показа этих данных приведен

### Основные условные обозначения


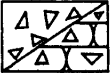
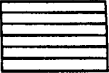

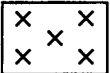
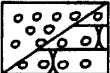



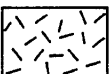
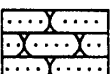
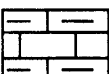
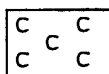

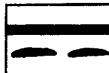
	гранитоиды		щебенка, брекчи		глины		мергели
	основные магматические породы		гравийники, гравелиты		горючие и битуминозные аргиллиты		мергели доломитовые
	породы жиль- ных комплек- сов		древяники, дресвиты		сидериты		гипсы
	вулканогенно- осадочные породы		пески		известняки		ангидриты
	эффузивные породы		песчаники		известняки глинистые		каменная соль
	кора выветривания		алеуриты, алеуролиты		мел		кремнистые породы
	галечники, конгломераты		аргиллиты		доломиты		угли и углистые

Рис. 4.16. Условные обозначения для основных типов пород

Дополнительные условные обозначения

	биогермы известняки		синезеленые водоросли, онколиты		одиночные кораллы		карбонатность: а) известковистость б) доломитистость
	полидетритовые известняки		оолиты		колониальные кораллы		обомки карбонатных и кремнистых пород
	доломитизация		брахиоподы		спикулы губок		знаки ряби
	трещиноватость		иглокожие		радиолярии		косая слоистость
	зеленые водоросли		мшанки		гастроподы		градационная слоистость в песчаниках
	багряные водоросли		фораминиферы		перекристаллизация		пирит
	строматолиты		моллюски		обугленные растительные остатки (ОРО)		сидерит

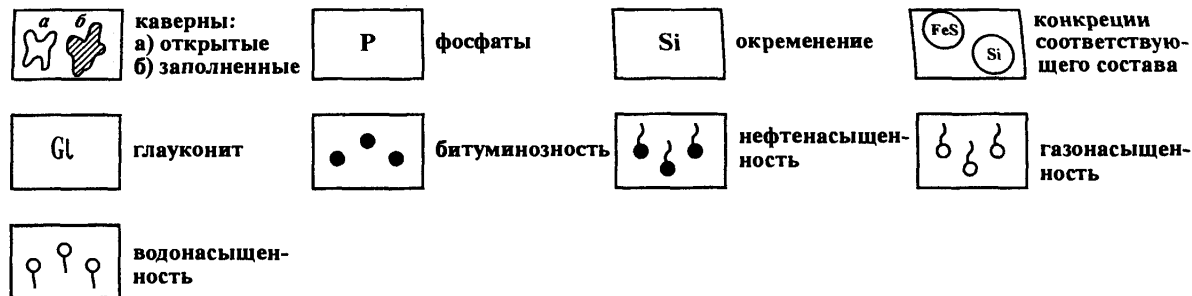


Рис. 4.16. Продолжение

Таблица 4.5

Гранулометрический состав и структурные характеристики готеривских отложений

Номер слоя	Мощность, м	Номер образца	Н.О., %	Содержание (%) фракций размером, мм							Md, мм	C, мм	S <sub>0</sub>
				0,5—1,0	0,25—0,5	0,10—0,25	0,05—0,1	0,025—0,05	0,01—0,025	<0,01			
1	0,7	4	96,56	2,79	39,75	50,80	1,25	0,84	0,74	3,83	0,23	0,7	2,3
2	2,3	47	91,44	0,48	27,06	56,74	4,41	0,92	1,04	9,35	0,184	0,5	2,04
3	2,6	69	86,78	0,19	21,25	66,62	3,44	1,01	0,19	7,30	0,174	0,47	1,8
4	1,7	57	82,19	0,11	9,11	65,92	7,71	1,49	0,63	15,03	0,14	0,46	1,9
5	2,8	18	78,34	0,11	3,49	16,57	21,35	27,20	14,16	17,12	0,075	0,44	1,8
		72	76,12	—	0,08	17,46	31,80	22,90	11,30	16,46	0,07	0,23	1,7

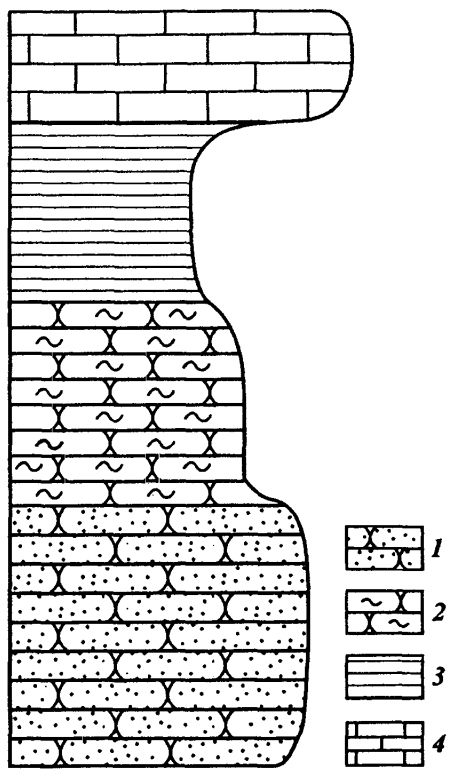
на рис 4.15. Допускается также не указывать мощность каждого пласта, а в соответствующей колонке дать линейный масштаб через 5, 10 м (и т.д.) — в зависимости от мощности разреза. В разрезах глубоких скважин масштаб обычно указывается в виде глубины по стволу скважины. Если нет специальных указаний, место отбора образца отмечается в центре пласта.

Традиционно литологические колонки ограничиваются параллельными вертикальными линиями. Для большей наглядности можно использовать непараллельные ограничения. Левую ограничительную линию как обычно строят прямой и вертикальной. Правое же ограничение можно рисовать в виде особой рельефной линии, причем ширину колонки, т.е. удаление правой волнистой линии от прямой левой, соотносить с типом пород. Таким путем можно, например, схематично отразить характер обнажения, его морфологию в профиле, связанную с разной устойчивостью пород при механическом выветривании. К примеру, наиболее узкое поле отвести глинистым легко разрушающимся, осыпающимся породам, более широкое — относительно более прочным песчаникам. И самое широкое — устойчивым к разрушению, образующим нередко бровки, карнизы и бронирующие пласты карбонатным породам (рис. 4.17). В этом случае типы пород и характер их чередования выявляются более рельефно, более наглядно.

При построении литологической колонки по скважине в качестве правой рельефной линии можно использовать кривую кавернометрии, на которой хорошо выделяются расширения диаметра в районе размывающихся глин, сужение его за счет образования корочки бурового раствора в зоне промываемых песчаников и т.д. При любом построении литологические колонки дают все же весьма общее и в целом грубое представление о разрезе и его изменениях, поэтому необходимы и некоторые дополнительные построения. Материалом для них служат результаты аналитических определений и различных литологических исследований. Достаточно распространенными являются два вида таких графиков — колонки основного состава и седиментационные кривые.

На графиках основного состава показываются соотношения компонентов, составляющих в сумме 100 %. Это может быть, например, либо содержание песчаной, алевритовой, пелитовой фракций и нерастворимого остатка (Н.О.), либо нерастворимого остатка, кальцита, доломита и т.д. Для построения такого графика в широкой колонке (опыт показы-

Рис. 4.17. Литологическая колонка с рельефным ограничением:  
 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины; 4 — известняки



вает, что удобно пользоваться колонкой шириной 10 см, где соответственно 1 мм колонки соответствует содержанию компонента в 1 %) у точки отбора образца, т.е., как правило, у середины пласта, **последовательно** слева направо в данном масштабе откладывается содержание всех компонентов. Например, если в породе содержится 45 % песчаной фракции, 25 % алевроитовой, 20 % глинистой и 10 % растворимой части, то от нулевой линии слева направо откладывается 45 %, затем от полученной точки направо откладывается еще 25 %, далее аналогично 20 и 10 %. Итоговая суммарная точка должна лечь на правое ограничение колонки, т.е. соответствовать 100 %. После того как проставлены значения возле всех пластов, одноименные точки соединяются, и получают поля распространения соответствующих компонентов. В приведенном примере слева будет поле развития песчаных фракций (левое ограничение — прямая вертикаль, правое — ломаная линия), далее алевроитовой, глинистой (оба поля ограничены ломаны-

ми линиями) и, наконец, справа — поле растворимой части (левое ограничение — ломаная линия, правое — вертикаль, соответствующая содержанию 100 %). Каждое поле определенным образом отмечается, например, разной штриховкой, крапом (и т.д.), и эти значки обязательно выносятся в условные обозначения (см. рис. 4.15). Полученная картина дает наглядное представление об **изменении состава** пород в разрезе.

В карбонатном разрезе целесообразно показать изменение содержаний нерастворимого остатка, кальцита, доломита, а при наличии сульфатов — и их содержания (рис. 4.18).

Существует и другая форма изображения. Содержания компонентов против пласта отмечается не точкой, а вертикальной линией, равной мощности пласта в данном масштабе, затем одноименные линии на границах пластов соединяются горизонтальными линиями. Формально это построение более правильное, так как содержания компонентов относятся ко всему пласту, а не только к его середине, однако такая рисовка резко усложняет восприятие, в то время как первый, формально менее правильный, способ значительно более наглядно показывает ту суть, ради которой строится этот график, а именно — **тенденции** изменения состава пород по разрезу.

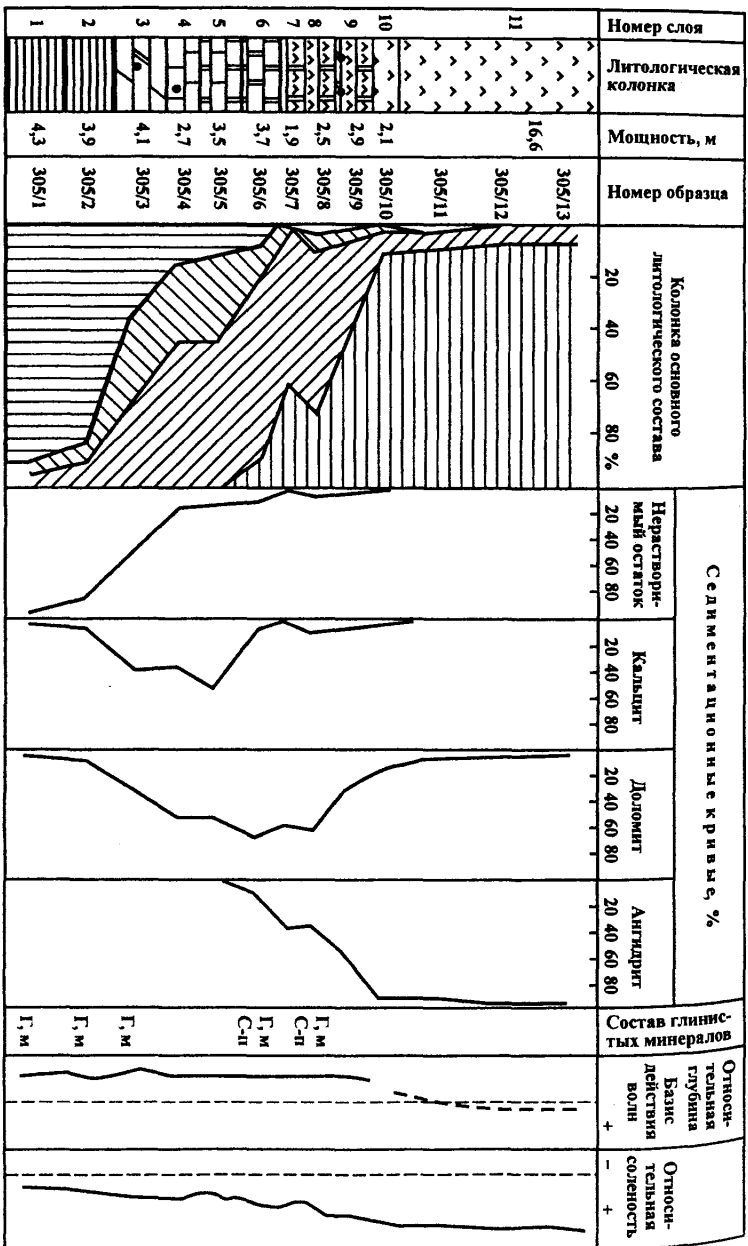
К этому графику необходимо сделать три замечания. Первое. Эту колонку называли и нередко называют до сих пор литогенетической, что, строго говоря, не соответствует действительности, так как никакой непосредственно **генетической** информации она не содержит и лишь наглядно показывает соотношения пород или их компонентов и их изменение по разрезу. «Генетичной» она становится только после авторской интерпретации, что, вообще говоря, отражается дополнительными рисунками, о которых будет сказано несколько ниже. Сказанное в полной мере относится и к описанным ниже седиментационным кривым.

Второе. Рисунок будет относительно ясно читаться, если в колонке нанесено не более трех-четырёх компонентов. При

---

Рис. 4.18. Антологическая и литогенетическая колонки карбонатно-сульфатного разреза.

1 — глины; 2 — мергели известково-доломитовые; 3 — доломиты; 4 — доломито-ангидриты и ангидрито-доломиты; 5 — ангидриты; 6 — битуминозность; 7–10 — содержания: 7 — нерастворимого остатка, 8 — кальцита, 9 — доломита, 10 — ангидрита. Состав глинистых минералов: Г — гидрослоды; м — монтмориллонит; с-п — сепиолит — польгорскит





большом их количестве понять характер изменения компонентов по разрезу значительно труднее, часто просто практически невозможно. Поэтому, например, если имеется относительно дробный гранулометрический анализ, то наносить отдельно крупно-, средне- и мелкопесчаные, крупно-, средне-, мелкоалевритовые и пелитовые фракции практически бессмысленно. Необходимо данные анализов свести к трехкомпонентной системе — песчаная, алевритовая и пелитовая фракции.

Третье замечание касается терригенных пород (и разрезов) и затрагивает, скорее, генетические вопросы. С чисто формальной точки зрения правомерно в этой колонке показать изменение содержаний песчаной, алевритовой, пелитовой фракций и растворимой части. Однако генетически обломочная и растворимая части принципиально различны. Первая характеризует динамику среды отложения, а через нее относительную глубину, удаленность от источников сноса, изменение интенсивности приноса обломочного материала и т.д., а растворимая — либо химизм водоема, либо, что чаще, диа- или даже катагенетические процессы. В этом случае лучше использовать пересчитанные рассмотренным выше способом данные и построить колонку не общего состава, а состава только обломочной части, т.е. песчаной, алевритовой и пелитовой фракций.

Уже на этом примере видно, что иногда целесообразно какие-то части породы выделять и показывать отдельно. Такие кривые называются седиментационными. Как и в предыдущем случае, несмотря на название — «седиментационные» — эти кривые показывают лишь изменение конкретных параметров по разрезу, но не условия седиментации.

Они строятся отдельно для каждого показателя. Эти кривые позволяют показать любые компоненты, в том числе такие, содержания которых мало и просто не будет видно на графиках основного состава, поскольку каждую отдельную кривую можно строить в самостоятельном, удобном для данного показателя масштабе. Кроме того, таким образом можно показывать параметры, которые вообще не входят в состав или не оцениваются в процентах. Таковы, например, генетически важные медианный диаметр или коэффициент отсортированности. Аналогичным образом можно и полезно отмечать наличие каких-либо важных минералов-индикаторов, структурных и текстурных особенностей и т.д. Рисунок обязательно должен быть озаглавлен и сопровождаться условными обозначениями типов пород, полей на колонке основного

состава (фракций, минералов и т.д.) и всех других показанных на нем материалов.

Важно еще раз отметить, что все эти диаграммы и кривые, строго говоря, не являются генетическими — они лишь графически наглядно представляют состав пород разреза и их изменение во времени. В связи с этим целесообразно справа показать в схематическом виде уже генетическую интерпретацию, и эту кривую (колонку) уже можно считать литогенетической. Так, на рис. 4.15 указано относительное увеличение глубин водоема, когда песчаники сменяются алевролитами, которые формируются в обстановке более спокойной гидродинамики. Последнее чаще всего может быть обусловлено углублением, когда волнение не достигает дна или оно резко ослаблено. В принципе, ослабление гидродинамики может быть обусловлено и другими причинами, данная интерпретация уже содержит элементы условности. Приведенный пример лишний раз показывает, необходимость разделения фактического материала (результаты анализов) и их генетического истолкования, которое может быть неоднозначным. На рис. 4.18 аналогичным образом показано увеличение солености, причем причины последнего также могут быть различны — аридизация климата, дополнительная изоляция водоема и т.д.

#### ГРАФИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОД И ИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПО ПЛОЩАДИ

Очень важным элементом литологических исследований является изучение распределения пород и изменчивость их характеристик по площади и иллюстрация этой изменчивости в виде различных карт. Такие карты могут отражать распределение типов пород или, точнее, типов разрезов, сложенных разными породами или разными соотношениями однотипных пород, изменение каких-то отдельных показателей пород и т.д. Подобные карты являются первым и необходимым элементом воссоздания обстановок осадконакопления и построения фациальных карт.

Для составления карты изменения типов разрезов следует на месте положения каждого разреза тем или иным образом показать его состав и строение, а затем объединить поля с близким составом и строением разрезов. Например, если изучаются терригенные отложения, то в каждом разрезе подсчитываются мощности каждого литологического типа пород, например, песчаников, алевролитов и глин. При этом, как и в

случае построения литологических колонок, следует избегать очень подробной детализации, так как в этом случае теряется наглядность и «за деревьями не видно леса». Все детали можно и нужно использовать для уточнения и дополнительной аргументации выводов по этим обобщенным, генерализованным схемам, в том числе путем построения каких-либо дополнительных графиков. Далее подсчитываются соотношения (в %) мощностей этих пород по отношению к общей мощности разреза. Полученные таким образом данные графически изображаются около соответствующего разреза.

Формы этого графического изображения могут быть различными. Наиболее просто построить столбчатую диаграмму с соответствующими типами пород на оси абсцисс. Другой путь — построение циклограмм (рис. 4.19). Циклограммы представляют собой круг, разделенный на секторы, площади которых пропорциональны содержанию соответствующего типа пород (аналогично циклограмма может отражать и содержание различных гранулометрических фракций и любых других показателей, которые в сумме составляют 100 %). В центре круга можно оставить место для записи номера разреза. При построении этих секторов надо иметь в виду, что содержанию в 1 % соответствует  $3,6^\circ$ . (При изображении гранулометрического состава на циклограммы можно наносить отдельно все фракции гранулометрического состава, составляющие в сумме 100 %, но, как и в случае колонок основного

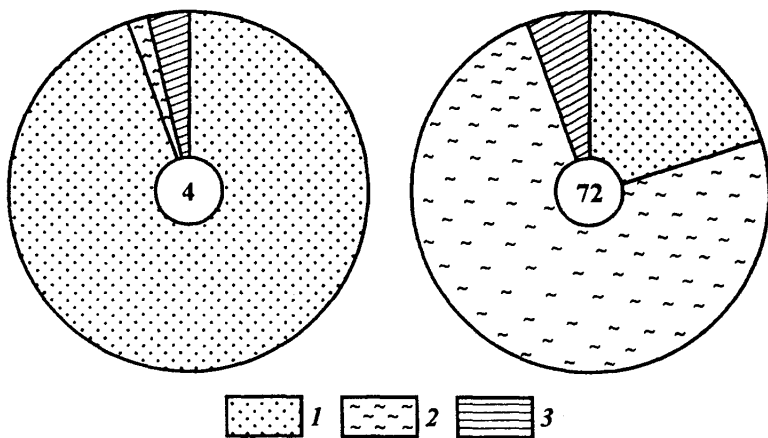


Рис. 4.19. Изображение соотношения мощностей основных типов пород в разрезах горизонта в виде циклограмм. В центре — номер разреза.  
1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины

литологического состава, излишняя дробность ведет к потере наглядности, и отдельные фракции лучше объединять в более крупные и наиболее характерные для данных отложений группы.) Циклограмма каждого разреза вычерчивается на карте у его положения.

Возможно также составление генерализованных литологических колонок, где показаны (в процентах) соотношения основных типов пород. Варианты такого изображения приведены на рис. 4.20.

После того как на карте около каждого разреза будут нанесены эти обобщенные изображения, можно объединить поля с близкими соотношениями мощностей однотипных пород и получить схему площадного распространения основных типов разрезов. Для более точного определения границ развития различных пород, а главное, конфигурации этих границ, полезно построить еще одну серию карт — содержания (в процентах) каждого типа в изолиниях (рис. 4.21). При этом около каждого разреза (скважины) в числителе отмечается его (ее) номер, а в знаменателе — значение картируемого параметра. В данном примере при всей схематичности этих изолиний, обусловленной малым количеством точек, они имеют общую дугообразную конфигурацию. Изолинии 50 % содержания могут быть выбраны границами распространения зон — преимущественно песчаных пород на востоке и преимущественно глинистых или, точнее, глинистых и алевролитоглинистых на западе (рис. 4.22). В свою очередь пространство между ними может быть подразделено на две зоны — развития песчано-алевролитовых (тип разреза — № 104) и глинисто-алевролитовых (тип разрезов № 102 и 103). Построенная таким или любым аналогичным способом карта называется литолого-фациальной, поскольку отражает *изменчивость разновозрастных отложений* по площади — одну из важных сторон понятия фация. Ее иногда называют и просто литологической, но в этом случае необходимо указывать, что это литологическая карта такого-то горизонта. Напомним, что просто литологическая карта показывает выходы на поверхность тех или иных *литологических разностей*, аналогично тому, как геологическая карта показывает выходы отложений того или иного *возраста*. В приведенном примере отчетливо видны тенденции утонения обломочного материала в общем направлении с востока на запад или, точнее, северо-запад, смену преимущественно песчаных отложений алевролитоглинистыми.

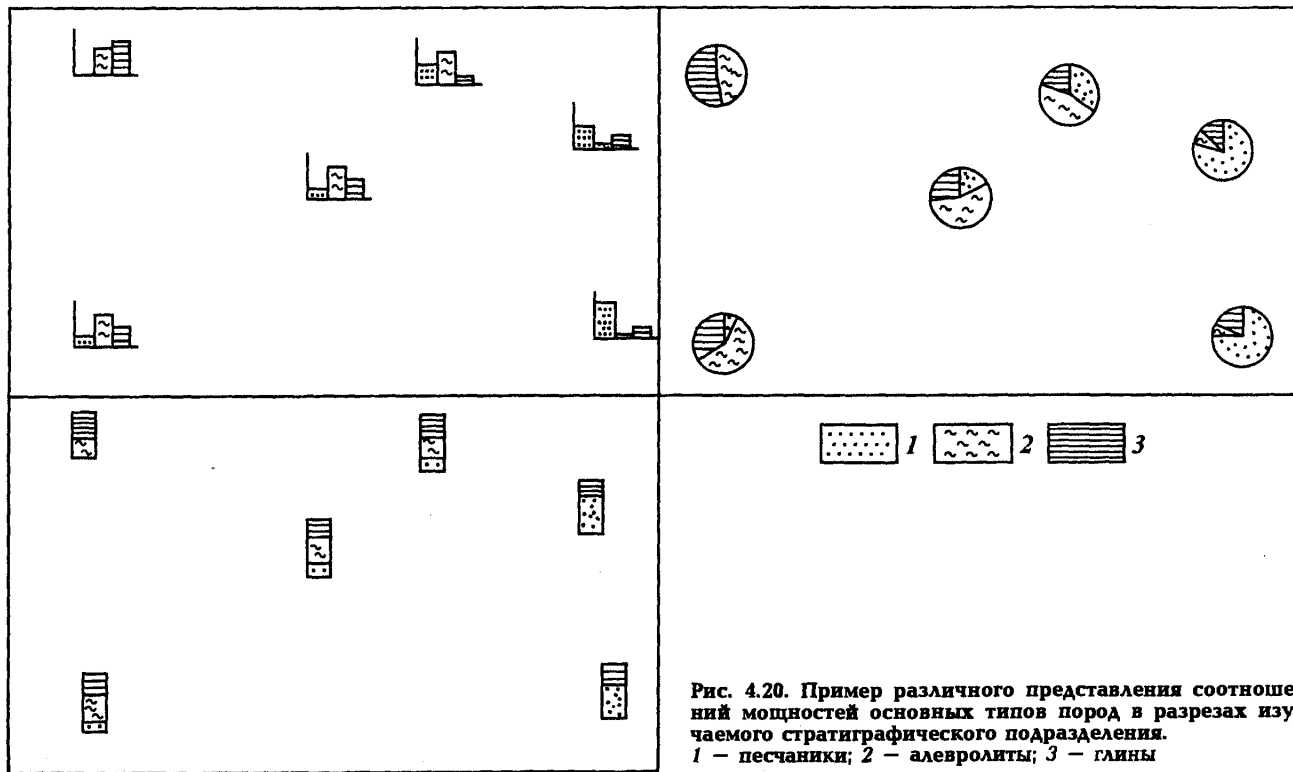


Рис. 4.20. Пример различного представления соотношений мощностей основных типов пород в разрезах изучаемого стратиграфического подразделения.  
 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глины

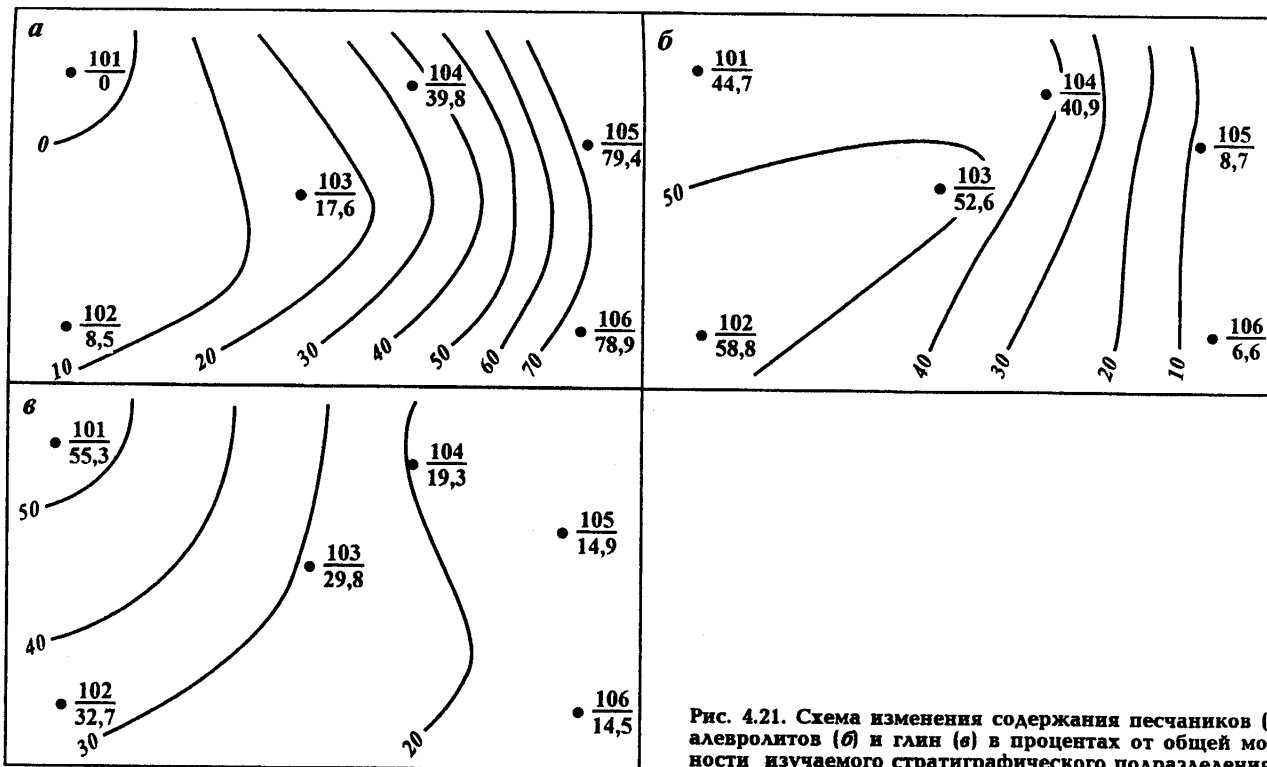


Рис. 4.21. Схема изменения содержания песчаников (а), алевролитов (б) и глин (в) в процентах от общей мощности изучаемого стратиграфического подразделения

Одним из формальных методов построения литолого-фациальных карт является использование литологического треугольника, что существенно формализует и упрощает процесс составления легенды и отнесения каждого разреза к тому или иному подразделению легенды. По этому методу все породы изучаемого горизонта объединяются в три группы. Принцип такого объединения обуславливается прежде всего набором пород картируемого подразделения. Так, в исключительности терригенных отложениях могут быть выделены песчаники, алевролиты, глины; в карбонатно-солевых — доломиты, ангидриты, соли, а при наличии широкой гаммы пород — песчаники и алевролиты, глины, прочие породы и т.д.

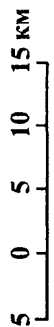
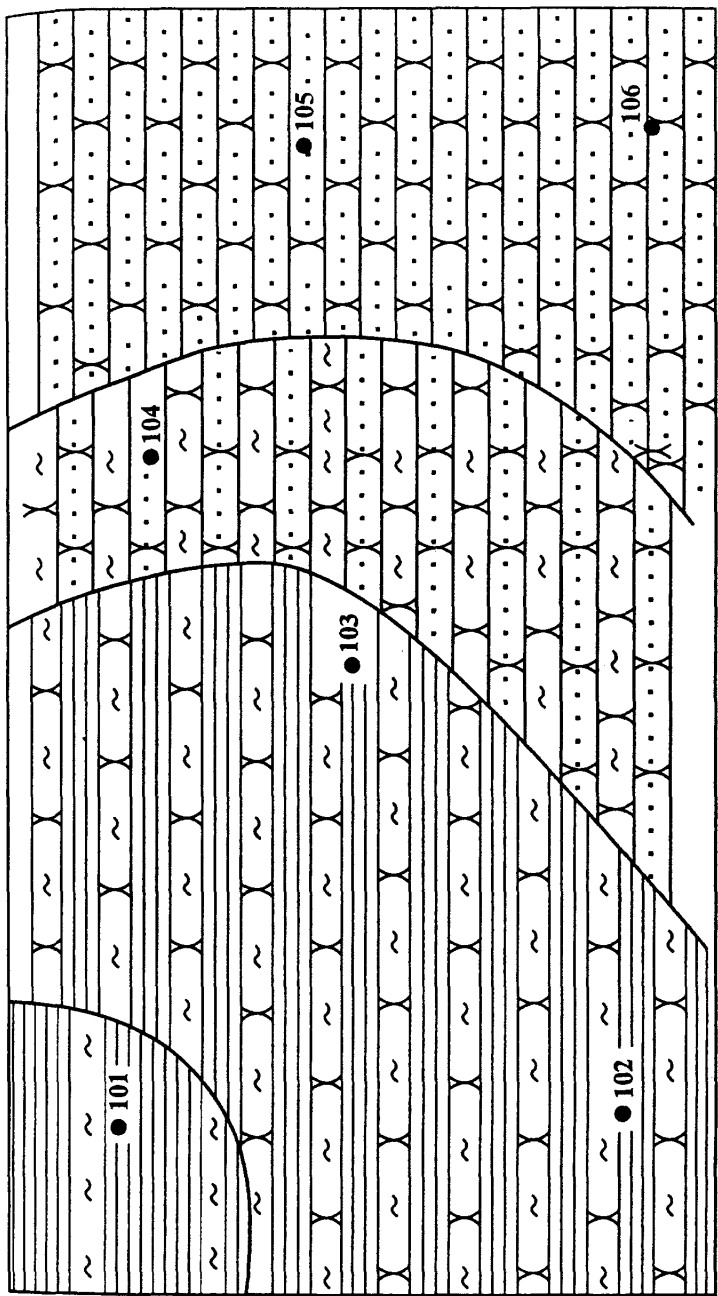
Соотношение между этими группами пород графически изображаются с помощью треугольника, где каждой вершине содержание одной из выделенных групп в 100 %, а сам треугольник разбивается на ряд полей, штрихуемых определенным знаком.

Затем в изучаемых разрезах выделяются группы пород, которые положены в основу треугольника (песчаники — алевролиты — глины, доломиты — ангидриты — соли и т.д.), подсчитывается суммарная мощность каждой из них и рассчитывается процентное содержание пород относительно общей мощности горизонта. В результате разрез горизонта в данной точке оказывается охарактеризованным тремя цифрами, отражающими относительное содержание трех групп пород. Найденная на основе этих цифр фигуративная точка попадает в одно из полей треугольной диаграммы, и условный знак этого поля в виде соответствующей штриховки переносится на карту в месте положения разреза. После обработки всех разрезов на карте появляется ряд условных значков, соответствующих тем или иным наборам пород, причем сами наборы стандартизованы в виде отдельных полей классификационного треугольника. В результате объединения одинаковых знаков в единые зоны получается карта, показывающая размещение по площади соответствующих наборов пород.

В качестве примера на рис. 4.23 показана построенная таким образом карта распространения литологических типов отложений пенсильванской системы (верхний карбон) одного

---

**Рис. 4.22.** Литологическая (литолого-фациальная) карта изучаемого стратиграфического подразделения.  
Области развития отложений: 1 — преимущественно песчаных; 2 — песчано-алевролитовых; 3 — глинисто-алевролитовых; 4 — алевролитоглинистых и глинистых





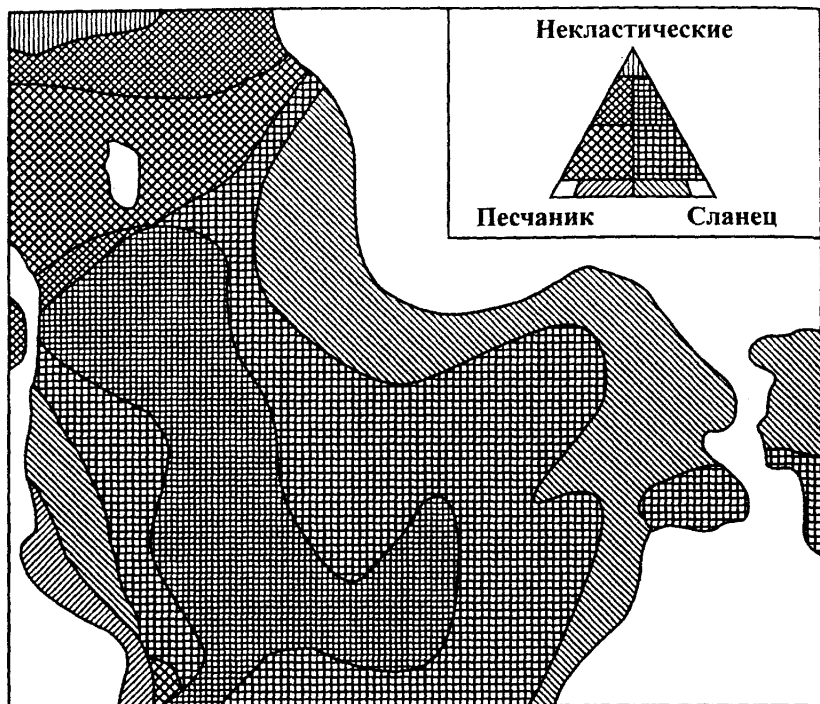


Рис. 4.23. Карта распространения типов отложений (литолого-фациальная), построенная с помощью литологического треугольника. Верхний карбон. Мидконтинент, США (по У.К. Крумбейну, А.А. Слоссу, 1960)

из районов Мидконтинента США (Крумбейн, Слосс, 1960). На юго-западе развиты преимущественно песчаные отложения, которые к северо-востоку сменяются песчано-глинистыми, а затем глинисто-известковыми и известковыми. Еще далее на северо-востоке карбонатность разрезов сокращается и разрезы становятся преимущественно глинистыми.

Как и при любом формальном построении, указанные выше карты создают видимость объективности и независимости от предвзятых мнений, что часто приводит к ошибкам. Например, в терригенной толще нижнего карбона Камско-Кинельской впадины Волго-Уральской области имеются морские, часто достаточно глубоководные тонкоотмученные аргиллиты с тонкостенными брахиоподами и гониатитами и аргиллиты углистые, континентальные лимнические. При построении карты по методу треугольника, как впрочем, и при любых других чисто формальных построениях, эти, по сути

принципиально различные, отложения, попадают в одно поле. Совершенно естественно, что генетические выводы, основанные на таком «объективном», без предвзятого мнения сгруппированном материале, будут весьма далеки от истины. В то же время при неформальном построении, когда на карте будут выделены не просто глины, а отдельно глины с фауной и глины углистые, можно получить более обоснованные генетические выводы.

Другим методом изучения изменчивости отложений по площади может быть картирование в изолиниях структурных характеристик. На карте у точки взятия образца ставятся цифровые значения параметра (содержание песчаной фракции, содержание глинистого материала, содержание гранулометрических фракций, значения коэффициента отсортированности, медианного диаметра и т.д.) и затем с помощью интерполяции проводятся линии равных значений.

Построенные таким образом карты изменения тех или иных показателей — это очень упрощенные схемы, исходящие из того, что каждый разрез представлен одной однородной породой и данный показатель (медианный диаметр, коэффициент отсортированности и т.д.) характеризует весь разрез. В реальности этого, конечно, нет, разрез состоит из серии в той или иной мере разнородных по своим параметрам пород. В этом случае следует для каждого разреза рассчитывать средневзвешенные значения, учитывая значение параметра и мощность пласта, который этот параметр характеризует.

#### ПОСТРОЕНИЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ «ГЕНЕТИЧЕСКИХ ДИАГРАММ»

Одной из важнейших задач литологического изучения отложений является восстановление условий их образования.

Некоторые рассмотренные выше методы обработки и графического изображения аналитических данных уже представляют важную информацию для генетической интерпретации. Так, размер обломков отражает энергию транспортирующей среды, а косвенно — и контрастность рельефа (более крупные обломки переносятся и осаждаются в более высокоэнергетической обстановке, чем мелкие), ее стабильность (при прочих равных условиях лучше отсортированы осадки в обстановке постоянной энергии среды, в то время как в обстановке неустойчивой динамики формируются менее отсор-

тированные осадки) и т.д. Выявление распределения отложений по площади, их изменчивости — важный этап фациальных реконструкций и т.д.

В то же время имеется ряд способов более прямого, хотя далеко не всегда однозначного определения условий осадко-накопления.

Наиболее разработаны они для интерпретации обстановок образования терригенных отложений в форме так называемых генетических диаграмм, которые используют те или иные гранулометрические показатели и их соотношения. Диаграмм подобного рода достаточно много, частично они описаны в работах В.Н. Шванова (1969), Г. Рейника и И. Сингха (1981), критический анализ ряда диаграмм проведен В.Т. Биккениным и С.Ф. Рожковым (1982).

Одна из относительно простых диаграмм основана на разных соотношениях отсортированности и характера асимметрии распределения фракций песчано-алевритовых пород. В ряде случаев установлено, что прибрежные морские или озерные песчаные отложения характеризуются отрицательной асимметрией (т.е. значение коэффициента — ниже единицы и мода относительно медианы сдвинута в сторону крупнозернистых фракций), в то время как речные и эоловые обладают положительной асимметрией и мода распределения располагается в области мелкозернистых фракций. В свою очередь, в эоловых отложениях сортировка обычно лучше, чем в аллювиальных (рис. 4.24).

Одной из наиболее удачных является диаграмма Р. Пассега, используемая для водных осадков (рис. 4.25). По мнению этого автора (Passega, 1957, 1964), способы переноса и отложения обломков могут быть определены соотношением двух основных параметров — максимального размера  $C$  и медианного диаметра (последний Пассега обозначает буквой  $M$  и сама диаграмма называется  $CM$ ), где по оси абсцисс в логарифмическом масштабе откладывается значение  $M$ , а по оси ординат, в том же масштабе, значение  $C$ . Параметр  $C$  характеризует наиболее крупнозернистую часть осадка и определяется как 99%-ная квартиль, т.е. такой размер, относительно которого более крупные зерна составляют 1 % (по массе).

Поскольку способы переноса и отложения обломков зависят от динамики водного потока, а последний в значительной мере определяется физико-географическими условиями, то на основе диаграммы  $CM$  можно с определенной степенью вероятности восстановить эти условия. Так, осадки, которые по значениям  $M$  и  $C$  попадают в поле  $SR$ , имеющие значение

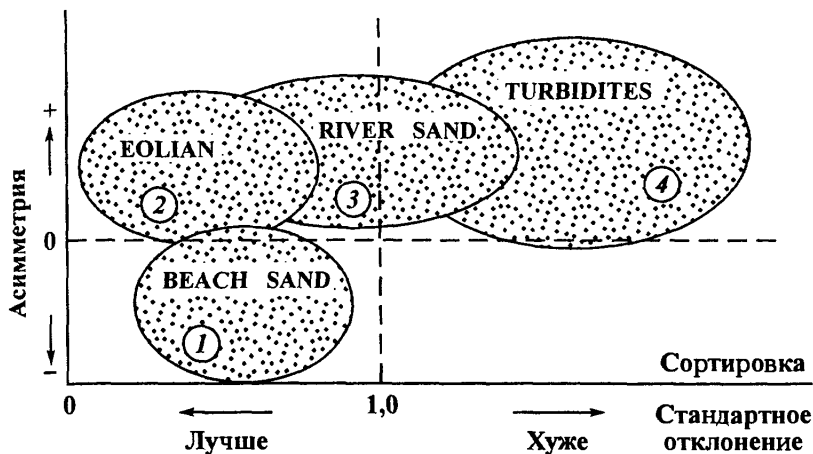


Рис. 4.24. Соотношение отсортированности (среднеквадратичное, или стандартное, отклонение) и асимметрии в обломочных отложениях различных обстановок (по К. Бьёрликке, 1989).  
Отложения: 1 – пляжевые; 2 – эоловые; 3 – речные; 4 – турбидиты

С ниже  $S_u$ , отложились, скорее всего, из однородной суспензии, а подобный способ переноса наиболее характерен для морских течений и некоторых рек с медленным течением. Осадки поля  $RQP$ , особенно в части, лежащей ниже  $S = S_s$ , выпадают из градационной суспензии, образующейся в нижних частях быстрых потоков, непосредственно у дна. Поле  $PO$  характеризует смешанный перенос – в суспензии и качением по дну, а поле  $ON$  – практически только путем качения. Эти способы транспортировки наблюдаются в зоне действия волн в прибрежных условиях на песчано-гравийных и галечниковых банках, в некоторых участках рек. Отдельные поля обособляются для осадков, отложенных из пелагической суспензии и из вертикально-расслоенных мутьевых потоков – турбидитов.

Несмотря на название «генетическая», относительную простоту построения и получения выводов, пользоваться этой диаграммой, равно как и целым рядом других «генетических» диаграмм, непосредственно для генетических выводов следует с большой осторожностью. Прежде всего, ни одна диаграмма не охватывает все возможные фациальные зоны, никогда нет уверенности, что анализируемые образцы относятся к тем фациям, которые рассматриваются данной диаграммой. К примеру, для того чтобы использовать диаграмму

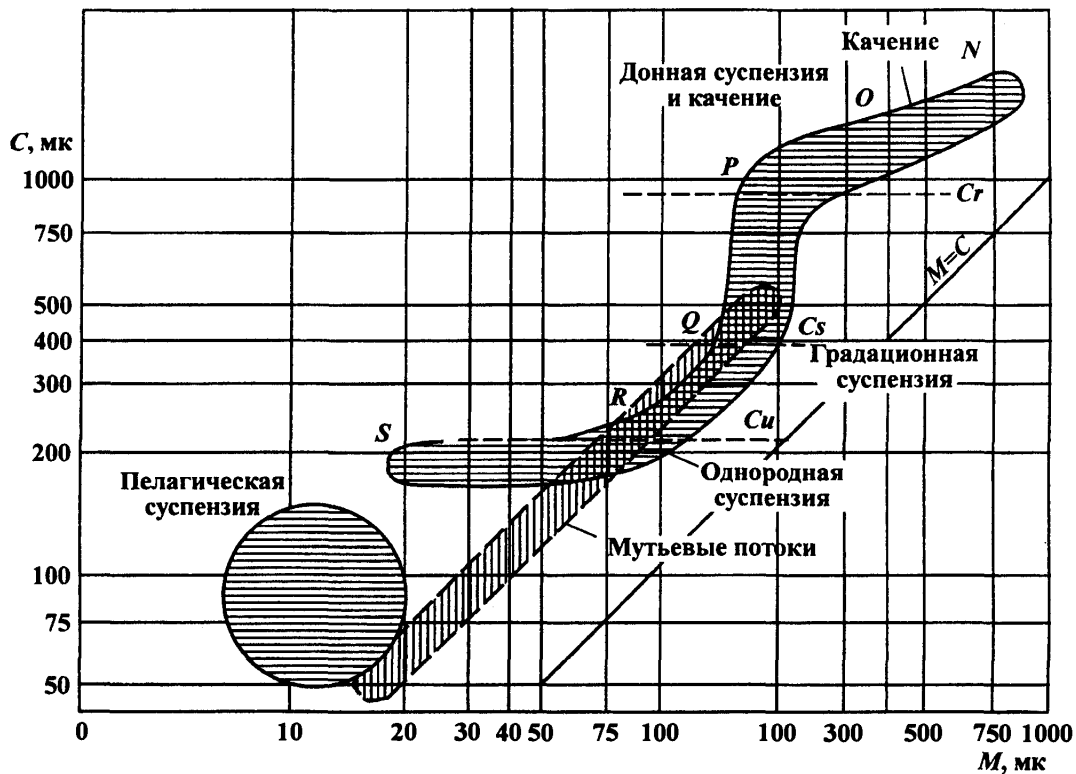


Рис. 4.25. Диаграмма  $CM$  Р. Пассера для определения способа переноса осадков в водной среде

Р. Пассега, надо сначала обосновать водный, а не эоловый способ переноса обломочного материала. Во-вторых, диаграмма с той или иной достоверностью установит динамику среды отложения, которая может быть одинакова в разных фациях (пляжи моря и крупного пресноводного озера, реки и морские течения и т.д.). Осложняющим обстоятельством является то, что структура обломочной породы обладает определенной «консервативностью» и при переотложении осадка в ней сохраняются, «наследуются» особенности исходных пород и осадков. Так, некоторые современные эоловые пески Каракумов попадают на генетических диаграммах в поле речных осадков. Это связано с тем, что пески являются древним аллювием Амударьи, слабо перевеяны ветром и сохранили еще многие признаки аллювиального происхождения (Гросгейм, Рожков, 1971). На многих диаграммах, что совершенно естественно, поля развития тех или иных фациальных типов отложений перекрывают друг друга. Нельзя, наконец, не учитывать и технических сложностей, ошибок и, главное, неточностей в определении отдельных показателей (например, параметра  $C$ ), что сразу же переводит фигуративную точку данного образца в другое генетическое поле.

Естественно, что генетические выводы будут более обоснованными, если используется комплекс данных, включающий полевые наблюдения над особенностями залегания и распространения пород, изучение текстур и структур ряда образцов, поскольку именно *сравнительный* анализ помогает выявить некоторые важные генетические особенности.

Завершая описание некоторых методов обработки аналитических данных, следует еще раз повторить, что они применяются как для каждого отдельного образца, так для серии проанализированных проб.

В первом случае целью является уточнение названия, получение дополнительных характеристик и графическое представление материала по одному конкретному образцу (пересчет анализа, построение гистограммы и кумулятивной кривой с последующим определением ряда параметров для обломочных пород, нанесение фигуративной точки на треугольные диаграммы, в том числе для точного наименования породы и др.).

Во втором случае, при обработке серии анализов, задачи и применяемые методики более разнообразны. Во-первых, это выделение естественных совокупностей и их сопоставление по тем или иным показателям для всей серии проанализированных образцов (обособление полей фигуративных точек на

треугольных диаграммах, сопоставление серии гистограмм и кумулятивных кривых, составление и сопоставление серии столбчатых диаграмм встречаемости отдельных типов пород, элементов и т.д.). Во-вторых, непосредственное, но с определенными ограничениями, определение фациальной природы отложений с помощью «генетических диаграмм». В-третьих, графическое представление характера изменчивости пород и их характеристик по разрезу (построение литологических колонок, колонок основного литологического состава, седиментационных кривых и т.д.) с их последующей генетической интерпретацией в виде литогенетических кривых. В-четвертых, это выявление и графическое представление латеральной изменчивости отложений как основы дальнейших фациальных построений и генетических выводов.

Обломочные породы являются вторыми после глинистых по распространенности в осадочной оболочке Земли. Их содержание по данным различных авторов колеблется от 14 до 40 % всех осадочных пород, а по подсчетам А.Б. Ронова (1983) составляет 25 %. Обломочные породы распространены на всех континентах, во всех морях и океанах всех геологических возрастов.

Изучение обломочных пород позволяет решать многие генетические вопросы — устанавливать положение, рельеф и состав пород источников сноса, направление и способы переноса обломочного материала, среду и динамику среды отложения, иногда климат и т.д.

С обломочными породами связано более половины мировых запасов углеводородного сырья.

Подробные сведения об обломочных породах и методах их изучения приводятся в специальных руководствах и справочниках («Атлас текстур...», 1962; Петтиджон, 1981; Петтиджон и др., 1976; Пустовалов, 1940; Рухин, 1961; «Систематика и классификация...», 1998; «Справочное руководство...», 1958; Шванов, 1969, 1987; Фролов, 1993; Чернов, 1982; «A Color...», 1979; «Sandstone Depositional...», 1982; «Sandstone Petrology», 2002 и др.).

В настоящей главе основное внимание уделено песчаникам и, меньшее, алевrolитам, т.е. породам, которые, имеют во-первых, наиболее широкое распространение и, во-вторых, наибольшее значение в геологии нефти и газа как коллекторы углеводородов.



## 5.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

### 5.1.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ»

К обломочным породам относятся породы, на 50 % и более состоящие из обломков. Это определение, приводимое в абсолютном большинстве учебников, учебных пособий и в геологической литературе вообще, требует тем не менее определенных комментариев.

Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что это по сути дела единственная группа пород, выделение которой произведено не по вещественному, а по структурному признаку. Действительно, практически все другие породы обособляются и чаще всего называются по их составу — химическому и (или) минеральному. Таковы карбонатные породы (известняки, доломиты), сульфатные (гипсы, ангидриты), галогенные (каменная соль, сильвинит), фосфатные (фосфориты) и т.д. Даже такие своеобразные породы, как глины, по сути дела выделяются не столько по степени дисперсности, сколько по преобладанию специфических глинистых минералов — каолинита, гидрослюда, монтмориллонита, хлорита и т.п.

Второе замечание касается того, что указанное определение обломочных пород не полное. Строго говоря, под это определение попадают обломочные карбонатные породы, многие перемытые и имеющие обломочную структуру фосфориты, бокситы, большинство глин и т.д. Фактически же, хотя это и не входит в определение, в группу обломочных пород обособляются не просто породы с обломочной структурой, но и с определенным составом обломков, а именно кварцевым и силикатным (включая алюмосиликатный). Исключения крайне редки: это гипсовые песчаники, глауконитовые песчаники, хотя гладкоунит — минерал диагенетический.

Наконец, третье замечание касается того, что глины — особо тонкодисперсные породы, состоящие из специфических минералов — каолинита, монтмориллонита, гидрослюда и т.д., несмотря на то, что многие из них имеют «обломочное» происхождение, т.е. осадились из глинистой суспензии, тем не менее не относятся к обломочным породам.

Таким образом, приведенное в начале определение должно быть дополнено составом обломков, и обломочными породами следует называть осадочные породы, на 50 % и более со-

стоящие из обломков кварц-силикатного состава, исключая тонкодисперсные глинистые породы.

Именно такие определения применяются в новейших учебных и монографических изданиях («Систематика и классификация...», 1998; Фролов, 1993). В зарубежной литературе широко используется термин «силикокластика» или «силикокластический» (*siliciclastic*) как «обломочные породы, которые почти полностью состоят из кремнеземсодержащих минералов, присутствующих как в виде кварца, так и в виде силикатов» («Толковый словарь...», 1979).

От английского слова «*clast*» — «обломок» образованы и синонимы термина «обломочные породы» — кластические, кластогенные породы (тут, наряду со структурным, вводится элемент происхождения, генезиса) или, в более общей форме, — кластолиты. До недавнего времени практически полным синонимом был и термин «терригенные породы», т.е. породы, источником обломочного материала которых была суша (от лат. *terra* — земля, суша). Однако сейчас установлено, что обломочный материал может формироваться непосредственно на морском дне, т.е. быть не «терригенным». Этот материал получил название эдафогенного (подробнее см. в разделе 5.2.3).

Имеется еще один термин, в какой-то мере синонимичный термину «обломочные породы» — «аллотигенные породы» (от греч. *allos* — другой, иной). Он также указывает, что исходный материал образовался ранее в другом месте, а лишь затем принесен сюда. Правда, в последнее время этот термин для пород используется редко и им чаще отмечают не породы, а их компоненты, так как аллотигенными являются как обломки более древних пород, так и вулканогенные компоненты (см. табл. 1.3).

### 5.1.2. СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Исходя из самого определения обломочной породы ясно, что основа пород этой группы — разнообразные обломки. Формально для отнесения породы к группе обломочных необходимо лишь их 50%-ное содержание, однако оно в абсолютном ряде случаев существенно больше и иногда составляет практически 100 % (галечники, несцементированные рыхлые пески и так называемые бесцементные песчаники). Вторая важнейшая часть — вещество, которое соединяет обломки, цементирует породу. Эта часть может иметь разный состав и структуру, но нередко, как будет показано да-

лее, тоже состоит из обломков. Именно эти две составные части — обломки и цемент — должны изучаться наиболее детально и подробно.

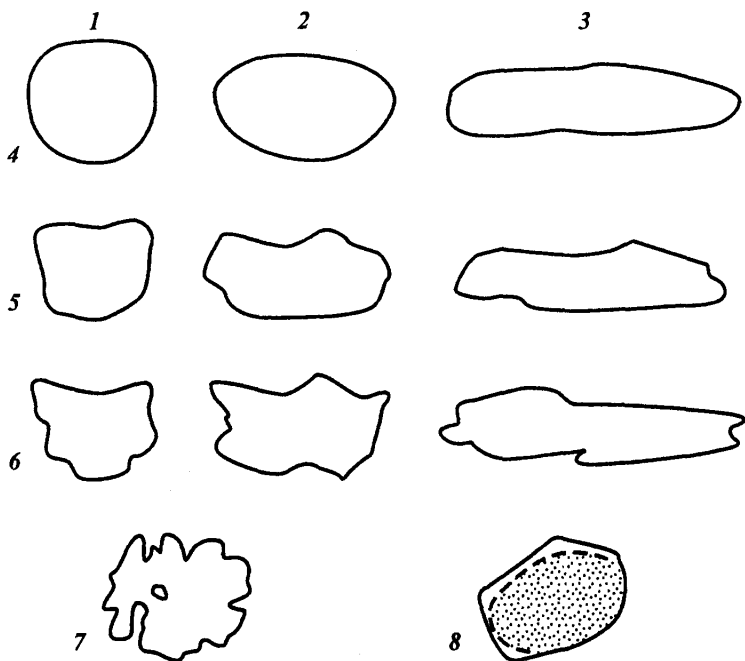
Обломочные компоненты характеризуются прежде всего их структурой, которая описывается тремя основными показателями — размером обломков, их формой и отсортированностью, т.е. однородностью или близостью размеров обломков. Систематика размеров обломков и классификация пород по этим размерам будет рассмотрена далее (см. раздел 5.1.4), здесь же отметим, что обломки размером менее 0,05–0,1 мм обычно называют частицами, (0,05–0,1) — (1,0–2,0) мм — зернами, а более крупные — обломки с собственными названиями: гравий, дресва, галька, валун и т.д.

Что касается формы, то она оценивается, по крайней мере, двумя показателями: во-первых, соотношением размеров по трем направлениям, т.е. соотношением длины, ширины и толщины, и, во-вторых, степенью окатанности.

Проще всего эти показатели определяются в грубообломочных породах — в обломках размером примерно от 10 мм и более. Для них разработаны специальные методы изучения и количественные характеристики этих показателей, которые описаны в специальной литературе (Рухин, 1969; «Справочное руководство...», 1958, т. 2 и др.) и здесь не рассматриваются.

Форма зерен песков, песчаников, алевролитов и алевролитов, т.е. зерен размером от 0,05–0,1 до 1–2 мм, изучается преимущественно в шлифах, т.е. в плоском сечении, и соотношение размеров характеризуется соотношением только двух параметров — длины и ширины. По этому показателю можно выделить три типа зерен — изометричные (равноразмерные) с соотношением длины и ширины не более чем 1,5:1, удлинённые, где это соотношение повышается до 4:1, и резко удлинённые — игольчатые, таблитчатые и т.д., где отношение длины и ширины более 4 (рис. 5.1). В природе отчетливо преобладают первые две формы, третья же встречается редко. Она бывает лишь у не самых распространенных в осадочных породах минералов — у слюд, некоторых акцессорных минералов — циркона, турмалина, рутила, роговой обманки, дистена и некоторых других.

Окатанность зерен отражает степень обработки их поверхности, наличие или отсутствие неровностей, острых углов и т.д. По этому показателю при стандартных петрографических исследованиях обломки обычно подразделяются на три группы (см. рис. 5.1):



**Рис. 5.1. Формы обломочных зерен.**

Первичные формы: 1–3 – подразделение по соотношению размеров: 1 – изометричные, 2 – удлиненные, 3 – резко удлиненные; 4–6 – подразделение по степени окатанности: 4 – окатанные, 5 – полуокатанные, 6 – неокатанные (угловатые).

Вторичные формы: 7 – корродированные, 8 – регенерированные

– окатанные, в которых обработана практически вся поверхность, она сглажена, нет выступающих частей, т.е. обломки имеют округлую или эллипсоидальную форму;

– полуокатанные, где выступающие части и углы закруглены;

– неокатанные, или угловые, где имеются выступающие части, углы остроугольны.

Разработан ряд методов количественной характеристики формы зерен, как правило, достаточно трудоемких. Один из относительно простых методов определения величины коэффициентов сферичности (т.е. изометричности) и округленности (окатанности) предложен У.К. Крумбейном и Л.Л. Слоссом. На основе визуального сравнения формы исследуемого зерна с эталонной таблицей (рис. 5.2) возможно численно охарактеризовать эти показатели. Само по себе их выраже-

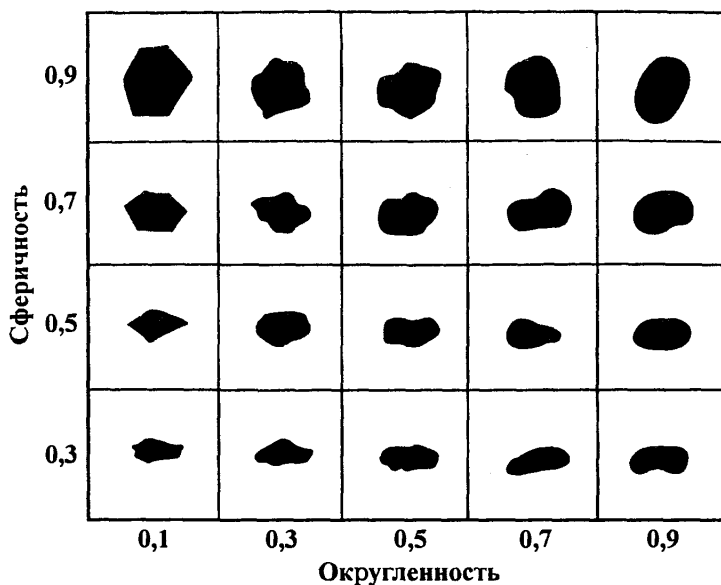


Рис. 5.2. Схема У.К. Крумбейна и Л.А. Слосса для определения коэффициентов сферичности (изометричности) и округленности (окатанности) зерен

ние каким-то числом не имеет каких-либо серьезных преимуществ перед словесной качественной характеристикой, но при наличии серии анализов, особенно значительной по объему серии, числовое сравнение весьма полезно. Вместе с тем надо иметь в виду, что такое сравнение корректно для зерен примерно одного размера и одного минерального состава, так как при прочих равных условиях крупные обломки окатаны лучше мелких; способность к окатыванию у разных минералов также различна.

Надо также учесть, что указанные формы — это, если можно так выразиться, первичные формы, образующиеся при транспортировке и осаждении и несущие тем самым информацию именно об этих обстановках (генетическое значение будет рассмотрено далее). Вместе с тем эта первичная форма может измениться за счет вторичных процессов, в частности, коррозии или, напротив, регенерации (см. рис. 5.1), что необходимо учитывать и специально описывать.

Следующий показатель структуры обломочной части характеризует не отдельные обломки и зерна, а их совокупность — однородность или неоднородность этой совокупности

сти по размерам, т.е. то, что называется отсортированностью. Идеально отсортированной будет порода, состоящая из обломков только одного размера, полностью неотсортированной является порода, в которой все обломки имеют разные размеры. Ясно, что оба эти случая сугубо теоретические — ни того, ни другого в природе не существует.

Имеются различные методы количественной оценки степени отсортированности, некоторые из них рассмотрены в гл. 4 (раздел 4.2.3). При стандартных же, в том числе микроскопических исследованиях она оценивается чисто качественно, условно, по преобладанию обломков (зерен) определенной размерной фракции или отсутствию такового (рис. 5.3). Это обстоятельство следует подчеркнуть особо — оценивается не конкретный размер отдельных зерен, а именно определенная размерная фракция — к примеру, мелкого (0,1–0,25 мм) или среднего (0,25–0,5 мм) песка, т.е. набора зерен в пределах определенного, желательного относительно узкого интервала размеров.

Так, если в породе отчетливо видно преобладание обломков размером, к примеру, 0,2–0,4 мм, можно говорить о хорошей отсортированности (сортировке) обломочного материала. Если визуально преобладания никаких фракций установить не удастся и присутствуют примерно в равных количествах зерна различных размерных фракций, можно говорить о плохой отсортированности или отсутствии таковой. Промежуточный случай — наличие значительного количества какой-то фракции при одновременном существенном количестве зерен большего и меньшего размера — позволяет говорить о средней степени сортировки (отсортированности).

Важной характеристикой обломочной части является вещественный состав обломков (зерен). Для грубообломочных пород — это петрографический состав обломков, так как благодаря относительно крупному размеру обломки представляют собой еще исходную породу, где закономерные связи между слагающими ее минералами не нарушены. В песчаниках и алевролитах определяется уже минеральный состав, так как исходная порода, как правило, дезинтегрирована до отдельных минералов. Последние в свою очередь подразделяются на пороодообразующие, составляющие основу породы, и акцессорные, суммарное содержание которых обычно менее 1–2 % (подробнее см. в гл. 2).

Второй важнейшей составной частью обломочных пород является цемент, т.е. то, что связывает, скрепляет отдельные обломки, зерна и частицы в единую твердую породу. Как

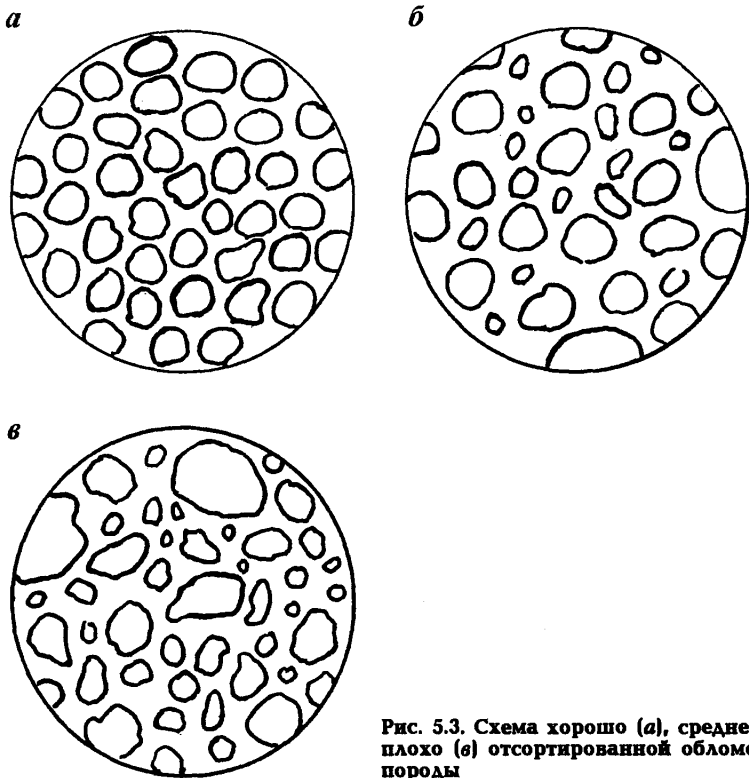
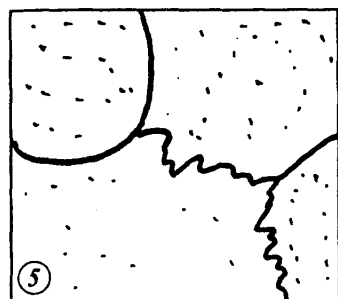
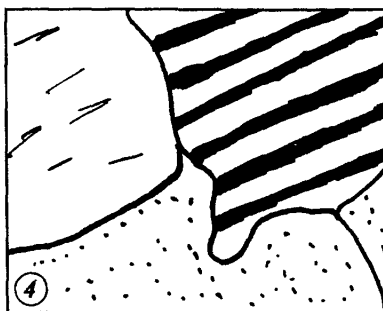
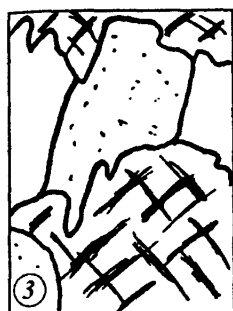
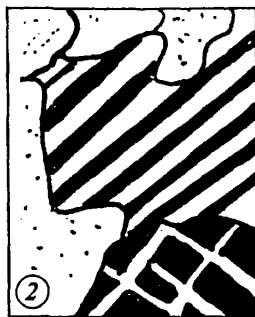
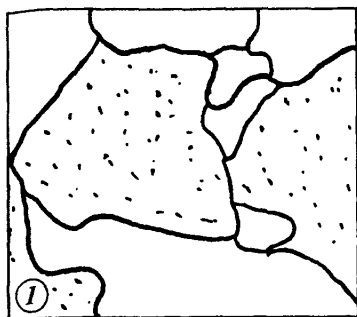


Рис. 5.3. Схема хорошо (а), средне (б) и плохо (в) отсортированной обломочной породы

указывалось выше, имеются породы и нецементированные, но преобладают все же цементированные, где изучение цемента необходимо и очень важно как в теоретическом (с точки зрения условий образования и преобразования породы), так и в прикладном (с точки зрения коллекторских свойств), отношении.

Надо сказать, что цементы грубообломочных и песчано-алевролитовых пород часто существенно различны. В первых крупные обломки, составляющие суть породы, цементируются в основном также обломочным, но более мелкозернистым материалом — песчано-алеврито-глинистым. В меньшей степени и главным образом именно этот «обломочный цемент» в свою очередь цементируется карбонатным (кальцитовым и доломитовым), иногда с примесью сульфатов, железистым (лимонитовым) и другим материалом. В зарубежной литера-



**Рис. 5.4. Типы контактов зерен в «бесцементных» песчаниках. Зарисовки шлифов.**

Конформные контакты в кварцевом (1) и полевошпатово-кварцевом (2) песчанике; инкорпорационные контакты зерен кварца и микроклина (3) и инкорпорация зерна плагиоклаза в кварц (4); конформно-микростилолитовые контакты зерен в кварцевом песчанике (5, 6)

туре этот механически принесенный цементирующий материал — «заполнитель» — называют матриксом, и только аутигенный химически осажденный — собственно цементом.



Цементы песчаников и алевролитов более разнообразны по составу и чаще имеют аутигенное происхождение. Для этих пород характерны глинистые, карбонатные, сульфатные, железистые, опаловые, фосфатные и другие виды цементов. Кроме состава цементы изучаются и описываются по комплексу показателей — их количеству, типу цементации, структуре, соотношению с зернами и т.д. (подробнее см. раздел 1.3.3).

Как уже отмечалось, существуют песчаники и алевролиты, т.е. твердые породы, не содержащие, однако, цемента. Такие породы образуются при механическом сжатии чистых песков (алевролитов), при котором зерна механически приспособляются, «притираются» друг к другу, при этом возникают конформные контакты зерен (от лат. *conformis* — исходный, подобный).

Дальнейшее уплотнение ведет к внедрению одних зерен в другие, при этом возникают инкорпорационные контакты (от лат. *incorporation* — включение в состав чего-то). Наконец, под давлением происходит частичное растворение зерен и соединение их по микростилолитовым контактам (рис. 5.4).

Подобные процессы образования плотных пород могут привести и к появлению цемента. Так, при частичном растворении зерен между ними возникают инкорпорационные и микростилолитовые контакты, а растворенный материал рядом откладывается в виде регенерационных каемок, и формируется регенерационный цемент, состав которого таков же, как и состав зерен.

### 5.1.3. ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СОСТАВНЫХ ЧАСТЕЙ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Использование обломочных пород для реконструкции условий их образования имеет давнюю историю и часто весьма эффективно. Классическими стали работы В.П. Батурина по изучению палеогеографии продуктивной толщи Азербайджана и его обобщение «Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам» (Батурин, 1947).

Важное генетическое значение имеют как состав обломочной части, так и ее структура. Генетическая же интерпретация цементирующей части далеко не всегда однозначна и достоверна.

Состав обломочной части дает важные сведения о типах пород в областях сноса — источниках этого материала, а

иногда частично и о климате. Изучая петрографический состав галек и гравия, непосредственно можно говорить о материнских породах для них. Следует, однако, отметить, что грубый материал обычно не переносится далеко и характеристика состава устанавливается лишь для близко расположенных областей питания. При более длительной транспортировке гальки менее устойчивых пород (глинистых сланцев, основных магматических пород и т.д.) разрушаются и происходит относительное обогащение оставшегося материала более устойчивыми гальками кварца, кварцитов, окремнелых и окварцованных пород и т.д.

Сложнее обстоит дело с песчаниками и алевролитами, где зерна присутствуют преимущественно в виде отдельных минералов. Если в этих породах присутствуют обломки пород, то последние уже характеризуют состав материнских пород; при их отсутствии рассматриваются ассоциации минералов — как породообразующих, так и аксессуарных (табл. 5.1).

Так, наличие в тяжелой фракции апатита, циркона, рутила, роговых обманок, а в легкой — калиевых полевых шпатов и кварца свидетельствует о размыве гранитоидов. Ассоциация магнетита, титаномагнетита, сфена, основных плагиоклазов, амфиболов и пироксенов наиболее характерна для основных

Таблица 5.1

Характерные ассоциации терригенных минералов и осадочных пород и возможные породы соответствующих им питающих провинций (по В.П. Батурину, Ф. Петтиджону и др.)

Ассоциация минералов и обломков пород		Породы питающих провинций
Легкая фракция	Тяжелая фракция	
Кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, мусковит	Циркон, сфен, биотит, апатит, реже монацит	Граниты и гранодиориты
Обломки эффузивов и основные плагиоклазы	Пироксен и роговая обманка	Основные и средние эффузивы
Кварц с мозаичным и волнистым угасанием	Дистен, ставролит, силлиманит, гранат, эпидот, цоизит, роговая обманка, реже андалузит	Метаморфические породы
Обломки эффузивов и основные плагиоклазы, змеевик	Пироксен, шпинель, хромит	Ультраосновные породы
Преобладание кварца	Циркон, гранат, рутил, турмалин, кремневые зерна, реже глауконит, кварциты	Осадочные терригенные породы

и ультраосновных пород. Кстати говоря, последняя ассоциация позволяет предполагать относительно недалекий перенос и аридный климат в пределах области питания, поскольку многие из этих минералов легко истираются при механическом переносе и быстро разрушаются при выветривании в условиях гумидного климата. Развитие дистена, ставролита, силлиманита, граната, андалузита при значительном количестве в легкой фракции кварца с волнистым и мозаичным угасанием указывает на размыв метаморфических комплексов. Общая бедность минералами тяжелой фракции, наличие переотложенного глауконита, остатков фосфоритов, кремней, кварцитов и т.д. — о развитии на водосборной площади осадочных пород.

Значительно труднее интерпретировать мономинеральный состав обломочной части. Например, кварцевые песчаники, содержащие в тяжелой фракции такие устойчивые минералы, как циркон, турмалин, монацит и др., могут образоваться в результате многократного перемива более древних осадочных пород или в условиях, когда область питания располагалась в зоне гумидного климата, что вело к интенсивному химическому выветриванию с разрушением всех неустойчивых и малоустойчивых минералов.

Отдельно следует остановиться на одном специфическом, характерном для осадочных, и прежде всего обломочных пород минерале — глауконите. Строго говоря, это минерал диagenетический (хотя бывает и переотложенный), т.е. не обломочный, но частая форма его выделения в виде обособленных зерен ведет к тому, что он описывается в составе обломочной части. Наличие непереотложенного глауконита — указатель морского происхождения осадка, так как он формируется в илах именно морских водоемов.

Теоретическая основа генетической интерпретации данных о размере, отсортированности и окатанности обломочной части достаточно проста.

Размер обломков зависит прежде всего от динамики среды отложения, и чем она активнее, тем более крупные обломки переносит и откладывает. Поэтому осадки и образованные из них породы вблизи берегов в общем виде (но далеко не всегда!) более грубозернистые, чем в центральных частях водоема. Более грубозернистый состав отмечается также в полосе течений и в зоне более активного волнения на отдельных поднятиях в рельефе дна.

По структуре обломочной части, а точнее, по размеру обломков можно косвенно судить о рельефе областей питания.

Чем он выше, тем более грубозернистый образуется материал и тем его больше. Правда, гальки и валуны обычно далеко не разносятся и накапливаются непосредственно в предгорьях (пролювиально-делювиальные конуса выноса), а несколько дальше протягиваются по руслам рек; кроме того, они могут образовывать прибрежные отложения в водоемах. Однако уже само наличие грубообломочных пород говорит о резкой расчлененности рельефа, а размер галек и валунов позволяет в ряде случаев оценить высоту разрушающихся гор.

Форма зерен и степень окатанности при прочих равных условиях прямо зависит от длительности переноса — чем дольше путь от источника сноса до места осадения, тем лучше окатанность обломка. К этому общему правилу необходимо сделать, по крайней мере, два замечания.

Во-первых, чем крупнее обломок (зерно), тем быстрее он окатывается, а мелкие алевритовые частицы, особенно размером менее 0,05 мм, практически никогда не бывают окатаны. Дело в том, что крупные зерна переносятся волочением, перекачиванием по дну и, естественно, в максимальной степени обрабатываются. «Средние» по размерам зерна переносятся путем сальтации, т.е. скачками, частично волочением по дну, а частично во взвеси и, естественно, меньше подвергаются воздействию других зерен; мелкие частицы переносятся практически только во взвеси, где столкновения и окатывание минимальны.

Во-вторых, на форму зерен оказывает влияние и исходная первичная форма минерала. Так, кварц в исходных магматических и метаморфических породах обычно изоморфен, и обломочные кварцевые зерна в песчаниках также изоморфны. Полевые шпаты образуют удлиненные кристаллы, да еще со спайностью, что обуславливает формирование удлиненных зерен, иногда с реликтами угловатости.

Отсортированность обломочной части зависит от среды переноса и отложения (водной и воздушной) и характера ее движения, т.е. стабильности или нестабильности динамики среды отложения. Эоловые осадки благодаря постоянному переиванию отличаются обычно наилучшей степенью сортировки. Осадки, отложенные при колебательных движениях водной среды, в связи с неоднократным взмучиванием и переотложением характеризуются лучшей сортировкой по сравнению с осадками, отложенными при направленном, поступательном движении воды. Отсортированность резко ухудшается, если обломочный материал поступает из различных источников сноса и перед захоронением не успевает пе-

ресортироваться на месте осаждения. В этом случае в шлифе нередко удается наблюдать две преобладающие размерные фракции с небольшим числом зерен промежуточных между ними размеров.

Значительно сложнее интерпретировать состав цемента для восстановления условий образования осадков. Так, состав химически осажденных минералов цемента — карбонатных, сульфатных, железистых и т.д. — характеризует время (стадию) и среду его образования, но, в общем виде, не среду осаждения обломочного материала. В большинстве случаев или по крайней мере часто эти минералы формируются на стадиях диагенеза и даже катагенеза, т.е. указывают на обстановки именно этих стадий, а не стадии седиментации. Вторая сложность заключается в том, что одинаковые по составу цементы могут формироваться в разных условиях. Так, весьма частый карбонатный цемент может образовываться в морских условиях (как он чаще всего и интерпретируется) и в субазральных обстановках аридной зоны (наземные терригенные отложения пустынь и полупустынь обычно содержит до 10–15 % и более карбонатного материала). То же касается сульфатных цементов, которые, кстати говоря, часто вообще катагенетичны и обязаны своим образованием сложным геохимическим процессам взаимодействия пластовых вод и нефтей.

Сказанное заставляет с большой осторожностью использовать состав цементов для характеристики условий образования обломочных пород.

#### 5.1.4. СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Учитывая специфику выделения обломочных пород, их подразделение, систематика проводится по структурному принципу, и прежде всего по размерности слагающих их обломков. На этом основании выделяются отдельные группы пород, имеющих соответствующую структуру: пелитовые (с пелитовой структурой), алевритовые, псаммитовые и псефитовые. Термины эти были предложены разными авторами в разное время, но имеют общие греческие корни, хотя их смысл и граничные размеры не всегда оставались постоянными.

Термин «пелит» (от греч. *pelos* — глина, грязь) ввел К. Науманн в 1849 г. для частиц размером менее 0,005 мм. Пелиты как породы — это, по сути дела, глины.

Псаммиты (от греч. *psammos* — песок) и псефиты (от греч. *psephos* — галька, камешек, мелкий камень) — термины, введенные А. Броньяром в 1813 г., в русской литературе употребляются ограниченно и соответствуют песчаным и грубо(крупно)обломочным породам. Наконец, алеврит (от греч. *alevtron* — мука) — наиболее «молодой» термин — введен А.Н. Заварицким в 1930—1932 гг. для зерен, промежуточных между пелитом и песком.

Границы между этими группами не являются общепризнанными. В России, как и ранее в СССР, наиболее распространена десятичная основа, т.е. пелиты имеют размер частиц менее 0,01 мм, алевритовые зерна или частицы — 0,01—0,1 мм, песчаные (псаммитовые) зерна — 0,1—1,0 мм и псефитовые — грубообломочные — более 1,0 мм (о других размерных границах — ниже).

Таким образом на первом этапе систематизации обломочных пород по структуре используется один показатель — размер частиц (зерен, обломков), на основе чего выделяются глинистые (пелитовые), алевритовые, песчаные и грубообломочные породы. Последние в свою очередь подразделяются по размеру обломков на более дробные группы с границами между ними опять-таки на десятичной основе (табл. 5.2). Пелитовые же породы, формально входя в эту систематику, являются глинистыми породами и в составе обломочных не рассматриваются.

Следующим после размера основанием для классификации является степень цементации. Так, алевриты и пески — это породы рыхлые, несцементированные, а алевролиты и песчаники — сцементированные. Разные названия сцементированных и несцементированных разновидностей имеют и грубообломочные породы.

Наконец, третье классификационное основание, вновь структурное, применяется для грубообломочных пород — это форма обломков, степень их окатанности. Так гравелиты и конгломераты состоят из окатанных обломков, дресвиты и брекчии — из неокатанных.

Приведенная классификация пород по размеру обломков имеет одно преимущество — простота и однозначность границ между группами, отличающихся ровно на порядок. Однако эта искусственность граничных размеров вызывает и существенную критику, особенно в определении границ песчаной фракции и, в меньшей степени, алеврита — пелита.

Дело в том, что десятичная система подразделения является удобной, но искусственной, и каких-либо принципиальных

Таблица 5.2

## Классификация обломочных и глинистых пород по структурным признакам (размер и форма обломков)

Размер обломков, мм	Название обломков		Группы пород	Структура	Рыхлые (нецементированные) породы		Цементированные породы	
	неокатанные	окатанные			сложенные угловатыми обломками	сложенные окатанными обломками	сложенные угловатыми обломками	сложенные окатанными обломками
1000	Глыба		Грубообломочные (псефиты)	Псефитовая	Глыбник		Глыбовая брекчия	Глыбовый конгломерат
- 500 - 250 100	Отлом	Валун			Отломик: крупный средний мелкий	Валунник: крупный средний мелкий	Отломочная брекчия: крупноотломная среднеотломная мелкоотломная	Валунный конгломерат: крупновалунный средневалунный мелковалунный
- 50 - 25 10	Щебень	Галька			Щебенка: крупная средняя мелкая	Галечник: крупный средний мелкий	Брекчия: крупнощебеночная среднещебеночная мелкощебеночная	Конгломерат: крупногалечный среднегалечный мелкогалечный
- 5 - 2,5	Дресва (хряц)	Гравий			Дресвяник: крупный средний мелкий	Гравийник: крупный средний мелкий	Дресвит: крупнообломочный среднеобломочный мелкообломочный	Гравелит: крупнообломочный среднеобломочный мелкообломочный
1,0								

0,1	Зерна	Песчинка (песок)	Среднеобломочные	Песчаные (псаммиты)	Псаммитовая	Песок: крупнозернистый среднезернистый мелкозернистый	Песчаник: крупнозернистый среднезернистый мелкозернистый
		Алеврит	Мелкообломочные	Алевритовые	Алевритовая	Алеврит: крупнозернистый среднезернистый мелкозернистый	Алеврит: крупнозернистый среднезернистый мелкозернистый
0,01	Частицы	Пелит	Глинистые	Пелитовая	Глины: крупнопелитовые тонкопелитовые	Уплотненные глины, аргиллиты: крупнопелитовые тонкопелитовые	
-0,05 -0,025							
-0,5 -0,25							



изменений характера пород и их свойств на этих границах не происходит. Естественные же границы, где такие изменения имеются — иные. Прежде всего, статистически было установлено, что кривая распределения размерных фракций, построенная по массовым гранулометрическим анализам, имеет два отчетливых минимума в интервалах примерно 0,03—0,06 и 1,4—4,0 мм. Это показывает, что породы, состоящие из зерен размером примерно 0,05—2,0 мм, представляют собой самостоятельную группу, резко отделенную от пород, сложенных обломками как меньшего (частицы), так и более крупного (обломки) размера. Указанные границы отражают прежде всего различные гидродинамические свойства частиц размером менее 0,05 мм, зерен размером 0,05—2,0 мм и обломков размером более 2 мм, а именно — разные условия и механизмы переноса и осаждения.

Примерно на этих границах происходят изменения гидродинамических характеристик отрыва и форм переноса частиц (соответствия законам Стокса, Рейнольдса и др.). Поэтому обломки крупнее 2 мм переносятся обычно путем волочения по дну, зерна размером 0,06—2,0 мм — путем сальтации, а более мелкие — во взвешенном состоянии. Кроме того, зерна размером менее 2,0 мм представлены обычно отдельными минералами, в то время как обломки большего размера — это обломки пород, т.е. соединенные вместе ассоциации минералов. В связи с этим породы с размером обломков менее 2 мм характеризуются минеральным составом, а с более крупными — петрографическим составом обломков. Меняются и некоторые другие показатели, например физические свойства. Так, частицы менее 0,05 мм обычно никогда не окатываются. В сыпучих материалах с размером частиц более 2 мм капиллярный подъем воды полностью отсутствуют, а в более мелкозернистых — появляется.

При выделении группы псаммитовых (песчаных) пород в указанных границах (0,05—2,0 мм) они подразделяются уже не на три разновидности (мелко-, средне- и крупнозернистые), как это указано в табл. 5.2, а на пять: 0,05—0,1 мм — тонкозернистые; 0,1—0,25 мм — мелкозернистые; 0,25—0,5 мм — среднезернистые; 0,5—1,0 мм — крупнозернистые; 1,0—2,0 мм — грубозернистые. Соответственно дресвяногравийные породы подразделяются не на три, а на две разновидности — мелкообломочные (2—5 мм) и крупнообломочные (5—10 мм).

Граница между алевритовыми зернами и пелитовыми частицами, равная 0,01 мм, также искусственна — механизмы

переноса и осаждения изменяются при размере частиц где-то около 0,002–0,005 мм.

Граница на уровне 0,004–0,005 мм, а не 0,01 мм, фиксируется резким изменением таких свойств, как пластичность, временное сопротивление сжатию и усадке, сорбционной способности и др. Кроме того, частицы меньшего размера представлены в основном глинистыми минералами, в то время как в более крупных преобладают кварц и неглинистые силикатные обломочные материалы.

Подобные подразделения, основанные на «естественных» границах, постепенно входят в практику литологов (Рухин, 1969; «Систематика и классификация...», 1998; Фролов, 1993; Шванов, 1969 и др.).

Надо отметить, что в зарубежных классификациях десятичная шкала с границами классов 0,1; 1,0; 10 (и т.д.) практически не используется. В немецкой научной литературе в качестве границы между типами пород принимались величины, кратные двум, т.е. 0,002; 0,02; 2 мм и т.д. (табл. 5.3). В американской и английской, а в настоящее время практически и во всей зарубежной литературе используется так называемая шкала «Фи» —  $\phi$ , или шкала Уэнтворта (Wentworth). В этой шкале границы фракций определяются геометрической прогрессией со знаменателем прогрессии 2, а начальный размер принимается равным 1. Другими словами, фракции подразделяются на логарифмически равные интервалы, что удобно при графических построениях. Для того чтобы перейти от дробных значений границ фракций В. Крамбейн заменил их логарифмом, взятым с обратным знаком. Отрицательные значения логарифма взяты для того, чтобы фракции наиболее распространенных пород — песчаников, алевролитов и глин — были бы положительными величинами (табл. 5.3).

В качестве примечания к приведенной таблице следует заметить, что в английском языке термин гравий (*gravel*) имеет два значения. В широком смысле (*s. l.*) — это все обломки крупнее 2 мм, т.е. включают гравий, гальку, валуны (и т.д.) русских классификаций. Цементированная порода, состоящая из обломков такого размера, называется конгломератом. В узком смысле (*s. str.*) — это обломки размером 2–4 мм в США (синоним *granule*) и 2–10 мм в Англии. Вместе с тем в ряде английских классификаций для гравия также принят американский стандарт 2–4 мм.

Таким образом, к песчаной фракции относятся зерна размером от 0,06 до 2,0 мм. Соответственно английское *silt* не строго соответствует русскому алевриту.

Таблица 5.3

## Классификация обломков в англоязычной и немецкой литературе

Размеры, мм	Единицы шкалы φ	Название классов			Размеры, мм				
		в английской литературе (Вкаир, McPherson, 1999; Pettijohn, 1977)		в немецкой литературе (W. Engelhardt)					
2048	-11	Gravel	Boulder	Очень крупные глыбы Very coarse boulder	Blockwerk	200,0			
1024	-10			Крупные глыбы Coarse boulder					
512	-9			Средние глыбы Medium boulder					
256	-8			Мелкие глыбы Fine boulder					
128	-7		Cobble	Крупные валуны Coarse cobble	Kies		Grobkies		
64	-6		Мелкие валуны Fine cobble						
32	-5		Pebble	Очень крупные гальки Very coarse pebble				20,0	
16	-4			Крупные гальки Coarse pebble					
8	-3			Средние гальки Medium pebble					
4	-2			Мелкие гальки Fine pebble					
2	-1		Granule	Очень мелкие гальки (гравий) Very fine pebble			Feinkies		2,0
1	0		Sand	Очень крупный (грубый) песок Very coarse sand			Sand		Grobsand
1/2(0,5)	+1	Крупный песок Coarse sand							
1/4(0,25)	+2	Средний песок Medium sand							
1/8(0,125)	+3	Мелкий песок Fine sand		Feinsand					
1/16(0,0625)	+4	Очень мелкий (тонкий) песок Very fine sand							
1/32(0,0313)	+5	Silt	Крупный силт Coarse silt	Schluff (Grobton)	0,02				
1/64(0,0156)	+6		Средний силт Medium silt						
1/128(0,0078)	+7		Мелкий силт Fine silt						
1/256(0,0039)	+8		Очень мелкий (тонкий) силт Very fine silt						
1/512(0,0020)	+9		Clay				Ton (Feinton)	0,002	
1/1024(0,00098)	+10								

Кроме обычных терминов типа песчаников, конгломератов (и т.д.) в зарубежной литературе нередко используются и некоторые синонимы. Так, А. Грэбо в 1904 г. ввел термин «рудит» (*rudit*) для сцементированных пород, размер обломков которых более 2 мм, т.е. это определенный синоним термина псефит и охватывает гравелиты и конгломераты русской терминологии. Для псаммитов (песчаников с небольшим содержанием глинистого цемента в принятых на западе границах 0,06–2,0 мм) нередко используется его же термин «аренит» (*arenite*) (см. также раздел 5.2.2.). Для грубообломочных несортированных пород со значительным количеством песчано-глинистого наполнителя (матрикса) используются предложенные Р. Флинтом термины «диамиктон» (*diamicton*) для нелитифицированных и «диамиктит» (*diamictite*) для литифицированных разностей. К таковым относятся, например, морены и их древние аналоги — тиллиты.

Следующий уровень деления обломочных пород — вещественный, т.е. классификация идет на основе состава обломков и зерен. При однотипности подхода все же характеристика грубообломочных и песчано-алевритовых пород несколько различна. Уже отмечалось, что обломки грубообломочных пород — это, как правило, обломки *порог*, а зерна песчаной и тем более алевритовой размерности, опять-таки, как правило, — это уже *минералы*, так как исходная материнская порода дезинтегрирована до минерального уровня. В связи с этим грубообломочные породы подразделяются по *петрографическому* составу обломков, а песчано-алевритовые — преимущественно по *минеральному*.

Это различие, однако, не является абсолютным. Так, существуют, хотя и редки, кварцевые практически мономинеральные конгломераты, образующиеся при разрушении пород в условиях активного химического выветривания, в результате чего остается практически один кварц, обычно жильный. В песчано-алевритовых породах также встречаются зерна, сложенные обломками пород, особенно эффузивных.

Для геологов-нефтяников наиболее важны именно песчано-алевритовые породы, в основу всех вариантов классификаций которых по вещественному составу положен принцип однородности или неоднородности минерального состава зерен. Как правило, выделяются три семейства пород.

1. Мономинеральные, или мономиктовые, в которых один минерал составляет 90–100 %, т.е. содержание других компонентов не превышает 10 %. По сути дела единственным

представителем этого семейства являются кварцевые пески, песчаники и алевролиты;

2. Олигомиктовые (малосмешанные) породы, состоящие из одного преобладающего минерала, содержание которого составляет от 75–90 %, но примесь других компонентов достигает уже 10–25 %.

Среди мономинеральных и олигомиктовых пород кроме кварцевых имеются и другие, но это редкие исключения из общего правила. Например, на гвинейском острове Лос имеется кольцевой плутон нефелиновых сиенитов, и пляжевый песок этого острова сложен обломками кристаллов нефелина. Современные пески пустыни Уайт Сандз в штате Нью-Мексико США состоят из чистого гипса. В аптских песчаниках Западного Предкавказья в районе Адыгейского выступа содержание глауконита составляет 40–50 % и иногда достигает 70 %, а в песчаниках селения Глинск Львовской области оно даже до 90 %. Некоторые каменноугольные песчаники Прибалхашья содержат до 80–95 % полевых шпатов.

3. Полимиктовые, или полиминеральные, поликомпонентные породы, наиболее разнообразные по составу обломков, в которых содержание ни одного минерала не превышает 75 %.

Между олигомиктовыми и полимиктовыми иногда выделяют еще семейство среднесмешанных – мезомиктовых пород, однако границы этой группы менее определенные и у разных авторов часто различны.

Полимиктовые породы в свою очередь подразделяются на две большие группы – аркозы и граувакки.

Термин «аркоз» был введен А. Броньяном в 1823 г. для крупнозернистых песчаников, состоящих из кварца и полевых шпатов с глинисто-слюдистым цементом. Аркозы – это полиминеральные породы, в которых кроме кварца присутствуют полевые шпаты и иногда обломки кислых интрузивных пород. Другими словами, это продукты разрушения гранитоидов. Подобный состав обломочной части обуславливает обычно светлый цвет этих пород.

Граувакки (термин народный – так жители Тюрингии и Саксонии называли серые (grau – серый) глинистые песчаники; в научной литературе использован впервые А. Вернером в 1767 г. при характеристике песчаников кульма в горах Гарца) – это породы, в которых существенную, а часто определяющую роль играют не минералы, а обломки пород, прежде всего эффузивных, причем преимущественно основного и среднего состава, а также обломки основных же интрузивных пород. Как правило, граувакки содержат большое коли-

чество глинистого цемента, и в американской литературе повышенная глинистость (наличие «матрикса») используется как одно из определяющих свойств граувакки. Вообще термин «граувакки» часто достаточно многозначен и имеет много оттенков. Общим является указанный выше состав, который свидетельствует о том, что источником обломочного материала в значительной степени служили основные, обычно эффузивные магматические породы. Состав обломочного материала определяет серый и темно-серый цвет породы, что и зафиксировано в ее названии.

Графически эту классификацию, основанную на различных сочетаниях трех компонентов — кварца, полевых шпатов и обломков пород — изображают в виде треугольных диаграмм, вариантов которых достаточно много. На рис. 5.5 изображен один из относительно простых и в то же время наглядных и удачных вариантов такой классификации.

Уже из характеристики основных семейств песчано-алевритовых пород видно, что в каждой из них заключен определенный генетический смысл, что графически отражено и на указанном рисунке.

Граувакки — это породы, образующиеся при разрушении различных, в том числе основных и средних магматических пород, преимущественно эффузивных. При этом химическое выветривание, равно как и перенос, были ограничены. Это способствовало сохранению таких неустойчивых в экзогенных условиях компонентов, как основные эффузивы и минералы основных интрузивных пород. Граувакки формируются и распространены обычно в горно-складчатых областях, зонах интенсивного вулканизма, т.е. в геосинклинальных зонах по старой терминологии, или в краевых частях океанов, районах островных дуг, зонах субдукции и обдукции.

Аркозы также образуются в условиях слабого химического выветривания и при относительно кратком переносе, но источником сноса служили уже интрузивные образования преимущественно кислого состава. Эти породы более характерны для континентальных блоков — платформ.

По мере переноса наименее устойчивые компоненты разрушаются за счет механического истирания и химического разложения и породы последовательно обогащаются устойчивым кварцем. При этом граувакки переходят в кварцевые или полевошпатово-кварцевые граувакки, а затем олигомиктовые и даже мономиктовые породы. В аркозах аналогичным образом исчезают полевые шпаты, и они в итоге также превращаются в мономинеральные кварцевые породы.



Рис. 5.5. Классификация песчано-алевритовых пород по их минерально-петрографическому составу (по В.Н. Шванову, 1987). Стрелками показаны направления «созревания» обломочного материала в зоне седиментогенеза

Подобное «созревание» пород, упрощение их вещественного состава происходит при длительном переносе и более результированно — при неоднократных перемивах ранее образовавшихся осадочных пород и переотложениях этого материала, что и ведет к последовательному исчезновению малоустойчивых компонентов и относительному обогащению оставшихся зерен устойчивым кварцем.

## 5.2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

### 5.2.1. ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

К грубообломочным относятся породы, основу которых составляют обломки размером более 1 мм (иногда дресвяно-гравийные породы, размер обломков которых составляет 1—10 мм, выделяют как породы крупнообломочные). К этому определению необходимо сделать одно примечание. Крупные обломки соответствующего размера, определяющие отнесение породы к той или иной группе — галечных и валунных конгломератов, гравелитов и т.д., по объему и массе обычно составляют более 50 % породы, т.е. соответствуют основным принципам подразделения пород по количеству основного компонента. Что касается числа обломков и зерен, то оно, как правило, значительно ниже 50 %. Большее количество обломков имеет размер меньше того, которое определяет название породы, и они располагаются между крупными обломками.

Грубообломочные породы подразделяются по величине обломков, степени их окатанности и цементации.

В общем виде грубообломочные породы, как правило, состоят из трех составных частей — обломков соответствующего размера, определяющих выделение того или иного типа (конгломерат, дресвит и т.д.), обломочного же, но более мелкозернистого материала, располагающегося между крупными обломками, и растворимых компонентов (карбонатов, гидроксидов железа и др.). Именно для грубообломочных пород в максимальной степени применимы рассмотренные в предыдущем разделе понятия «матрикс» и «цемент». Матриksom в данном случае будет заполнитель — более мелкие обломки, зерна и частицы, в том числе глинистые, а цементом — растворимые соединения. В отечественной литературе обе эти составные части называют цементом и, например, описывают

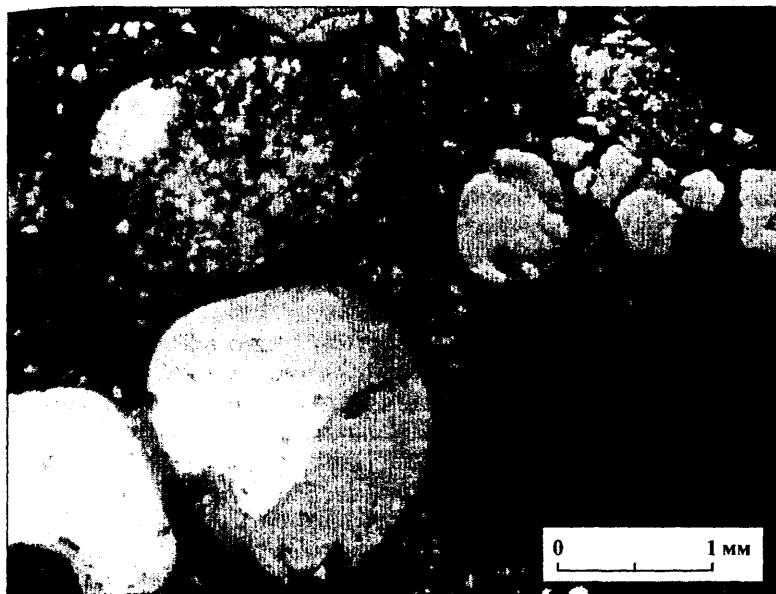


мелкогалечный конгломерат с песчано-глинистым цементом. Справедливости ради надо отметить, что этот материал не всегда является цементом. Например, четвертичный аллювий горных рек представлен галечником и большим количеством песчано-алеврито-глинистого материала, т.е. породой не цементированной. Аналогична ситуация с брекчией пролювиально-делювиальных отложений.

Поскольку обломки грубообломочных пород крупные, они в абсолютном большинстве случаев представлены не отдельными минералами, а их закономерными ассоциациями — породами, т.е. обломками интрузивных, эффузивных, жильных, метаморфических и реже осадочных пород. Среди последних наиболее распространены относительно прочные породы — песчаники, известняки и доломиты, реже аргиллиты (достаточно частые глинистые сланцы являются уже породами метаморфическими, хотя и начальных стадий метаморфизма). В связи с этим при использовании терминов «мономиктовые», «олигомиктовые» и «полимиктовые» следует помнить, что они в подавляющем большинстве случаев отражают соответствующие ассоциации не минералов, а пород. Наиболее распространенными являются полимиктовые разности, в которых обломки представлены разными по составу и происхождению породами (рис. 5.6). Менее распространены олигомиктовые и еще реже — мономиктовые грубообломочные породы. В последних обломки представлены обычно кварцем. Таковы, например, нижнеюрские конгломераты и гравелиты Центрального Предкавказья (район Кавказских минеральных вод и Карачаево-Черкессии). Моно- и олигомиктовыми являются докембрийские золотоносные и ураноносные конгломераты Витватерсранд в Южной Африке и некоторые другие.

Цвет грубообломочных пород обычно определяется цветом слагающих его обломков. Так, брекчии и конгломераты (и их несцементированные разности), образующиеся при разрушении основных эффузивных пород, обычно темноцветные. Эти же породы, состоящие из обломков гранитоидов и гнейсов, более светлые — розовато-серые и красновато-серые. Поскольку грубообломочные породы формируются в наземных или крайне мелководных условиях с активной гидродинамикой — исключая эдафогенные образования — (см. ниже раздел 5.2.3), они часто содержат соединения гидроксидов железа, которые придают им определенный желто-красный оттенок.

Грубообломочные породы в разрезах образуют пласты и пачки, залегающие либо в основании осадочных серий (ба-



**Рис. 5.6.** Гравелит полимиктовый с алевроито-глинистым цементом. Обломки кварцитов, кремнистых и серицитовых сланцев хорошо окатаны. С анализатором. Альб. Западный Узбекистан

зальные конгломераты), либо внутри их (внутриформационные конгломераты). Мощности таких отложений составляют обычно не более метров или первые десятки метров. В то же время в горно-складчатых областях, в межгорных впадинах мощности грубообломочных отложений могут достигать сотен и даже тысяч метров, правда, в последнем случае они переслаиваются с крупнозернистыми песчаниками и песчанистыми глинами (бактрийские и массагетские отложения олигоцен — плиоцена Ферганской депрессии).

Грубообломочные породы, по сути дела, — начальные продукты осадочного процесса, которые к тому же образуются в условиях расчлененного рельефа.

Грубообломочные породы, сложенные неокатанными обломками — щебенка и брекчии, — это отложения обвалов, осыпей, т.е. в массе своей предгорные склоновые образования. В меньшей степени это брекчии карстовых провалов и обрушений. Особую группу образуют тектонические брекчии, возникающие в зонах тектонических разломов и пере-

мещений блоков породы. Отнесение этих брекчий к осадочным образованиям весьма условно.

Весьма специфическую группу пород представляют так называемые импактные брекчии, т.е. породы, образовавшиеся в результате удара о земную поверхность крупного метеорита или даже астероида. В настоящее время на Земле установлено более двух сотен астроблем — кратеров — следов удара метеоритов, где имеются подобные породы. При всем вполне объяснимом интересе к этим породам ясно, что количественное значение их ничтожно.

Грубообломочные породы, сложенные окатанными обломками, — это образования, претерпевшие уже водный перенос и обработку в водной среде. Это флювиогляциальные отложения и отложения горных рек, горных озер, а также пляжевые и прибрежные озерные и морские отложения районов с горным или, по крайней мере, расчлененным рельефом береговой зоны. Таковы, например, галечные пляжи Черного моря. Грубый материал частично приносится реками с Кавказа, частично образуется при абразии крутых берегов и затем в зоне прибоя окатывается. В условиях пологого и невысокого берега гравийно-галечные отложения сменяются песчаниками. Таковы, например, песчаные пляжи Анапы, Евпатории и Феодосии.

Несколько своеобразную группу представляют отложения морены и тиллиты — термин, употребляемый для дочетвертичных образований, где обломки обрабатываются льдом. В отличие от речных и тем более от прибрежных, относительно отсортированных пород, моренные отложения характеризуются крайне низкой степенью сортировки или, точнее, они практически не отсортированы.

По мере перемещения, транспортировки грубообломочно-го материала с ним происходят важные структурные и петрографические изменения — «созревание материала». Первоначально при коротком по расстоянию и кратковременном переносе формируются брекчии, дресвиты с неокатанными свежими и невыветрелыми обломками, неотсортированными или плохо отсортированными. По мере перемещения обломки все больше окатываются, в целом уменьшается их размер, улучшается отсортированность, постепенно исчезают нестойкие минералы и породы — истираются, например, гальки глинистых сланцев, разрушаются габброиды, особенно серпентинизированные, и т.д. Меняются и текстурные характеристики, и массивные неслоистые пролювиально-делювиальные отложения постепенно приобретают слоистость и т.д.

Грубообломочные отложения в разрезах и особенно обнажениях весьма представительны — мощные толщи грубых конгломератов на поверхности обнажения высотой в несколько десятков метров производят большое впечатление, однако доля их среди обломочных пород в целом невелика. Более чем скромно и их значение как коллекторов нефти и газа, хотя гравелиты присутствуют в отдельных продуктивных пластах, например, в месторождениях Ферганской долины; получены непромышленные притоки газа из четвертичных морен. Более того, открыто по крайней мере три небольших месторождения, связанных с импактными брекчиями.

### 5.2.2. ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Песчаники и алевриты и в меньшей степени их несцементированные аналоги — пески и алевриты — представляют собой преобладающую группу обломочных пород. Как было показано в разделе 5.1.4, граничная для этих пород величина 0,1 мм весьма условна, поэтому они рассматриваются здесь вместе. Более того, наряду с «чистыми» песками (песчаниками) и алевритами (алевролитами) существуют многочисленные «переходные» или смешанные разновидности, когда в песчаниках присутствует то или иное количество зерен алевритовой размерности и наоборот. Кроме того, в этих породах очень часто в качестве цемента присутствует глинистый материал. Вообще породы этой триады — пески — алевриты — глины — имеют ряд важных общих черт, и прежде всего — преимущественно обломочный характер материала, достаточно тесно связаны друг с другом, что обусловило появление ряда классификаций, общих для пород данной группы.

Основанием большинства подобных классификаций является равнобедренный треугольник, в вершинах которого располагаются породы со 100%-ным содержанием соответственно песка, алеврита и пелита (глины). Методы работы с таким изображением трехкомпонентных систем и нанесением на треугольную диаграмму аналитических данных, т.е. нахождение фигуративных точек, отражающих конкретную породу, описаны в гл. 4 (раздел 4.2.3).

Как правило, поле треугольника разбивается на ряд полей, отвечающих тем или иным разновидностям, причем число полей и их конфигурация зависят от представлений авто-

ров, но само разделение на поля подчинено законам центральной симметрии. Все эти систематики имеют право быть, и вряд ли можно говорить о наличии каких-либо преимуществ одной классификации перед другой.

Исключение представляет классификация Л.В. Пустовалова, где в разделение полей положен генетический принцип механической дифференциации (рис. 5.7). Центральное место занимают несортированные осадки — хлидолиты (от греч. «хлидос» — мусор), представляющие собой продукты разрушения коренных материнских пород, не претерпевшие переноса или перемещенные на небольшое расстояние и поэтому еще механически не рассортированные (элювиальные, коллювиальные, пролювиально-делювиальные и т.д.). Сюда же

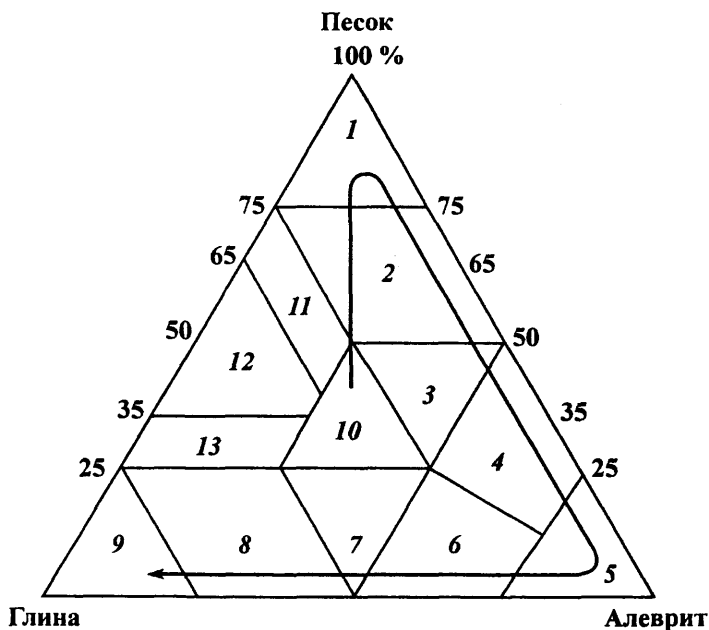


Рис. 5.7. Схема классификации песчано-алевроито-глинистых пород Л.В. Пустовалова. Стрелка показывает изменение гранулометрического состава в процессе транспортировки обломочного материала.

Несцементированные породы: 1 — песок; 2 — песок глинисто-алевроитовый; 3 — супесь; 4 — алевроит глинисто-песчаный; 5 — алевроит; 6 — алевроит песчано-глинистый; 7 — суглинок; 8 — глина песчано-алевроитовая; 9 — глина; 10 — хлидолит; 11 — хлидолит песчаный; 12 — хлидолит песчано-глинистый; 13 — хлидолит глинистый.

Для сцементированных пород необходимо использовать соответствующие названия — песчаник и алевролит

могут попадать осадки, образующиеся при смешении различного материала, принесенного из разных источников сноса. В значительной мере такие смешанные осадки попадают в поля супесей и суглинков. По мере увеличения длительности и дальности транспортировки обломочного материала фигуративные точки смещаются вверх, в поле песков, затем вдоль правой стороны треугольника в поле алевролитов, а затем поворачивают вдоль нижней стороны треугольника к глинам.

Интересно отметить, что подобная асимметрия находит свое объяснение и подтверждение в фактической распространенности пород: гибридные смешанные породы — супеси и суглинки — породы достаточно редкие по сравнению с песками, алевролитами и глинами.

При использовании классификационных треугольных диаграмм обломочных пород, в том числе диаграммы Л.В. Пустовалова, следует учитывать ряд моментов.

Во-первых, все названия в классификации приведены для рыхлых пород. Естественно, что в сцементированных породах название «песок» должно быть заменено на «песчаник», а «алевролит» на «алевролит».

Во-вторых, как и все подобные классификации, она оперирует только с обломочными компонентами породы и не учитывает растворимой, обычно цементирующей части. Поэтому к названию, определенному по диаграмме, надо добавить прилагательное, характеризующее состав и количество растворимой части, например, песчаник слабо известковистый при содержании растворимой части, представленной кальцитом, в пределах 5—10 %, песчаник известковистый (содержание кальцита 10—25 %) или песчаник известковый (сильно известковистый) при содержании кальцита от 25 до 50 %.

Наконец, в-третьих, порядок дополнений к основному термину должен основываться на количественных соотношениях примесей. Например, порода, фигуративная точка которой ложится в поле № 2 (см. рис. 5.7), может быть либо песчаником алевроито-глинистым, если глинистой фракции больше, чем алевроитовой, либо песчаником глинисто-алевроитовым — при обратных соотношениях этих фракций.

Для более полной характеристики породы в ее названии следует указывать зернистость (преобладающие фракции) и степень отсортированности (об определении коэффициента отсортированности см. гл. 4). Например, песчаник мелкозернистый хорошо отсортированный известковистый.

В зарубежной литературе используются несколько иные подходы к выделению и характеристике глинистых разностей

песчано-алевритовых пород. По содержанию «матрикса» — глинистого заполнителя — выделяются «чистые» пески и песчаники, или *ареншты*, в которых матрикс составляет менее 15 %, и «загрязненные» пески и песчаники — *вакки*, в которых содержание матрикса находится в пределах 15—75 %. При содержании матрикса более 75 % породы относятся к глинам (аргиллитам). Напомним, что в отечественной литературе граничными значениями для выделения пород считается содержание 50 %. Другими словами, многие вакки западных авторов — это песчанистые и сильно песчанистые (алевритистые) глины.

Наиболее распространенными текстурами песчано-алевролитовых пород являются слоистые, причем иногда образуются такие мощные слои, что отложения, по сути дела, становятся массивными. Вместе с тем для многих отложений этого типа характерна тонко-, линзовидно- и четковидная слоистость, т.е. наряду с горизонтальной имеется и волнистая. Внутрислоевые текстуры представлены различными видами косоугольной слоистости, следами жизнедеятельности организмов, т.е. наблюдается активная биотурбация (особенно в глинистых алевролитах). Текстура поверхности слоев — знаки ряби течений и волнений, различные гиероглифы, следы различных организмов, трещины.

Как и все обломочные породы, песчано-алевритовые состоят из двух основных частей — собственно обломочных зерен и цементирующей массы. Последняя, впрочем, может и отсутствовать. Глинистый материал, почти всегда присутствующий в этих породах, причем иногда в значительных количествах, в основном тоже терригенный, обломочный, но играет роль цемента и в собственно обломочной части не рассматривается и не описывается.

Более дробное подразделение песчаных и алевритовых пород производится на структурной основе обломочной части.

По структуре выделяются мелко-, средне- и крупнозернистые разности (с границами 0,1—0,25, 0,25—0,5 и 0,5—1,0 мм для песчаных и 0,01—0,025; 0,025—0,05 и 0,05—0,1 мм для алевритовых пород). Дополнительно отмечается характер сортировки обломочного материала, как качественно, так, и количественно, по аналитическим данным (см. раздел 4.2.3).

Следующим основанием классификации песчано-алевритовых пород является минеральный состав обломочных компонентов.

Преобладающими минералами обломочной части песчано-алевритовых пород являются кварц и полевые шпаты, пре-

имущественно калиевые, в меньшей степени натриевые плагиоклазы (альбит — олигоклаз). Основные, существенно кальциевые плагиоклазы встречаются значительно реже. Кроме минералов в этих породах, преимущественно в песчаниках, встречаются обломки пород — *лишние* компоненты. Обломки магматических пород чаще всего представлены обломками вулканического стекла или основной массы эффузивных пород. Первые из-за своей изотропии — черные непрозрачные под микроскопом с анализатором, вторые обладают характерной андезитовой, трахитовой или фельзитовой структурой. Обломки метаморфических пород — это обычно обломки серицитовых или хлоритовых сланцев, а также кварцитов. Среди обломков осадочных пород заметную роль играют лишь обломки кремнистых — халцедоновых — пород, поскольку остальные породы легко разрушаются при переносе, хотя иногда встречаются обломки глинистых и даже сульфатных пород.

Наконец, в количестве долей процента, редко 1 — 2 % в обломках присутствуют акцессорные минералы, их роль в сложении пород (а соответственно, в классификации и названии) ничтожна, но генетическое значение бывает значительным. Справедливости ради надо отметить, что в ряде случаев содержание акцессорных минералов повышается до промышленных значений, появляются россыпные месторождения, и эти минералы входят в название пород — монацитовые, хромитовые, ильменит-магнетитовые, рутиловые, касситеритовые, золоторудные (и т.д.) пески, хотя содержание этих полезных рудных минералов и весьма невелико.

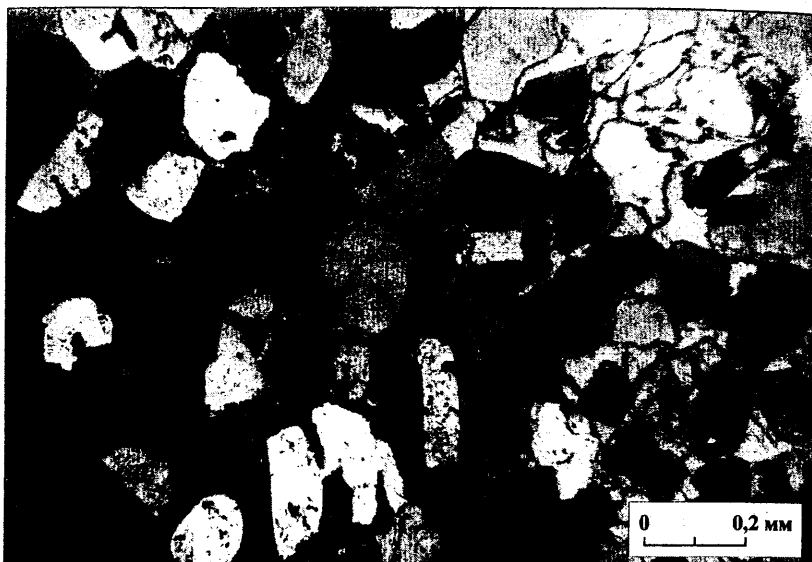
Цементы песчано-алевритовых пород весьма разнообразны как по составу, так и по типам и структуре. Наиболее распространены глинистые и карбонатные цементы, реже железистые, сульфатные, опаловые. Другие показатели цементации более подробно изложены в гл. 1 (раздел 1.3.3).

На основе минерально-петрографического состава обломочной части песчано-алевритовые породы подразделяются на ряд семейств (см. также раздел 5.1.4, рис. 5.5).

Мономинеральные кварцевые и олигомиктовые пески и песчаники, как правило, светлые, почти белые или желтые за счет поверхностного ожелезнения, сложены обычно хорошо окатанными и хорошо отсортированными зернами кварца (рис. 5.8), а в олигомиктовых разностях — и другими минералами, содержание которых однако не превышает 25 %.

В особо чистых разностях содержание кварца достигает 95 — 99 % (юрские люберецкие пески Подмосковья, неогено-





**Рис. 5.8.** Песчаник мелкозернистый мономинеральный кварцевый с кальцитовым цементом базального типа пойкилитовой структуры. Зерна изометричные окатанные и полуокатанные. Местами отмечаются конформные и инкорпорационные контакты зерен. С анализатором. Визе. Волго-Уральская область

вые полтавские пески Украины). Цементация таких пород часто осуществляется за счет нарастания регенерационных кварцевых же каемок на обломочных зернах. Подобная структурная характеристика обусловлена условиями формирования кварцевых песков и песчаников. В большинстве случаев они образуются в результате многократного перемыва и переотложения более древних песчаников. При этом разрушаются и исчезают менее устойчивые минералы, что ведет к относительному обогащению оставшихся обломков кварцем, и одновременно зерна последнего хорошо обрабатываются и сортируются. Тем самым увеличивается минеральная и структурная зрелость пород. Кварцевые же песчаники, образовавшиеся при размыве и переотложении полно развитых кор выветривания гранитоидов, обычно содержат каолинитовый цемент (нижняя юра Карачаево-Черкессии), а зерна либо слабо окатаны, либо не окатаны вовсе. Мономинеральные кварцевые и олигомиктовые песчаники нередко ассоциируют с глауконитом и фосфоритами.

Аркозы, образующиеся при перемыве продуктов разрушения кислых магматических пород, имеют розовый, красновато-серый, желтовато-серый и серый цвет и состоят в основном из кварца и полевых шпатов. Обломочные зерна нередко полуокатанные, угловатые, что частично определяется физическими свойствами полевых шпатов — наличием спайности в двух направлениях, а частично тем, что обломочный материал, в отличие от предыдущего случая, не претерпел длительного переноса и многократного переотложения.

Цемент аркозовых песчаников достаточно разнообразен — карбонатный, глинистый (гидрослюды, каолинит), часто железистый.

Породы семейства граувакк, как правило, серые и чаще темно-серые, почти до черного, иногда бурые и розово-красные. Это отражает цвет слагающих их зерен.

В настоящее время по составу выделяются по крайней мере четыре вещественных разновидности граувакк, исходя из преобладающего состава обломков: *петрокластические* с преобладанием обломков магматических пород, *литокластические* (лититовые) с преобладанием обломков осадочных (исключая кремнистые) пород, *кремнистые*, в которых более половины зерен представлены обломками кварцито-кремнистых пород и, наконец, *полимиктовые*, в которых содержание ни одной из этих групп не достигает 50 % (рис. 5.9). Естественно, что при такой разнообразии исходного материала и цвет пород существенно различен, хотя «типичные» граувакки те, которые были описаны как петротип данного семейства — темно-серые. Обломочный материал, как правило, крупнозернистый, плохо отсортирован и плохо окатан. Одним из характерных свойств граувакк является наличие значительного количества глинистого цемента, состоящего из серицита, хлорита, гидрослюд, цеолитов, а также аутигенного кремнезема. Структурные и вещественные характеристики граувакк свидетельствуют о том, что важным источником сноса служили различные горные породы, в том числе эффузивные образования преимущественно основного состава, а перенос обломочного материала был относительно ограничен. Это не способствовало ни его сортировке, ни окатанности.

Описанные три семейства песчано-алевритовых пород четко различной степени «зрелости» обломочного материала отличаются и определенной тектонической позицией их распространения.

Граувакки — это породы наиболее «свежие», в максимальной степени сохраняющие состав исходных материнских



Рис. 5.9. Схема минералого-петрографической классификации пород семейства граувакк (по В.Н. Шванову, 1987)

пород. Они формируются в условиях расчлененного рельефа в геосинклинальных и горно-складчатых областях. Аркозы развиты как в горно-складчатых областях на завершающих стадиях развития, когда обнажаются и размываются гранитные плутоны, так и на платформах. Мономиктовые кварцевые песчаники — это наиболее «зрелые», практически только платформенные образования, где только и возможно многократное перемявание и переотложение материала.

Используя современную терминологию тектонических структур и геодинамических режимов, можно говорить, что петрокластические граувакки — это образования океанических комплексов, смешанные группы граувакк связаны с окраинно-континентальными комплексами, а аркозы и особенно олигомиктовые и кварцевые песчаники — образования континентальных платформ. Имеются и более тонкие различия, к примеру, несколько различны минеральные ассоциации активных и пассивных континентальных окраин и т.д. («Систематика и классификация...», 1998).

Песчаные и алевритовые породы во многом сходны по своим свойствам, однако разница в размерности (хотя и формальная с граничным размером в 0,1 мм) определяет и некоторые различия. Прежде всего, алевритовые зерна, как правило, не окатанные, угловатые, в отличие от песчаных, которые, напротив, нередко хорошо окатаны, что, как отмечалось ранее, обусловлено разным способом транспортировки зерен разного размера. При волочении по дну зерна песчаной размерности очень часто соприкасаются, сталкиваются друг с другом, обрабатывают друг друга, что ведет к их окатыванию, в то время как мелкие алевритовые зерна транспортируются во взвеси, т.е. практически не соударяются и, как следствие, не окатываются.

Второе отличие заключается в вещественном составе. Полимиктовые алевриты — весьма редкая разновидность. Преобладающими являются алевролиты кварцевые и олигомиктовые. Это связано с тем, что дробление зерен при выветривании и переносе ведет к более быстрому уничтожению неустойчивых обломков, и сохраняются устойчивые — кварц и в меньшей степени калиевые полевые шпаты.

Наконец, третьей особенностью является обычно повышенная глинистость и наличие переходов к алевритовым и алевритистым глинам. Более того, кроме пластов и значительных по мощности прослоев алевролитов существуют очень мощные толщи глинисто-алевролитовых пород, где последние образуют тонкие, неправильные прослойки и линзочки.

Песчано-алевролитовые породы по своей природе полифациальные, т.е. образуются в очень широком диапазоне как наземных, так и водных обстановок. Пласты и линзы песчаных и алевритовых пород встречаются в наземных конусах выноса — пролювиально-делювиальных отложениях, как золотые образования пустынь и прибрежных дюн, в флювиогляциальных, речных и озерных отложениях. В морях и океанах они распространены от прибрежного пляжа и устьев рек (дельт) через шельфовые зоны до подножья континентального склона, куда большое количество материала выносятся турбидитными потоками. По-видимому, основная масса песчано-алевролитовых пород формируется в мелководно-морских условиях, где они слагают нередко многосотметровые толщи относительно хорошо отсортированных песчаников очень широкого площадного распространения (рис. 5.10). Именно эти отложения являются основными терригенными коллекторами нефти и газа. Значительные, но пока не учтенные количест-

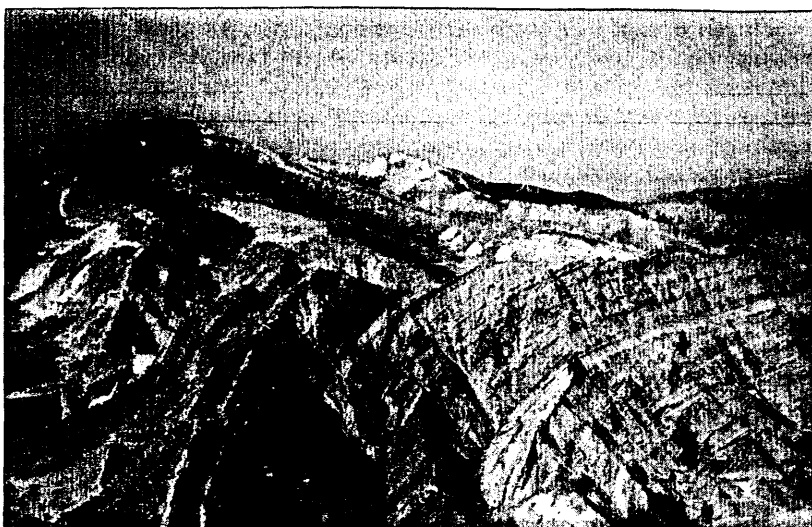


Рис. 5.10. Обнажение меловых песчаников. Узбекистан. Северная Фергана

венно массы песчаников и алевролитов существуют в склоновых турбидитных отложениях континентальных склонов — флише геосинклинальных зон. Их продуктивность также доказана в ряде регионов мира. Говоря о песчано-алевролитовых породах как резервуарах нефти и газа, нельзя не отметить значительную продуктивность дельтовых и частично аллювиальных отложений.

Как и с петрографической характеристикой, песчаники и алевролиты имеют много общего по обстановкам образования, однако для алевролитов имеются и свои особые области образования и соответственно специфические толщи. Прежде всего это такое своеобразное образование, как лёсс — мощные высокопористые эоловые отложения областей аридного и семиаридного климата, которые идентифицированы ныне и в древних дочетвертичных отложениях (но уже значительно уплотненные).

Вторая область преимущественного, по сравнению с песчаниками, распространения алевролитовых пород — это мощные «сланцевые» толщи древних континентальных окраин («черносланцевые формации начальных этапов развития геосинклиналей»). Здесь они образуют отдельные слои, но чаще, как отмечалось выше, — неправильные прослойки, линзочки небольшой мощности. Учитывая огромные мощности таких

отложений, суммарный объем алевролитов, а тем более алевритового материала в таких толщах в целом весьма велик.

Наконец, видимо, значительные массы алевритового материала сосредоточены в контуритах у подножий континентальных склонов в зонах контурных течений — придонных течений, двигающихся примерно по одной изобате — «контур», которые намывают мощные и протяженные аккумулятивные формы.

Обобщая сказанное, можно говорить о геологических формах нахождения песчано-алевритовых пород. Это отложения широкого площадного распространения и нередко большой мощности (золотые и мелководно-морские отложения), полосообразные в плане и линзовидные в сечении образования с вогнутым вниз основанием (флювиогляциальные и аллювиальные) или, напротив, с выгнутой вверх кровлей (различные бары), веерообразно ветвящиеся полосовидные накопления речных дельт, пласты в мощных толщах значительной протяженности, но относительно ограниченных по ширине, на континентальных склонах и их подножьях.

### 5.2.3. ЭДАФОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Как указывалось в разделе 5.1.1, кластические образования представлены двумя типами — терригенными, обломочный материал которых образовался на суше, и эдафогенными, материал которых состоит из продуктов подводного разрушения коренных пород дна морей и океанов (Мурдмаа, 1987).

Выделение этой группы и отдельное описание в специальном разделе, как это сделано в данном случае, строго говоря, нарушает общий принцип, так как это тоже обломочные отложения различного гранулометрического спектра, правда, пока не литифицированные. Однако они принципиально отличаются от большинства терригенных отложений по минеральному составу, фациальным условиям и процессам образования, а главное — по отсутствию какой-либо связи с размывом суши. Поэтому они выделены и кратко описаны в отдельном разделе, хотя, повторим, выделены они не по чисто петрографическому признаку, а по месту и условиям образования.

Источником эдафогенного материала служат срединно-океанические хребты, а также другие внутриокеанические поднятия. Этот материал накапливается на склонах хребтов и в глубоководных желобах.

Среди эдафогенных отложений присутствуют грубообломочные разности (глыбовые накопления, щебень, дресва), песчано-алевритовые и алевро-пелитовые осадки. Обломочный материал обычно совершенно не окатанный, а по минерально-петрографическому составу он практически идентичен коренным породам дна. В современных океанах эдафогенные отложения сложены продуктами разрушения основных и ультраосновных пород и их метаморфизованных разностей — базальтов и матабазальтов, диабазов, габброидов, гипербазитов и серпентинитов, т.е. близки по составу офиолитовым ассоциациям.

В грубообломочных осадках преобладают обломки соответствующих пород, в песчано-алевритовых — минералы группы серпентина, плагиоклазов, хлорита, моноклинного пироксена, актинолита — тремолита, эпидота, жильный кварц.

В настоящее время эдафогенные отложения известны в пределах современных океанов, хотя возраст этих осадков не только четвертичный, но и более древний. В пределах континентов достоверных эдафогенных образований пока не выявлено, но возможно, что обнаружение древней океанической коры и связанного с ней меланжа в пределах горноскладчатых областей позволит идентифицировать обломочные образования этого комплекса как эдафогенные. Ими могут оказаться некоторые олистостромы и граувакки.

#### 5.2.4. ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Несколько своеобразную группу обломочных пород представляют пирокластические, или вулканокластические (вулканогенно-обломочные) породы. В отличие от обычных «нормальных» осадочных пород, образование материала которых происходит в экзогенных условиях, обломочный материал этих пород имеет эндогенное происхождение и формируется в результате эруптивной деятельности. Но по месту и механизмам формирования — это нормальные осадочные образования. Строго говоря, твердый вулканический материал поступает во все области осадконакопления и смешивается с любыми по составу и происхождению осадками, т.е. формируются разнообразные вулканогенно-осадочные породы, но наиболее распространенными являются породы вулканогенно-обломочные. Современная достаточно полная характеристика этих пород дана в неоднократно упоминавшейся сводке «Систематика и классификация...» (1998).

Первые классификации подобных отложений были предложены в первой трети XX в., и с некоторыми модификациями они в общем используются и в настоящее время.

Обычно первое подразделение проводится на основе количественных соотношений вулканического и «нормально» осадочного материала. По этому признаку выделяются туфы, в которых содержание чисто вулканического материала составляет 90 % и более (рыхлые нецементированные породы называются пеплом). При содержании вулканического материала в пределах 50–90 % породы называются туффитами, и, наконец, породы, в которых этого материала от 10 до 50 %, — туфогенными.

В зависимости от размеров обломочного и вулканического материала, как и в обычных обломочных породах, выделяются туфогенные (туффитовые) алевролиты, песчаники, гравелиты. Породы с очень крупными обломками (более 10 см, но иногда и 3–5 см) называются агломератами.

В зависимости от характера вулканических продуктов выделяют витрокластические туфы (туффиты), если вулканический материал представлен в основном обломками вулканического стекла, туфы (туффиты) кристаллокластические, если это кристаллы минералов или их фрагменты, и туфы (туффиты) литокластические, если это обломки вулканических пород.

Вулканогенно-осадочные, в том числе вулканогенно-обломочные породы относительно редки в объеме стратиферы, и тем более они редки в разрезах нефтегазоносных бассейнов. Вместе с тем в ряде случаев они могут быть даже коллекторами нефти и газа. С такими породами, например, связаны некоторые газовые залежи триаса Вилюйской синеклизы Сибирской платформы.

### **5.3. МЕХАНИЗМЫ И ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД**

При описании отдельных групп пород в той или иной степени отмечались обстановки их образования, поэтому в данном разделе суммируются некоторые общие положения. Напомним, что в целом можно говорить о практически глобальном распространении обломочных пород во всех географических зонах Земли как на континентах, так и в Мировом океане. Это, естественно, определяет и многообразие обстановок их накопления.



Источником обломочного материала является вулканизм, коры выветривания на суше (особенно зоны механического разрушения, дезинтеграции коренных пород любого происхождения — магматических, метаморфических, более древних осадочных), поставляющие терригенный материал, поднятые участки морского дна, являющиеся источником эдафогенного материала.

Транспортировка обломочного материала к местам осаждения осуществляется в форме оползней, обвалов и всеми известными агентами переноса — водой, ветром (атмосферой), льдом, организмами. Подавляющая часть его переносится водами. Так, по данным А.П. Лисицина, ежегодно в Мировой океан реками выносятся 18,53 млрд т обломочного материала. Абразия берегов, т.е., по сути дела, вовлечение этого вещества в осадочный процесс водами, добавляет еще примерно 0,5 млрд т. Ледовый и золовый перенос доставляют в Мировой океан еще соответственно 1,5 и 1,6 млрд т/год обломочного материала. В морях и океанах его транспортировка осуществляется, естественно, только водой. Весьма значительные массы обломочного вещества транспортируются всеми этими агентами на суше. В этих условиях, особенно в аридной климатической зоне, относительно возрастает значение золового переноса. В высокогорных районах, а в периоды глобальных оледенений и на равнинах, резко увеличивается роль транспортировки материала льдом. Перенос обломочного материала организмами существует, но количественная роль его крайне мала.

При водной транспортировке крупные обломки переносятся волочением по дну, средние — сальтацией, т.е. попеременно то волочением, то во взвеси, мелкие — во взвеси. Ясно, что понятия крупные, средние и мелкие — весьма условны, так как отнесение их к той или иной группе зависит от скорости течения, от энергии транспортирующей среды. Как уже указывалось, в любом случае более крупные обломки при прочих равных условиях бывают лучше окатаны, а мелкие — хуже. В связи с этим алевритовые частицы, которые обычно переносятся во взвеси, как правило, не окатаны.

Механический способ переноса определяет, по сути дела, и способ осаждения, который связан со снижением энергии транспортирующей среды или, в более простой форме, — с уменьшением скорости течения воды и силы ветра. Это положение несколько видоизменяется для ледового переноса: лед просто тает, и переносимый им материал осаждается —

остается на месте таяния, или вовлекается в дальнейший перенос флювиогляциальными потоками.

Обстановки, где формируются обломочные отложения, судя по глобальности нахождения последних, также весьма многообразны и охватывают практически всю поверхность земного шара. Это субазральные склоны гор и вообще всех неровностей наземного рельефа, где формируются обвальноползневые отложения, озера, реки, пустыни и прочие области континентов. Громадные массы обломочного материала накапливаются в дельтах и выносятся в Мировой океан — конечные водоемы стока. Здесь он распределяется и осаждается на шельфах, континентальных склонах и их подножиях в виде подводных конусов выноса, в глубоководных желобах. Эдафогенный, собственно океанический обломочный материал скапливается на склонах срединно-океанических хребтов и других поднятий. Единственной зоной, где подобные отложения не формируются, по-видимому, являются удаленные от внутриокеанических поднятий участки абиссальных равнин. Обломочный материал за счет вулканизма и золотого переноса сюда тоже поступает, но собственных пород не образует, а является лишь факультативной примесью в основных отложениях этих обстановок — глубоководных глинах, планктоногенных карбонатных и кремнистых осадках и породах.

#### **5.4. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ОБЛОМОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

Относительная простота механизмов образования — отложение материала при снижении энергии транспортирующей среды — и широчайшее распространение обломочных отложений в самых разных обстановках, присутствие их в отложениях всех возрастов, казалось бы, должны были обусловить постоянство самих обломочных пород во времени, отсутствие эволюции обломочного породообразования. Однако черты эволюции в образовании этой группы пород все же установлены и обусловлены они общей эволюцией геологических процессов в истории Земли.

Прежде всего было установлено, что средний размер обломков (галеков) в разновозрастных конгломератах не одинаков и направленно увеличивается со временем. Другими словами,

средний размер галек неоген-четвертичных конгломератов больше такового для конгломератов, например, карбона-перми, а в последних больше, чем в конгломератах рифея. Поскольку размер галек в конечном счете определяется степенью контрастности рельефа, высотой гор, была подсчитана эта высота для гор разного времени, которая могла бы обеспечить тот или иной размер этих галек. Подобные расчеты показали, что высота горных сооружений после байкальской орогении составляла 1,5–2 км, герцинской — 3–4 км, киммерийской — 5–6 км и, наконец, альпийской, т.е., по сути дела, высота современных гор, достигла 7–9 км.

Увеличение контрастности наземного рельефа достаточно отчетливо проявляется и на более высоком уровне организации осадочных пород — на уровне крупных ассоциаций пород — формаций.

В архее и нижнем протерозое конгломераты образуют лишь относительно маломощные, но выдержанные по простиранию пачки — базальные конгломераты трансгрессивных осадочных (ныне обычно метаморфизованных) серий. Начиная с рифея появляются территориально более ограниченные, но несравненно более мощные, со своеобразной структурой терригенные комплексы, включающие и конгломераты — молассовые формации. Это обстоятельство фиксирует начало крупной дифференциации рельефа, связанной с эволюцией геологического развития Земли. Со временем мощности молассовых формаций, равно как и отмеченный выше размер галек и валунов конгломератов, возрастают.

Это обстоятельство отчетливо показывает тесную связь образования обломочных пород с тектоникой, причем связь эта преимущественно опосредованная. Тектонические движения создают горный рельеф, который определяет возможность образования обломочного материала, его размер, а также скорость течения стекающих с гор водотоков, т.е. возможность переноса обломков того или иного размера. Подобная связь определяет и четко выраженную цикличность в геологической истории образования обломочных пород, количество которых периодически возрастает относительно общего объема осадочных пород в конце каждого тектонического цикла, когда в результате орогений и возникают горные сооружения: в силуре — нижнем девоне, верхней перми — нижнем триасе, нижней юре, неогене.

Эволюция обломочного породообразования имеет и более сложные формы, связанные с общей эволюцией обстановок на Земле и обусловленной ею эволюцией осадочного процес-

са в целом. Изменения в этом случае имеют не только чисто количественное, но принципиально иное, качественное выражение.

На ранних этапах геологической истории, когда еще практически отсутствовало континентальное химическое выветривание, а источником обломочного материала были основные эффузивы, формировались практически только грауваки. С конца архея после мощнейшего позднеархейского гранитообразования появились аркозы, максимум развития которых пришелся на протерозой. В протерозое же появились олигомиктовые, а затем и кварцевые песчаники, которые достигли максимального развития в фанерозое и существенным образом сократили количество полимиктовых обломочных пород.

Изменения в геологической истории геохимической обстановки, появление кислорода и, как следствие, окислительных обстановок, определило и некоторые более тонкие изменения в составе обломочных пород.

Верхнеархейские — нижнепротерозойские конгломераты серии Витватерсранд Южной Африки и нижнепротерозойские образования серии Блайнд-Ривер Канады содержат обломочные зерна пирита и уранинита ( $UO_2$ ), которые могли существовать и переноситься только в восстановительной обстановке, при отсутствии кислорода. Позднее при появлении свободного кислорода эти минералы быстро окислялись и в подобной форме в более молодых отложениях нигде не встречаются.

В связи с развитием жизни, ее экспансией в новые экологические ниши, колонизацией новых областей эволюционировали и красноцветные формации. Мезозойско-кайнозойские, а возможно, и верхнепалеозойские красноцветные отложения формировались в континентальных условиях только аридной климатической зоны. В гумидных областях в это время, по крайней мере с позднего девона, существовала наземная растительность, а следовательно, и органическое вещество, которое создавало, во-первых, восстановительную и, во-вторых, кислую (за счет гумусовых кислот), среду в осадке. В этих условиях железо переходило в двухвалентную и растворимую форму и выносилось. В аридном климате при отсутствии растительности существовали окислительные щелочные среды и железо, в форме гидроксидов и оксидов трехвалентного иона, окрашивало обломочные толщи, что и определило их красноцветность.

В позднем протерозое и раннем палеозое при отсутствии наземной растительности континентальные красноцветные формации образовывались и в гумидном климате. В отличие от более молодых аридных красноцветов они бескарбонатны и не ассоциируют с эвапоритами.

## 5.5. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ОПИСАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Рациональный набор методов и методика самих анализов, используемых при изучении обломочных пород, в общем виде рассмотрены в гл. 4. Здесь же отметим некоторые специфические черты исследования именно обломочных пород, и прежде всего песчано-алевритовых, с которыми преимущественно имеют дело геологи-нефтяники.

Изучение обломочной породы, как и любой другой, начинается с ее макроскопического описания в поле, в кернохранилище или по образцам. Следующим этапом является ее описание в шлифах под микроскопом. Микроскопическое описание — самый универсальный метод исследования, применяющийся практически всегда и предшествующий другим методам анализа. Само изучение шлифа должно проводиться параллельно с исследованием образца по достаточно стандартной схеме.

Вместе с тем, для каждой группы обломочных пород применяются несколько разные подходы. Так, методы изучения грубообломочных пород — конгломератов, брекчий — существенно отличаются от методов исследования песчано-алевритовых пород. Для первых основным является макроскопическое изучение в обнажениях и крупноразмерных образцах — штуфах. Это, естественно, определяется значительным размером основной составной части этих пород — обломков. Такой важный метод, как микроскопия, может использоваться как сугубо вспомогательный для определения петрографического состава галек и валунов или характера цементирующей массы. Другими словами — микроскопически можно изучать лишь фрагменты такой породы, а породу в целом в шлифе изучить в принципе невозможно.

Для более мелкозернистых пород — песчаников и алевритов — картина прямо противоположна: далеко не все важные характеристики можно установить при макроскопическом изучении, даже с использованием лупы. Зато микроско-

пическое изучение в шлифах — это универсальный и эффективный метод их исследования и описания.

Самые мелкообломочные разности грубообломочных пород — гравелиты и дресвиты — занимают как бы промежуточное положение: наряду с макроскопическим существенную помощь в их исследовании может дать и микроскопия.

Для всех обломочных пород важным является гранулометрический анализ, т.е. разделение обломочной части породы на определенные размерные фракции. Методика такого анализа для грубообломочных и песчано-алевритовых пород также различна (см. гл. 4).

Во всех случаях перед любым анализом порода должна быть описана в образце микроскопически.

Примерная схема макроскопического описания обломочных пород в образцах такова.

1. *Название породы.* Для определения названия породы необходимо установить в самом общем виде и сугубо качественно два показателя: структуру породы и степень ее сцементированности. В зависимости от первого структурного показателя — размера зерен (обломков) — порода может быть отнесена к песчаным, алевритовым или гравийным, а по степени цементации — к сцементированным — песчаникам, алевролитам, гравелитам (дресвитам) или несцементированным — пескам, алевритам, гравийникам (дресвяникам).

2. *Цвет и оттенки цвета.* Этот показатель прежде всего обращает на себя внимание и иногда бывает очень информативен с точки зрения дальнейшего определения и описания породы. Он может быть обусловлен составом обломочной части, т.е. цветом слагающих породу зерен минералов, составом цемента, включениями и т.д. Так, к примеру, белые пески и песчаники — это преимущественно кварцевые мономинеральные породы, розовато-серые — чаще полевошпатово-кварцевые аркозовые, темно-серые — граувакки. Зеленоватые оттенки часто обусловлены наличием глауконита или закисных соединений железа в цементе. Желтые, бурые, красные цвета, напротив, чаще всего обусловлены наличием в составе цемента гидроксидов трехвалентного железа.

3. *Структура породы.* Показатели структуры чаще и достовернее определяются в шлифах, но и при макроскопическом описании нередко удается оценить зернистость породы (например, песчаник крупнозернистый) и сугубо качественно — степень отсортированности (например, песчаник разнозернистый плохо отсортированный).

4. *Текстура породы*. Текстура, как относительно «крупно-размерный» показатель, в образце чаще всего не определяется, однако в ряде случаев ее можно определить и описать. Таковыми в образцах песчано-алевритовых пород может быть слоистость, обычно тонкая, иногда косая и т.д.

5. *Состав породы*, т.е. по сути дела, состав обломочной части. Достаточно часто основной минеральный состав обломков можно определить, особенно используя лупу. Более детально и точно состав обломочной части определяется в шлифах под микроскопом.

6. *Цемент породы*. Визуально и с помощью простейших реакций, например с соляной кислотой, определяется состав цемента (глинистый, карбонатный, железистый и т.д.), его относительное количество (песчаник сильно глинистый, алеврит известковистый и т.д.), по возможности — его распределение в породе и т.д.

7. *Наличие включений*, в том числе жеод, конкреций, органических остатков, отдельных галек или зерен гравия, глинистых катунков и т.д.

8. *Физические свойства* — прочность, пористость, трещиноватость и т.д.

Практически все эти показатели изучаются и уточняются при исследовании шлифов. Рекомендуется примерно следующая типовая схема описания обломочной породы.

1. *Общее название породы*.

2. *Описание обломочной части*.

2.1. Содержание обломочной части, в процентах от площади шлифа.

2.2. Характер распределения обломков в породе.

2.3. Структура обломочной части (размер, форма обломков, степень отсортированности).

2.4. Минеральный состав обломков.

3. *Описание органических остатков*.

3.1. Наличие или отсутствие органических остатков.

3.2. Количество их, в процентах.

3.3. Характер распространения в породе.

3.4. Групповой состав организмов.

3.5. Степень сохранности органических остатков.

4. *Описание форменных элементов необломочной породы (олоитов, углистых включений и т.д.)*.

4.1. Наличие или отсутствие форменных элементов.

4.2. Тип форменных элементов.

4.3. Количество их, в процентах.

4.4. Характер распределения в породе.

5. *Описание цементирующей части.*
  - 5.1. Наличие или отсутствие цемента.
  - 5.2. Количество цемента в породе.
  - 5.3. Характер распределения в породе.
  - 5.4. Минеральный состав цемента.
  - 5.5. Тип и структура цемента.
6. *Описание микротекстуры породы.*
  - 6.1. Наличие или отсутствие микротекстуры.
  - 6.2. Виды микротекстуры и их характеристика.
7. *Описание вторичных изменений.*
  - 7.1. Наличие или отсутствие вторичных изменений.
  - 7.2. Форма и масштабы проявления.
8. *Описание пустотного пространства.*
  - 8.1. Наличие или отсутствие пустот.
  - 8.2. Формы проявления — поры, каверны, трещины и т.д.
  - 8.3. Характеристика пустот — размеры, форма, связанность, количество, распределение по площади шлифа и т.д.
9. *Развернутое название породы и выводы об условиях ее образования.*

Эта схема является, по сути дела, некоторой модификацией общей типовой схемы, адаптированной для обломочных, точнее песчано-алевритовых и частично гравийных пород. В списке вопросов, подлежащих изучению, два являются ведущими, определяющими. Первый — это описание основы пород — обломочной части. Второй — описание цементирующей части. Сведения по структуре, методам определения содержания обломков, их минералогии, равно как и методы изучения и описания цементов, описаны выше.

Остальные разделы программы описания шлифа обломочных пород являются, если можно так выразиться, факультативными. Эти свойства и явления (вторичные изменения, форменные элементы, остатки фауны и т.д.) могут отсутствовать. Некоторые характеристики трудно устанавливаются в шлифах. Так, далеко не всегда удается выделить и описать в обычных петрографических шлифах поры, хотя определенная пористость и существует. Для изучения этого свойства обычно используют специальным образом подготовленные шлифы. Поэтому в подобных случаях в описании лучше использовать формулировки типа «органических остатков в шлифе не обнаружено». Это будет указывать, что шлиф тщательно изучается и никаких существенных моментов не упущено.



Одним из важнейших методов изучения обломочных пород является гранулометрический анализ, техника проведения которого и методы обработки полученных результатов описаны в гл. 4.

## 5.6. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Уже само количество обломочных пород в объеме стратисферы указывает на их большое значение в геологических разрезах и осадочной оболочке в целом. Они, в частности, являются важнейшими формациеобразующими и почти полностью слагают некоторые мощнейшие осадочные комплексы, такие, как красноцветные и молассовые формации, многие виды флишевых формаций, терригенные формации платформ, а также входят важными составными частями во многие другие формации.

Состав и различные структуры и текстуры обломочных пород позволяют в ряде случаев реконструировать рельеф суши и состав слагающих ее пород, установить направление и способы переноса материала, динамику среды отложения, а через нее нередко и глубину бассейнов седиментации, могут дать указания на климат и помочь в решении ряда других генетических вопросов.

Особую важность обломочные породы имеют в нефтяной и газовой промышленности, так как с ними связано более половины мировых запасов углеводородного сырья — они по разным подсчетам содержат от 52 до 65 % мировых запасов углеводородов.

С обломочными породами ассоциируют важные россыпные месторождения золота, алмазов, касситерита, монацита, циркона и других минералов. В терригенных отложениях имеются месторождения фосфоритов, урана и других полезных ископаемых. Некоторые породы этой группы сами являются важными полезными ископаемыми, например, строительными материалами и сырьем для их производства. Песчаные породы используются как формовочный материал в металлургии, а кварцевые пески — ценнейшее сырье для производства оптического, технического и бытового стекла.

Глинистые породы — наиболее широко распространенная группа осадочных пород — известны и используются человечеством с очень древних времен, однако настоящее глубокое научное их изучение началось сравнительно недавно. Дело в том, что высокая дисперсность, как правило, крайне малые размеры частиц глинистых минералов определяли малую эффективность исследований даже при использовании оптического микроскопа. Только создание и внедрение в практику электронной микроскопии и, особенно, рентгеновских методов поставили изучение этих пород на строгую научную основу. Это, кстати, объясняет и то обстоятельство, что само современное определение термина «глина» было сформулировано сравнительно недавно.

Вместе с тем это свойство глин — высокая дисперсность — обуславливает то обстоятельство, что в учебных курсах большинства специальностей технических вузов глины изучаются в основном в общих чертах, без сложных и в общем дорогостоящих методов исследования.

Специфика глинистых пород и методов их изучения обусловила организацию в 1963 г. специализированного Международного общества — The Clay Minerals Society, которое издает специальный журнал «Clay and clay minerals» (адрес в Интернете <http://cms.lonl.gov>), а также серию специальных сборников и книг, проводит международные конференции по этой проблеме.

Важные материалы по глинистым минералам и породам, методам их изучения имеются в специальных монографиях и справочниках (часть их приведена в списке литературы), а также в статьях в периодических изданиях. Среди основных изданий можно указать книги Н.Е. Веденеевой и М.Ф. Викуловой (1952), М.Ф. Викуловой и др. (1973), Р.Е. Грима (1967),

В.А. Дрица и А.Г. Коссовской (1990, 1991), И.Д. Зхуса (1966), Д.Д. Котельникова и А.И. Конюхова (1986), «Методическое руководство...» (1957), Ж.Милло (1968), В.П. Петрова (1967), С.Г. Саркисяна и Д.Д. Котельникова (1980), «Систематика и классификация...» (1998).

## 6.1. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ И ИХ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ

Глинистые породы, или глины (в широком смысле слова), — наиболее распространенная группа осадочных пород. По подсчетам А.Б. Ронова (1993), они составляют 51,1 % от всех осадочных пород неогена или 44,6 % объема стратисферы — осадочной оболочки Земли, поскольку в последней находится 12,7 % вулканических образований.

Глинистые породы слагают тонкие прослойки среди других пород, отдельные протяженные пласты и мощные глинистые толщи. Глины как породы встречаются практически во всех видах осадочных формаций, а в некоторых являются формациеобразующими. Таковы, например, аспидные формации, формации гемипелагических и абиссальных красных глубоководных глин океанов и др.

Столь же широко и их площадное распространение. Глины являются основным по объему компонентом почв, т.е. покрывают практически всю поверхность суши. Глинистые породы имеются в ледниковых, озерных, речных отложениях, широко развиты в морях и океанах, особенно в глубоководных условиях, куда не поступает более грубый материал с суши и где существуют спокойные условия, при которых только и могут осесть и зафиксироваться на дне тончайшие частички глинистых минералов.

Кроме собственно глинистых пород, глинистые минералы в качестве примесей, часто весьма существенных, присутствуют во многих, если не во всех других осадочных породах. Таковы, например, глинистые цементы обломочных пород, глинистая примесь в карбонатных породах, вплоть до перехода их в мергели, в опоках и др.

Глины — очень своеобразная группа пород и наиболее ясно и просто устанавливаемой ее особенностью является крайне тонкозернистая структура. Исходя из этого долгое время в научной литературе, а на бытовом уровне нередко и до сих пор глину определяют как тонкозернистую породу,

более половины которой составляют частицы размером менее 0,01 или 0,001 мм. Подобное определение в настоящее время совершенно неудовлетворительно. К примеру, мел или пелитоморфные известняки состоят из частиц именно такого размера, но никак не относятся к глинам, поскольку имеют совершенно иной вещественный и минеральный состав. Если гранит растереть в тончайший порошок, то получится субстанция, близкая глинам по структуре, валовому химическому составу, но все-таки не являющаяся глиной. Принципиальная характеристика, позволяющая относить породу к группе глин, — минеральный состав, а именно: не менее 50 % породы должны составлять *глинистые минералы*. Глинистых минералов достаточно много, но большинство из них объединяют в четыре основные группы — каолинитов, гидрослюда (включая глауконит), смектитов и хлоритов. Имеются и более редкие разновидности — сепиолиты, палыгорскиты и др. В абсолютном большинстве случаев кристаллы отдельных глинистых минералов действительно имеют крайне незначительные размеры, поэтому и слагаемые ими породы весьма тонкозернистые.

Вместе с тем, глинистые породы иногда сложены не отдельными кристаллами глинистых минералов, а их агрегатами достаточно больших размеров. Относительно крупными бывают и отдельные частички гидрослюда, хотя в абсолютном большинстве случаев глинистые породы, действительно, породы тонкозернистые. Строго говоря, верхний предел размеров не может быть установлен, хотя определенные, может быть и условные, границы существуют. В формальной десятичной классификации размеров обломков используется значение 0,01 мм. При этом более мелкие частицы называются пелитом, что значительно более правильно, чем называть их глинистыми, так как пелит — термин структурный, определяющий размер, а глина — петрографический и минералогический. Поскольку размер глинистых минералов, как правило, существенно меньше указанной величины, к глинам относят породы, размер частиц которых менее 0,001 или 0,005 мм.

Тонкозернистая структура глинистых пород делает их весьма своеобразным объектом осадочной петрографии, и прежде всего по методам исследования. По сути дела, по настоящему петрография глин как пород стала развиваться после создания и широкого внедрения в практику таких методов исследования, как рентгеноструктурный анализ и электронная микроскопия, частично — термический анализ; эти

методы позволили впервые установить точную морфологию кристаллов глинистых минералов, а главное, — строение их кристаллической решетки.

## 6.2. МИНЕРАЛОГИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Минералы глинистых пород четко разделяются на две группы: собственно глинистые минералы, определяющие само наличие глинистых пород, и неглинистые минералы — примеси. Основные группы собственно глинистых минералов относятся к алюмосиликатам со слоистой структурой кристаллической решетки, содержащим те или иные количества натрия, калия, кальция, магния, иногда железа. Сложные сочетания двух основных структурных элементов — кремнекислородных тетраэдров и алюмогидроксильных октаэдров — наряду с различиями в химическом составе определяют и выделение основных минеральных типов — каолинитов, смектитов, гидрослюд (иллитов), хлоритов и более редкой группы палыгорскита — сепиолита.

Минералы **группы каолинита** включают собственно каолинит, диккит, накрит, галлуазит. Типичным представителем является минерал каолинит (англ. — *kaolinite*). Название это пришло от китайского Као-линг или Кау-линг — высокая гора или высокий холм в провинции Цзен-си, где было месторождение этого минерала, являющегося ценным сырьем для производства очень дорогого фарфора. Оно впервые было употреблено в 1867 г. в отличие от глинистой породы, сложенной этим минералом, которая называлась и называется каолином (англ. — *kaolin*).

Структура кристаллической решетки минералов этой группы самая простая среди глинистых минералов. Она представляет собой двухслойные пакеты, где чередуются октаэдрические и тетраэдрические слои. Химическая формула «идеального» каолинита  $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_6$ .

Более разнообразна и более сложно построена следующая группа глинистых минералов — **смектиты**.

Для них характерны трехслойные пакеты — две сетки кремнекислородных тетраэдров и расположенная между ними сетка алюмогидроксильных октаэдров. При этом и в тетраэдрах, и в октаэдрах возможны взаимные замещения ионов как одинаковой валентности ( $Al^{3+}$  —  $Fe^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$  —  $Fe^{2+}$ ), так и разной ( $Si^{4+}$  —  $Al^{3+}$  и др.). Другими словами, здесь име-

ет место как изовалентный, так и гетеровалентный изоморфизм. Если в октаэдрических слоях (сетках) присутствуют только трехвалентные ионы ( $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$  и др.), то они занимают лишь два из трех октаэдров (из-за полной нейтрализации зарядов). Если же место в октаэдрах занимают двухвалентные ионы ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и др.), то они располагаются во всех октаэдрах. Структуры (и минералы) первого типа называются диоктаэдрическими («ди» — два), а второго — триоктаэдрическими. Соответственно выделяются две подгруппы: диоктаэдрические смектиты — подгруппа монтмориллонита и триоктаэдрические — подгруппа сапонита.

Во всех смектитах связи между пакетами относительно слабые, возможно появление между ними воды, гидроксила и/или так называемых обменных катионов:  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и др. В связи с этим пакеты могут раздвигаться; это ведет к набуханию, увеличению объема, что будет подробнее рассмотрено далее.

Химический состав смектитов в связи с указанными выше способностями обмена и присоединения катионов достаточно сложен и характеризуется примерно следующими формулами (Дриц, Коссовская, 1990):  $\text{M}_{x+y}^+(\text{R}_{2-y}^{3+}\text{R}_y^{2+})(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \times x\text{nH}_2\text{O}$  для диоктаэдрических смектитов и  $\text{M}_{x-y}^+(\text{R}_{3-y}^{2+}\text{R}_y^{3+}) \times (\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{nH}_2\text{O}$  для триоктаэдрических.

При этом индекс  $\text{M}^+$  означает одновалентные катионы ( $\text{Na}^+$  и  $\text{K}^+$ ),  $\text{R}^{2+}$  — двухвалентные ( $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ ), а  $\text{R}^{3+}$  — трехвалентные ( $\text{Al}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ ).

Типичным и наиболее распространенным представителем диоктаэдрических смектитов является минерал монтмориллонит (англ. — *montmorillonite*), по которому названа и вся подгруппа. В англоязычной литературе это же слово обозначает и всю подгруппу. Само название этот минерал получил в 1847 г., как и каолинит — по месту нахождения в окрестностях Монтмориллона во Франции. Среди других минералов этой подгруппы наиболее известны бейделлит, нонтронит и др.

Триоктаэдрические смектиты подгруппы сапонита развиты значительно более ограничено.

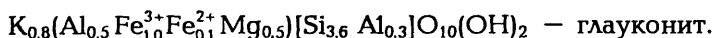
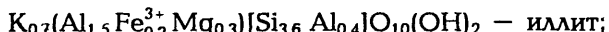
Наибольшим распространением среди глинистых минералов пользуются минералы **группы гидрослюд**. Уже по названию видно, что минералы этой группы по составу и структуре близки слюдам, но в них обычно меньше содержания катионов, особенно калия, но существенно больше воды или

гидроксила. В англоязычной литературе гидрослюды часто называют иллитами (*illite*), в отечественной же последний термин имеет двойное значение: общее — как синоним гидрослюды в целом, и более узкое — как синоним гидромусковита.

Структура кристаллической решетки гидрослюд, как и у смектитов, — трехслойная, но в отличие от последних пакеты весьма прочно связаны между собой ионами калия, и в связи с этим они не обладают такой способностью к набуханию, ионному обмену и другим аналогичным свойствам, как смектиты.

Гидрослюды, как и смектиты, могут быть диоктаэдрическими и триоктаэдрическими. Первые количественно преобладают, среди них наиболее известны собственно иллит и железистая гидрослюда — глауконит.

Состав наиболее распространенных гидрослюд выражается примерно следующими формулами (Дриц, Коссовная, 1991):



Осадочные **хлориты** (англ. — *chlorite*) развиты существенно меньше, чем другие глинистые минералы, хотя разнообразие их минеральных видов, по-видимому, максимально. Название «хлориты» (от греч. «хлорос» — зеленый) было дано одним из основателей геологии Абрахамом фон Вернером в 1789 г. для минералов зеленого цвета, являющихся водными силикатами магния, алюминия, двух- и частично трехвалентного железа.

Хлориты характеризуются наиболее сложным строением кристаллической решетки, когда трехслойные пакеты раслаиваются октаэдрическим слоем с двух- или трехвалентными катионами ( $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ).

Следует указать на еще одну группу глинистых минералов — **пальгорскита** (англ. — *palygorskite*) и **сепиолита** (англ. — *sepiolite*). Название пальгорскит было введено Т. Савченко в 1862 г. для описанного им волокнистого минерала, найденного на р. Поповка Пальгорской дистанции Пермской губернии, хотя под названием «горная кожа» минерал был известен с начала XVIII столетия (Ферсман, 1952).

Кроме этих чистых минеральных типов глин существуют так называемые смешанослойные образования, в структуре кристаллической решетки которых чередуются пакеты раз-

ной структуры, характеризующие различные минеральные виды. Таковы, например, каолинит-гидрослюдистые, каолинит-монтмориллонитовые, хлорит-сметкитовые, гидрослюда-монтмориллонитовые и другие сочетания. Некоторые из них получили даже собственные названия: ректорит — гидрослюдисто-монтмориллонитовый, корренсит — хлорит-монтмориллонитовый и другие минеральные виды.

Поскольку размер частиц всех минералов в глинистых породах весьма мал и в абсолютном большинстве случаев менее стандартной толщины петрографического шлифа (0,03 мм), их определение под микроскопом весьма затруднительно и возможно практически лишь при мономинеральном составе и ориентированном субпараллельном расположении всех частиц.

Кроме собственно глинистых минералов, определяющих само наличие глинистых пород, в них нередко в значительных количествах присутствуют и неглинистые минералы — примеси. Среди последних имеются как аллотигенные, так аутигенные минералы. Среди первых преобладает обломочный кварц, обычно алевритовой размерности, присутствуют полевые шпаты, слюды. Список аутигенных минералов-примесей более широк. Наиболее частыми являются карбонаты — кальцит, доломит, реже сидерит и анкерит, сульфаты — гипс, ангидрит, целестин, ярозит, алунит, а также опал, кристобалит, халцедон, фосфаты, пирит, марказит, оксиды и гидроксиды железа и марганца, цеолиты, органическое вещество в виде битумов и углистого материала и др.

### **6.3. КЛАССИФИКАЦИЯ, ОСНОВНЫЕ ТИПЫ И СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД**

Основой для классификации глинистых пород является прежде всего их минеральный состав. По этому показателю глины подразделяются на мономинеральные (каолинитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые, хлоритовые) и полиминеральные. При этом последние нередко представляют собой не просто смеси разных минералов, а сложные смешанослойными минералами. Среди мономинеральных глин наибольшим распространением пользуются гидрослюдистые, затем глины монтмориллонитовой группы. Мономинеральные каолинитовые и хлоритовые глины существенно более редки.



Другой классификационный показатель, который определяется быстрее и проще уже при обычном визуальном макроскопическом исследовании, — это степень плотности породы, ее способность к размоканию. По этому показателю, который в общем виде связан с катагенетическими и частично начально-метаморфическими преобразованиями, все глинистые породы (глины в широком смысле слова) подразделяются на глины (в узком смысле слова), аргиллиты и глинистые сланцы.

Глины (англ. — *clay*) — пластичные, размокающие в воде породы. В этих породах частицы глинистых минералов не связаны друг с другом, поэтому при водонасыщении отделяются друг от друга, и при достаточном количестве воды образуется жидкая суспензия.

Аргиллиты (англ. — *argillite*) — внешне часто похожие на глины, но более плотные камнеподобные породы с неправильным землистым или раковистым изломом, не размокающие в воде и, соответственно, не обладающие пластичностью. Чаще всего это серые и темно-серые породы гидрослюдистого состава (причины — см. далее). Прочность аргиллитов обусловлена как существенным уплотнением, когда частички глинистых минералов столь плотно прилегают друг к другу, что они за счет действия межмолекулярных сил уже не отделяются одна от другой, так и дополнительной цементацией кремнеземом, карбонатами и т.д. Это уплотнение сопровождается хотя бы частичной перекристаллизацией. Поскольку переход глин в аргиллиты происходит обычно под влиянием увеличивающегося давления (при погружении или боковом стрессе), последние часто имеют слабо выраженную сланцеватую текстуру и могут раскалываться на тонкие пластинки.

Глинистые сланцы (англ. — *shale*) — по сути уже породы, претерпевшие начальные стадии метаморфизма, хотя и не потерявшие своих первично осадочных характеристик. Для них характерны отчетливо выраженная сланцеватость, перекристаллизация глинистых минералов с появлением новообразованных серицита и хлорита.

Приведенные выше английские варианты основных терминов, если можно так выразиться, в значительной степени идеальны. Дело в том, что в англоязычной литературе использование их весьма вольное, точный смысл может быть установлен по контексту, и то не всегда. Так, термин «*shale*» (дословно — сланец) нередко употребляется по отношению к слоистым глинам и суглинкам, т.е. является как бы всеобщим. То же самое термин «*clay*», который, как и в русском языке,

может означать глину в узком, дословном смысле слова, а может относиться к глинистым породам в целом.

Многие, если не большинство, специфических свойств глинистых пород обусловлены их крайне тонкозернистой структурой и особыми свойствами глинистых минералов.

Одно из наиболее известных свойств глин, которое первоначально начало использоваться человечество, — их пластичность, которая определяет технологические свойства глин как полезного ископаемого, сырья в производстве различных изделий, а нередко и некоторые геологические особенности, например, появление глиняного диапиризма. Это свойство вызывает иногда и смятие буровых труб и обсадных колон в нефтяных и газовых скважинах.

Пластичность зависит от минерального состава, степени дисперсности, количества удерживаемой глиной воды. Наиболее пластичными являются натриевые монтмориллониты, менее пластичны гидрослюды и наименее пластичны первичные каолины. Таковы, например, каолиновые глины подугольных и покрывающих угли пластов, которые называются сухарными или тонштейнами (от немецкого *der Stein* — камень, *der Ton* — глина). Они отличаются повышенной прочностью (поэтому и называются камнеподобными), акустической жесткостью, раковистым изломом. Непластичными являются аргиллиты и глинистые сланцы.

Очень важным свойством глин является их набухаемость — увеличение объема при поглощении воды. Вода может располагаться между частицами, но главным образом ее молекулы могут проникать внутрь кристаллической решетки между тетраэдрическими и октаэдрическими слоями в смектитах, тем самым значительно увеличивая первоначальный объем породы. Степень набухаемости возрастает от каолинита к гидрослюдам и далее особенно резко к монтмориллониту.

С тонкодисперсной структурой глин связана и их высокая адсорбционная способность. Напомним, что кубик с ребром в 1 см обладает поверхностью 6 см<sup>2</sup>. Если его разрезать на кубики с ребром 10<sup>-2</sup> см, их общая поверхность составит 600 см<sup>2</sup>, а с ребром 10<sup>-4</sup> см общая поверхность составит уже 600 000 см<sup>2</sup>. Таким образом, благодаря мелким размерам кристалликов глинистых минералов, которые обычно имеют размеры менее тысячных долей миллиметра, их суммарная удельная поверхность огромна, и глины обладают мощной способностью присоединять к себе, адсорбировать ионы и молекулы других веществ. Эта способность возрастает и за

счет того, что при такой дисперсности появляются оголенные ионы, свободные заряды, которые также притягивают к поверхности различные вещества. Адсорбционная способность связана с размером частиц обратной зависимостью — чем меньше частицы, тем она сильнее. Поэтому она возрастает от каолинита к гидрослюдам и особенно к монтмориллонитам.

Последниеобладают мощными моющими и отбеливающими свойствами, поскольку интенсивно адсорбируют на своей поверхности различные «загрязняющие примеси». Это свойство монтмориллонитовых глин давно и с успехом используется человечеством, поэтому глины такого состава, как всякое полезное ископаемое, часто имеют собственные местные названия. Так, в Крыму и на Северном Кавказе они называются *килом* или *кеффекелитом* (от Каффа — древнее название Феодосии). Одним из обязательных ритуалов отдыхающих в Коктебеле (Планерном) является необходимость полностью облепиться черной грязью, а затем смыть ее в море. Волосы после мытья этой глиной даже морской водой становятся очень мягкими. В Азербайджане и Туркменистане глины такого состава называются *гюльаби*, на южной Украине — *асканинты* или *аскангели* (от Аскания-Нова), в Грузии — *гумбрины* (поселок Гумбри). Отбеливающие и моющие свойства таких глин, в частности, использовались на Кавказе при производстве ковров.

Одним из следствий высокой адсорбционной способности, равно как и особенностей строения кристаллической решетки глин, является наличие поглощенных ионов, которые могут обмениваться друг с другом. Главными поглощенными катионами являются  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ , анионами —  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ .

Емкость поглощения глины, т.е. общее количество обменных ионов, зависит от состава глин, строения их решетки, степени дисперсности и других показателей и возрастает от каолинита к монтмориллониту. Так, емкость катионного обмена каолиновых глин составляет 3–15, гидрослюдистых (иллита) 10–40, хлоритовых 10–40, сепиолит-аттапульгито-пальгорскитовых 20–30 и монтмориллонитовых 80–150 мг-экв на 100 г (Грим, 1967).

Из других важных свойств глин можно отметить огнеупорность, которая снижается от каолиновых к монтмориллонитовым, спекаемость, способность образовывать устойчивые суспензии и др.

Внешне глины разного минерального состава не очень четко отделяются друг от друга.

Чистые каолиновые глины, или каолины, могут быть белыми, серыми, желтовато-серыми. Они не разбухают в воде и слабо пластичны. Излом сухарных глин раковистый, матовый, неровный, у более пластичных разновидностей может быть гладким, чешуйчатым, иногда глянцевоитым на плоскостях сколжения. Каолиновые глины, особенно «первичные каолины», в корках выветривания обычно не слоисты, имеют массивную сплошную текстуру; переотложенные каолины обладают неотчетливой слоистостью.

Чистые гидрослюдистые глины имеют зеленовато-серую, голубовато-серую или красноватую окраску, в воде практически не разбухают. Излом их шероховатый, чешуйчатый, неровный. Обычно гидрослюдистые глины в той или иной мере карбонатны, содержат песчаную и алевроитовую примесь. Это сразу же отражается в их повышенной прочности, а при растирании пальцами чувствуется царапание. Достаточно часто гидрослюдистые глины обладают различными видами слоистости, плитчатой, комковатой отдельностью.

Для монтмориллонитовых глин наиболее характерна белая, серая, бледная желтовато-зеленовато-серая и зеленовато-голубоватая окраска. Эти глины в массе своей легко размокают в воде, сильно набухают, благодаря своей исключительной дисперсности они жирные на ощупь и, как описано выше, обладают мылящими свойствами.

Хлоритовые глины встречаются обычно в виде относительно маломощных пластов; цвет их зеленый, темно-зеленый, почти до черного. В воде размокают, но не набухают.

Свойства полиминеральных глин еще менее индивидуализированы.

Следует также отметить, что первичный собственный цвет глин встречается достаточно редко. Практически всегда они окрашены, и их цвет определяется главным образом теми или иными примесями, окрашивающими в зеленоватые (закисные соединения железа, глауконит), желтые, коричневые (гидроксиды трехвалентного железа), серые, темно-серые и до черных тона. Последние окраски обусловлены, главным образом, наличием дисперсного органического вещества, причем по мере возрастания его содержания интенсивность окраски увеличивается до черной.

Завершая краткую характеристику глинистых пород, необходимо отметить одну важную для геологов-нефтяников характеристику. Глины в целом содержат максимальные концентрации рассеянного органического вещества по сравне-

нию со всеми другими осадочными породами. По Н.Б. Вассовичу (Вассович и др., 1973), кларк органического углерода для всех осадочных пород континентального сектора стратиферы составляет 0,62 %, субкларк в глинах равен 0,9 %, и в них сосредоточено 75 % общей массы этого элемента в осадочных породах. Субкларк органического углерода в песчаниках равен 0,2 %, в алевролитах 0,45 %, карбонатных породах 0,2 %, сульфатах и солях 0,1 %. Количества органического углерода, содержащегося в этих породах, относительно его общего количества в осадочном комплексе равны соответственно 4,44, 11,82, 5,83 и 0,006 %. Максимальны концентрации органического углерода в ископаемых углях (67 %), горючих сланцах (16,5 %) и своеобразных отложениях — доманикитах и баженовитах (6 %), т.е., опять-таки, в породах либо преимущественно, либо существенно глинистых. Однако суммарно в них содержится не более 3 % общего количества органического углерода.

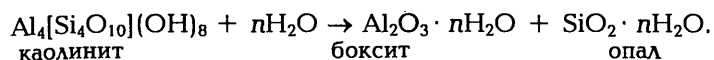
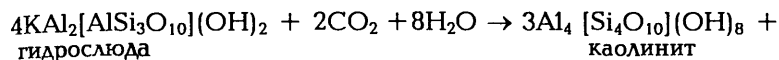
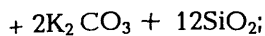
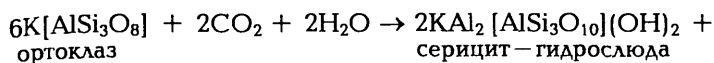
#### **6.4. МЕХАНИЗМЫ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ**

Говоря о глинах, и глинистых породах вообще, следует точно представлять и разделять механизмы и условия, прежде всего геохимические, образования специфических глинистых минералов, с одной стороны, и обстановки образования собственно глинистых пород — с другой. Иногда эти два показателя совпадают, хотя бы во времени и пространстве, но нередко и существенно различаются.

Абсолютное большинство глинистых минералов формируется в процессах химического выветривания — как наземного субаэрального, так и подводного, субаквального (гальмиролиза).

Наиболее изучено образование глинистых минералов в результате наземного химического выветривания исходных магматических пород под действием атмосферных газов, воды, организмов и, главное, продуктов их жизнедеятельности. Формирующиеся при этом первые собственно экзогенные образования получили название кор выветривания. Процессы изменения и минералогического преобразования исходных алюмосиликатов происходят стадийно, т.е. сначала образуются одни минералы, затем они преобразуются в другие и затем

в третью. Например, схемы преобразования алюмосиликатов кислых магматических пород можно представить в виде следующих уравнений:



Надо еще раз подчеркнуть, что это лишь схемы, в природе процессы идут неизмеримо сложнее, сами формулы минералов более сложные, не столь строго определенные, поэтому схемы реакций не строго уравнены.

В итоге серии подобных превращений, в процессе которых имеют место гидратация (присоединение воды), гидролиз (реакция с водой, вхождение ее или радикала  $OH^-$  в состав кристаллической решетки), вынос, а иногда и присоединение катионов, формируется толща, имеющая зональное строение, где каждая зона характеризуется определенным преобладающим составом глин. Примерная схема строения коры выветривания гранитоидов показана в табл. 6.1. К этой таблице следует сделать несколько примечаний.

Химическое разложение происходит обычно не в однородном плотном массиве, а по отдельным обломкам, поэтому в основании коры выветривания обычно имеются горизонты механически раздробленных коренных пород — зона дезинтеграции.

Освобождающийся в процессе выветривания кремнезем в виде опала легко растворяется. Дело в том, что карбонаты щелочных металлов ( $Na_2CO_3$ ,  $K_2CO_3$ ), как соли слабых кислот и сильных оснований, диссоциируют и создают щелочную среду, в которой кремнезем легко растворим. Растворенные продукты либо выносятся за пределы коры выветривания и поступают в осадочный процесс, либо частично просачиваются вниз, образуя вторичную минерализацию нижних зон коры выветривания.

Указанные в табл. 6.1 процессы не всегда реализуются полностью, они могут останавливаться на каких-то стадиях.

Таблица 6.1

Схема зональности коры выветривания гранитоидов в условиях гумидного климата

Зона по преобладающему минералу	Преобладающие процессы		Физическое состояние и минералогия
	первичные	вторичные	
Гиббситовая (латеритная). Железняков	Гидролиза (реакции с водой). Окисления		Светлые или бурые бокситы. Прочная железистая (лимонитовая) шляпа
Каолинитовая	Интенсивное выщелачивание и вынос катионов K, Na, Ca. Начало гидролиза и окисления		Светлая, обычно рыхлая бесструктурная массивная глинистая порода. Преобладает каолинит, реликты гидрослюда и устойчивых минералов – кварца, акцессориев
Гидрослюдистая	Интенсивная гидратация (присоединение воды). Начало выщелачивания		Светлая бесструктурная глинистая масса, местами сохраняющая реликтовую структуру подстилающих пород. Гидрослюды (гидромусковит, гидробиотит). Вверху появление каолинита. Реликты устойчивых минералов – кварца, акцессориев
Дезинтеграция	Процессы механического раздробления пород. Начало гидратации. Начало обесцвечивания биотита за счет выноса хромофоров		Обломочные продукты механического раздробления исходных подстилающих пород. Кварц, микроклин, кислые плагиоклазы, мусковит, биотит. Возможны вторичные кальцитизация и окремнение

Глубина процессов преобразования исходных минералов в большой степени зависит от климата, который, в свою очередь, определяет интенсивность развития растительности и органического вещества в целом. В условиях относительно холодного климата процессы могут останавливаться на уровне образования гидрослюды, в условиях субтропического и тропического климата возможно образование каолинита и даже боксита.

Рассмотренный тип выветривания характерен для областей гумидного климата, т.е. теплого и влажного, с обилием растительности. Последняя генерирует большое количество органического вещества, в том числе гумусовых кислот, которые не только нейтрализуют образующиеся в процессах выветривания щелочи, но и создают кислотную среду, особенно в верхних горизонтах. Поэтому такой тип выветривания называется кислым. Другими словами — образование каолинита как одного из важнейших глинистых минералов происходит в кислой среде.

В условиях аридного климата, т.е. жаркого и сухого, где растительность крайне скудная и соответственно нет или очень мало органического вещества, образующиеся щелочи не нейтрализуются и осуществляется так называемый щелочной тип выветривания. При этом образуются гидрослюды и монтмориллонит, особенно по основным, богатым кальцием, магнием и железом породам, в меньшей степени — палыгорскиты и хлориты.

Следует иметь в виду, что кроме климата минеральный состав образующихся при субаэральном выветривании глин зависит и от состава исходных пород. Так, по основным магматическим породам, богатым железом и магнием, формируются минералы группы смектитов, палыгорскит-сепиолитов и хлоритов.

Своеобразное выветривание происходит и в подводных условиях, когда морская вода с растворенными в ней газами, и прежде всего  $\text{CO}_2$ , который составляет более 66 % растворенных в морской воде газов, а также ионами натрия, калия, кальция и магния, реагирует с донными осадками, вызывая их преобразование. Подобные процессы были в 1922 г. названы К. Гуммелем гальмиролизом. Их нередко рассматривают и как процессы раннего диагенеза, когда существует обмен между наддонной водой и осадками. Последнее не совсем соответствует понятию диагенеза как стадии, когда происходит физико-химическое уравнивание сложной и часто многокомпонентной системы реакционно способных



веществ уже собственно осадка и насыщающих его иловых вод.

Одним из наиболее значимых результатов гальмиролиза является преобразование продуктов подводного вулканизма и внесенного сюда пеплового материала с образованием толщ монтмориллонитовых глин. Таковы упоминавшиеся выше килы, гюльаби, асканиты, гумбрины и т.д. В них в качестве реликтов сохраняются остатки вулканических витрокластов, часто со следами замещения последних монтмориллонитом.

Имеются представления, согласно которым широко известная красная глубоководная глина, покрывающая дно океанических абиссальных равнин на глубинах более 5–6 км, имеющая цеолит-сметитовый состав, также является продуктом аналогичной гальмиролитической переработки подводной пирокластики (Дриц, Коссовская, 1990).

Существенно меньше глинистых минералов образуется за счет химического синтеза, когда в бассейн в той или иной, часто коллоидной форме поступают  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  и другие компоненты, которые, соединяясь, образуют глинистые минералы.

Надо сказать, что состав подобных аутигенных образований в значительной степени обусловлен геохимическими условиями их формирования. Так, в болотах с их кислыми условиями (низкими значениями pH) образуется каолинит и минералы его группы. Поэтому, например, глины угленосных толщ, особенно подугольные, обычно каолинитовые, в том числе те самые сухарные, или тонштейны, о которых говорилось выше.

В щелочных (содовых) озерах аридной зоны, осолоненных лагунах с повышенными значениями pH образуются минералы группы смектитов, а также палыгорскит-сепиолитов.

По-видимому, одним из наиболее известных глинистых минералов ксеногенного происхождения, который, однако, не образует сколько-нибудь заметных глинистых толщ, является глауконит. Образуется этот минерал почти исключительно в морской среде, хотя отмечены редкие случаи его нахождения в порых выветривания (Дядченко, Хатунцева, 1955; Кузнецов и др., 1959). Морской глауконит образуется в процессах гальмиролиза, или, скорее, в большем масштабе — раннего диагенеза. С одной стороны, достаточно часто встречаются и хорошо изучены процессы замещения глауконитом биотита, реже — зерен роговых обманок, обломков вулканического стекла. Более распространены глаукониты, синтезированные в иловых растворах из коллоидов кремнезема, гидроксидов

алюминия и железа, ионов калия. Эти первоначально коллоидные образования замещают остатки раковин, особенно мелких фораминифер, образуют гнезда и стяжения, цементируют обломочный материал и в наиболее типичном виде формируют комочки почковидной формы с радиально расходящимися от центра трещинами синерезиса. Последние формы как раз и являются типичными показателями первичного коллоидного стяжка, который затем кристаллизуется в глауконит. Немаловажную роль в синтезе глауконита играет бактериальная жизнедеятельность, которая обеспечивает главные геохимические условия его образования — слабощелочные и слабоокислительные. Напомним, что в глауконите содержится как двухвалентное, так и трехвалентное железо.

В морских условиях в щелочной обстановке могут, видимо, формироваться и минералы группы палыгорскит-сепиолита. Они, например, обнаружены в глубоководных глинистых океанических осадках, а в минералогических количествах, не имеющих породобразующего значения, — в мергельно-домитовых отложениях карбона Подмосковья и других районов. Аутигенный характер этих минералов сомнений не вызывает, но они в этих отложениях могут быть не только диагенетическими, но и катагенетическими. При этом важны не только и, видимо, не столько резко щелочные среды (рН может быть и не очень высоким), но и повышенные содержания магния.

## **6.5. ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД**

Глинистые породы, в том числе образующие существенные скопления, а часто и мощные толщи широкого площадного распространения, формируются в самых разнообразных условиях. В целом по условиям образования глинистых отложений их можно разделить на две большие группы — остаточные и собственно осадочные. Первые — это глины континентальных кор выветривания. Вторые в свою очередь подразделяются по крайней мере на три части. Во-первых, это механически переотложенные — размывтые, перенесенные и вновь отложенные в виде осадков в различных условиях. Такие глины, по-видимому, основная в количественном отношении часть. Во-вторых, это продукты гальмиролитического преобразования осадков водоемов, и прежде

Всего вулканических продуктов — своего рода остаточные субаквальные отложения. Наконец, в-третьих, — это аутигенные глины, образованные химическим путем в данном месте.

В связи с этим обычно выделяется несколько фациальных типов глинистых пород, т.е. отложений, формирующихся в тех или иных обстановках.

На континенте это прежде всего элювиальные глины, т.е. глины кор выветривания, в том числе почв — как самой верхней и наиболее геохимически активной части этих кор. Вещественный состав элювиальных глин содержит генетически ценную информацию об обстановках их образования. Так, каолинитовые глины указывают на гумидный климат и кислоту в целом геохимическую обстановку, монтмориллонитовые — на щелочные условия и чаще всего аридный климат. Поскольку гидрослюды формируются в разных условиях, их генетическое значение менее определенное.

Ледниковые (моренные), пролювиально-делювиальные, речные и озерные (в значительной степени) глины — это почти всегда глины переотложенные, т.е. их состав наследует минералогию глин кор выветривания, хотя чаще всего это полиминеральные глины с существенным, а нередко и преобладающим гидрослюдистым составом. Вместе с тем, некоторые специфические континентальные обстановки определяют и своеобразный состав глинистых пород. Так, болотные глины имеют преимущественно каолинитовый состав, поскольку формируются в кислых средах, примером чего могут быть описанные выше сухарные глины. Озерные глины засушливых областей часто имеют монтмориллонитовый, палыгорскит-сепиолитовый минеральный состав, поскольку эти озера характеризуются, как правило, щелочными водами (так называемые щелочные озера).

Как указывалось ранее, цвет глин определяется главным образом наличием тех или иных примесей, состав и количество которых зависит уже от обстановок осадконакопления.

Разнообразие геохимических условий на континенте обуславливает и разнообразие окрасок континентальных глин. Глины болот и озер гумидной зоны могут быть темно-серыми до черных, поскольку здесь присутствует органическое вещество растительного происхождения. Нередко они имеют серую или сизую окраску, так как в кислых восстановительных средах этих водоемов происходит растворение и вынос главного хромофора — железа (процессы оглеения) (Перельман, 1979). Очень часто, особенно в зонах аридного климата, озерные и тем более субэвральные глины имеют бурую и крас-

ную окраску и содержат в существенных количествах карбонаты (кальцит, доломит), иногда сульфаты (гипс, ангидрит, иногда целестин).

Наиболее широко распространены в осадочной оболочке Земли морские глины, которые нередко образуют мощные толщи очень широкого площадного распространения. При этом глинистые породы формируются как в прибрежных условиях, так и на шельфах и в океанических глубинах. Важнейшим условием их накопления является спокойная обстановка, очень слабая гидродинамика, ибо только в этих условиях могут осажаться и фиксироваться на дне тончайшие частички глинистых минералов, хотя далеко не всегда это осаждение происходит по законам простой механической седиментации. Дело в том, что при размерах частиц менее 0,01 мм их осаждение под действием силы тяжести, описываемое законом Стокса, не происходит. Частицы такого размера в результате броуновского движения будут постоянно находиться во взвешенном состоянии. Для осаждения они должны тем или иным образом соединиться в более крупные образования. Этот процесс может быть чисто механическим, когда частицы слепаются в хлопья, или происходить путем биофильтрации. Многие организмы-фильтраторы пропускают сквозь себя воду, усваивают питательные вещества, микропланктон, а находившиеся в воде глинистые частички склеивают органическим веществом и выбрасывают в виде комочков — пеллет, которые осаждаются уже как более крупные «зерна». Правда, и в этом случае необходимым условием осаждения является очень слабая гидродинамика среды. В осадке органическое вещество разрушается, комочки деструктурируются и остается более однородная гомогенная масса. Вместе с тем, реликтовая пеллетовая структура иногда сохраняется и в глинистых породах.

Минеральный состав морских глин частично наследует состав механически перенесенного и переотложенного материала с суши, а частично формируется непосредственно в морских обстановках, отражая их условия.

В самом общем, сильно генерализованном виде в профиле: прибрежная зона — шельф — центральная часть бассейна происходит смена каолиновых глин гидрослюдистыми, а затем монтмориллонитовыми. Но, подчеркнем еще раз, — это очень и очень общая и упрощенная схема.

В опресненных лагунах гумидных побережий состав глин в существенной степени каолиновый. В прибрежных зонах, куда каолинит поступает в виде механической взвеси с кон-

тинента, он частично сохраняется, но в значительной мере трансформируется. Во-первых, относительно хорошо образованные кристаллы континентального каолинита подвергаются механическому воздействию, расслаиваются на пластинки, края которых разрываются, крошатся. Во-вторых, щелочные среды ведут к его химическому изменению, разрушению и, видимо, хотя бы частичной гидрослюдизации. В лагунах аридных побережий с их повышенной соленостью, а главное, щелочностью, равно как и в морях с повышенной щелочностью, где осаждались доломиты, в ассоциации с ними формируются магнезиальные палыгорскиты. Таковы, например, палыгорскиты каменноугольных отложений Подмосковья (Ферсман, 1952).

В собственно морских отложениях преобладают гидрослюды и смектиты. Последние могут слагать мощные глинистые толщи, образовавшиеся при подводном преобразовании вулканических продуктов в щелочных средах. Смектитовый или, точнее, цеолит-смектитовый состав имеют и абиссальные «красные глубоководные глины».

Цвет морских глин во многом зависит от количества и характера хромофоров — органического вещества, соединений железа разной валентности и др., что, в свою очередь, связано с обстановками осадконакопления.

Морские темноцветные, почти черные тонкоотмученные глины, обогащенные органическим веществом, отлагаются в относительно глубоководных условиях. В этом случае волнение не достигает дна, взмучивания не происходит и формируется правильная тонкослоистая или даже микрослоистая текстура. Отсутствие волнения и определенная застойность ведет к некоторому дефициту в придонном слое кислорода, который мог бы окислять накапливающийся в осадке органический материал. Вместе с тем, это не были полностью анаэробные бескислородные условия, поскольку здесь обитала и донная фауна, представленная, в частности, пелециподами и/или брахиоподами с тонкостенными слабоскульптурированными раковинками. Такой характер створок подтверждает спокойную гидродинамику придонных слоев, поэтому организмам не было необходимости строить массивную раковину, способную противостоять волнению или течению. Вместе с тем, жизнь в таких водоемах была весьма активна, что определило и высокую биологическую продуктивность, и поступление в осадок значительного количества органического материала. Основным поставщиком его был планктон, чаще всего бесскелетный, остатки которого поэтому не обнаружи-

ваются, но одновременно достаточно обильными были нектонные активно плавающие организмы, например, мезозойские головоногие — аммониты и белемниты. Примерами подобных толщ являются альбские глины Предкавказья и Средней Азии, майкопские глины Предкавказья, баженовская свита Западной Сибири и др. На примере последней можно говорить о тех факультативных, неглинистых компонентах, содержание которых, однако, может быть достаточно велико. Это кремнистый и карбонатный материал, в ряде других толщ — фосфатный и др.

В обстановке аэрируемого придонного слоя, даже в глубоководных условиях, окраски глин желтые, коричневые, красные, обусловленные наличием соединений трехвалентного железа. Примером крайне глубоководных глин такого типа является упоминавшаяся выше так называемая красная глубоководная глина. Вертикальный океанический водообмен поставляет в придонные слои кислород, а остатки живших в верхней фотической части водной толщи организмов, главным образом планктонных («дождь трупов»), сюда практически не поступают, так как органическое вещество частично усваивается нектоном, частично окисляется на путях осаждения, и здесь существует окислительная обстановка, обуславливающая формирование оксидных форм.

## 6.6. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Наиболее ярким и осязаемым результатом постседиментационных — диа- и катагенетических — изменений глинистых пород является их уплотнение и переход от водонасыщенных илов к легко размокаемым глинам, далее к уплотненным глинам, аргиллитам, и, наконец, на начальных стадиях метаморфизма формируются глинистые сланцы. Этот процесс внешне выглядит как чисто механическое «окаменение», однако он сопровождается и очень важными химико-минералогическими изменениями или, точнее сказать, эти изменения столь же, если не более, важны и принципиальны, чем простое уплотнение.

Уже в диагенезе происходит ряд важных преобразований, например, перекристаллизация и дегидратация глауконита с появлением типичных для этого минерала почковидных округлых форм с трещинами синерезиса, ориентированными от

центра к периферии. На этой стадии происходит и максимальное удаление межзерновой и частично физически связанной воды. В катагенезе уплотнение и обезвоживание количественно уменьшаются, но процесс приобретает принципиально новое качество и ведет к трансформации глинистых минералов, переходу одних минеральных видов в другие. Очень наглядно это было показано на примере распределения по глубинам разных минералов в разрезах мезозоя Прикаспийской впадины (рис. 6.1). На основе многочисленных анализов было установлено, что на глубинах около 1800—2000 м исчезает монтмориллонит, 3000—3200 м — каолинит и смешанослойные, которые, как оказалось, переходят в гидрослюды и, видимо, хлориты. Позднее это явление было подтверждено на многочисленных примерах других регионов, хотя сами значения глубин исчезновения минералов группы смектитов и каолинита могут быть различны. Последнее совершенно естественно, поскольку переход их в гидрослюды и хлориты зависит от конкретных геологических условий — геотермического градиента, скорости прогибания, т.е. времени нахождения в определенных термодинамических условиях и т.д. Важен сам факт подобной трансформации.

Установлено, что при температурах порядка 70—80 °С из кристаллических решеток смектитов начинают удаляться межслоевые молекулы воды, ионы гидроксила и обменных катионов, катионы  $\text{Si}^{4+}$  в тетраэдрах замещаются на обладающие меньшим ионным радиусом катионы  $\text{Al}^{3+}$ , что сопровождается выносом кремнезема, а освободившиеся валентности замещаются ионами  $\text{K}^+$ . В итоге образуются минералы группы гидрослюд. Это, кстати, одно из обстоятельств, определяющих количественное преобладание гидрослюд над другими глинистыми минералами в целом, и особенно в разрезах нефтяных месторождений, залегающих на значительных глубинах.

Подобная трансформация глинистых минералов имеет важные последствия в нефтяной геологии. Дело в том, что переход монтмориллонита в гидрослюду сопровождается выделением энергии. Это тепло является дополнительным фактором, ускоряющим созревание рассеянного органического вещества (напомним, что средняя концентрация органического вещества в глинах в несколько раз выше, чем в других распространенных осадочных породах — песчаниках и карбонатах, а многие глины содержат его существенно выше кларкового уровня) и преобразование его в углеводороды. Последние отделяются от исходного вещества и, выделяясь из

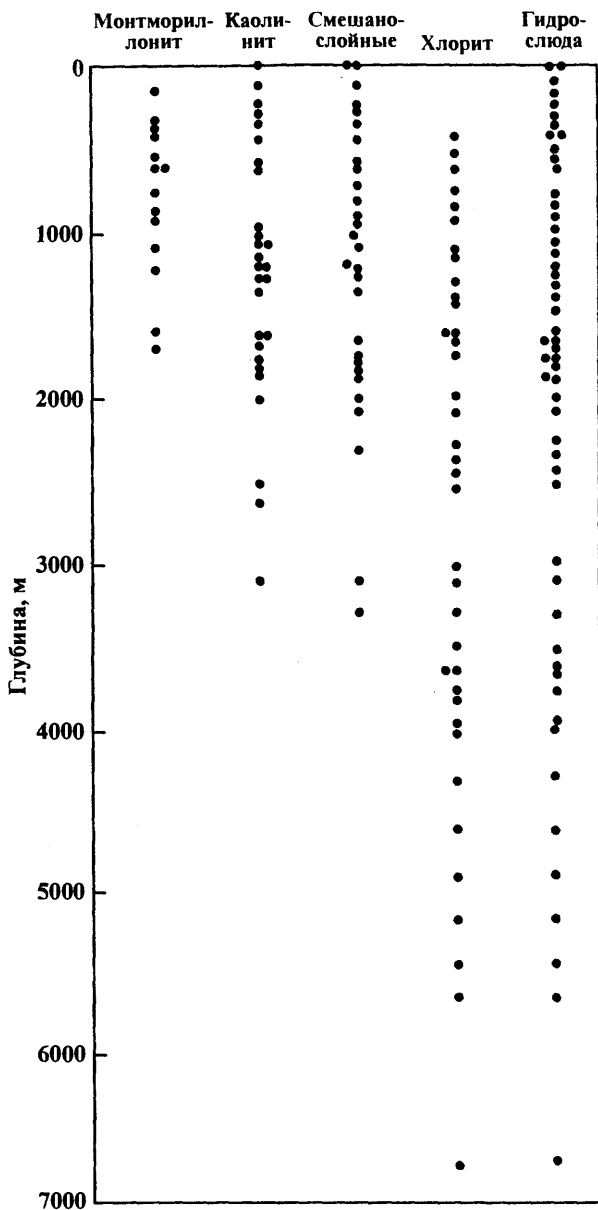


Рис. 6.1. Изменение ассоциации глинистых минералов в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины с глубиной (по Б.К. Прошлякову)



породы, производят природный флюидоразрыв, т.е. сами создают себе емкость и превращают глины в коллекторы. Промышленные залежи в коллекторах такого рода открыты в майкопских глинах Предкавказья, баженовской свите Западной Сибири и других районах.

Второе следствие этой трансформации — появление свободной воды и ее удаление. Чисто механическое отжатие воды происходит в диагенезе и на начальных стадиях катагенеза. При этом удаляется находящаяся в межзерновом пространстве так называемая свободная вода, что ведет к снижению пористости породы. На значительных глубинах при перестройке кристаллической решетки удаляется химически связанная вода, причем количества ее весьма существенны. Так, выделяющаяся при дегидратации межслоевая и пленочная вода монтмориллонита составляет около 10—15 % от первичного объема осадка. Из физики известно, что вода — это практически несжимаемая жидкость, и выделившейся из кристаллической решетки воде надо где-то поместиться, куда-то деться. Если глины переслаиваются с изначально пористыми и проницаемыми породами, например, песчаниками, то она выжимается туда вместе с растворенными в ней компонентами, что ведет к вторичной цементации этих песчаников. Прорываясь к поверхности по трещинам и зонам разломов в области пониженных температур и давлений, эти горячие воды, содержащие в растворе различные соединения, начинают осаждать их, и образуются гидротермальные жилы, в том числе с рудной минерализацией, не имеющие ничего общего с эндогенным источником ни воды, ни переносимых ею компонентов.

Если же процессы трансформации и выделения воды происходят в мощных однородных глинистых толщах, то формируется система литогенетических катагенетических трещин.

Это, наряду с отмеченным выше образованием вторичной трещиноватости за счет образования углеводородов, ведет к тому, что глинистые породы в форме аргиллитов приобретают свойства коллектора.

## 6.7. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

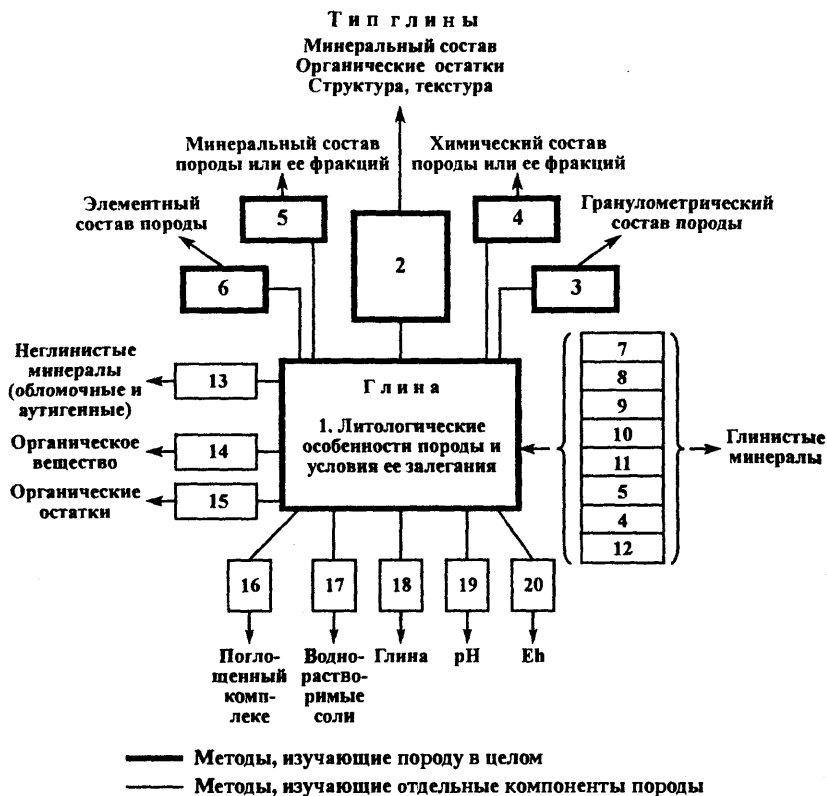
Исследование глинистых пород имеет свою специфику и достаточно сложно. Это определяется прежде всего и главным образом высокой дисперсностью, что делает практически невозможным или крайне затруднительным самый

общий и универсальный метод изучения пород в шлифах под микроскопом. Кроме того, сложный и часто не постоянный состав глинистых минералов, сложная и разнообразная структура кристаллической решетки, наличие смешанослойных минералов, равно как и полиминеральных глин, требуют использования сложной дорогостоящей аппаратуры, далеко не всегда имеющейся как в учебных заведениях, так и в научных и тем более производственных организациях. Другими словами, анализы эти, как правило, не могут быть массовыми.

Одним из наиболее полных и удачных пособий по исследованию глинистых пород является «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин», составленное коллективом авторов под руководством М.Ф. Викуловой. Безусловно, ряд положений сейчас пересмотрен, более широко внедрена некоторая аппаратура, появились и новые приборы. Вместе с тем, несмотря на то что руководство издано в 1957 г., оно до сих пор является важным и практически всеобъемлющим пособием по данной проблеме, которое широко используется и в новейших изданиях, в том числе учебных. Оно может быть с полным правом рекомендовано студентам для первоначального изучения глинистых пород и методов их исследования.

Сложности изучения глинистых пород определяют и широкий спектр исследования различных компонентов породы разными методами. Обобщенная схема такого комплексного исследования показана на рис. 6.2, взятом из указанного методического руководства. Ясно, что в вузовском курсе «Литологии», равно как и в большинстве научных и производственных организаций, весь комплекс не может быть использован, поэтому в данном пособии рассмотрены только наиболее общие методы, а для некоторых указаны лишь принципы, области применения и характер решаемых ими задач.

Изучение глинистых пород, как и всех других, начинается с макроскопического описания, где указывается цвет, пластичность, размокаемость, карбонатность, наличие тех или иных устанавливаемых визуально примесей и включений песчано-алевритового материала, остатков фауны и флоры, текстура и т.д. В обнажениях обязательно отмечается характер залегания, мощность пластов, взаимоотношения их с другими породами и т.д. В керне и при изучении образцов в камеральный период многие из этих показателей отсутствуют, но по возможности все видимые характеристики должны быть отмечены.



**Рис. 6.2. Методы изучения глинистых пород (по М.Ф. Викуловой):**  
 1 — полевое изучение; 2 — петрографическое изучение шлифа; 3 — гранулометрический анализ; 4 — химический анализ; 5 — термический анализ; 6 — спектральный анализ; 7 — изучение оптических свойств агрегатов ориентированных частиц глинистых минералов размером менее 0,001 мм; 8 — электронная микроскопия; 9 — электронографический анализ; 10 — рентгеновский; 11 — спектрофотометрический анализ; 12 — изучение инфракрасных спектров поглощения; 13 — минералогический анализ неглинистых минералов; 14 — изучение органического вещества; 15 — органические остатки — палеонтологические определения; 16 — изучение поглощенного комплекса катионов; 17 — определение водорастворимых солей; 18 — диализ и электродиализ; 19 — определение pH; 20 — определение Eh

Возможности самого массового и стандартного метода изучения осадочных пород — в шлифах — в значительной степени ограничены: дисперсность основного породобразующего компонента — глинистых минералов — не позволяет определить или очень затрудняет определение самых важных его свойств — минерального состава по оптичес-

ким константам, формы и размеров частиц этих минералов и др.

При изучении глинистых пород под микроскопом следует прежде всего оценить количество глинистого материала и неглинистых примесей, т.е. описать общий вид породы в шлифе. Далее описывается общая характеристика основной глинистой массы. Поскольку частицы отдельных глинистых минералов всегда меньше стандартной толщины шлифа (0,03 мм), то в шлифе, по сути дела, наблюдаются не отдельные частицы — кристаллы, а их совокупность, причем в каждой точке не менее трех частиц (при максимальном размере частиц 0,01 мм и толщине шлифа 0,03 мм). При этом на каждой границе этих частичек свет преломляется, двупреломляется и в итоге рассеивается. В результате в шлифе видна более или менее однородная непрозрачная или полупросвечивающая масса. В зависимости от размеров частиц и наличия тех или иных примесей она может быть серой, темно-серой, желтоватой, бурой, зеленоватой и т.д. Поскольку частицы глинистых минералов обычно ориентированы по-разному, то при введении анализатора все сразу они угасать не будут, но часть из них окажется в положении угасания, т.е. через породу будет проходить не весь свет, который проходил без анализатора. В результате эта однородная масса становится темнее, но при вращении столика микроскопа полностью не угасает (см. также гл. 2).

В некоторых глинах наблюдается беспорядочно-чешуйчатое строение, особенно когда в них имеются относительно крупные чешуйки гидрослюд. В этом случае на фоне серой и темно-серой более или менее однородной массы отмечаются светло-серые, желтоватые, золотистые волоски, чешуйки, штришки и т.д., которые и представляют собой частицы гидрослюд размером, по крайней мере, сопоставимым с толщиной шлифа.

В редких случаях, когда удлинённые, листоватые частички глинистых минералов осаждаются в очень спокойных водах, они ложатся субпараллельно друг другу и образуется ориентировано-агрегатное строение. При этом они формируют как бы один кристалл, поскольку чешуйки имеют одинаковую или, по крайней мере, близкую оптическую ориентировку. В этом случае при вращении столика микроскопа отмечается осветление и затемнение всего шлифа или его значительной части. При таком строении можно попытаться по оптическим константам определить минеральный состав. В общем же случае при стандартных описаниях шлифа, особенно поли-

минеральных глин, состав их определить не представляется возможным.

Исходя из наличия тех или иных примесей, можно выделить несколько основных структур.

Для «чистых» глин это пелитовая структура и ее некоторые разновидности, относящиеся, скорее, к микротекстурным характеристикам — беспорядочно-чешуйчатая, ориентированно-агрегатная и др.

При наличии тех или иных примесей выделяются и некоторые другие структуры. Достаточно часты песчано-пелитовые, алевро-пелитовые структуры, когда глины содержат обломочный материал соответствующей размерности. Другая нередкая структура — фитопелитовая, когда в глинах присутствуют форменные остатки растительности, в том числе спор, пыльцы, водорослей.

После описания структуры породы в целом и ее основной глинистой массы обязательно описываются и все примеси по достаточно стандартным схемам, принятым при изучении обломочных пород, органических остатков, аутигенных минералов и т.д.

В шлифах отмечаются и важные текстурные, точнее, микротекстурные характеристики — микрослоистость, ооидное строение, линзовидность и т.д., которые, естественно, должны быть описаны.

Имеются некоторые относительно несложные методы определения минералогии глин — метод капли, окрашивания и др., однако они в целом не очень достоверны.

Достаточно простым лабораторным методом определения минерального состава глин является метод красителей (Веденеева, Викулова, 1952). Он основан на том, что глины разного состава и соответственно разного строения кристаллической решетки по разному адсорбируют красители и обмениваются с ними катионами с соответствующими изменениями цвета глинистой суспензии. Основными красителями являются метиленовый голубой и бензидин, к которым в разных модификациях добавляются  $KCl$  (введение в систему ионов калия) и  $HCl$  (изменение pH среды). Метод неплохо работает при светлых окрасках глин. Темноцветные глины, обогащенные органическим веществом, перед окрашиванием необходимо обесцвечивать перекисью водорода.

Для точных, и тем более количественных определений необходимы и более сложные методы, среди которых наиболее распространены термический, рентгеноструктурный анализы

и электронная микроскопия. Суть и возможности этих аналитических методов рассмотрены в гл. 4.

Рентгеноструктурный анализ, по сути дела, определяет структуру и параметры кристаллической решетки, которые и позволяют определять минерал. Этот метод, вернее, ряд его разновидностей в настоящее время наиболее точный и в то же время достаточно массовый при специальном исследовании глин.

## 6.8. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЛИН

Уже сам факт широкого распространения глинистых пород, составляющих не менее половины объема всех осадочных пород неогей, говорит об их важном значении в науке и практике. Минеральный состав глинистых пород несет часто важную генетическую информацию о климате и геохимических обстановках места и времени их образования, что уже неоднократно отмечалось.

Напомним, что каолинит формируется в кислых средах (коры выветривания в областях гумидного климата, болота), минералы группы монтмориллонита и палыгорскит-сепиолита — в щелочных условиях: при выветривании в аридном климате, подводно-морских обстановках, содовых озерах и водоемах повышенной солености, которые часто отличаются и повышенной щелочностью, глауконит — практически всегда образуется в морских осадках и т.д.

Надо, однако, четко представлять, что прямые и однозначные выводы только по одному показателю делать весьма опасно, и они должны проверяться и другими независимыми данными. Более того, как показано выше, многие глинистые минералы в катагенезе переходят в гидрослюды, поэтому сама генетическая интерпретация гидрослюдистых глин далеко не однозначна — это могут быть как первичные гидрослюды, формирующиеся в определенных условиях, так и новообразованные, т.е. никак не отражающие первичного состава и соответственно условий их образования. Многие глины являются механически переотложенными, т.е. также не связанными с геохимическими условиями их накопления.

Наличие кор выветривания, а глины составляют основу их петрографического состава, указывает на континентальные условия, спокойный тектонический режим и умеренно рас-

члененный рельеф. Глинистые толщи широкого площадного распространения характерны для эпох тектонической стабилизации и спокойного рельефа — как подводного, так и равнинного наземного, поскольку при высоком и расчлененном рельефе в бассейны седиментации в значительных количествах поставляется не глинистый, а песчано-алевритовый и даже более грубозернистый материал.

Не менее важно и прикладное практическое значение этих пород. Сами глины являются важными полезными ископаемыми. Они используются для производства фарфора и фаянса, различных керамических изделий, разнообразных стройматериалов и изделий — кирпича, черепицы, различных труб, в качестве важного компонента при производстве цемента и т.д. Многие глины — важные и высококачественные огнеупоры с температурой плавления до 1500 °С. Некоторые виды глин являются наполнителями при производстве резины, бумаги, отдельных сортов мыла и других продуктов. Обладающие высокими сорбционными свойствами глины группы монтмориллонита используются как отбеливающие средства во многих производствах, в качестве катализаторов в ряде химических производств. Достаточно подробно требования к глинам, используемым в различных производствах, рассмотрены Р.Э. Гримом (1967).

Уникальна роль глин как основного минерального вещества почв — основы производства всех пищевых продуктов, в том числе — в сельскохозяйственной деятельности человечества. Эта роль почв определяется содержащимся в ней органическим веществам и бактериям, но минеральным носителем этих веществ являются именно глины.

Отдельно следует отметить роль глинистых пород в геологии нефти и газа и вообще в нефтяной промышленности.

Глины, как отмечалось выше, часто содержат повышенные концентрации органического вещества, причем нередко сапропелевого состава, благоприятного для нефтеобразования. Тем самым глинистые породы являются одними из важнейших, если не важнейшими нефтепродуцирующими отложениями.

Благодаря своей тонкозернистости и соответственно очень малым размерам пустот между отдельными частицами, диаметр фильтрующих каналов в глинах очень мал и породы практически непроницаемы, хотя могут обладать высокой пористостью. Поэтому выдержанные пласты глин достаточной мощности являются важными флюидоупорами — покрывками залежей нефти и газа.

Экранирующие свойства покрышек определяются двумя показателями: свойствами собственно глин или, точнее, глинистых минералов и характером глинистых толщ (слоев, пачек и т.д.) в целом. Другими словами, характеристика дается на двух уровнях — чисто породном, на котором эти свойства зависят прежде всего от структуры и минерального состава глин, и на уровне геологических тел, т.е. ассоциаций пород.

На первом, породном уровне наилучшими в этом отношении, т.е. обладающими самой низкой проницаемостью, являются глины монтмориллонитового состава. Это определяется несколькими обстоятельствами. Во-первых, они наиболее тонкозернисты, и, следовательно, размер межзерновых пустот минимален, во-вторых, это глины набухающие, и, в-третьих, они обладают наиболее высокой адсорбционной способностью. При набухании объем и, главное, размер пустот между глинистыми частицами сокращается и породы становятся практически полностью непроницаемыми. Аналогично и воздействие высокой сорбционной способности, поскольку на частичках образуется толстый и прочно удерживаемый слой воды, что резко сокращает размер пустот.

Второй уровень — уже характеристика геологического тела, сложенного глинами. Эти глинистые пачки становятся экранирующей толщей только по достижению определенной мощности, ибо маломощные пласты могут оказаться недостаточными для сохранения углеводородов, особенно газообразных.

Так, глинистая толща турона-дата, а иногда и палеоцена, мощностью более 600 м надежно изолирует огромные газовые залежи Уренгойского и Медвежьего месторождений в Западной Сибири. Глинистые пласты меньшей мощности в самом сеноманском комплексе разделяют его на ряд отдельных продуктивных пластов, которые, однако, гидродинамически связаны друг с другом. Глинистые толщи нижнего альба и нижнего турона экранируют газовые залежи, в том числе гигантского Газлинского месторождения в Западном Узбекистане. Для нефти с ее существенно меньшей миграционной способностью экранирующие глинистые толщи могут иметь меньшие мощности. В Волго-Уральской области маломощные глинистые пласты малиновского надгоризонта являются покрывкой только нефтяных залежей турне, да и то иногда последние имеют общий уровень водонефтяного контакта с залежами в вышележащих песчаниках бобриковского горизонта. Это свидетельствует о гидродинамической связи залежей, т.е. фильтрация через маломощные покрывки в



геологическом масштабе времени осуществляется. Другим показателем, влияющим на экранирующие свойства глинистой толщи, является ее однородность. Примесь алевритового и песчаного материала и тем более прослойки этих пород снижают экранирующие способности толщи в целом.

Имеет значение и состояние глинистых пород — пластичные это глины или уже плотные аргиллиты, которые могут быть микротрещиноватыми. Более того, в настоящее время показано, что трещиноватые аргиллиты могут быть и коллекторами, т.е. традиционное представление обо всех глинистых породах только как о покрышках не совсем точно. Промышленные запасы нефти обнаружены в глинистых породах майкопской серии в Предкавказье, в баженовской свите Западной Сибири и других районах.

Глинистый материал в цементе песчаников — традиционных и до сих пор важнейших коллекторов нефти и газа — оказывает негативное влияние на их коллекторские свойства. При этом, кроме количества глинистого вещества, очень

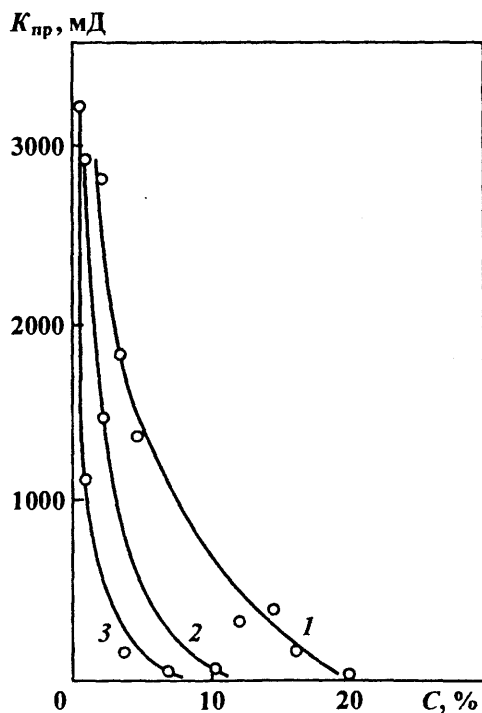


Рис. 6.3. Зависимость коэффициента проницаемости  $K_{пр}$  от содержания  $C$  и минерального состава глинистого цемента (по В.Н. Кобрановой, 1962).

Глины в цементе: 1 — каолиновые, 2 — полиминеральные, 3 — монтмориаллитовые

большое значение имеет и его минеральный состав, причем отрицательное воздействие возрастает в ряду каолинит — гидрослюда — монтмориллонит (рис. 6.3).

Содержащиеся в цементе минералы группы монтмориллонита, присоединяя воду, увеличивают свой объем в 3 раза и более, уменьшают поровое пространство и закупоривают фильтрующие каналы, снижая тем самым пористость и особенно проницаемость. Аналогично влияет и высокая сорбционная способность глин такого состава. На их частичках всегда образуется достаточно толстый слой сорбированной воды, и такие водяные оболочки, также как и способность глин к набуханию, снижают коллекторские свойства пород. Опытным путем установлено, что если в песок с проницаемостью  $60,3 \cdot 10^{-12}$  м<sup>2</sup> добавить каолинит в количестве 2 и 5 %, то коэффициент проницаемости снижается до  $17,4 \cdot 10^{-12}$  и  $0,12 \cdot 10^{-12}$  м<sup>2</sup> соответственно. Добавление таких же количеств монтмориллонита снижало проницаемость уже до  $5,8 \cdot 10^{-12}$  и  $0,02 \cdot 10^{-12}$  м<sup>2</sup>. В серии других опытов (А.А. Ханин) в песчаную фракцию размером 0,15—0,25 мм добавлялось 5 % монтмориллонита. При влажности такой смеси в 5 % проницаемость снижалась в 12 раз, а при влажности 15 % — в 35 раз.

Наконец, глины используются и в других областях нефтяной и газовой промышленности. Бурение глубоких скважин часто невозможно без использования бурового раствора — особым образом приготовленной глинистой суспензии, причем лучшими являются глины монтмориллонитовой группы — бентониты, которые образуют устойчивые суспензии. В ряде производств используются глины подобного состава и для очистки некоторых нефтепродуктов.

Карбонатные породы вместе с глинистыми и обломочными образуют триаду наиболее важных и распространенных пород осадочного чехла Земли. По эмпирическим данным различных авторов содержание карбонатных пород колеблется от 18 до 29 % от общего количества осадочных пород; согласно А.Б. Ронову (1993) они составляют 20,4 % объема всех осадочных образований неогена, при этом объем карбонатных пород равен  $200,6 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ .

Карбонатные породы — это породы, более чем на 50 % сложенные минералами — солями угольной кислоты. Минералов такого состава в земной коре достаточно много (в крупных справочниках приводится описание не менее 70 минералов), однако набор пород резко ограничен. Как правило, это более или менее мономинеральные породы, поэтому их название — это, по сути дела, названия минералов во множественном числе или с добавлением суффикса «лит»: сидериты (сидеролиты), магнезиты (магнезитолиты), родохрозиты (родохрозитолиты), трона, состоящая из минерала — природной соды, однако абсолютно преобладают две породы: известняки, состоящие в основном из кальцита, и доломиты, состоящие из одноименного минерала. В группе известняков в виде самостоятельной породы иногда выделяют мел — породу специфическую по своим физическим свойствам, происхождению и распространению. В составе карбонатных пород обычно рассматриваются мергели — породы переходные к глинистым.

Для более глубокого изучения карбонатных пород можно ознакомиться с книгами В.Г. Кузнецова (1992, 2003), Дж. Петтиджона (1981), Дж. Уилсона (1980), И.В. Хворовой (1958), В.Т. Фролова (1993), Э. Флюгеля (Fluegel, 1982, 2004), М. Таккера и Райта (Tucker, Wright, 1990), а также обратиться к справочным изданиям («Атлас текстур...», 1969; «Атлас струк-

турных компонентов...», 2005; «Карбонатные породы», 1970, 1971; Adams, MacKenzie, 1998; «A Collor Illustrated...», 1978; «Carbonate Depositional...», 1983; Scholle, Ulmer-Scholle, 2003).

## 7.1. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Известняки – это породы, на 50 % и более состоящие из минерала кальцита. Современные известковые осадки в значительной мере сложены арагонитом (напомним, что арагонит имеет тот же химический состав, что и кальцит, но в отличие от тригонального кальцита имеет ромбическую сингонию) и высокомагнезиальным кальцитом, т.е. кальцитом с неупорядоченной кристаллической решеткой, в котором содержание магния иногда достигает 8 %), однако эти минералы, особенно последний, неустойчивы, метастабильны и достаточно быстро уже в диагенезе переходят в кальцит, поэтому известняки, по сути дела, сложены кальцитом.

Кроме основного породообразующего минерала, в известняках в качестве примесей могут присутствовать доломит, глинистый материал, кремнезем (обычно в виде опала, халцедона, реже кварца), глауконит, обломочный материал алевритовой и песчаной размерности, оксиды и гидроксиды железа, пирит, органическое вещество и др.

Частое наличие в известняках того или иного количества доломита требует отмечать его при описании породы; при этом очень важно различать два понятия: «доломитность» и «доломитизация». Первое характеризует лишь наличие доломита в породе, поэтому термины «доломитовый известняк» или «доломитистый известняк» отражают то или иное содержание в известняке доломитовой составляющей, что может быть определено химическим анализом, но не указывает на происхождение этого доломита. Второе же понятие указывает, во-первых, на процесс и, во-вторых, на его вторичность, наложенность на первичную породу (или осадок). В связи с этим термин «доломитизированный известняк» четко указывает на происхождение породы за счет постседиментационного изменения первичного известняка, что очень важно при реконструкциях условий карбонатакопления и для характеристики породы как коллектора. В связи с этим использование термина «доломитизированный» возможно только после детального литологического, в том числе в шлифах, изу-

чения породы и достоверного установления вторичности появления доломита в результате метасоматических процессов.

Доломиты как породы не менее чем на 50 % состоят из минерала доломита. Кроме этого доминирующего и определяющего само название породы минерала, в породах нередко присутствуют кальцит, глинистый материал, кремнезем, обломочный материал, оксиды и гидроксиды железа, реже палыгорскит, гипс, ангидрит, целестин, флюорит (в виде ратовкита), барит, пирит, органическое вещество.

Собственно терригенные обломочные примеси в виде алевритовых, песчаных и более крупных зерен в известняках и доломитах встречается довольно редко и в относительно небольших количествах, поэтому при их наличии к основному названию добавляется соответствующее прилагательное, образованное по правилам, изложенным в гл. 1.

Известняки и доломиты обычно светлые породы — от чисто белого мела до светло-серых, серых, зеленовато-серых или розовато-серых окрасок, обусловленных наличием примесей глинистого материала, а также оксидов железа разной валентности. Более редки темно-серые и почти черные породы. Цвет последних обычно определяется присутствием значительных количеств дисперсного органического вещества, а иногда и появлением пирита (что обусловлено наличием этого органического вещества) и значительно реже — других сульфидов (например, галенита в стратиформных полиметаллических месторождениях).

Прочность известняков и доломитов различна и зависит от их структуры и степени цементации слагающих их фрагментов (см. далее). Существуют очень мягкие породы — мел, не очень прочные слабо сцементированные известняки биоморфной структуры и, напротив, весьма прочные кристаллические разновидности; доломиты обычно породы более прочные. Столь же велик диапазон и плотности карбонатных пород — от высокопористых до сплошных монолитных, практически не пористых и очень плотных пород.

Мергели — тонкозернистые обычно мягкие светлоокрашенные породы. Это не просто породы, переходные от глинистых к карбонатным, — эти породы характеризуются специфическими структурами и самим принципом их выделения. Если основанием обособления тех или иных типов карбонатных пород, как и большинства других пород, является содержание основного породообразующего минерала не менее 50 %, то мергели — это породы, где содержание глини-

стого материала колеблется в пределах 25–75 %, а карбонатного соответственно от 75 до 25 %. Более того, само по себе наличие соответствующего количества глинистого материала в известняке (доломите) не делает породу мергелем. В мергелях структура карбонатной части пелитоморфная или микрозернистая (т.е. размер кристалликов по крайней мере менее 0,01 мм) и глинистая и карбонатная части образуют равномерную гомогенную смесь. Если карбонатная составляющая мергеля представлена кальцитом, то породу называют просто мергелем или, реже, известковым мергелем, если доломитом — то доломитовым мергелем или домеритом.

Важным диагностическим признаком карбонатных пород является их реакция с 10%-ной, реже 5%-ной соляной кислотой. Известняки активно вскипают при взаимодействии с каплей кислоты, доломиты в массе практически не реагируют или реагируют очень слабо, но в порошке реакция идет достаточно активно. Аналогичным образом с кислотой взаимодействуют известковые и доломитовые мергели, но после реакции остается грязное пятно нерастворимого в кислоте глинистого материала.

## 7.2. ОСНОВНЫЕ СОСТАВНЫЕ (СТРУКТУРНЫЕ) ЧАСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

В самом общем виде карбонатная порода структурно представляет собой ассоциацию двух разнородных компонентов: форменных элементов и связующей кристаллической массы. Имеются и крайние случаи, когда порода практически полностью состоит из кристаллов (кристаллические доломиты, реже известняки, часто в той или иной степени доломитистые) или, реже, форменных элементов (коралловые известняки, чисто отмытые оолитовые известняки и др.).

Форменные элементы в западной литературе, а иногда и в отечественной, называют зернами (*grains*) или частицами (*particles*). Отсюда и другое название этих элементов — граноморфные.

Форменные элементы прежде всего можно разделить на две большие группы: скелетные и нескелетные; именно последние часто называют форменными элементами.

Скелетные зерна — это остатки организмов, как целые, так и в виде обломков. Раковинки мелких организмов — фораминифер, остракод, мелких гастропод и некоторых других

форм — могут встречаться в виде целых ненарушенных остатков. Чаще же, особенно в случае крупных организмов, в породе находятся их обломки — детрит. Значительно раздробленные мелкие (обычно менее 0,1 мм) остатки, принадлежность которых тому или иному организму часто не определена, называются шламом.

Органогенная природа этих форменных элементов не вызывает сомнений, важно установить, остатки каких именно организмов встречены в данной породе, так как это часто позволяет более точно определить условия осадконакопления.

Весьма разнообразны несkeletalные зерна. К ним относятся оолиты, пизолиты, сферолиты, онколиты, сгустки (пелоиды), пелетоиды, pellets, различные литокласты и др.

*Оолиты* — это округлые или эллиптические образования размером менее 2 мм с характерной внутренней структурой — наличием центрального ядра и концентрически-слоистой и часто одновременно радиально-лучистой оболочкой (рис. 7.1). В последнем случае аналогично сферолиту

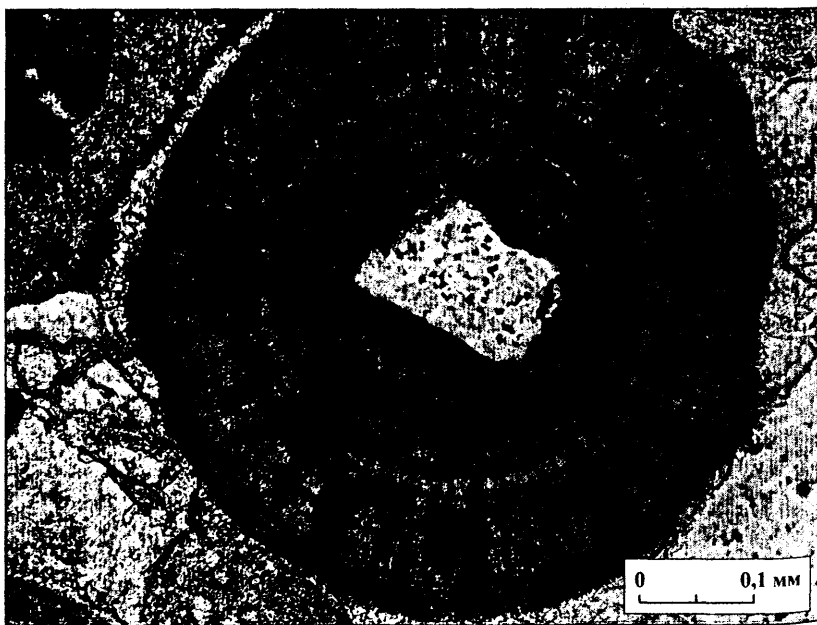


Рис. 7.1. Оолит. Отчетливо видно концентрическое и радиально-лучистое внутреннее строение. В центре оолита обломок кварца. Без анализатора. Северная Фергана. Палеоген

(см. далее) при введении и анализатора образуется темный крест. Подобные же образования размером более 2 мм называются *пизолитами*. В ряде оолитов в их центрах может находиться обломок раковинки, некарбонатные частицы — обычно зернышки кварца алевритовой размерности, иногда кристаллик кальцита — по-видимому, результат перекристаллизации или постседиментационного заполнения первичной полости — пузырька воздуха. Оолиты обычно считались хемотропными образованиями, однако получены многочисленные и достаточно убедительные свидетельства биогенного или, точнее, биохемотропного их происхождения (см. далее). В зарубежной литературе употребляется также термин *ооид*, который практически синонимичен оолиту.

*Сферолиты* — округлые или, реже, эллипсоидные образования с отчетливо радиально-лучистой внутренней структурой, образованной радиальным расположением тончайших игольчатых кристаллов. В связи с этим при введении анализатора кристаллы, ориентированные параллельно нитям окуляра, угасают, в результате чего появляется темный крест. При вращении столика микроскопа эти темные кристаллики выходят из положения угасания и освещаются, но на их место приходят другие, которые в этом положении угасают; в итоге темный крест сохраняется. Аналогичная картина часто видна и в оолитах, где имеется подобное радиальное строение. Сферолиты встречаются неизмеримо реже оолитов и, по-видимому, имеют диагенетическое происхождение.

*Онколиты* неправильной, но в целом округлой формы — образования размером от долей миллиметров до нескольких сантиметров с неправильно концентрической внутренней структурой (рис. 7.2). Образуются за счет жизнедеятельности обволакивающих цианобактерий, последовательно обрастающих со всех сторон перекатывающийся по дну обломок (см. также гл. 3).

*Сгустки и комки* — округлые или удлинённые стяжения микрозернистого или чаще пелитоморфного карбоната (см. рис. 7.2). Границы сгустков либо отчетливые, резкие, либо расплывчатые, контуры комков обычно неровные, с выступами и вмятинами. Происхождение подобных сгустков самое разнообразное — это могут быть фекальные остатки иглокожих, моллюсков, рыб (копролиты — рис. 7.3), цианобактериальные стяжения, результат переработки осадка илоедами, грануляции и микритизации органических остатков и др. В значительной степени синонимами сгустков и комков являются входящие в русскую научную литературу тер-



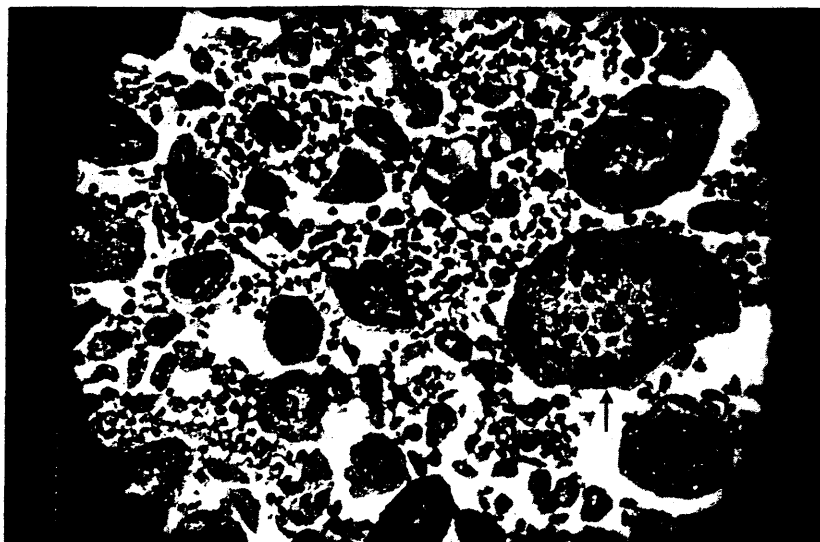


Рис. 7.2. Известняк сгустково-онколитовый (пеллетово-онкоидный грейнстоун, опельспарит).

Форменные элементы составляют 50–60 % площади шлифа и представлены сгустками и онколитами. Онколиты размером от 0,1 до 0,4 мм. В крупных онколитах иногда концентрические оболочки обволакивают более мелкие онколиты и сгустки (показано стрелкой). Цемент мелко- и среднекристаллический базального типа. Без анализатора. Военно-Грузинская дорога. Титон. Размер длинной стороны снимка 11 мм

мины «пеллеты», «пелоиды», «пелетоиды» (см. словарь терминов).

*Литокласты* — обломки иных карбонатных пород, перетолженные в данной породе. Подразделяются на интракласты — обломки, образовавшиеся вскоре после отложения и консолидации и переотложенные вблизи от места их образования, т.е. в пределах соседних участков морского дна, и экзокласты — обломки более древних карбонатных пород, принесенные в бассейн седиментации извне.

При стандартных петрографических описаниях различить интракласты и экзокласты далеко не всегда удается.

Вторая составная часть карбонатных пород, а, как было указано выше, иногда и единственная — это кристаллические — кристалломорфные образования. Последние подразделяются по степени однородности, правильности формы, размеру кристаллов и т.д.

Среди кристаллических структур достаточно четко различаются две группы: пелитоморфные (рис. 7.4) с очень мелким



Рис. 7.3. Известняк копролитовый (копролитовый грейнстоун, пельспарит). Хорошо видны удлиненные с более широким одним и более узким другим концом продольные сечения и округлые поперечные сечения. Цемент кальцитовый мелкозернистый базального и порового типов. Таджикистан. Средний эоцен. Без анализатора («Атлас...», 1969)

размером кристаллов (в отечественной литературе обычно менее 0,005 мм, в западной, где они называются микритом, часто менее 0,0062 мм) и более крупнокристаллические — примерно от 0,1 мм и более. Промежуточные размеры, как правило, более редки.

Пелитоморфный, или микритовый, материал либо целиком образует породы (пелитоморфные известняки и доломиты, или кальцимикриты и доломикриты), либо располагается между форменными элементами, выполняя функцию цемента. До сравнительно недавнего времени считалось, что механизм формирования карбонатов с такой размерностью кристалликов — чисто хемогенный, однако теперь установлено, что они образуются биохемогенным путем: за счет бактериальной деятельности и деструкции органических остатков и другими способами (см. далее). Что касается более крупнокристаллического карбоната, или спарита (от англ. *sparag* — дословно «шпат»; термин употребляется для обозначения прозрачных, обычно легко раскалывающихся кристаллических минералов; в русском языке примерно соответствует понятию яснокристаллический кальцит или доломит), то он имеет постседиментационное происхождение. Частично он образуется в диа-

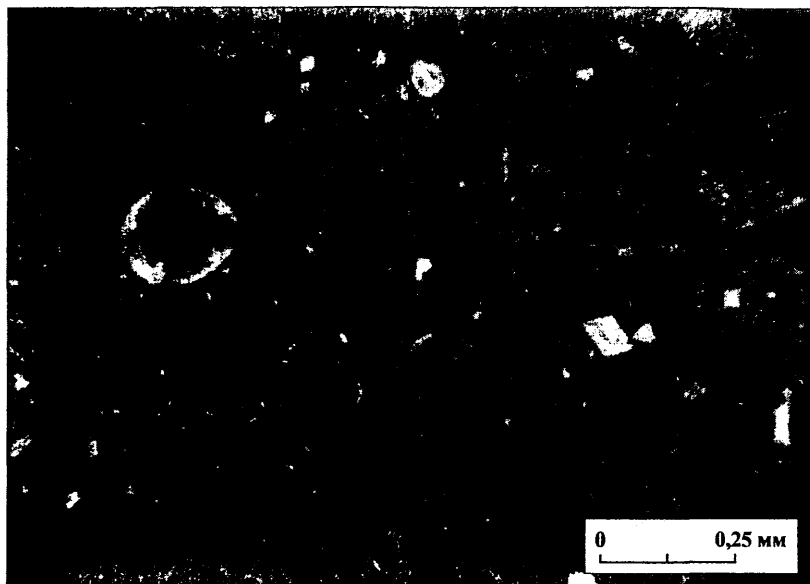


Рис. 7.4. Известняк пелитоморфный с единичными остатками тонкого детрита (мадстоун, дисмикрит). Видны отдельные поры и единичные ромбические кристаллы доломита. С анализатором. Западный Узбекистан. Келловей – оксфорда

генезе, когда из иловой воды химическим путем осаждаются карбонатные минералы, обычно кальцит или арагонит, слагающие кристификационные и регенерационные каемки вокруг форменных элементов, заполняющие пустотки, интерстиции между форменными элементами, внутренние полости раковинок после разложения органического вещества отмершего организма и др. Аналогичное заполнение пустот и каверн, инкрустация полостей происходит и в катагенезе. Значительная часть яснокристаллического карбоната — результат катагенетической перекристаллизации первичного более мелкозернистого, в том числе пелитоморфного материала, а также метасоматического доломитообразования (см. далее).

Наличие тех или иных форменных элементов, их количество и соотношение друг с другом и с кристаллической, в том числе микритовой массой, по сути дела, определяет структуру карбонатной породы и является важным классификационным признаком, а также генетическим показателем.

### 7.3. ПРИНЦИПЫ И СХЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Как и все осадочные породы, карбонатные породы могут подразделяться и подразделяются по разным показателям. Практически общепринято первое подразделение проводить по вещественному – минеральному составу на известняки, доломиты и смешанные глинисто-карбонатные породы – мергели. Следующий уровень деления может быть основан на структуре, генезисе, физико-механических, коллекторских и технологических свойствах и т.д. Не затрагивая сугубо прикладных аспектов, в данной главе рассмотрены только вещественные, структурные и генетические классификации.

Принципы и схема вещественного подразделения карбонатных и глинисто-карбонатных пород в нашей стране были разработаны С.Г. Вишняковым, и его классификация с небольшими изменениями практически используются и поныне. С.Г. Вишняков считал «чистыми» породами те, в которых примеси составляют не более 5 %; в настоящее время, как отмечалось выше, для всех «чистых» пород, и не только карбонатных, принято значение в 10 %. Далее названия пород образуются с учетом принятого в петрографии словообразования с суффиксами «-ист» и «-ов».

С учетом этого, названия пород ряда известняк – доломит и их состав приведены в табл. 7.1.

Для классификации трехкомпонентных пород С.Г. Вишняков использовал треугольную диаграмму; этот опыт оказался очень удачным, хотя имелись и некоторые противоречия и непоследовательность в выделении типов пород внутри этого треугольника (подробнее плюсы и минусы систематики см. в книге «Систематика и классификация...», 1998). В настоящее

Таблица 7.1

Классификация известково-доломитовых пород по химико-минералогическому составу

Порода	Содержание, %		CaO/MgO
	CaCO <sub>3</sub>	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	
Известняк	90–100	10–0	24,6 и более
Известняк доломитистый	75–90	25–10	9,1–24,6
Известняк доломитовый	50–75	50–25	4,0–9,1
Доломит известковый	25–50	75–50	2,3–4,0
Доломит известковистый	10–25	90–75	1,7–2,3
Доломит	0–10	100–90	1,4–1,7

время деление треугольника на поля отдельных разновидностей несколько изменено (рис. 7.5), что позволило избежать некоторых общих недостатков; кроме того, как уже указывалось, граничные значения также изменены, исходя из положения о «чистых» породах с содержанием инородных компонентов не более 10 %.

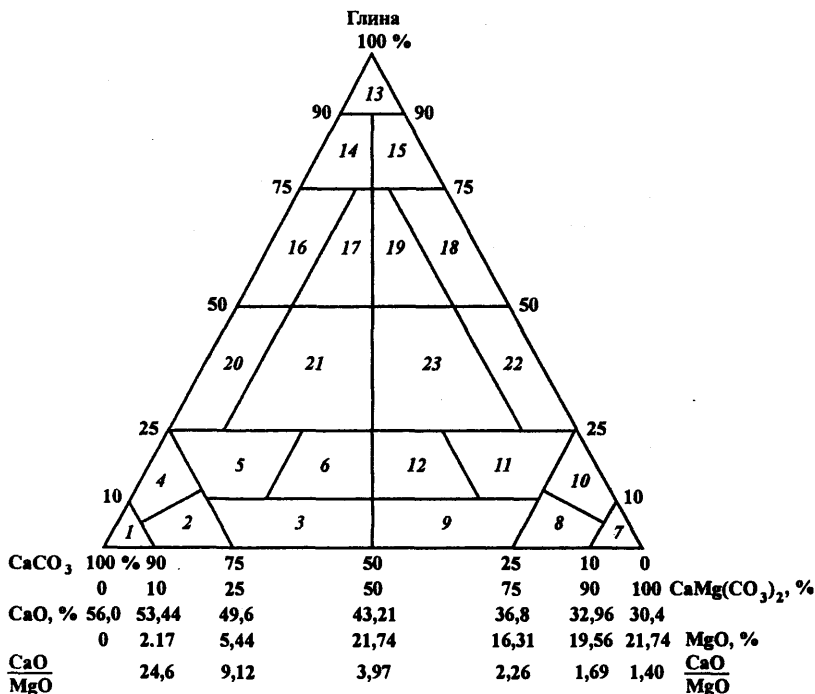


Рис. 7.5. Схема классификации глинисто-карбонатных пород.

Поля: 1–6 – известняки; 7–12 – доломиты; 13–15 – глины; 16–23 – мергели. 1 – известняк; 2 – известняк доломитистый; 3 – известняк доломитовый; 4 – известняк глинистый; 5 – известняк глинистый доломитистый; 6 – известняк глинистый доломитовый; 7 – доломит; 8 – доломит известковистый; 9 – доломит известковый; 10 – доломит глинистый; 11 – доломит глинистый известковистый; 12 – доломит глинистый известковый; 13 – глина; 14 – глина известковистая; 15 – глина доломитистая; 16 – мергель глинистый (глина известковая); 17 – мергель глинистый доломитистый (глина известковая доломитистая); 18 – мергель глинистый доломитовый (глина известковая доломитовая или сильно доломитистая); 19 – мергель глинистый известковистый доломитовый (глина известковистая сильно доломитистая); 20 – мергель; 21 – мергель доломитистый; 22 – мергель доломитовый (домерит); 23 – мергель доломитовый известковистый (домерит известковистый)

При использовании этой классификации следует иметь в виду, что столь дробные подразделения и столь точное название породы возможны лишь при наличии результатов химических анализов. При массовых петрографических исследованиях, когда содержание породообразующих компонентов определяется с точностью не более 5–10 %, сами названия пород также определяются приблизительно. Второе примечание к этой классификации касается мергелей. Уже указывалось, что при обособлении группы мергелей нарушается наиболее распространенный принцип выделения пород по наличию 50 % и более основного компонента. Поэтому «чистыми», «истинными» мергелями являются породы, содержащие 50–75 % карбонатного и соответственно 50–25 % глинистого материала (поля 20–23 диаграммы). При обратных соотношениях породу называют либо глиной известковой (сильно известковистой), либо мергелем глинистым; аналогичная ситуация в случае, если карбонатный материал представлен доломитом (поля 16–19).

В западной литературе мергелем (*marl*) называют глинисто-карбонатную породу с содержанием глины 35–65 % и карбоната соответственно 65–35 %.

Чрезвычайно важным является структурная классификация карбонатных пород, которая основана на наличии, количестве и количественных соотношениях друг с другом форменных элементов («зерен») разного типа и кристаллической массы.

В отечественной литературе, по-видимому, одной из первых структурных классификаций было подразделение каменноугольных известняков Подмосковья на органогенные и кристаллически-зернистые, проведенное в 1911 г. В. Ильиным. Весьма подробную структурную классификацию карбонатных пород разработал Г.И. Теодорович (1950, 1968).

Надо отметить, что создание всеобъемлющей классификации, охватывающей все существующие разновидности карбонатных пород, в принципе, вряд ли возможно. Можно указать несколько причин такого положения.

1. Разнообразие органических остатков с карбонатным скелетом, поставляющих материал в осадок, разнообразие зерен — форменных элементов, слагающих карбонатные осадки и породы.

2. Наличие, как правило, сложной смеси структурообразующих компонентов. Это касается как смешения разнообразных биоморфных и зернистых компонентов, так и, что особенно важно, наличия их сложных и разнообразных соче-

таний с кристаллическими (кристалломорфными) компонентами.

3. Важная роль обломочных компонентов, образованных из собственного карбонатного материала (интракласты и экстракласты), и их разнообразные смеси с другими компонентами. По сути дела, органогенно-обломочные и шламовые структуры являются сложными биоморфно-кластоморфными.

4. Чрезвычайная подвижность карбонатного вещества, частые и интенсивные вторичные изменения — перекристаллизация, доломитизация, дедоломитизация и др., которые не только уничтожают первичные структуры, но и ведут к появлению сложных структур, причем расположенных резко не-

Таблица 7.2

Принципиальная схема подразделения карбонатных пород по их структуре

Структуры	Биоморфные (состоящие из целых остатков организмов в положении роста)			Зернистые		
	Биогермные (зоо- и фитобиогермные)			Цельнораковинные	Скелетные	
	Ветвистые	Пластинчатые	Обволакивающие (и цементирующие)			
Примеры пород — известняков (доломитов)	Коралловые, мшанковые, строматопоровые, эпифитоновые, серпуловые и др.	Палеоапализиновые и др.	Строматолитовые и др.	Ракушки: фораминиферовые, устричные, птероподовые, гастроподовые, тектакулитовые, сферовые и т.д.	Органогенно-обломочные (детритовые): состоят из определенных обломков органических остатков размером обычно более 0,1 мм	Шламовые: состоят из неопределимых обломков органических остатков размером обычно менее 0,1 мм
	Полибиогермные, полифитовые					

равномерно, часто даже в пределах одного шлифа, а не только штуфа.

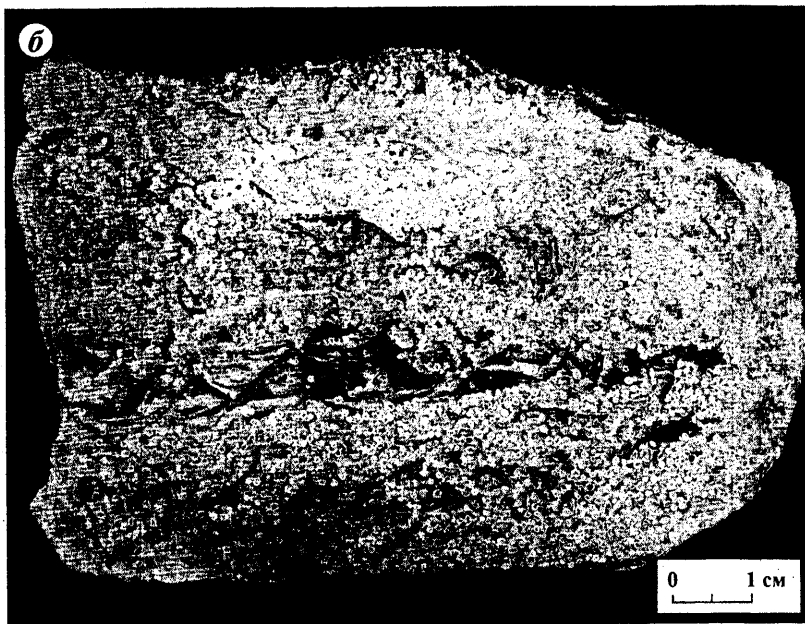
В связи с этим классификация может отражать лишь крупные группы, выделенные по преобладанию тех или иных структурных компонентов — целых остатков организмов, их обломков, нескелетных форменных элементов, кристаллов, карбонатных обломков.

Соответственно выделяются четыре главные структурные группы карбонатных пород: биоморфные, зернистые, кристаллические и обломочные (табл. 7.2).

Дальнейшее подразделение каждой группы осуществляется на основе разных показателей. Биоморфные известняки (и

(граноморфные)	Кристаллические (кристалломорфные, кристаллитовые)		Обломочные (класто-морфные, кластолитовые)
Нескелетные (форменные)	Равнозернистые (равнокристаллические, гомеомерные, гомеометрические, гомеометрически-зернистые)	Разнозернистые (разнокристаллические, гетероморфные, гетерометрические, гетерометрически-зернистые)	По размеру и частично по окатанности карбонатных обломков
Пизолитовые, оолитовые, псевдооолитовые, онколитовые, комковатые, ступчатые, пеллоидные, пеллетовые, сферолитовые, копролитовые, желваковые и т.д.	<p>Пелитоморфные &lt; 0,005 мм</p> <p>Микрозернистые (кристаллические) 0,005—0,05 мм</p> <p>Тонкозернистые (кристаллические) 0,05—0,1 мм</p> <p>Мелкозернистые (кристаллические) 0,1—0,25 мм</p> <p>Среднезернистые (кристаллические) 0,25—0,5 мм</p> <p>Крупнозернистые (кристаллические) 0,5—1,0 мм</p> <p>Грубозернистые (кристаллические) 1,0—2,0 мм</p> <p>Гигантозернистые (кристаллические) &gt; 2,0 мм</p> <p>Включая туфы и травертины, имеющие крустификационную структуру (точнее, текстуру, так как она характеризуется взаимным расположением кристаллов в пространстве)</p>	Разнозернистые, в том числе порфировидные и др.	Известняковые (доломитовые) брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевриты





**Рис. 7.6. Граноморфные известняки:**

**а** — известняк органогенно-обломочный, криноидный: многочисленные членики криноидей (светлое) в темноцветной микрозернистой слабо глинистой основной массе. Приуралье. Нижняя пермь; **б** — известняк оолитовый с прослойками и линзами раковин пелеципод. Юго-западная Германия. Байос — бат

доломиты) могут быть образованы, во-первых, каркасными, пластинчатыми или оболочивающими, цементирующими животными и растительными организмами, и тогда образуются биогермные структуры (и породы), и, во-вторых, за счет скопления раковин животных организмов, в результате чего образуются цельнораковинные ракушники.

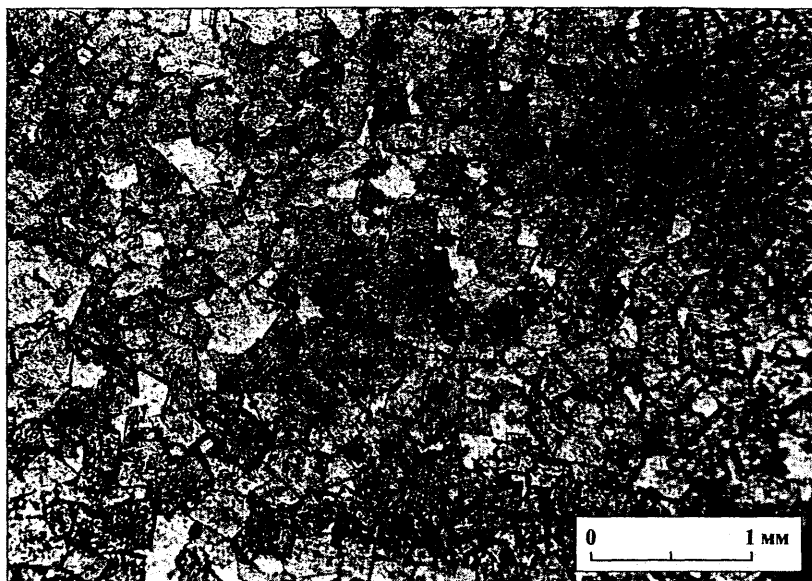
Зернистые (граноморфные) карбонатные породы подразделяются по типу зерен на скелетные, сложенные обломки скелетов организмов (детритом и шламом), и нескелетные, сложенные самыми различными форменными элементами — оолитами, онколитами, копролитами и т.д. (рис. 7.6).

Весьма разнообразна группа кристаллических карбонатных пород. Их подразделение и описание проводится на основе характеристики кристаллов по их размерности, форме, однородности размеров и т.д. Надо отметить, что эта группа пород достаточно неоднородна, что связано со вторичным — за счет перекристаллизации и доломитизации — происхождением и соответственно наличием некоторых переходных разновидностей. При полной, завершенной перекристаллизации (и доломитизации) породы обладают кристаллической структурой «в чистом виде» (рис. 7.7). Однако нередко на фоне сплошной кристаллической массы сохраняются реликты, «тени» первичных структур, проглядывают контуры органических остатков, оолитов и других первичных структурных элементов. Наконец, известны случаи, когда большая часть породы даже в пределах шлифа имеет кристаллическую структуру, а какие-то участки сохранили исходную структуру. С некоторой долей условности такие породы можно называть реликтовыми.

Наконец, карбонатные породы обломочной структуры подразделяются по размеру обломков, как и обычные обломочные породы, с выделением известняковых (доломитовых) песчаников, алевролитов, гравелитов и т.д. (рис. 7.8).

Эта классификационная схема не включает огромного разнообразия «смешанных» разновидностей, скажем гастроподово-оолитовых, криноидно-фораминиферовых, полибиогермных и других видов известняков, а также различного сочетания структур зернистых (граноморфных), обломочных (класторморфных) и кристаллических (кристалломорфных) (рис. 7.9).

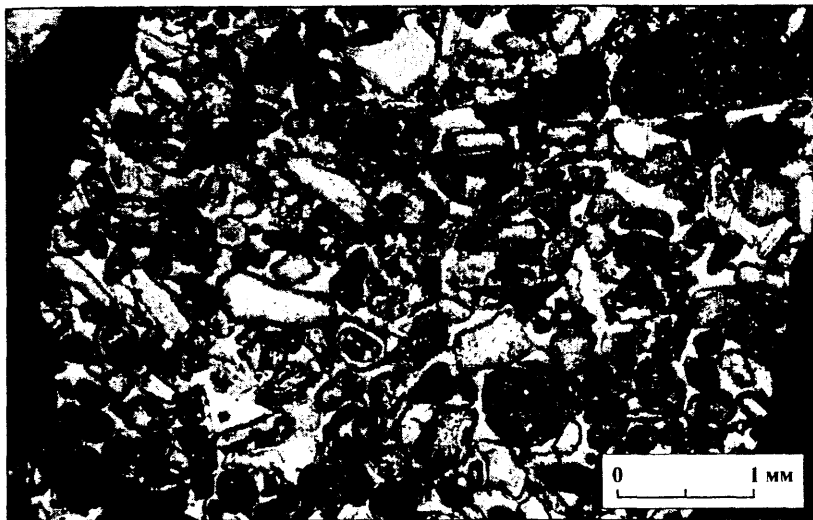
Далее, и известняки и доломиты, не говоря уже о промежуточных между ними разновидностях, могут иметь все указанные в головке табл. 7.2 структуры. Известны первично доломитовые биогермные структуры, в частности строматолитовые в докембрии, описаны полностью доломитизированные корал-



**Рис. 7.7.** Доломит кристаллической среднезернистой, звегдральной и субгедральной структуры. Кристаллы слегка мутные за счет включений тончайшего реликтового кальцита. Без анализатора. Оренбургская область. Турне

ловые известняки с сохранением структуры кораллов. И хотя эти породы явно вторичные, по объективным структурно-вещественным признакам это уже не известняки коралловые, а доломиты коралловые, как бы необычно ни звучало это сочетание. Другое дело, что количественные соотношения структур разного типа в известняках и доломитах различны. Для первых преобладающими являются биоморфные и граноморфные структуры, для вторых — кристаллические.

Поскольку многие доломиты являются породами вторичными, образовавшимися при доломитизации известняков, для них характерны специфические структуры. Во-первых, здесь нередко порфировидные структуры, когда в более мелкозернистой кальцитовой массе располагаются гипидиоморфные крупные кристаллы доломита. Во-вторых, при значительной или почти сплошной доломитизации на фоне сплошной кристаллической структуры в виде «теней», «фантомов» просвечивают реликты первичных структур — контуры оолитов, органических остатков и т.д. Сами кристаллы доломита



**Рис. 7.8.** Известняковый песчаник (пелоидно-биокластовый грейнстоун, биоспарит).

Раздробленные, окатанные и частично гранулированные остатки различных организмов (иглокожих, пелеципод и др.) и реже копролитов составляют около 80 % площади шлифа. Цемент кальцитовый тонко- и мелкокристаллический порового типа. Без анализатора. Военно-Грузинская дорога. Титон

обычно мутные за счет наличия тонкорассеянных реликтов первичного кальцита.

Среди зарубежных классификаций карбонатных пород наибольшим распространением пользуются схемы Р. Фолка (табл. 7.3, рис. 7.10) и в последнее время — Р. Данема с дополнениями А. Эмбри и Дж. Кловена (табл. 7.4). Первая в значительной мере применима при микроскопических исследованиях пород в шлифах, вторая — как при полевом описании, так и при изучении шлифов. Обе они исходят из чисто структурных показателей — наличия и типа форменных элементов или зерен (аллохем по Р. Фолку) — раковин, оолитов, пеллет и т.д., их соотношения с цементирующей массой (ортохемы по Р. Фолку) и структуры последней — микритовой или яснокристаллической (спаритовой). В качестве дополнительных показателей А. Эмбри и Дж. Кловен вводят морфологию органических остатков биогермных известняков (баундстоунов по терминологии авторов) и через них — механизм улавливания и фиксации карбонатного небюгермного материала.

Таблица 7.3

Схема классификации карбонатных пород Р. Фолка

				Известняки и частично		
				> 10 % аллохем		
				Цементированные спаритовым кальцитом	Цементированные микрокристаллическим кальцитом	
Содержание аллохем (по объему)	> 25 % интракластов			Интраспарит	Интрамикрит	
				> 25 % оолитов		
	< 25 % интракластов	< 25 % оолитов	Отношение органические остатки/пеллеты (по объему)	> (3:1)	Биопельспарит	Биопельмикрит
				(3:1) – (1:3)	Биоспарит	Биоимикрит
	< (1:3)	Пельспарит		Пельмикрит		

Доломитизированные известняки				Доломиты	
< 10 % аллохем		< 1 % алло- хем	Неразрушенные био- гермные породы	Следы (реликты) аллохем	
1 – 10 % аллохем					
Значительное количество аллохем	Инкаластсо- держажий микрит	Микрит	Бисалит	Очевидное наличие (реликты) аллохем	Доломит с реликтами интракла- стов
	Оолитсоде- ржащий мик- рит				Доломит с реликтами оолитов
	Микрит с ор- ганическими остатками				Доломит с реликтами остатков фауны
	Пеллетсоде- ржащий мик- рит				Доломит с реликтами пеллет
Следы аллохем отсутст- вуют					
Доломит					

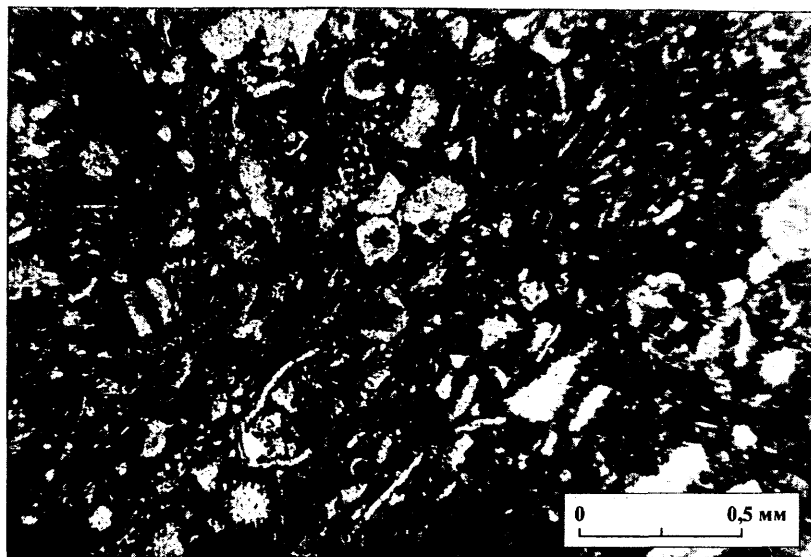


Рис. 7.9. Известняк органогенно-обломочный (вакстоун, биомикрит). Многочисленные обломки организмов (детрит и шлам), преимущественно иглокожих, сцементирован глинистым микрозернистым карбонатным материалом. Без анализатора. Оренбургская область. Турне

Несмотря на несколько непривычную терминологию Р. Фолка отдельные типы пород имеют аналоги в отечественных классификациях или по крайней мере несложно сопоставляются с принятыми у нас названиями. Например, ооспарит представляет собой оолитовый известняк с яснокристаллическим цементом, биопельмикрит — органогенно-сгустковый известняк с микрозернистым цементом, а дисмикрит — микрозернистый и пелитоморфный известняк, участками перекристаллизованный. Уже эти примеры показывают, что в название породы обязательно включается структура цемента (микритовая или яснокристаллическая), что, как правило, отсутствует в отечественных классификациях. Кроме того фиксируются количественные соотношения зерен — оолитов, пеллет и т.д. С другой стороны, в отличие от отечественных традиций в названиях не фигурируют типы органических остатков (известняк фораминиферово-криноидный, коралловый и т.д.), как это принято в русской литературе.

Схема Р. Данема, А. Эмбри и Дж. Кловена (см. табл. 7.4) распространена сейчас, пожалуй, более широко, по крайней

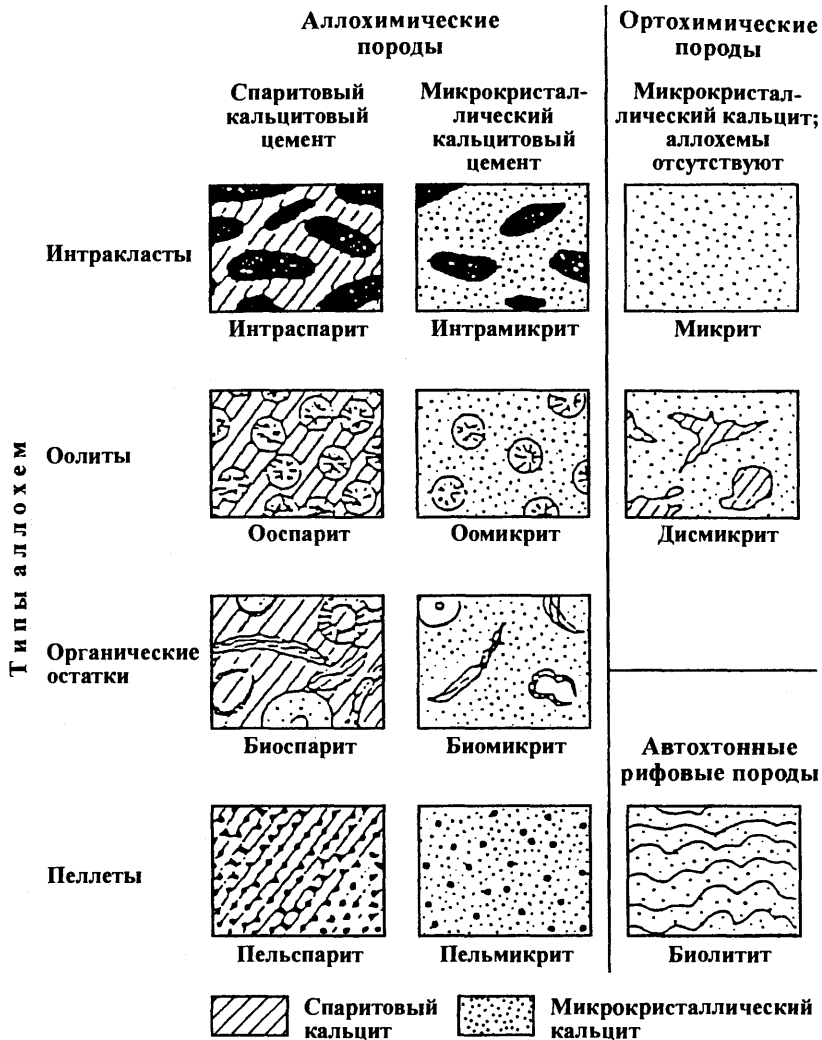


Рис. 7.10. Главные структурные типы карбонатных пород по классификации Р. Фолка

мере она принята практически в большинстве, если не во всех, международных публикациях для унификации терминологии и однозначного описания пород. Первое самое крупное подразделение пород проводится по наличию (сохранности) или отсутствию первичных структур. Дальнейшее подразде-



Таблица 7.4

Классификация карбонатных пород по их структуре и происхождению Р. Данхема, А. Эмбри и Дж. Кловена

Первичные осадочные структуры могут быть установлены								Первичные структуры не могут быть установлены					
Первичные компоненты не были связаны между собой в процессе осаждения				Первичные компоненты были связаны между собой в процессе осаждения			Первичные компоненты не были связаны между собой в процессе осаждения						
Фирменные элементы (зерна) имеют алевротовую и песчаную размерность (<2 мм)				Баундстоун — автохтонный известняк, первичные компоненты которого связывались организмами в процессе осаждения; остатки организмов находятся в положении роста			Более 10 % форменных элементов имеют размер >2 мм						
Содержится илистый материал пелитовой и мелко-алевритовой размерности		Илистового материала мало								Содержится илистый материал, образующий цемент порового и базального типов		Илистового материала мало, зерна соприкасаются друг с другом	
Зерна не соприкасаются друг с другом и заключены в илистом материале		Зерна соприкасаются и поддеживают друг друга											
Зерен менее 10 %	Зерен более 10 %												
Мадстоун — микроили тонкозернистый	Вакстоун — микроили тонкозернистый	Плакстоун — известняк, состоящий из	Грейнстоун — известняк, состоящий из	Бафластоун — автохтонный известняк, в котором	Байндстоун — автохтонный известняк, в котором	Фреймстоун — автохтонный известняк, в котором массивные	Флаутстоун — известняк, состоящий из форменных элементов, в том числе	Рудстоун — известняк, состоящий из					

извест- няк с незна- читель- ным со- держа- нием фор- менных элемен- тов раз- мером <2 мм	извест- няк с доста- точно обиль- ными (до 40— 50 %) фор- менны- ми эле- мента- ми раз- мером <2 мм	фор- менных элемен- тов раз- мером <2 мм, с тонко- микро- зерни- стым цемен- том по- рового и ба- зального типов	формен- ных элементов размером <2 мм, с яснокри- сталлическим (спарито- вым) це- ментом порового и базаль- ного ти- пов	первич- ные ком- поненты осадка улавли- вались и осажда- лись ме- жду стебле- видными организа- циями; послед- ние умень- шали скорость движе- ния во- ды, что служило причи- ной оса- ждения	пластин- чатые и таблитча- тые орга- низмы покрыва- ли, ин- крустри- ровали и тем са- мым свя- зывали первич- ные ком- поненты осадка; остатки организа- ций могут состав- лять не более 15 % об- щего объ- ема поро- ды	формы ис- копаемых организмов образуют во время оса- ждения прочный трехмерный остов. Сле- довательно, остатки ор- ганизмов образуют опорный каркас, про- межутки которого могут запол- няться кар- бонатным материалом иной струк- туры	гравийной (рудитовой) размерности, с микро-тон- козернистым цементом порового и базального типов	фор- менных элемен- тов, в том чис- ле гра- вийной (рудито- вой) размер- ности, с ясно- кристал- лическим (спари- товым) цемен- том по- рового типа
---	---	---	--	--	---	---	--	--

Примечания. 1. Название породы образуется сочетанием типа форменных элементов, состава и структуры, на-  
пример, остракодовые известковые мадстоуны, оолитовые доломитовые пакстоуны и т.д. 2. Русская транскрипция тер-  
минов приведена согласно принятой при переводе книги Дж. Уилсона.

ление проводится по разным показателям. Для первой группы с сохранившимися первичными структурами используются количественные соотношения первичных форменных элементов и цемента, а также структура последнего. Во второй группе классификация производится по характеру кристаллов.

Отдельные конкретные типы последней классификации далеко не всегда имеют прямые аналоги в отечественных названиях. Так, баундстоуны, по сути дела, являются синонимом применяемого у нас термина биогермный известняк. Его разновидности уже не столь очевидно сопоставляются с терминами, принятыми в нашей литературе. Фреймстоуны можно сопоставить с каркасными известняками. Сложнее обстоит дело с байндстоунами, так как строматолитовые известняки (и доломиты) составляют лишь часть этого понятия; термины для других возможных типов известняков-байндстоунов в отечественной литературе отсутствуют. То же в полной мере относится к бафлстоунам. Термины мадстоун и частично вакстоун можно сопоставить с микрозернистыми известняками, содержащими то или иное количество зерен — форменных элементов. Аналогов же терминам пакстоун, грейнстоун, флаутстоун и рудстоун в русской литературе нет, так как они характеризуют породы, состоящие из зерен разного размера с разным характером цемента, но не указывают тип зерен, что является главным в отечественной петрографии, ибо мы прежде всего говорим об известняке фораминиферовом, оолитовом, обломочном и т.д.

Надо однако отметить, что в практическом использовании, часто употребляются не «чистые» термины, а делается «расшифровка» в виде прилагательного, обозначающего основной или основные виды форменных элементов, например, «оолитовый пакстоун», «оббиогрейнстоун». Таким образом, при расшифровке характера форменных элементов возможны более уверенные сопоставления. Так, оолитовый доломитовый пакстоун можно сопоставить с доломитом оолитовым с микрозернистым цементом базального и порового типов.

Обе эти классификации, являясь, по сути, структурными, имеют и определенный генетический смысл, отражая прежде всего динамику среды отложения. Так, микритовые и дискмикритовые известняки и доломиты — образования спокойных вод, а по мере увеличения гидродинамической активности возрастает количество скелетного материала, сокращается количество микрита при одновременном возрастании спарита (рис. 7.11).








	Свыше 2/3 микритового материала				Примерно равное количество спарита и микрита	Более 2/3 спаритового цемента		
	Содержание аллохем, %					Сортировка плохая	Сортировка хорошая	Аллохемы округлые и окатанные
	0-1	1-10	10-50	>50				
Названия пород	Микрит и дисмикрит	Биомикрит с редкими органичес- кими остатками	Биомикрит с органичес- кими остатками	Биомикрит с обильными органичес- кими остатками	Биоспарит с участками микрита	Неотсортиро- ванный биоспарит	Отсортиро- ванный биоспарит	Биоспарит с окатанными остатками организмов
								
Обобщенная и упрощенная терминология	Микрит и дисмикрит	Микрит с редкими органичес- кими остатками	Биомикрит		Биоспарит			

Рис 7.11. Ряд пород с увеличением структурной зрелости по Р. Фолку

По-видимому, существует несколько причин быстрого и широкого распространения и использования указанных выше классификаций, особенно схемы Р. Данема. Во-первых, это отнесенная простота и возможность использования уже при полевых описаниях; во-вторых — объективность, что позволяет практически однозначно выделять и описывать породы. Наконец, в-третьих, хотя и не столь очевидно и прямолинейно, она имеет и прикладное значение, и прежде всего в геологии нефти и газа — важнейших полезных ископаемых, связанных с карбонатными отложениями. Дело в том, что первичные коллекторские свойства пород, тип пустотного пространства и величина пористости, а также тип вторичных преобразований и характер возникающей при этом вторичной пористости во многом определяются первичной структурой. Они различны для биогермных известняков — баундстоунов, зернистых пород — пакстоунов, грейстоунов, флаудстоунов и рудстоунов, причем тип зерен имеет сугубо подчиненное значение, и, наконец, микрозернистых — мадстоунов и вакстоунов.

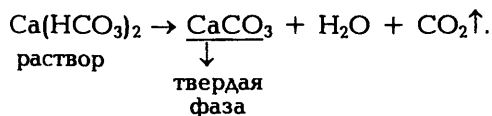
Одной из принципиальных особенностей карбонатных пород является то, что многие структурные компоненты и структуры в целом имеют важное генетическое значение. Выше были приведены сведения о соотношении структуры и гидродинамики среды отложения. Весьма определенными показателями биогенного механизма осаждения карбонатного материала являются биоморфные и скелетно-обломочные структуры. Все это, а также естественное желание выяснить генезис пород привело к созданию разнообразных генетических классификаций с выделением групп биогенных (органогенных), хемогенных и биохемогенных, обломочных пород, а также пород неясного происхождения — криптогенных. Поскольку выяснение генезиса пород основано практически только на их структуре, подобные классификации, по сути дела, являются структурно-генетическими, а выделяемые в них типы пород — структурно-генетическими типами. В зарубежной литературе близкое по смыслу или почти синонимическое значение имеет термин «микрофация». Наличие классификаций такого типа вполне допустимо, однако следует иметь в виду и их недостатки. Подробнее этот вопрос рассмотрен в гл. 1 (раздел 1.4).

## 7.4. МЕХАНИЗМЫ И ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В общем виде в настоящее время известно три основных способа осаждения материала — биогеогенный, биохемогенный и хемогенный. Наличие обломочных карбонатных пород — известняковых песчаников, гравелитов и т.д., равно как и наличие экстракластов не является основанием для выделения «обломочного» механизма, так как это механически переотложенный, образовавшийся ранее одним из трех указанных способов карбонатный материал.

Наиболее простым механизмом осаждения, с точки зрения определения геологом, является биогеогенный. Биогеогенное осаждение карбонатного вещества определяется жизнедеятельностью различных растительных и животных организмов, которые извлекают растворенные в морской воде карбонаты и строят из них свои скелеты, состоящие из кальцита, арагонита и высокомагнезиального кальцита; в резко подчиненном количестве иногда образуются брусит, стронцианит. В результате многочисленных смен поколений карбонатоосаждающих организмов накапливающиеся на дне твердые остатки образуют карбонатные осадки, которые затем превращаются в карбонатные породы. Среди осаждающих карбонаты организмов представители разных царств — растения и животные, различных экологических групп — плавающие (кокколитофориды, фораминиферы, птероподы, головоногие), прикрепляющиеся ко дну колониальные (мшанки, кораллы, археоциаты) и одиночные (криноидеи, устрицы, брахиоподы) организмы, свободно лежащие (брахиоподы), передвигающиеся по дну (морские ежи, гастроподы, пелециподы) и другие организмы.

Хемогенное осаждение карбонатного материала обусловлено достижением предела его растворимости и связано со сдвигом карбонатного равновесия за счет удаления углекислоты по схеме



Строго говоря, реакция эта обменная, и процесс по этой схеме может идти и в ту, и в другую сторону. Из химии известно, что подобные обменные реакции идут в том направлении, где, по тем или иным причинам, из сферы реакции

удаляются какие-либо продукты. Мощнейшим фактором удаления углекислого газа является жизнедеятельность водорослей, и в том числе цианобактерий, которые используют его в процессе фотосинтеза. Именно этот процесс и определяет биохимический способ осаждения карбонатного материала.

При этом возможны два варианта. В первом случае изменения среды сугубо локальны и происходят непосредственно у организма (или колонии организмов), и тогда происходит обизвесткование водоросли, тех или иных ее частей или водорослевого (цианобактериального) мата. Классическим примером таких образований являются строматолиты, многие микробиальные образования — пленки, корки, стяжения, а также представители группы синезеленых водорослей, которые названы В.А. Лучиной кальцибионтами (эпифитон, гирванелла, ренальцис и др.). Морфологические особенности таких выделений помогают практически однозначно связать их образование с жизнедеятельностью организмов, т.е. определить механизм их выделения и осаждения как условно биогенный, или псевдобиогенный.

Во втором случае изменения среды происходят в значительном объеме, и карбонатный материал выделяется из воды бассейна в виде мути — тончайших кристалликов; в результате образуются обычные пелитоморфные и микрозернистые карбонатные илы. Таково, например, сезонное, связанное с цветением фитопланктона появление известкового материала в виде белесых пятен в Красном море и Персидском заливе, осаждение известково-магнезиальных соединений, в том числе протодоломита (т.е. минерала, по химическому составу практически идентичного доломиту, но имеющего неупорядоченную кристаллическую решетку, отличную от решетки настоящего доломита) в лагуне Куронг в Австралии. Заметим, что Красное море характеризуется несколько повышенной, по сравнению со среднеокеанической, соленостью (до 4,2%), а в лагуне Куронг садка карбонатов происходит при пониженной солености, но повышенном рН в периоды бурного развития растительности (днем до 9,5 — 10,2).

Надо сказать, что подобные биохимические механизмы ведут к образованию как известняков, так и доломитов. Вообще проблема образования доломита за более чем двухсотлетнюю историю его изучения далека от своего однозначного решения. До сих пор неясно, осаждается ли двойная углекислая соль кальция и магния в виде доломита, протодоломита или в виде отдельных кальциевых и магниевых соединений, которые затем и кристаллизуются в доломит. По-видимому,

общим правилом является соосаждение известковых и магниезиальных соединений и диагенетическое образование доломита как минерального индивида. Поэтому принципиально важно говорить о механизмах и условиях осаждения именно магниезиальных соединений, а не собственно доломита, хотя в ряде случаев, возможно, и происходит садка непосредственно доломита или, по крайней мере, протодоломита. Наличие мощных толщ строматолитовых доломитов свидетельствует об осаждении доломитов биохемогенным или, более узко, — псевдобιοгенным путем.

Частая ассоциация доломитов с сульфатами свидетельствует о повышенной солености водоема, но не является аргументом их хемогенности, так как цианеи, в том числе строматолитообразующие, обитают и в водах весьма повышенной солености. Так, в заливе Акаба Красного моря формируются строматолитовые доломиты в водах с соленостью до 14,58 %, причем повышенное содержание доломита отмечается в тех прослойках строматолитов, которые обогащены органическим веществом. Фоссилизированные колонии цианобактерий описаны в древних ангидрито-доломитовых и гипсово-доломитовых отложениях. Более того, установлены даже ангидритовые строматолиты (подробнее см. в разделе 8.2.1).

Чисто хемогенное осаждение происходит, когда смещение карбонатного равновесия обусловлено изменениями физических параметров среды, ведущих к уменьшению растворимости углекислоты. Это возможно при резком снижении давления, повышении температуры воды, солености и др.

Несмотря на относительную простоту этих исходных положений, установить и доказать чисто хемогенное выделение карбонатного материала весьма сложно. С наибольшей вероятностью можно полагать, что хемогенными являются различные туфы, образующиеся при выходе на поверхность Земли подземных вод, когда резкое снижение давления ведет к дегазации  $\text{CO}_2$  и соответственно переходу растворимого бикарбоната в нерастворимый карбонат кальция.

Аналогично хемогенными являются различные крустификационные образования, яснокристаллический карбонат в строматактисах, структуры типа «птичьих глазок», но они в массе своей диагенетичны, составляют какую-то, часто значительную часть породы, но не определяют само ее происхождение.

Значительно сложнее обстоит дело с пластовыми карбонатными породами, отложившимися в водоемах. Прежде всего надо отметить, что из группы хемогенных следует исклю-



чить все яснокристаллические разности, которые ранее нередко рассматривались как хемогенные, а на самом деле образуются в результате вторичной перекристаллизации самых разных по происхождению пород или метасоматической доломитизации известняков. Поэтому к хемогенным относят, по сути дела, лишь пелитоморфные и оолитовые известняки.

Вместе с тем, определение их генезиса как хемогенного далеко не очевидно. Так, использование не обычного поляризационного микроскопа, а более сложной аппаратуры показало, что многие пелитоморфные карбонатные породы на самом деле являются биогенными. Хрестоматийный пример — пелитоморфные известняки верхнего мела Тетиса. Прежние представления о них как хемогенных образованиях оказались ложными, так как при изучении этих пород с помощью сканирующего микроскопа выявлено обилие обломков кокколитофорид, т.е., по сути дела, это уплотненный мел (см. также гл. 1). Аналогична ситуация с тонкодисперсными современными осадками Черного моря, которые оказались в значительной мере кокколитовыми. Электронно-микроскопические исследования современных илов Большой Багамской банки и залива Акаба показали, что игольчатые кристаллы арагонита, слагающие пелитоморфные осадки, в значительной степени являются продуктом деструкции известковых водорослей, фораминифер, моллюсков, кораллов. В ряде случаев микритовые и пелоидные известняки являются продуктом жизнедеятельности цианобактерий. Наконец, как уже было показано, многие пелитоморфные и микрозернистые илы на самом деле образуются биохимическим путем, когда массовое цветение фитопланктона меняет рН среды водоема.

Столь же неоднозначна интерпретация оолитов как чисто хемогенных образований. Во-первых, между онколитами, образованными синезелеными водорослями, и «истинными» оолитами существует масса переходов, и четкая граница между биохемогенными (псевдобиогенными) онколитами и «истинными хемогенными оолитами» отсутствует, что само по себе вызывает сомнение в чистой хемогенности последних. Специалисты-микропалеонтологии многие из них определяют как микрофитолиты, выделяя определенные группы — *Osagia*, *Asterospheroides*, *Radiosus*, *Vermiculites* и др. Вторых, изучение оолитов Большой Багамской банки, Персидского залива и других областей современной карбонатобразования показало, что формирование концентрической структуры оолитов обусловлено переслаиванием тангенциально расположенных игольчатых кристаллов арагонита и

органического вещества — слизи водорослей. Остатки нитчатых цианей обнаружены ныне даже в докембрийских оолитах. Наконец, концентрации стронция в современных оолитах выше тех, которые, согласно термодинамическим расчетам, могли бы при существующих температурах и давлениях содержаться в аргоните (в виде изоструктурной примеси стронцианита к аргониту). Избыточное на 14—15 % количество стронция объясняется жизнедеятельностью бактерий и водорослей.

Говоря о химической садке карбонатов, полезно напомнить данные по химии морской воды. Установлено, что в тропических районах произведение растворимости кальцита в поверхностных водах превышено в 7—8 раз. Экспериментально показано, что для спонтанного чисто химического выделения карбоната кальция из морской воды необходимо 50-кратное пересыщение раствора, что недостижимо в естественных условиях. Вместе с тем, при значительных временных интервалах хемогенное выделение минералов происходит, но размеры формирующихся кристалликов близки коллоидным, и при такой дисперсности они находятся лишь во взвеси. Их осаждение возможно двумя путями. Во-первых, с помощью организмов-фильтраторов, пропускающих через себя громадные количества воды и задерживающих при этом высокодисперсные частицы карбоната кальция, которые слипаются в комочки, сгустки и в таком виде осаждаются. Во-вторых, путем нарастания на существующих более крупных кристаллах зародышах — детрите раковин, возникающей на литорали мути и т.д. Нетрудно видеть, что оба эти механизма химическим путем увеличивают массу карбонатного осадка, но опять-таки не без заметного участия, хотя и косвенного, организмов.

Таким образом, масштабы чисто химической садки карбонатов, особенно карбонатов кальция, оказываются резко ограничены, и само такое осаждение зависит не столько от солености и концентрации растворенных карбонатов, сколько от величины рН, определяемой главным образом жизнедеятельностью водорослей и бактерий. Вместе с тем полностью исключить такой способ осаждения было бы неверным, приходится лишь признать его существенно меньшие масштабы, хотя в определенных фациях он может играть значительную роль.

Карбонатные отложения формируются в самых различных условиях: от наземных субаэральных, где образуются известковые туфы, и озерных до океанических глубин, однако

абсолютное большинство — это морские отложения двух видов — мелководные и глубоководные (рис. 7.12).

Один тип мелководных обстановок — это теплые водоемы со среднеокеанической или несколько повышенной соленостью, либо открытые, свободно связанные с Мировым океаном широкие или узкие шельфы эпиконтинентальных морей, либо шельфы, в той или иной мере изолированные от океана островами, отмелями или рифами.

Другой тип — это обширные внутриокеанические отмели типа Багамской банки. Благодаря своей морфологии карбонатные образования этих зон получили в современной западной литературе названия изолированных карбонатных платформ. В отличие от эпиконтинентальных карбонатных толщ, которые с одной стороны замещаются терригенными прибрежными, а затем континентальными образованиями, а с другой — постепенно или достаточно резко переходят в той или иной степени глубоководные отложения и часто обрамлены рифами, изолированные карбонатные платформы имеют крутые склоны и со всех сторон окружены глубоководными фациями.

Наконец, третий тип мелководных обстановок — это различные по размерам и степени изоляции от открытого моря заливы, бухты, иногда лагуны и т.д.

В мелководных условиях наиболее активно развиваются усваивающие карбонатный материал бентосные организмы, здесь благодаря наличию солнечного света многочисленны водоросли, которые, как уже указывалось, усваивают растворенную в морской воде углекислоту и тем самым способствуют осаждению карбонатного материала. В этих условиях формируются бентоногенные формации, преимущественно путем биогенного и биохеомогенного осаждения.

Специфическим типом бентоногенных мелководных карбонатных образований являются рифы. Рифы — это сложные

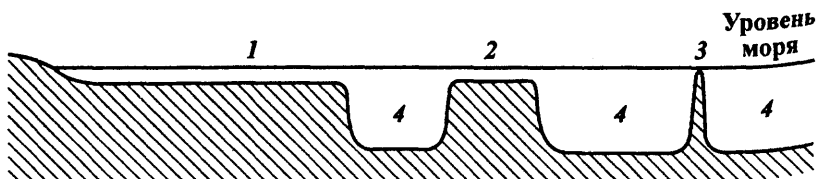


Рис. 7.12. Основные палеогеографические области карбонатакопления: 1 — шельфы; 2 — изолированные отмели; 3 — рифы; 4 — пелагиаль

геологические образования, возникающие в результате жизнедеятельности колонниальных или нарастающих 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. Главными рифостроителями в течение геологической истории были водоросли и кишечнополостные, причем отдельные группы последних сменяли друг друга во времени. Так, в палеозое важными рифостроителями были строматопороидеи и табуляты, позднее ругозы и мшанки, в мезозое и кайнозое — шестилучевые кораллы. Рифы либо формировались в виде изолированных тел среди глубоководных отложений, либо образовывали цепь рифов — асимметричные рифовые системы на перегибе от мелкого моря к глубокому, либо, наконец, создавали относительно небольшие постройки среди мелководного моря.

Второй вид морских карбонатных отложений — это глубоководные образования открытых океанических пространств. Этот тип отложений появился в среднем палеозое, в ограниченном количестве известен в триасе и юре, а с позднего мела стал доминирующим. Механизм накопления карбонатного материала здесь практически полностью биогенный — за счет осаднения раковин нектонных организмов (главным образом головоногих моллюсков), а с позднего мела — в основном планктонных: кокколитофорид, птеропод, фораминифер.

Специфика этого типа заключается в том, что сами организмы обитают обычно в верхней фотической зоне водной толщи (головногие жили и ниже фотической зоны, но в массе своей это все же обитатели приповерхностных вод), а их скелеты осаждаются на значительных глубинах, при этом максимальная глубина карбонатакопления все же ограничена. Дело в том, что на больших глубинах при увеличении давления и уменьшении температуры воды (напомним, что температура воды в глубинах океана снижается почти до 2 °С) повышается растворимость, а следовательно, и содержание углекислоты. Это ведет к растворению попадающих на эти глубины карбонатных раковин, т.е. указанная выше реакция карбонатного равновесия благодаря наличию углекислого газа идет уже справа налево. Вначале растворяются раковины и их фрагменты, сложенные арагонитом, затем кальцитом; глубина, на которой начинается интенсивное раство-

рение карбонатных раковин, называется лизоклином. Для аргонита она меньше, чем для кальцита, поэтому различают аргонитовый и кальцитовый лизоклин. Несколько глубже располагается зона, где количество поступающего материала равно его растворению; это глубина или уровень карбонатной компенсации. Наконец, глубина, где в осадке остается не более 10 % карбонатного материала, называется критической глубиной карбонатакопления; в современных океанах в зависимости от широты, биологической продуктивности и других факторов она изменяется от 3,5 до 5,5 км; имеются данные, что в геологической истории эта глубина могла существенно меняться, достигая иногда 1000—1500 м. Ясно, что ниже этой глубины карбонатные осадки, а затем и породы, не образуются. Собственно же карбонатные осадки с содержанием карбонатных минералов, по крайней мере, более 50 % (а если учесть мергели, то содержание карбонатов должно быть не менее 25 %) могут формироваться и сохраняться на меньших глубинах.

В отличие от мелководных *бенктоногенных* здесь формируются *планктоногенные* карбонатные формации. Надо добавить, что подобные планктоногенные формации могут образовываться и в мелководных наплатформенных морях. Так, писчий мел откладывался как в крайне мелководных, так и в относительно глубоководных условиях.

Таким образом, все географические и палеогеографические области морского карбонатакопления можно объединить в четыре типа: морские и океанические шельфы, крупные изолированные внутривассейновые (как правило внутривокеанические) отмели, рифы разного типа и пелагиаль (см. рис. 7.12).

Сказанное выше об обстановках касается карбонатных пород в целом — как известняков, так и доломитов. Вместе с тем существуют и определенные различия условий образования тех и других. В общем виде известняки — это отложения мелководных открытых морей со среднеокеанической соленостью; известняками (в том числе мелом) сложены и планктоногенные глубоководные формации. Доломиты — это отложения практически только мелководных водоемов, причем нередко повышенной солености.

## 7.5. НЕКОТОРЫЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Основные породообразующие минералы карбонатных пород — кальцит и доломит — достаточно легко растворяются и вновь кристаллизуются в условиях, существующих на поверхности Земли и в стратиффере, где присутствуют вода, углекислый газ и некоторые другие агрессивные по отношению к ним компоненты и соединения. Это обуславливает частое и интенсивное проявление вторичных процессов и, соответственно, изменений первичного состава, и особенно структуры карбонатных пород.

Среди основных процессов, которые могут быть установлены при изучении шлифов и которые влияют на коллекторские свойства пород и тем самым особенно интересны геологам-нефтяникам, можно назвать кальцитизацию, перекристаллизацию, выщелачивание, доломитизацию и реже проявляющиеся сульфатизацию и окремнение.

Эти изменения частично проявляются уже в диагенезе. Прежде всего неустойчивые модификации — арагонит, высокомагнезиальный кальцит — перекристаллизуются в устойчивый — кальцит (процесс инверсии). При этом иногда образуются и, главное, сохраняются псевдоморфозы кальцита по арагониту, что позволяет при изучении шлифов установить первичный арагонитовый состав отложений. Более достоверно устанавливаются другие диагенетические преобразования. Дело в том, что для многих карбонатных осадков, особенно биоморфных и граноморфных, состоящих из зернистого материала — оолитов, стустков, обломков раковин и т.д., литификация, окаменение происходит не столько за счет механического уплотнения, сколько за счет цементации. Иловые воды карбонатных осадков практически всегда пересыщены карбонатами (в том числе за счет частичного растворения карбонатных фрагментов осадка), последние выпадают в твердую фазу, кристаллизуются, выполняя интерстиции и цементируя осадок, и тем самым превращают его в твердую породу. Изначально твердые биогермные «осадки», сложенные скелетами каркасных организмов (кораллов, мшанок и др.), еще более уплотняются.

Наряду с цементами, обычными для всех пород, в карбонатных породах установлены специфические виды, выделение которых иногда помогает в расшифровке условий осадкообразования. В зарубежной литературе этому вопросу по-

священа целая серия статей и специальных сборников (Longman, 1980; «Carbonate cement», 1985 и др.). Так, в обычных мелководно-морских осадках, поры которых полностью заполнены водой (фреатические условия), в раннем диагенезе вокруг карбонатных зерен нарастают игольчатые кристаллы в виде крустификационных каемок примерно одинаковой толщины — «изопахитовый цемент». Оставшееся межзерновое пространство либо сохраняется, и тогда породы имеют высокую первичную межзерновую пористость, либо позднее, в том числе в катагенезе, заполняется мозаичным крупноблочным кальцитом (рис. 7.13). Вместе с тем многие карбонатные осадки формируются в крайнем мелководье и часто осушаются; при этом поровые воды, во-первых, часто опресненные и, во-вторых, не полностью заполняют межзерновое пространство (вадозные условия). В этом случае при дефиците воды либо образуется цемент на контактах зерен (менисковый цемент), либо на нижних частях карбонатных зерен

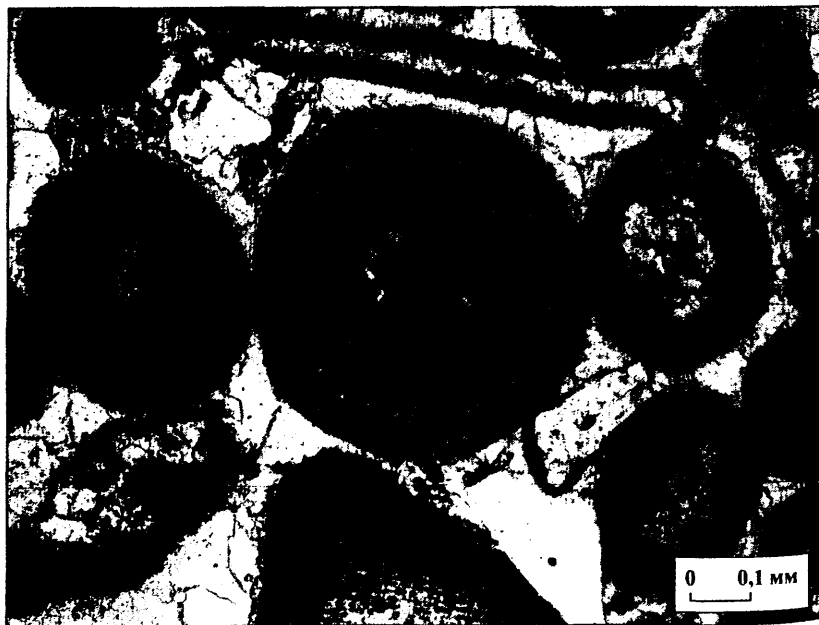


Рис. 7.13. Известняк оолитовый (оолитовый грейнстоун, ооспарит). Цемент кальцитовый корковый, крустификационный; оставшееся межзерновое пространство заполняется блочным более поздним кальцитом второй генерации. Без анализатора. Северная Фергана

формируются микросталактиты (рис. 7.14, 7.15). В случае если такие опресненные воды заполняют межзерновые поры полностью, формируется мозаичный, более или менее равномернокристаллический цемент, заполняющий все пустотное пространство (рис. 7.14).

Таким образом, очень полезно и важно различить цементы разных генераций — раннедиагенетические и более поздние — и пытаться определить характер цемента разных генераций.

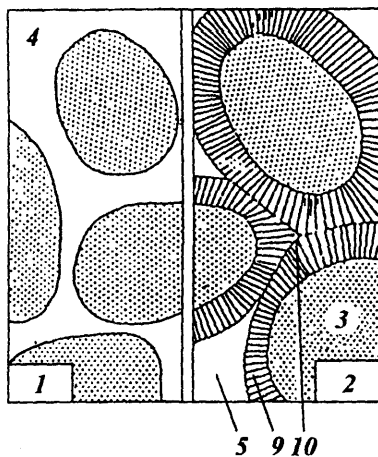
Надо отметить, что образование крустификационных каемок происходит не только между зернами, но и внутри полостей раковин, кораллов, мшанок и т.д. Во внутрираковинных пустотах могут формироваться так называемые геологические уровни, или геопетальные текстуры (рис. 7.16). Дело в том, что в диагенезе эти пустоты часто заполняются очень тонкозернистым осадком, причем заполняются не полностью. Поскольку осаждение идет в очень спокойных условиях, верхняя граница этого осадка строго горизонтальна. Пространство выше его обычно позднее заполняется химически осажденным яснокристаллическим кальцитом. Последующие тектонические процессы, складкообразование могут изменить первичное положение и даже привести к запрокинутому залеганию. В этом случае граница микрозернистого и яснокристаллического кальцита в раковинах позволяет реконструировать первичное положение, определить величину последующих деформаций.

В какой-то мере аналогичен и процесс образования строматактисов и текстур типа «птичьих глазок». Эти текстуры развиты, как правило, в пелитоморфных и микрозернистых известняках и доломитах и представляют собой мелкие, видимые, однако, невооруженным глазом гнезда, заполненные карбонатными кристалликами. При этом такие включения располагаются более или менее послонно и имеют плоское основание. Образование их обусловлено разными причинами, но наиболее часто, видимо, определяется наличием водорослевых или цианобактериальных пленок, покровов. Это пленки, маты изначально создают определенные неровности и пустоты, кроме того, пустотки формируются за счет пузырьков газов, образующихся при разложении органического вещества водорослей.

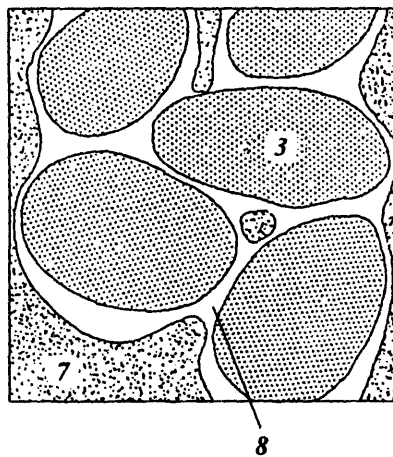
В основном диагенетическим является и формирование кальцитовых регенерационных каемок, чаще всего вокруг остатков иглокожих. Напомним, что регенерационные каемки



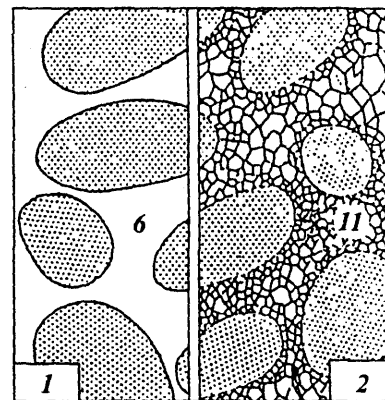
**Морские фреатические условия**



**Пресноводные фреатические условия**



**Пресноводные вадозные условия**



**Рис. 7.14.** Характер цементации карбонатных пород в вадозных и фреатических зонах (по М. Лонгману, 1960):

1 – первоначальные седиментационные структуры осадка; 2 – постседиментационные структуры породы; 3 – форменные элементы (зерна); 4 – полное насыщение пор морской водой; 5 – поровые воды; 6 – пресные воды; 7 – воздух; 8 – мениски воды; 9 – радиальный фибровый арагонит; 10 – полигональные границы кристаллического цемента; 11 – спаритовый кальцитовый цемент



Рис. 7.15. Некоторые виды цемента карбонатных пород различных фациальных зон (по М. Лонгману, 1980)



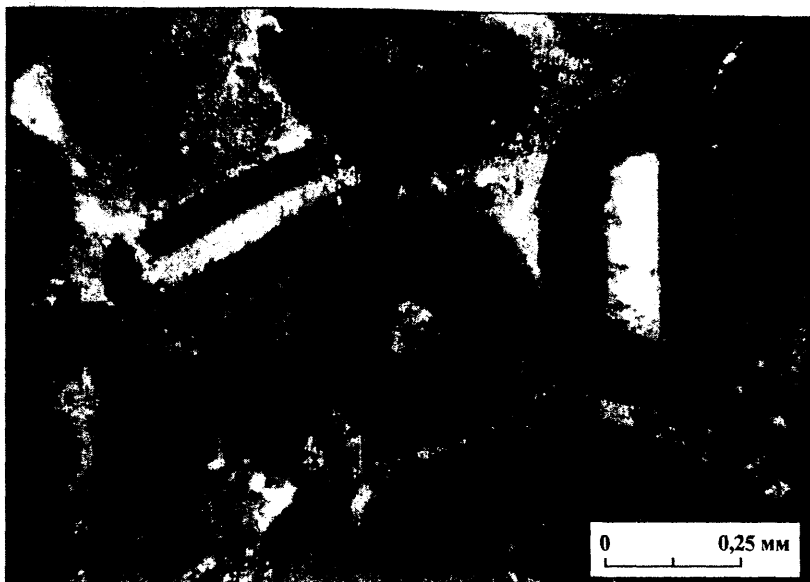
Рис. 7.16. Геопетальная структура («геологический уровень»). Некоторые трубочки антракопорелла полностью заполнены тонкозернистым материалом, некоторые выполнены яснокристаллическим кальцитом (спаритом). В отдельных трубочках (на фото справа) образуются геопетальные структуры — нижняя половина трубочки заполнена микрозернистым материалом, образующим плоскую горизонтальную поверхность, верхняя — более поздним и более крупнокристаллическим кальцитом. Без анализатора. Приуралье. Ассель

на обломочных зернах кварца и различных алюмосиликатных минералов образуются обычно в катагенезе.

Все описанные процессы — образование крустификационных и регенерационных каемок, выполнение различных пустот — это одно из проявлений процессов постседиментационной кальцитизации.

Наряду с кальцитизацией, которая ведет к литификации, появлению твердой породы, происходит и уплотнение осадка, что иногда проявляется в деформации форменных элементов, например, сдавливании и раздавливании еще не полностью литифицированных оолитов (рис. 7.17), в развитии стилолитов (см. гл. 1).

Важным и весьма распространенным вторичным процессом является перекристаллизация. В самом общем и упрощенном виде этот многообразный и сложный процесс можно

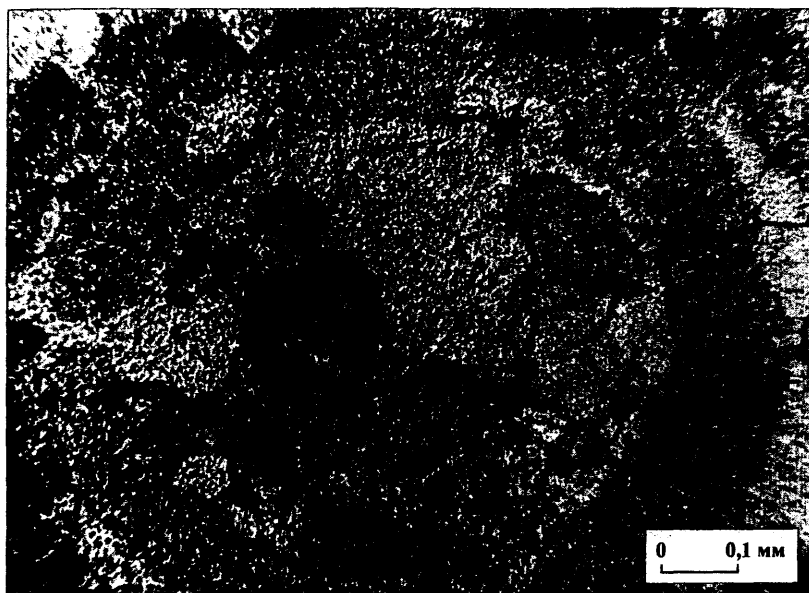


**Рис. 7.17. Известняк оолитовый (оолитовый пакстоун, оолит).** Наряду с первично округлыми имеются удлиненные и раздавленные оолиты. Светлое в ядре — кристаллический кальцит. Цемент порового типа, обычно микрзернистый, местами перекристаллизованный. С анализатором. Западный Узбекистан. Келловей — оксфорд

представить в виде образования более крупных кристаллов по сравнению с исходными. Частично этот процесс укрупнения происходит за счет растворения первичного карбонатного материала и новообразования кристаллов, частично в ходе роста более крупных кристаллов за счет окружающих более мелких.

Перекристаллизация происходит как в основной массе пелитоморфных и микрзернистых известняков, так и в цемен-тах аналогичной структуры. Она также захватывает и неко-торые форменные элементы — оолиты, сгустки и т.д. Пере-кристаллизация может быть частичной — гнездами, послой-ной, вдоль трещин и стилолитов и т.д., и сплошной, когда образуются кристаллические известняки и доломиты. В по-следнем случае первичные структуры либо полностью унич-тожаются, стираются, либо сохраняются в виде теней, релик-тов (рис. 7.18).

Под действием пластовых вод происходит выщелачивание, т.е. растворение и вынос вещества. Таким образом, в частно-



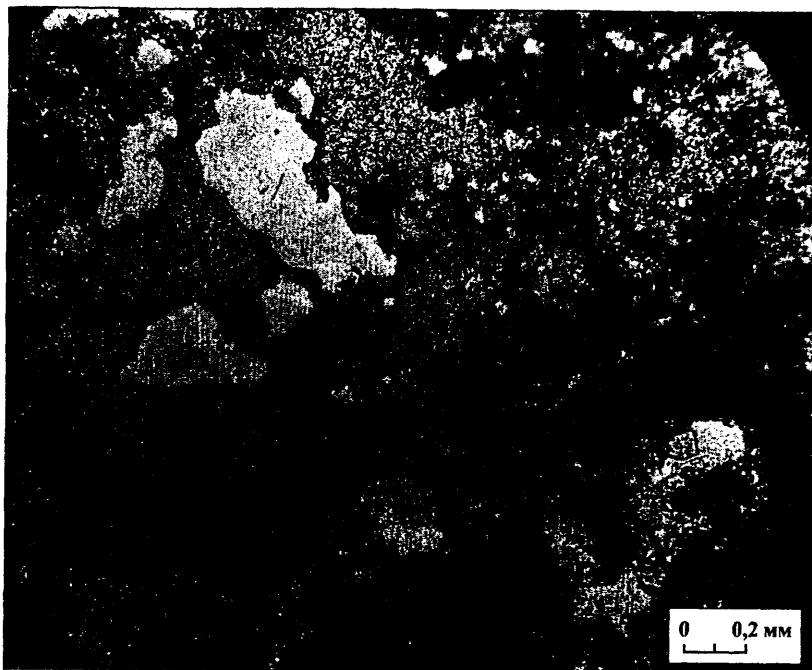
**Рис. 7.18.** Тени (реликты) оолита в перекристаллизованном известняке. Без анализатора. Оренбургская область. Турне

сти, образуются каверны, которые имеют определенные морфологические отличия от пор — межзерновых и межкристаллических (рис. 7.19).

Во-первых, поры имеют размер сопоставимый или более мелкий, чем размер окружающих их кристаллов и форменных элементов, в то время как каверны обычно крупнее. Во-вторых, морфология пор определяется морфологией форменных элементов и кристаллов, а форма каверн независима от них. Наконец, границы пор определяются границами кристаллов и форменных элементов, а каверны ограничены поверхностями растворения форменных элементов, цемента, кристаллов.

Специфической текстурой, возникающей при выщелачивании, являются стилолиты или, точнее, стилолитовые швы (подробнее см. гл. 1, раздел 1.3.1).

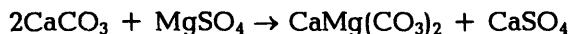
Одним из важнейших вторичных процессов в карбонатных породах является процесс доломитизации, когда в результате воздействия магнийсодержащих вод на известняки кальцит последних превращается в доломит, вплоть до полно-



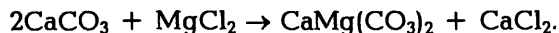
**Рис. 7.19.** Каверны выщелачивания (белое) в водорослевом цианобактериальном известняке.

Выщелачивание сопровождается перекристаллизацией (светло-серые участки). Скопления цианей — темно-серые. Без анализатора. Восточная Сибирь

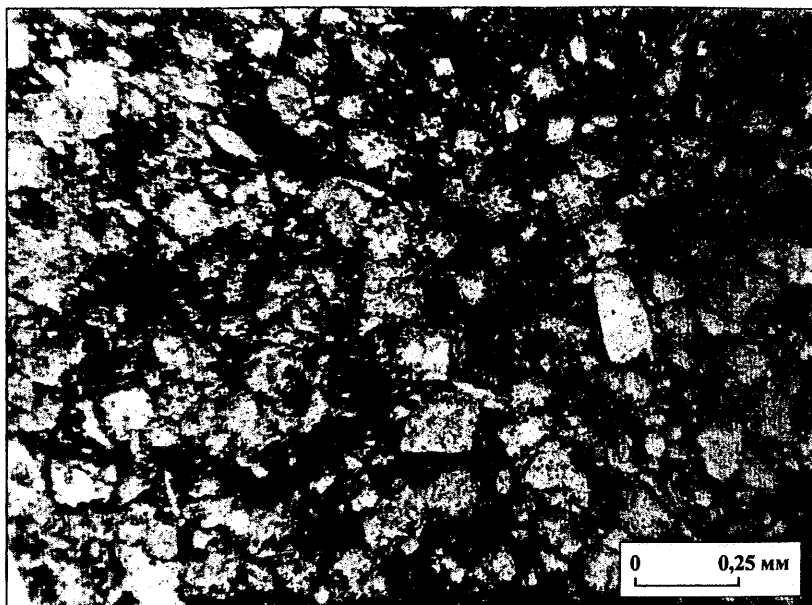
го замещения известняков доломитами. Упрощенно химизм этого процесса описывается реакцией Гайдингера



или реакцией Мариньяка



Кроме основного продукта — доломита, в первом случае появляются сульфаты кальция в виде гипса или ангидрида, которые либо образуют парагенез с новообразованным доломитом, либо, благодаря их относительно большей, чем у доломита, растворимости, выносятся хотя бы частично. Во втором случае одним из продуктов реакции является легко растворимый хлорид кальция, который выносится из сферы реакции.



**Рис. 7.20.** Шламово-сугликовый известняк, частично доломитизированный. Ромбовидные кристаллы доломита либо поодиночке, либо небольшими гнездами располагаются на фоне темной шламово-сугликовой основной массы. Без анализатора. Оренбургская область. Турне

В настоящее время установлено, что примерно по этим схемам в определенных условиях происходит раннедиагенетическая доломитизация известковых осадков, известны аналогичные процессы доломитизации и в катагенезе. Для того чтобы эти процессы в катагенезе шли достаточно эффективно, необходима постоянная подача магния и столь же постоянный вынос растворимых продуктов реакции, другими словами, система должна быть открытой (в замкнутой системе без активного водообмена эти реакции если и начнутся, то быстро закончатся без видимого количественного результата). Подобные условия реализуются в хорошо проницаемых породах, где возможен активный водообмен. Поэтому пелитоморфные и микрозернистые известняки в катагенезе практически не доломитизируются, в то время как биоморфные и органогенно-обломочные известняки иногда доломитизируются весьма интенсивно.

Степень доломитизации первичных известняков различна. При слабой доломитизации редкие ромбовидные кристаллы

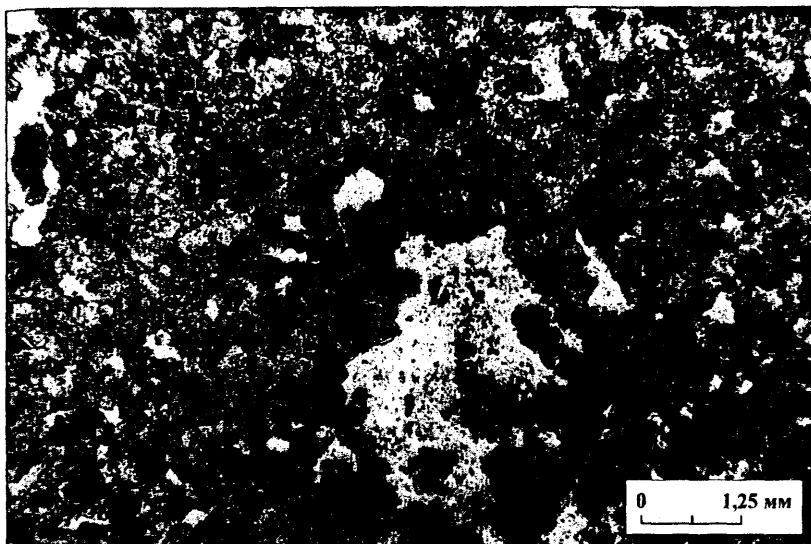


Рис. 7.21. Крупные каверны во вторичном тонкокристаллическом доломите. Видно развитие идиоморфных и гипидиоморфных (эвгедральных, субгедральных) зональных кристаллов в полости каверны. Без анализатора. Оренбургская область. Турне

доломита разбросаны в породе либо концентрируются вдоль микротрещинок, стилолитов, располагаются послойно (рис. 7.20). При значительной и сплошной доломитизации образуются крупнокристаллические сахаровидные доломиты, характеризующиеся плотной упаковкой кристаллов и одновременно наличием каверн. Сами кристаллы в шлифе мутные за счет включения реликтов тончайшего первичного кальцитового и глинистого вещества, часто зональные, где более мутные зоны чередуются с более чистыми (рис. 7.21). Наиболее чистые и правильные кристаллы располагаются по стенкам каверн. На фоне кристаллической основной массы иногда просвечивают реликты первичных структур — оолитов, pellets, органических остатков и др.

В результате подобной доломитизации появляется еще одно важное свойство. Еще в 1837 г. Эли де Бомон показал, что при переходе кальцита в доломит объем твердой фазы сокращается на 12,5 %. Дело в том, что два моля кальцита занимают объем  $73,8 \text{ см}^3$ , а образующийся один моль доломита —  $64,8 \text{ см}^3$ . Если процесс доломитизации происходит в диагенезе, то сокращение объема твердой фазы компенсируется либо уплотнением полужидкого осадка, либо путем заполнения



пустот диагенетическим карбонатом из иловых вод. Если же этот процесс происходит в катагенезе, то общий объем, занимаемый комплексом отложений (пластом, пачкой пластов, рифовым массивом и т.д.), сохраняется, а объем собственно твердой части породы уменьшается. Это и ведет к увеличению пустотного пространства и появлению каверн. Надо отметить, что процесс доломитизации проходит сложнее, чем это описывается указанными выше схемами — реакция осуществляется не между твердой фазой (кальцит) и магнийсодержащими растворами. Вначале кальцит переводится в растворимую бикарбонатную форму, затем происходит реакция между растворами, в результате чего осаждается доломит. Такой многоступенчатый ход реакций имеет ряд важных следствий. Во-первых, не весь находящийся в растворе бикарбонат вступает в реакцию, частично, как при любом выщелачивании, он выносится, т.е. итоговая пористость может увеличиваться более чем на указанные выше 12,5 %. Во-вторых, при обратном выпадении доломита происходит перераспределение вещества — образуется плотная низкопористая матрица и одновременно значительные по суммарному объему и величине каверны.

Одним из побочных продуктов доломитизации является гипс (ангидрит), т.е. происходит вторичная сульфатизация карбонатных пород. Вообще сульфаты нередки в карбонатных породах, и важно отличить первичное их образование от вторичного. Если отмечается тонкое переслаивание микрозернистых и пелитоморфных доломитов и сульфатов или сульфаты располагаются между слойками строматолитовых доломитов, то это, скорее всего, первичное образование водоема повышенной солености. Если же сульфаты ассоциируют с вторичными доломитами, выполняют поры известняков, в том числе содержащих остатки стеногалинной фауны, то эти образования явно вторичные.

Нередко в карбонатных отложениях отмечаются процессы окремнения. Это линзочки, конкреции, жеоды, замещение органических остатков, реже хорошо образованные изолированные кристаллы кварца. Источник кремнезема двоякий. В одних случаях  $\text{SiO}_2$  попадает в осадок в виде опаловых скелетов различных организмов — радиолярий, губок и др., а затем перераспределяется в той же породе с образованием тех или иных морфологических форм. Это диагенетическое и катагенетическое окремнение. В других случаях он вносится в породу пластовыми и поверхностными водами, и тогда это катагенетическое окремнение в чистом виде.

## 7.6. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ЭВОЛЮЦИИ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Карбонатные отложения были, по-видимому, первым или одним из первых объектов, на котором выявлена эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Еще в начале XX в. Р. Дэли установил, что от палеозоя к мезозою и кайнозою происходит резкое сокращение количества доломитов и смена их известняками. Вообще проблема эволюции карбонатакопления чрезвычайно многообразна — это эволюция палеогеографических обстановок карбонатообразования, его масштабов, способов, механизмов накопления карбонатного материала, его состава и т.д. (Кузнецов, 2003).

Современные данные о распределении карбонатных отложений разного типа позволяют утверждать, что относительное значение указанных выше четырех палеогеографических областей карбонатакопления с точки зрения объемов отлагающихся в их пределах карбонатных осадков менялось в геологической истории Земли (рис. 7.22).

В *протерозое* и *палеозое* карбонатакопление связано с обширными, обычно крайне мелководными, «шельфовыми» морями, покрывавшими устойчивые блоки континентального сектора стратисферы — древние платформы. Таковы, например, рифей-венд-кембрийские моря Сибирской и Китайской платформ, Ирана, позднепалеозойские бассейны, покрывавшие Восточно-Европейскую платформу, палеозойские моря Северо-Американской платформы и др.

Размеры таких морей нередко были весьма велики. Так, позднедевонско-раннекаменноугольный бассейн Восточно-Европейской платформы протягивался не менее чем на 1800—1900 км с запада на восток и не менее чем на 3000 км с севера на юг. Позднеордовикский бассейн Северной Америки с карбонатной седиментацией простирался от современных арктических островов Канады до северной Мексики, т.е. не менее чем на 8—9 тыс. км при ширине 2—2,5 тыс. км.

Другим палеогеографическим типом области карбонатакопления в это время были обширные отмели среди глубоководных древних океанических бассейнов. Здесь также формировались бентоногенные карбонатные и терригенно-карбонатные формации.

Размеры таких отмелей — изолированных карбонатных платформ — различны. Так, Астраханская платформа верхнего девона (башкирского яруса) Прикаспийского микроокеана имеет размеры 150 на 175 км при суммарной мощности кар-

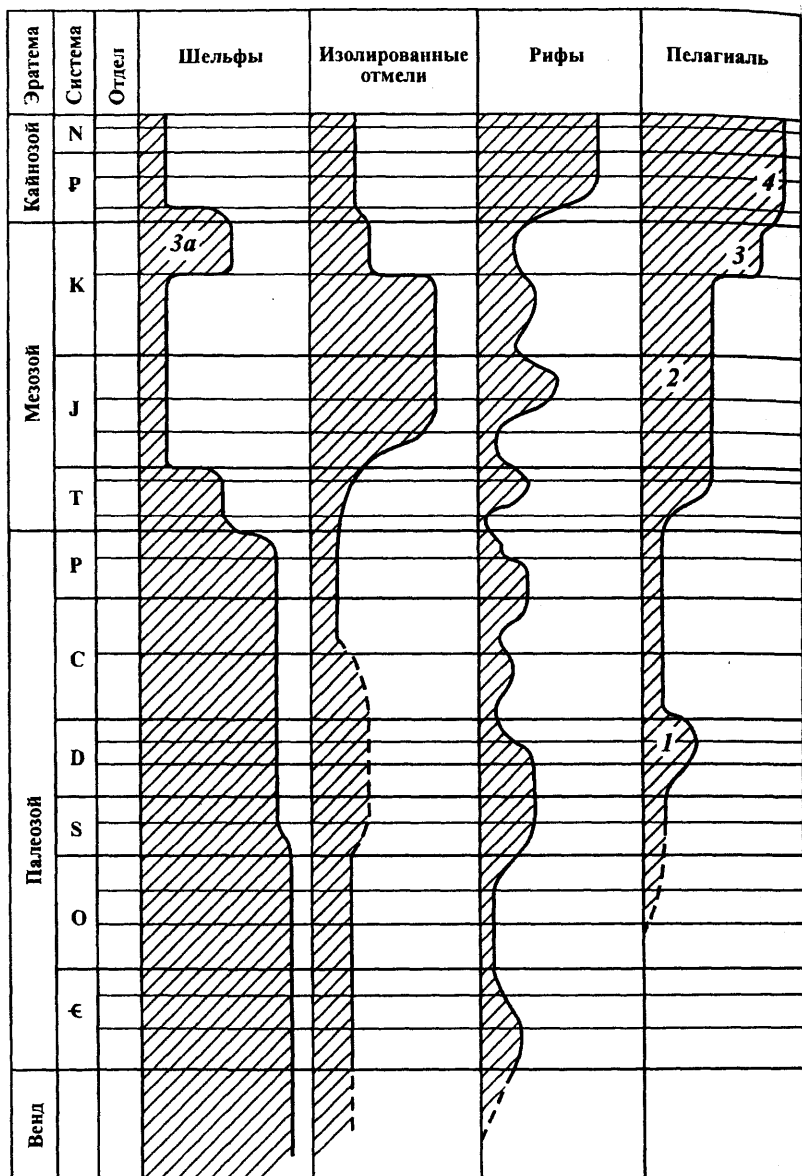


Рис. 7.22. Принципиальная схема эволюции относительной роли различных палеогеографических зон карбонатонакопления:  
 1 — цефалоподовые, тентакулитовые и стилиолиновые известняки; 2 — фа-  
 ции аммонитико rosso, майолика, гальштадские и др.; 3 — формации писче-  
 го мела; 3a — бентоногенные известняки и писчий мел; 4 — кокколито-  
 птероподово-фораминиферовые отложения

бонатной толщи около 2000 м. Площади палеозойских карбонатных платформ, погребенных под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты, — Нюрольской и Ханты-Мансийской — составляют соответственно около 10 тыс. км<sup>2</sup> (при вскрытой мощности карбонатных пород около 3600 м) и порядка 20 тыс. км<sup>2</sup>. Нижне-среднедевонская платформа Салаира имела размеры примерно 350 на 500 км при суммарной мощности около 4 км, а фамен-турнейская Казахстанская — 450 на 900 км и мощность не менее 2500 м.

Третьей областью бентогенного карбоната накопления были рифы. Последние развивались как в пределах эпиконтинентальных наплатформенных морей, так и на пассивных окраинах континентов, часто обрамляя платформенные карбонатные отложения. Многочисленны также внутриокеанические рифы и рифы, обрамляющие микроконтиненты и жесткие блоки среди океанов.

В палеозое отмечено несколько эпох интенсификации рифообразования: ранний — средний кембрий, поздний ордовик — франкий век, визейский — начало башкирского века, конец позднего карбона — пермь.

Собственно пелагическое нектоно-планктоногенное осаждение карбонатного материала в докембрии и палеозое было, видимо, достаточно ограничено. Вероятно наиболее древним примером отложений подобного рода являются верхнесилурийские ортоцеровые известняки Карнийских Альп, но наибольшее развитие они получили в девоне — самом начале карбона. Пелагические известняки этого возраста известны в Европе, Северной Африке, Казахстане, Северном Памире и других регионах.

Как правило, это микрозернистые известняки, иногда глинистые, с тем или иным количеством тонкого органического детрита, с тонкослоистой или чаще флазерной, комковатой текстурой, наличием хардграундов, нередко железо-марганцевыми нодулями. Среди остатков фауны отчетливо преобладают плавающие формы — цефалоподы, конодонты, стилиолины, тентакулиты, среди бентоса присутствуют тонкостенные двустворки. Для этих отложений характерна относительно, а часто и абсолютно малая мощность. Так, в Гарце (Германия) имеются разрезы, где карбонатные отложения всего верхнего девона имеют мощность около 1 м. В связи с этим скорость карбонатного осадконакопления в большинстве случаев оценивается в 2—3 мм/1000 лет, что вполне сопоставимо со скоростями

накопления аналогичных отложений в современных океанах.

В *мезозое* сохранились те же четыре основных типа областей карбонатакопления, но произошло значительное изменение количественной роли каждой из них. Резко сократилось количество и, самое главное, размеры эпиконтинентальных шельфовых морей с карбонатной седиментацией, примером чему служат относительно узкие шельфы северного обрамления Тетиса — верхнеюрские Скифской и Туранской плит, ряд шельфов нынешнего Средиземноморья и др.

Существенно большее значение приобрело карбонатакопление в пределах внутриокеанических отмелей, где формировались изолированные карбонатные платформы. При открытии Тетиса и Атлантики и раздвижении литосферных плит возникли многочисленные разрозненные блоки, на которых в позднем триасе — ранней юре началось накопление мелководных бентоногенных карбонатных отложений.

В Палеоатлантике в пределах американского средиземноморья (Карибское море и Мексиканский залив), известна, например, средне меловая, обрамленная рифами платформа Голден Лайн в Мексике, юско-нижнемеловая платформа плато Блейк. По крайней мере с раннего мела, а по геофизическим данным — с поздней юры, начала формироваться Багамская банка — классический пример изолированной карбонатной платформы, являющейся прототипом этого типа карбонатных платформ вообще. Суммарная мощность мезозойско-четвертичных карбонатных пород этой банки, начиная со вскрытых скважиной отложений верхнего мела, превышает 4860 м. В юго-восточной Атлантике нижнемеловые мелководные бентоногенные отложения изолированной платформы обнаружены скважинами глубоководного бурения в пределах Китового хребта. Многочисленные изолированные карбонатные платформы известны в странах Средиземноморья.

В течение позднего триаса, поздней юры, среднего, а местами и позднего мела шло активное рифообразование. Триасово-юрские рифы известны практически по всему Тетису и его окраинам, средне меловые рудистовые рифы в наибольшей степени развиты в районе Мексиканского залива, Карибского моря и по их побережьям, они распространены по западным окраинам Центральной Африки, северному обрамлению Тетиса от Португалии через Турцию, Афганистан до

Индии, поздне меловые постройки известны на севере Африки и на Ближнем Востоке.

Близки к рифам карбонатные образования океанических гайотов — плосковершинных карбонатных образований, обычно с рифовым обрамлением, перекрытых пелагическими осадками и погруженных ныне на значительные глубины. Они, в частности, изучены в северо-западной и центральной частях Тихого океана, где обнаружено более 350 подобных образований. Мощности карбонатных отложений иногда превосходят 1600 м.

Принципиальным новшеством мезозоя было резкое возрастание роли пелагических океанических карбонатных отложений. Это широко известные юрские и меловые формации Аммонитико rosso, Майолика, Бьянконе альпийской зоны и вообще западной части Тетиса, триасовые гальштадские известняки и аммонитовые фашии его восточной части, и в частности, острова Тимор и др.

Наиболее изученными являются отложения типа Аммонитико rosso, которые известны от Пиринеев на западе до Турции на востоке и, по данным морского бурения, — в Северной Атлантике. Как правило, это красные, желтые, бурые известняки, характеризующиеся отчетливо комковатой, нодулярной, реже тонкослоистой и еще реже массивной текстурой, микрозернистой структурой со своеобразной ассоциацией остатков организмов, включающей аммониты, белемниты, планктонные и бентонные фораминиферы, радиолярии, кокколитофориды, кальционеллы. Наряду с плавающими формами нередки и бентосные, но всегда специфические — посидонии, даонеллы, немногочисленные гастроподы, губки, остракоды.

Скорость седиментации этих отложений по разным оценкам колеблется от 0,4 до 5 мм/1000 лет, что в общем сопоставимо со скоростями накопления кайнозойских океанических осадков аналогичного состава.

С поздней юры и особенно со второй половины мела начался расцвет и массовое развитие кокколитофорид и в связи с этим активное накопление кокколитовых илов. Этот взрывной расцвет привел к резкому увеличению карбонатобразования вообще и специфической формации писчего мела в частности, причем существенное, если не основное значение среди всех карбонатов имела именно эта формация. Она не только обусловила накопление океанических карбонатных отложений, но и распространилась в шельфовых морях как древних, так и молодых платформ, где соответ-

вующие планктоногенные толщи занимают огромные площади.

В *кайнозое* продолжалось смещение карбонатакопления в океаны. Шельфовые моря с накоплением карбонатных осадков стали более редки, а главное — ограничены по площади, особенно по ширине. Так, крупнейшие кайнозойские образования такого рода в районе Мексиканского залива и полуострова Флорида протягиваются на расстояние примерно 800 км при ширине не более 200 км, а у полуострова Юкатан — на 600–650 км при ширине также около 200 км.

Сократилось и число изолированных отмелей с карбонатной седиментацией. Среди наиболее известных — Большая Багамская банка, где продолжалось формирование заложенной в мезозое платформы. Чисто кайнозойской является платформа Мальдивского архипелага, где в течение раннего эоцена — раннего олигоцена формировалась «классическая» плосковершинная платформа, рельеф поверхности которой был модифицирован в позднем олигоцене — плейстоцене.

В связи с сокращением числа и площади шельфов и изолированных отмелей относительно возросло значение рифов. Океанические рифы развивались в течение всего кайнозоя, но наиболее активно с эоцена. Резко — относительно и абсолютно — увеличилось пелагическое карбонатакопление в океанических пространствах, где шло почти исключительно планктоногенное осадкообразование за счет жизнедеятельности кокколитофорид, птеропод и фораминифер.

Количественная роль тех или иных обстановок вызывает значительные разногласия, однако можно утверждать, что абсолютно большая часть современного карбонатакопления (а во многом и кайнозойского в целом) связана с планктоногенным осаждением в пелагических областях, значительная часть — с рифами и в существенно меньшей степени с другими зонами.

Одной из причин смещения карбонатакопления с континентальных блоков в океан, видимо, были палеогеографические изменения, связанные с глобальной тектоникой, а именно с положением литосферных плит. Действительно, в мезозое и особенно кайнозое после закрытия субширотного Тетиса практически не осталось шельфов в низких широтах, где могли бы формироваться бентоногенные карбонаты. Обширные шельфы молодого Северного Ледовитого океана были неблагоприятны по климатическим условиям. В новообразованном и расширяющемся Атлантическом океане шельфы оказались достаточно узкими. Кроме того негативно влиял и

вновь возникший по восточному побережью Атлантики апвеллинг. Поступление глубинных холодных недонасыщенных карбонатами вод угнетало развитие донной жизни и соответственно, карбонатакопление. Бентоногенное карбонатакопление в океане развито лишь на его западных шельфах, где апвеллинг отсутствует. Аналогичная картина наблюдается в Тихом и, в меньшей степени, в Индийском океане.

Параллельно с изменением палеографических обстановок карбонатакопления произошла и смена организмов — осадителей карбонатного материала. При относительном сокращении шельфовых участков в теплой климатической зоне, где обильно развивался усваивающий карбонат кальция бентос, «избыток» карбонатов морских вод начал извлекаться планктонными организмами, и прежде всего плавающими микроскопическими водорослями, которые благодаря этому стали ведущей карбонат-усваивающей группой. Поскольку водоросли более толерантны к температурным условиям, они оккупировали и бассейны умеренных широт, и формация писчего мела покрывает обширные, в том числе удаленные от тропиков пространства платформ.

Карбонатакопление известно с глубокого докембрия и продолжалось в течение всего фанерозоя, во всех его геохронологических подразделениях, по крайней мере на уровне эпох, хотя строго количественно оценить его масштабы и их изменения в пределах всего Земного шара весьма затруднительно. Наиболее полные сведения по континентальному сектору стратисферы были получены А.Б. Роновым (1993), материалы которого графически представлены на рис. 7.23. Количественное распределение карбонатных пород в геологическом разрезе дано в виде четырех показателей: абсолютного объема карбонатных пород в отделах стратиграфической шкалы, доли карбонатных пород от общего объема пород данного конкретного стратиграфического подразделения, интенсивности карбонатакопления, т.е. объема карбонатов, накопившихся в единицу времени, и, наконец, доли карбонатных пород в данном отделе от суммы всех карбонатных образований венда и фанерозоя.

На фоне непрерывного во всей истории накопления карбонатных отложений отчетливо устанавливается неравномерность этого процесса и наличие трех крупных максимумов: средний кембрий — средний ордовик, средний девон — карбон и верхняя юра — мел, а также двух относительно небольших: средний — верхний триас и эоцен. Важно отметить, что абсолютные объемы карбонатных пород последовательно



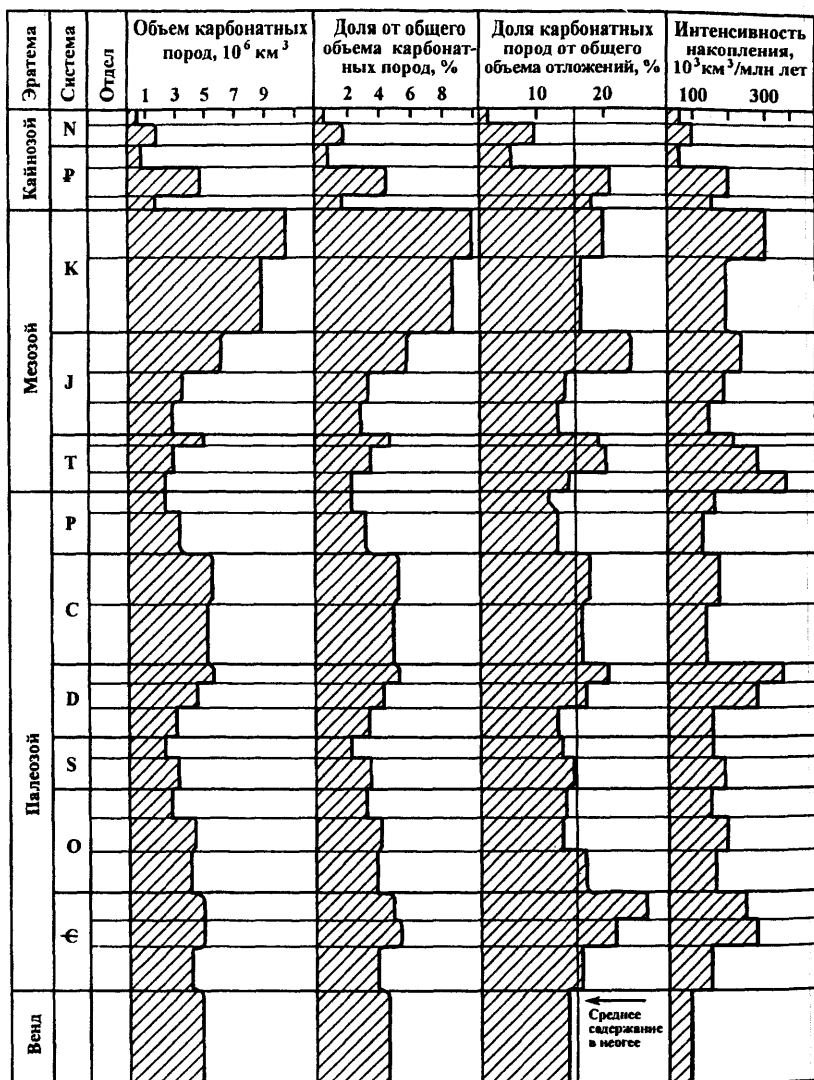


Рис. 7.23. Принципиальная схема эволюции масштабов карбонатакопления в истории Земли

возрастают от нижнепалеозойского максимума к верхнеюрскому — меловому. Оценить объемы океанических карбонатных отложений сейчас весьма проблематично, однако, если учесть, что известные ныне палеозойские глубоководные от-

ложения в основном глинистые и значительно реже карбонатные (указанные выше цефалоподовые, тентакулитовые и другие подобные известняки), а мезозойские и особенно кайнозойские — в значительной мере карбонатные, с большей степенью вероятности можно говорить об увеличении масштабов карбоната накопления в течение геологической истории.

При увеличении общего количества карбонатных отложений происходит сокращение количества доломитов при соответствующем относительном и абсолютном возрастании доли известняков (рис. 7.24).

Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что в архее и, видимо, частично в раннем протерозое преобладало накопление карбонатов кальция. Сейчас это мраморы, кальцифиры и другие глубоко метаморфизованные породы, но с кальциевой основой. В среднем и верхнем протерозое, в меньшей степени в венде преобладали доломиты, имеются и мощные толщи магнезитов (см. рис. 7.24). В палеозое происходило последовательное, хотя и не совсем равномерное снижение доли доломитов, количество которых со второй половины мезозоя стало крайне ограничено.

Очень показательно, что аналогичным образом практически на тех же рубежах происходило и сокращение и даже исчезновение цианобактерий или, в более общей форме, — автотрофов. Это обстоятельство еще раз указывает на роль биоты в осаждении магнезиальных соединений, которые в итоге образуют доломиты и, как крайнее проявление, магнезиты.

При отсутствии животных организмов в докембрии и их ограниченности в неблагоприятных для них обстановках водоемов повышенной солености палеозоя и особенно мезозоя и кайнозоя эти экологические ниши оккупировали более толерантные автотрофы, в том числе различные микробные сообщества. В связи с этим извлечение из морской воды углекислого газа было весьма активным, а его восполнение за счет дыхания животных отсутствовало. Это в итоге вело к существенному повышению рН среды, что и вызывало преимущественную садку именно магнезиальных соединений.

Параллельно с сокращением количества доломитовых пород происходила смена областей доломитообразования и их фациального облика. Основное развитие доломитов в докембрии и палеозое связано с обширными эпиплатформенными «шельфовыми» морями, где эти отложения занимали значительные площади. Известны также доломиты на изолирован-

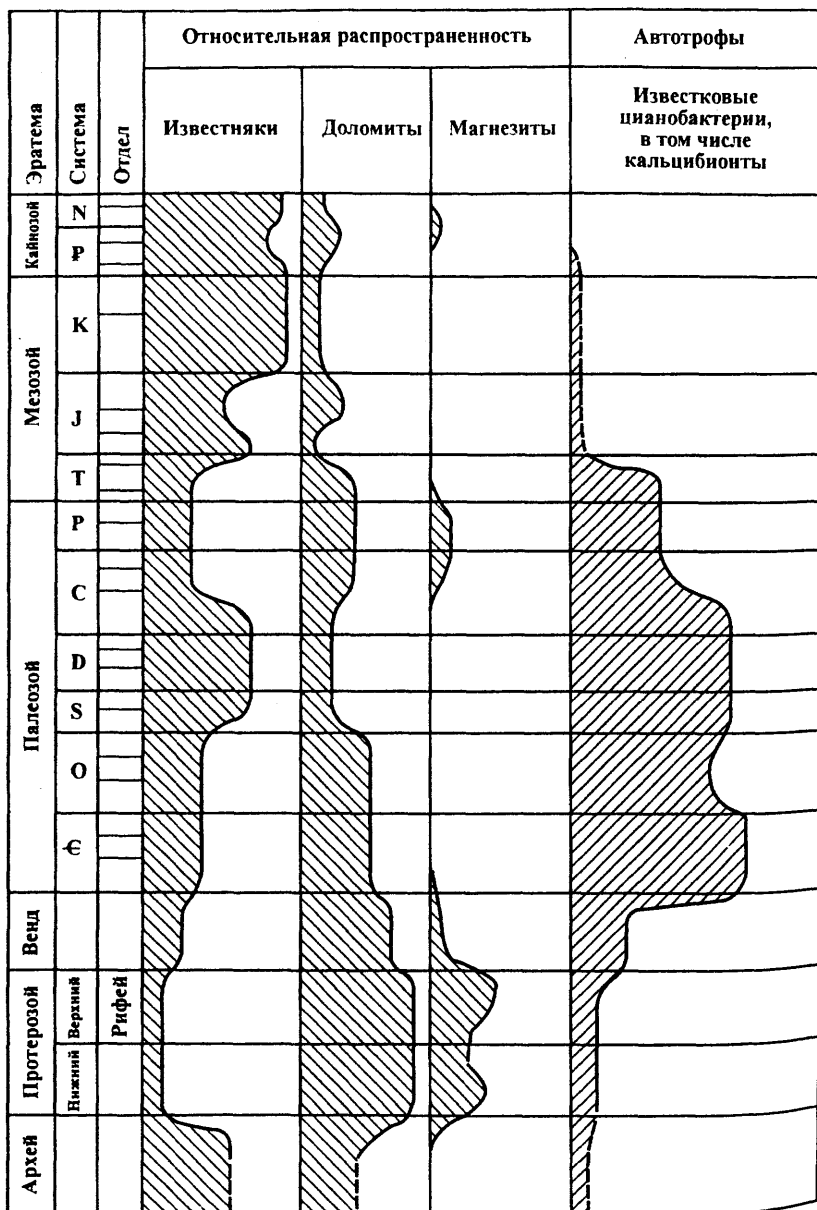


Рис. 7.24. Принципиальная схема эволюции состава карбонатных отложений и геологическое развитие автотрофов



ных карбонатных платформах и в рифах, но их количество несоизмеримо меньше, чем на шельфах.

В мезозое, наряду с резким сокращением шельфовых морей с карбонатной седиментацией в их пределах, сократилось и доломитообразование, причем последнее отчетливо сместилось к самой прибрежной зоне литорали, к заливам и лагунам с нарушенным гидрологическим режимом. В связи с этим относительно возросла роль доломитов изолированных платформ и рифов.

Эта тенденция еще более усилилась в кайнозое, когда доломитообразование практически полностью было связано с аридными побережьями — себхами и лагунами, в меньшей степени — с литоральными гумидных зон, а также рифами.

Таким образом, одной из важных причин сокращения доломитообразования, наряду с изменением характера биоты, которая определяла высокую щелочность среды, было изменение общих палеогеографических областей карбонатонакопления и смена бентоногенного карбонатонакопления планктоногенным. Исчезновение или, точнее, резкое сокращение площади шельфовых морей, где шло основное осаждение доломита, естественно, привело и к сокращению доломитообразования. Одновременно смещение карбонатонакопления в пелагиаль при ведущей роли планктонных фораминифер, кокколитофорид и птеропод, раковинки которых сложены арагонитом и кальцитом, обеспечило подавляющее преобладание известняков над доломитами.

Изменения состава карбонатных отложений во многом определялись эволюцией способов, механизмов осаждения карбонатного вещества (рис. 7.25). В свою очередь на эволюцию способов могли влиять и изменения палеогеографических областей карбонатонакопления.

Сколько-нибудь достоверные данные по этому вопросу для архея практически отсутствуют, но, скорее всего, это было преимущественно чисто хемогенное осаждение. В протерозое, особенно со среднего протерозоя, когда произошел практически взрывной расцвет цианобактерий, абсолютно преобладал биохемогенный способ и его разновидность — псевдобиогенный. Это находит свое выражение в мощных толщах строматолитовых и других микробных карбонатных пород, причем преимущественно доломитового состава.

Подобная ситуация в значительной степени сохранилась в венде и начале кембрия. Об этом свидетельствуют мощные толщи строматолитовых известняков и доломитов, а также

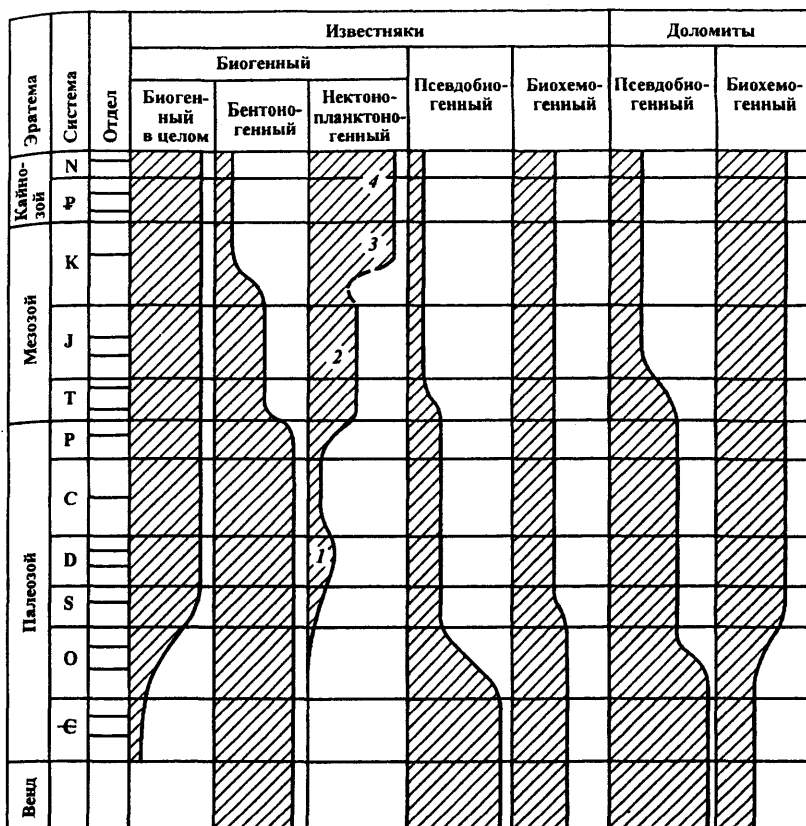


Рис. 7.25. Принципиальная схема эволюции способов осаднения карбонатного материала.

Основные организмы-карбонатоосадители: 1 — цефалоподы, тентакулиты, стилиолиты; 2 — аммониты, кокколитофориды; 3 — кокколитофориды; 4 — фораминиферы, птероподы, кокколитофориды

карбонатных пород, состоящих из остатков кальцибионтов — эпифитонов, ренальцисов, гирванелл и т.д.

Эти механизмы осаднения функционировали и в течение всей позднейшей фанерозойской истории, но количественная роль их была резко ослаблена (см. рис. 7.25). Псевдобιοгенное накопление карбонатного материала, мощно развитое в позднем рифе и раннем палеозое, затем скачкообразно сокращалось и представлено в мезозое в значительной степени, а в кайнозое исключительно в виде строматолитов.

Начиная со второй половины ордовика очень быстро воз-

растал объем чисто биогенного выделения карбонатов кальция в скелетах организмов и его накопление в виде карбонатных осадков.

С середины палеозоя этот способ стал абсолютно преобладающим. Вместе с тем и сам характер биогенного карбонатонакопления не оставался постоянным. В палеозое, видимо, абсолютно преобладало формирование известняков за счет жизнедеятельности бентосных организмов, среди которых важное породообразующее значение имели строматопоридеи, табуляты, ругозы, брахиоподы, фораминиферы, криноидеи, мшанки, водоросли, преимущественно зеленые. В мезозое бентоногенное накопление известняков сохранилось, хотя масштабы его сократились. В определенной мере сменился и состав известьвыделяющих организмов. Так, сократилось значение бентосных фораминифер, криноидей, среди кишечнополостных ведущими стали шестилучевые кораллы, среди водорослей — багряные, место брахиопод в значительной степени заняли моллюски и т.д.

Принципиально важным стало изменение роли нектонных и особенно планктонных организмов и соответственно резкое возрастание значения нектоно- и планктоногенных формаций. Подобный способ осаждения впервые появился в поздне-силуре в виде ортоцеровых известняков Карнийских Альп, более широко развит в девоне — начале карбона, когда формировались цефалоподовые, стилиолиновые и тентакулитовые известняки. В триасе — юре известны аммонитовые известняки (верхний триас восточного Тетиса, юрская формация Аммонитико росо альпийской зоны и др.). Уже в этих известняках важна доля планктонных организмов, а с позднего мела планктоногенный способ стал ведущим, когда основное количество карбоната кальция усваивалось и осаждалось кокколитофоридами, а затем в кайнозое и птероподами и особенно планктонными фораминиферами.

Несколько иная картина наблюдается для доломитов. В позднем докембрии, кембрии и частично ордовике — силуре главным механизмом осаждения доломитов был, видимо, биохемогенный и псевдобиогенный. Это привело к формированию мощных толщ строматолитовых доломитов и даже «первичных» доломитовых археоциатово-цианобактериальных рифов. Со второй половины палеозоя псевдобиогенное доломитообразование резко сокращается и отчетливо превалирует биохемогенное осаждение известково-магнезиальных соединений с последующим диагенетическим преобразованием их в доломит.

## 7.7. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ОПИСАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

При исследовании карбонатных пород используется достаточно широкий набор методов. Так, для точного установления минерального состава эффективными являются термический и рентгеноструктурный анализы. Достаточно распространенным, хотя и косвенным, методом определения минерального состава является химический анализ. В процессе массового, так называемого шестикомпонентного анализа определяется содержание нерастворимого в соляной кислоте остатка, полуторных оксидов ( $R_2O_3$ ), CaO, MgO,  $CO_2$ ,  $SO_3$ , а затем по этим данным рассчитывается содержание кальцита, доломита, гипса (если присутствует  $SO_3$ ). Для обычных известково-доломитовых пород метод дает вполне удовлетворительные результаты.

Для очень тонкозернистых пород относительно универсальным методом является сканирующая (или растровая) электронная микроскопия. Она позволяет в сколах определить размер и морфологию карбонатных минералов, т.е. структуру породы, а по морфологии кристаллов — их минералогию.

Как и для всех других пород, наиболее массовыми универсальными методами, хотя и не всегда достаточными, являются макроскопическое изучение пород в образцах и в шлифах под микроскопом.

Эти исследования позволяют установить состав породы, ее структуру и часто текстуру, т.е. дать наиболее полную характеристику породы. Отмеченные выше методы изучения состава пород позволяют уточнить и в каких-то частях детализировать характеристику, получаемую при изучении шлифов.

При изучении и описании пород в образцах прежде всего устанавливается минеральный состав и соответственно название породы. Напомним, что известняки активно реагируют с соляной кислотой, доломиты реагируют только в порошке, на мергелях остается глинистый нерастворимый остаток. При наличии железистых карбонатов после реакции (затрудненной) появляется зеленоватое или желтоватое пятно.

Далее фиксируются цвет и оттенки цвета породы, плотность и крепость, излом, структура и, если позволяет размер образца, текстура, включения и вторичные изменения, наличие видимых невооруженным взглядом пустот, трещин и т.д. Особое внимание уделяется органическому остаткам; при их



наличии отмечается размер, степень сохранности, по возможности групповой состав (фораминиферы, кораллы, брахиоподы и т.д.).

При изучении породы в шлифах необходимо прежде всего установить ее состав, т.е. является данная порода известняком или доломитом, отметить и описать основные структурные компоненты породы — форменные элементы и кристаллическую массу, по возможности микротекстуру, вторичные изменения и характер пустотного пространства. Примерная типовая схема описания может выглядеть следующим образом.

1. *Общее название породы.*
2. *Описание органических остатков.*
  - 2.1. Наличие или отсутствие остатков организмов.
  - 2.2. Количество их в процентах от площади шлифа.
  - 2.3. Характер распределения в породе.
  - 2.4. Групповой состав организмов.
  - 2.5. Степень сохранности органических остатков в целом и отдельных групп организмов в частности.
3. *Описание нескелетных форменных элементов.*
  - 3.1. Наличие или отсутствие таких форменных элементов.
  - 3.2. Количество их в процентах.
  - 3.3. Характер распределения в породе.
  - 3.4. Тип форменных элементов (оолиты, стустки т.д.), их размеры, форма и внутренняя структура, относительное количество каждого из них.
4. *Описание кристаллической части породы.*
  - 4.1. Наличие или отсутствие кристаллической части.
  - 4.2. Количество в процентах от площади шлифа.
  - 4.3. Характер распределения в породе.
  - 4.4. Минеральный состав кристаллической части.
  - 4.5. Структура; при полиминеральном составе — структура каждой минеральной составляющей и их соотношения.
  - 4.6. Если кристаллическая часть служит цементом — описание типа цементации.
5. *Описание некарбонатных примесей.*
  - 5.1. Наличие или отсутствие примесей некарбонатного состава (обычно обломочных кварцевых и силикатных), а также сульфатных, опаловых и др.
  - 5.2. Количество их в процентах.
  - 5.3. Характер распределения в породах.
  - 5.4. Минеральный состав.

5.5. Структурная характеристика — размер, форма и т.д.

6. Описание микротекстур, если таковые наблюдаются.

7. Описание вторичных изменений.

7.1. Наличие и тип вторичных изменений.

7.2. Масштабы и степень вторичных изменений.

8. Описание пустотного пространства.

8.1. Наличие или отсутствие пустотного пространства.

8.2. Типы пустот (поры — межформенные, внутриформенные и т.д., каверны, трещины).

8.3. Количество пустот в процентах от площади шлифа в целом и их разных типов.

8.4. Размер, форма, сообщаемость пустот.

8.5. Наличие и степень вторичного заполнения пустот и состав заполняющих минералов.

9. Развернутое название породы с указанием структуры и выводы об условиях ее образования.

Учитывая, что это лишь общая схема, а породы очень разнообразны, к этой схеме необходимо сделать ряд примечаний и дополнений.

Как и любая, данная схема лишь намечает основные пункты, которые должны быть отражены в описании. В каждом конкретном случае меняется порядок описания и степень подробности характеристики тех или иных структурных элементов.

Так, если в породе преобладают оолиты, следует назвать породу известняком оолитовым, описать оолиты, затем другие скелетные и нескелетные элементы, некарбонатные примеси и лишь затем характер цементации этих форменных элементов. Аналогично, если в породе преобладает кристаллическая масса, то сразу же надо отметить породу как известняк (доломит) кристаллической структуры и дать полное описание кристаллической массы, а затем описать те скелетные и нескелетные форменные элементы и силикокластику, если они присутствуют в породе.

Структуры кристаллических разностей карбонатных пород, равно как и цементов зернистых разностей, характеризуются теми же показателями, что и структуры любых кристаллических пород — размером и формой кристаллов, их взаимным расположением, однородностью размеров и т.д. Аналогично описываются и типы цементации. Надо отметить, что кроме обычных карбонатных минералов — кальцита и доломита — в кристаллических доломитах и в цементе других карбонатных пород нередко присутствуют сульфаты — ан-

гидрит, реже гипс, которые необходимо отметить и описать отдельно.

Как уже отмечалось, в карбонатных породах существуют и специфические цементы типа микросталактитовых, менисковых и др.

Некоторые вторичные процессы означены выше в разделе 7.5. При изучении шлифов их необходимо зафиксировать. Так, при описании перекристаллизации отмечается форма и размер перекристаллизованных участков (неправильные гнезда, прослойки и т.п.), размер и форма в этих участках и т.п. Перекристаллизация может затрагивать и форменные элементы, например, оолиты, сгустки и т.д. При наличии стилолитов необходимо отметить их амплитуду, по степени срезания форменных элементов попытаться установить величину усадки и т.п. В случае постседиментационной доломитизации устанавливается характер замещения форменных элементов, наличие «теней», «фантомов» первичных структур, особенно следов органических остатков. К вторичным образованиям относятся трещины; отмечается их густота, толщина, открытость или заполнение минеральным веществом; в последнем случае описывается минералогия заполнения.

Для геологов-нефтяников важное значение имеет выделение и описание пустотного пространства карбонатных пород. Среди первичных пустот можно отметить внутрiformенные, межформенные, среди вторичных — каверны выщелачивания, трещины. Надо, однако, отметить, что далеко не всегда удается выделить и описать пустотное пространство в обычных петрографических шлифах. Для лучшего изучения коллекторских свойств обычно породу перед изготовлением шлифа насыщают окрашенными смолами.

## **7.8. НАУЧНОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД**

Сама значительная распространенность карбонатных пород определяет важную роль их в строении стратосферы. Карбонаты слагают ряд весьма важных и специфических толщ осадочной оболочки Земли.

Карбонатные породы обладают большой геологической информативностью и позволяют восстановить условия и обстановки осадконакопления с полнотой, детальностью и достоверностью, которые часто недостижимы при изучении дру-

гих типов осадочных пород. Поскольку осаждение тех или иных породообразующих карбонатных минералов происходит в определенных геохимических обстановках, то их состав позволяет восстанавливать геохимические среды осадконакопления, а изменения вещественного состава карбонатных пород — и эволюцию этих обстановок в геологической истории Земли. Неоценимую информативную роль играют частые в карбонатных отложениях остатки организмов и следов их жизнедеятельности.

Карбонатные породы относительно легко и, главное, значительно преобразуются и видоизменяются на стадии катагенеза. Это, с одной стороны, затушевывает их первичные седиментационные черты, что затрудняет восстановление обстановок седиментации, но, с другой — позволяет реконструировать вторичные процессы.

Велико и прикладное значение карбонатных пород. По разным оценкам в карбонатных отложениях сосредоточено от 35 до 48 % мировых запасов нефти и порядка 23—28 % газа. При этом средняя величина запасов нефти в них примерно в 1,3—1,4 раза больше, чем в месторождениях, приуроченных к терригенным коллекторам (Кузнецов, 1992). С карбонатными отложениями связаны крупные стратиформные полиметаллические месторождения, богатые месторождения бокситов, горнохимического сырья (фосфоритов, серы). Карбонатные породы имеют важное значение как сырье для производства строительных материалов, в химической, металлургической, пищевой промышленности, в сельском хозяйстве и многих других отраслях народного хозяйства.

Соляные породы, несмотря на относительно небольшое содержание в стратиферу, имеют важное экономическое и теоретическое значение, в том числе в геологии нефти и газа. Их своеобразие обусловило даже некоторое «организационное» обособление в виде специального научно-исследовательского института — ВНИИ Галургии, разработку особых физико-химических методов изучения солевых систем, а также обилие специальной литературы.

Важные сведения по соляным породам, их составу, строению, механизмам и обстановкам образования, закономерностям распространения, полезным ископаемым изложены в справочных изданиях и специальных сборниках и монографиях («Атлас структур...», 1974; Валяшко, 1962; Жарков, 1974, 1978; Иванов, Воронова, 1972; Корневский, 1973; «Методы изучения...», 1957; «Осадочные породы...», 1987; «Проблемы соленакопления...», 1977; «Систематика и классификация...», 1998; Сонненфельд, 1988; «Справочник по литологии...», 1983; «Справочное руководство...», 1958; Страхов, 1962; Шрейбер, 1990; Яржемский, 1966; Kendall, Harwood, 1996 и др.).

## 8.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СОЛЯНЫХ ПОРОДАХ И ИХ НОМЕНКЛАТУРЕ

Термином «соляные породы», или «соли», объединяются весьма разнообразные породы — преимущественно сульфаты и хлориды, реже нитраты (природные селитры), бораты, карбонаты некоторых щелочных металлов (природная сода — трона).

Часто используется термин «галогенные породы», что менее удачно, так как это сочетание ассоциируется с галогенидами — соединениями с хлором и другими элементами-

галогенами. Нередко эта группа пород выделяется под названием эвапориты (от лат. *evaporatio* — испарение). Этот термин, по сути дела, генетический, так как фиксирует общность происхождения абсолютного большинства соляных пород за счет химического выпадения вещества из растворов повышенной концентрации, причем последняя возникает при испарении воды.

По подсчетам А.Б. Ронова (1993) соляные породы составляют 1,2 % общего объема осадочных пород или 1,1 % объема осадочной оболочки с учетом наличия эффузивов. Представители этой группы достаточно многочисленны, но наиболее распространены лишь три, максимум четыре типа пород — гипсы, ангидриты, каменная соль и в значительно меньшей степени — сильвинит. Уже из этого списка видно, что наиболее распространенными являются породы мономинеральные и название породы и породообразующего минерала часто совпадает (гипсы и ангидриты как минералы и как породы).

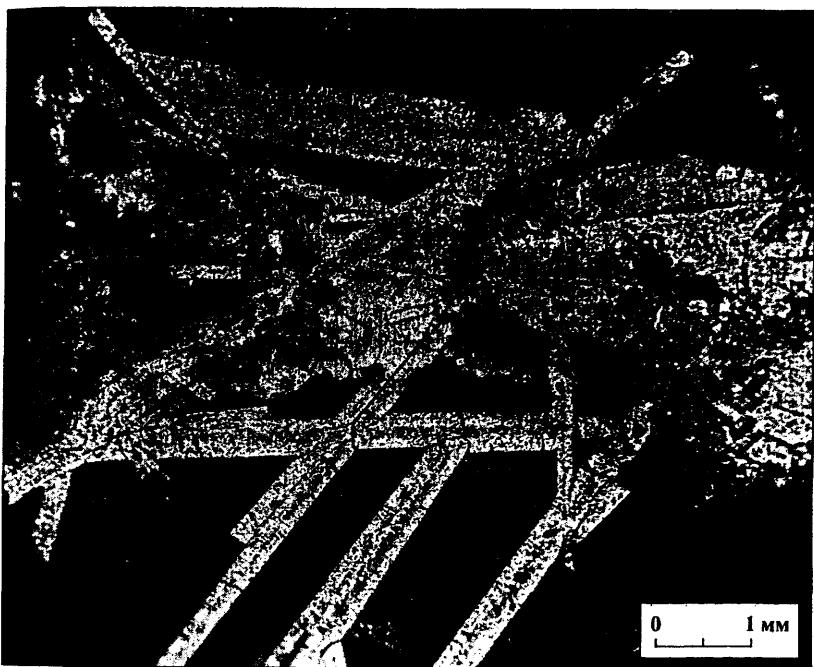


Рис. 8.1. Ангидрито-доломит. Стяжения и кристаллы ангидрита (светлое) прорастают основную доломитовую массу сгустковой структуры. Без анализатора. Восточная Сибирь. Нижний кембрий

При описании из контекста обычно понятно — о минералах или породах идет речь. Так, «тонкослоистые и нодулярные ангидриты» — это породы, так как указывается породный признак — текстура, а если описываются призматические кристаллы ромбической сингонии ангидрита, то это минерал. Для более точного и однозначного употребления нередко используется само слово «порода»: гипсовая порода, галитовая порода (как синоним каменной соли — породы, состоящей из одного минерала — галита). Это же слово — порода — обычно используется в названиях более редких образований, например, полигалитовая порода, состоящая из минерала полигалита ( $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ), лангбейнитовая порода, состоящая из минерала лангбейнита ( $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$ ), а также полиминеральных и смешанных образований, например, галит-полигалитовая порода, ангидрит-галитовая порода (или, как вариант, — ангидритсодержащая каменная соль).

В природе существуют также породы, сложенные в сопоставимых количествах более распространенными минералами, например, доломитом и ангидритом, и такие породы называют либо ангидрито-доломитом, если доломита больше, либо доломито-ангидритом, если соотношения обратные, либо, реже, ангидрит-доломитовой (доломит-ангидритовой) породой (рис. 8.1).

## 8.2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СОЛЯНЫХ ПОРОД

### 8.2.1. СУЛЬФАТНЫЕ ПОРОДЫ

К сульфатным породам относятся гипсы и ангидриты, состоящие из соответствующих минералов, содержание которых может достигать 90–98 %, однако, как правило, в тех или иных, иногда значительных, количествах присутствуют и различные примеси. Обычными компонентами сульфатных пород являются доломит, магнезит, галит, целестин, пирит, (марказит), опал, халцедон, кварц (как обломочный, так и аутигенный), флюорит, барит, гидроксиды железа, глинистый, иногда битуминозный материал, эпигенетические выделения самородной серы — как результат микробальной сульфатредукции. Существуют и смешанные сульфатные породы — гипсовые ангидриты и ангидритовые гипсы (гипсо-ангидриты и ангидрито-гипсы).

Гипсы обычно светлые породы — белые, светло-серые, голубоватые, розовые, красные — массивной и слоистой текстуры. Породы мягкие, чертятся ногтем (твердость минерала по шкале Мооса 2,0) и относительно легкие (плотность минерала гипса  $2,3 \text{ г/см}^3$ ). Своеобразной разновидностью этой породы является селенит — волокнистый или игольчатый гипс с шелковистым блеском, образующий жилы и прослой в толще гипсов, причем кристаллы ориентированы перпендикулярно слоистости или стенкам трещин. Селенит имеет вторичное происхождение и образуется при перекристаллизации гипса.

Ангидриты — светлые голубовато-серые, серые, иногда красно-бурые и черные прочные породы массивной, слоистой, в том числе тонкослоистой или нодулярной (желваковидной) текстуры. Поскольку минералогическая плотность ангидрита достаточно велика ( $2,9-3,0 \text{ г/см}^3$ ), то и породы по сравнению с другими осадочными породами относительно тяжелее.

Структуры гипсов и ангидритов кристаллические; их дальнейшее подразделение производится по размерам и форме кристаллов.

Первичные структуры обычно микро- и тонкозернистые, однако сохраняются они относительно редко. Вторичные структуры связаны прежде всего с перекристаллизацией, которая ведет к укрупнению размеров кристаллов и образованию кристаллобластовых равномерно-зернистых (гомеобластовых) и неравномерно-зернистых (гетеробластовых) структур.

Форма кристаллов гипса обычно ксеноморфная (ангедральная), лапчатая, контакты зерен неправильные, они как бы прорастают друг друга. Поскольку каждый кристалл имеет свою оптическую ориентировку, при вращении столика микроскопа при введенном анализаторе они угасают одновременно и образуется характерная мозаичная структура. В случае очень крупных кристаллов, крупнее площади шлифа или по крайней мере сопоставимых с ней, что весьма характерно для гипсов, внутри этих крупных кристаллов нередко выделения более мелких кристаллов, что ведет к появлению порфировидных структур. Своеобразна вторичная структура селенита — волокнистая (нематоморфная) и чешуйчатая (лепидоморфная).

Форма кристаллов ангидрита — удлиненная, часто идиоморфная (эвгедральная), поэтому при малых размерах (с поперечником  $0,01-0,02 \text{ мм}$ ) образуются волокнистые — параллельно-волокнистые или спутанно-волокнистые (войлочные) структуры (рис. 8.2). При вторичной перекристаллизации



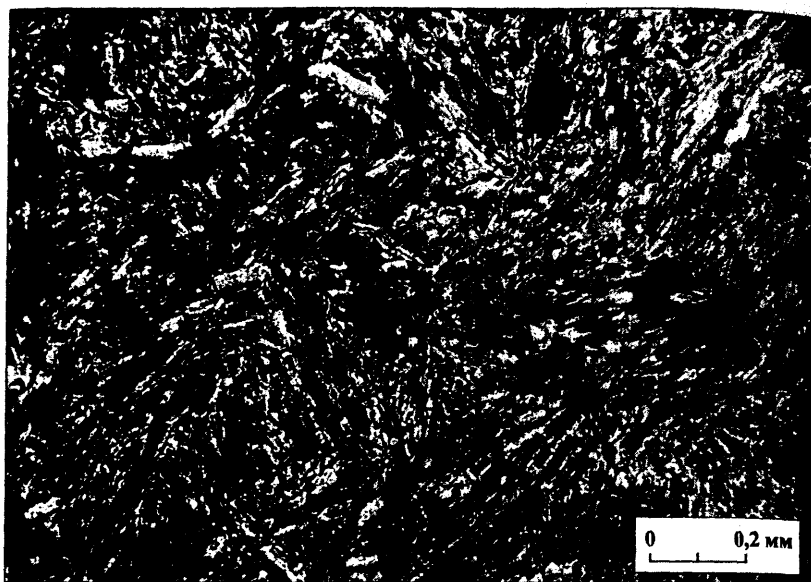


Рис. 8.2. Ангидрит спутанно-волокнистой структуры. С анализатором. Узбекистан. Верхняя юра

ции, во-первых, увеличиваются размеры кристаллов и, во-вторых, кристаллы имеют определенную ориентировку. В первом случае образуется призматически-зернистая (брусковидная) структура — призматические кристаллы ангидрита располагаются таким образом, что напоминают плохой паркет: отдельные брусковидные кристаллы — «паркетинны» — располагаются где-то параллельно друг другу, где-то под углом (рис. 8.3). Во втором случае образуются радиально-лучистая (рис. 8.4, 8.5) или, как ее недоразвитая разновидность, — пучковидная структуры. В этих структурах призматические кристаллы расходятся из одного центра по радиусам, создавая подобие сферолитов (или «полусферолитов» при пучковидной структуре).

Гипсы и ангидриты — породы пластичные, под действием давления — бокового или неравномерного вертикального — они относительно легко текут, и появляются новые вторичные структуры. Кристаллокатапластическая структура хорошо наблюдается в ангидритах, где первично прямолинейные кристаллы изгибаются, т.е. отмечается пластическая деформация. Более активное воздействие ведет к появлению кристаллокатапластических структур: порода как бы состоит из

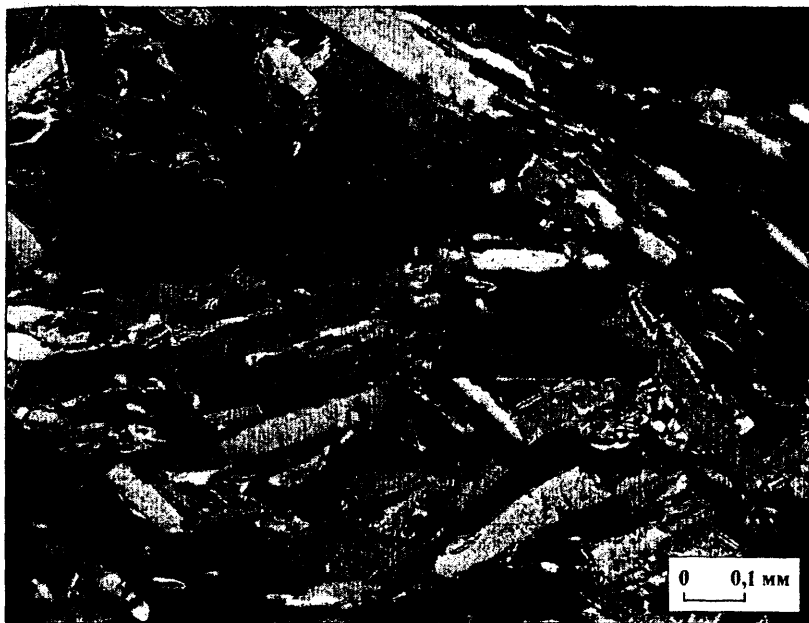


Рис. 8.3. Ангидрит призматически-зернистой (брусковидной) структуры. С анализатором. Волгоградское Поволжье. Нижняя пермь

отдельных блоков-обломков со своей внутренней брусковидной или чаще кристаллокатапластической структурой, сцементированных тем же ангидритом, но более мелкозернистым и идиоморфнозернистым.

Первичные текстуры гипсов и ангидритов являются во многом общими для многих осадочных образований — это массивная и слоистая (рис. 8.6), причем последняя в свою очередь может быть обусловлена изменением состава или структуры пород, различается морфологией и характером поверхностей наслоения — существуют параллельно-слоистые, волнисто-слоистые, линзовидно-слоистые (и т.д.) текстуры.

Появление вторичных текстур, как и структур, также обусловлено тем, что сульфатные породы относительно легко растворимы и пластичны, они легко перекристаллизуются, текут, гидратируются и, напротив, дегидратируются, переходя друг в друга.

Дело в том, что первично в зависимости от условий осаждаются как гипсы, так и ангидриты. При погружении с увеличением давления и в меньшей степени температуры проис-

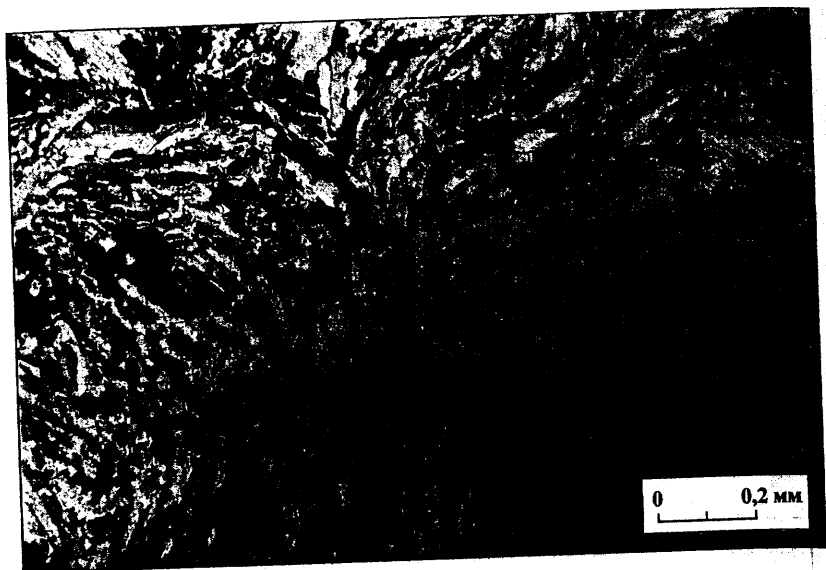


Рис. 8.4. Брусковидный ангидрит с частично радиально-лучистой структурой. С анализатором. Узбекистан. Верхняя юра

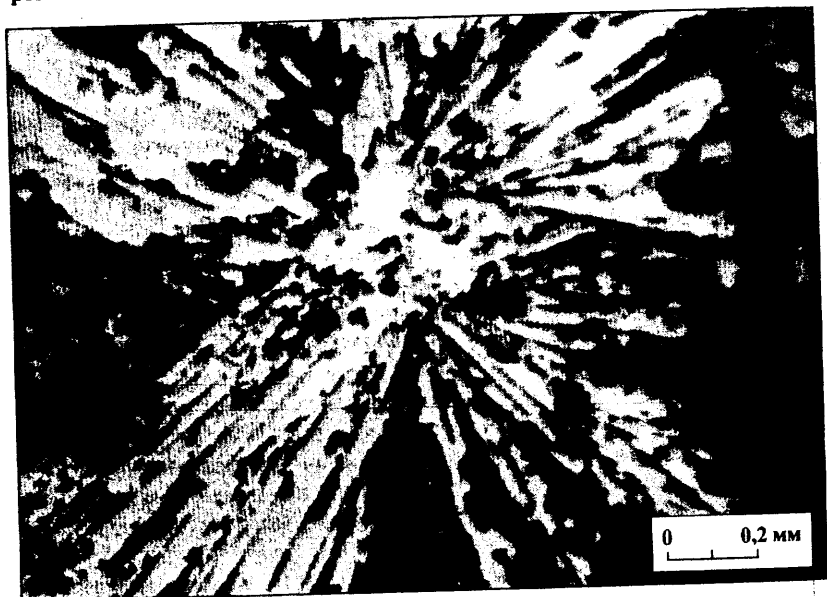
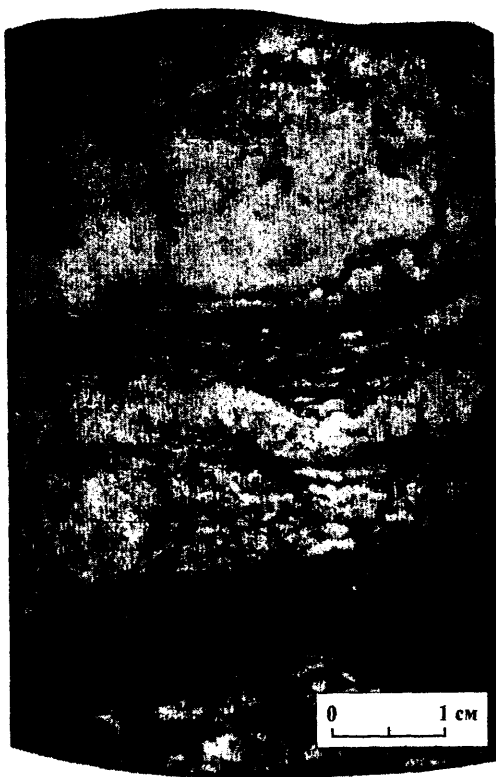


Рис. 8.5. Ангидрит радиально-лучистой структуры. С анализатором («Атлас структур...», 1974)

**Рис. 8.6.** Ангидрит с прослойками доломитовых мергелей.

Ангидрит частично имеет нодулярное строение (нижняя половина фото). Местами отмечаются микростилолиты (указано стрелкой). Узбекистан. Верхняя юра



ходит дегидратация гипса, вода удаляется, и они переходят в ангидриты. Глубина, при которой происходит такой переход, обычно не превосходит 100–150 м, однако известны аномальные случаи обнаружения гипса на глубине до 850 м. Подобные превращения ведут к изменению первичных структур и текстур.

Одной из часто встречающихся текстур такого рода является нодулярная (желваковидная, желваковая). Плотные, округлые, овальные, линзовидные стяжения ангидрита либо непосредственно соприкасаются друг с другом, либо разделяются сульфатно-глинистым или сульфатно-доломито-глинистым материалом (рис. 8.7).

Напротив, при подъеме ангидрита к поверхности последний нередко гидратируется и переходит в гипс (или полугидрат  $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ ). При этом объем новообразованного гипса

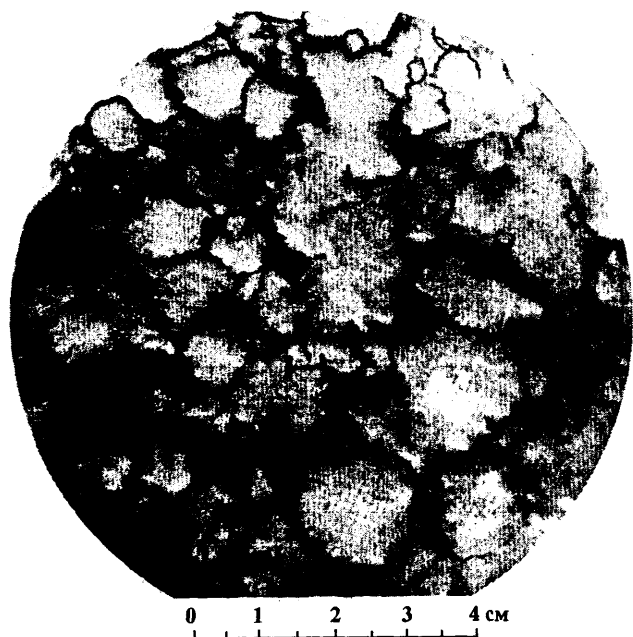


Рис. 8.7. Ангидрит желваковой (нодулярной) текстуры. Отдельные желваки ангидрита микрозернистой структуры имеют неровные ограничения и отделяются друг от друга тончайшими пленками битуминозного пелитоморфного доломита. Туркмения. Карлюк. Верхняя юра («Атлас структур...», 1974)

на 30–40 % (максимум до 65 %) больше объема исходного ангидрита. Подобное увеличение объема, особенно в окружении других пород, т.е. в замкнутом пространстве, обуславливает пластические деформации, что и ведет к появлению специфической пloyчатой текстуры, представляющей собой мелкую постседиментационную, нетектоническую складчатость, нередко в виде червеобразно изгибающихся прослоев.

Весьма своеобразной текстурой сульфатных пород (а редко — и каменной соли) является строматолитовая, описанная в разрезах кембрия Восточной Сибири, девоне Днепровско-Донецкой впадины, перми Волго-Уральской и юре Амударьинской провинции, неогене Индоло-Кубанского прогиба.

Морфологически эта текстура аналогична таковой карбонатных пород, однако генезис ее не очевиден. Один из вариантов предполагает, что эта текстура вторична и представляет собой псевдоморфозу сульфатов по первично карбонатным

строматолитам. Не исключено, однако, что примитивные организмы, каковыми являются строматолитобразующие цианобактерии, обитали в водах весьма высокой солености (так называемые галофильные бактерии не только переносят высокое осолонение, но и обитают исключительно в водоемах очень высокой солености), и их маты являются как бы матрицей и определяют морфологию, строение химически осаждающихся солей (напомним, что в карбонатах строматолитобразующие сообщества обуславливают биохимическое осаждение карбонатов за счет изменения рН среды).

Гипсы и ангидриты образуют пласты и пачки мощностью в десятки метров, а иногда и толщи в сотни метров, в том числе так называемые ангидритовые валы, формирование которых рассмотрено далее. Кроме этих мощных и относительно однородных толщ имеются и более локальные выделения в виде корок, линз, прослоев и кепроков (см. раздел 8.4).

### 8.2.2. ХЛОРИДНЫЕ ПОРОДЫ

Соляные породы хлоридной группы весьма разнообразны, но абсолютно преобладает каменная соль (эта порода является ведущей по объему и среди всех соляных пород вообще), в значительно меньшем количестве образуется сильвинит. Среди других хлоридных пород можно отметить карналлитовую (по породообразующему минералу — карналлиту  $\text{KCl}\cdot\text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ), бишофитовую (минерал бишофит  $\text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ), а также соответствующие смешанные породы — бишофит-карналлитовые, галит-карналлитовые, галит-бишофитовые. Во многих случаях с хлоридами ассоциируют легко растворимые сульфаты щелочных и щелочноземельных элементов — минералы кизерит ( $\text{MgSO}_4\cdot\text{H}_2\text{O}$ ), глауберит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4\cdot\text{CaSO}_4$ ), полигалит ( $\text{K}_2\text{SO}_4\cdot\text{MgSO}_4\cdot 2\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), астраханит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4\cdot\text{MgSO}_4\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ), эпсомит ( $\text{MgSO}_4\cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), а также сложные хлорид-сульфаты (каинит —  $\text{KCl}\cdot\text{MgSO}_4\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ). Это также обуславливает формирование многочисленных, хотя количественно и очень ограничено распространенных смешанных пород солевой группы.

Для соляных галогенных пород характерны весьма крупные размеры кристаллов, часто значительно превосходящие размеры кристаллов других осадочных пород, поэтому нередко при описании соляных пород используют иную, отличную от общепринятой, градацию структур.

Так, выделяют микрозернистую (размер менее 1 мм), мелкозернистую (1–3 мм) и гигантозернистую (более 10 мм) структуры. Напомним, что обычно микрозернистая структура ограничивается размером 0,005–0,05 мм, а гигантозернистая — размером более 2 мм.

Каменная соль — порода мономинеральная, состоящая из минерала галита (NaCl), содержание которого в некоторых разностях достигает 99 % и более, что делает ее одной из наиболее «чистых» пород вообще. Вместе с тем, в большинстве случаев имеется примесь ангидрита, магнезита, доломита, более редких солевых минералов, а также глинистого вещества, отмечаются зерна кварца и алюмосиликатов алевритовой, реже песчаной размерности. Эти зерна частично имеют обломочное, в том числе золотое происхождение, но в значительной степени являются аутигенными. К последним относится, например, кварц в виде хорошо ограненных кристаллов. В зависимости от наличия и количества примесей в породе увеличения их содержания выделяют пищевую, кормовую и техническую соль.

Наиболее чистая соль — белая и водяно-прозрачная, но из-за наличия примесей чаще всего серая, реже красная. Порода относительно легкая (плотность галита 2,2 г/см<sup>3</sup>), не прочная (твердость галита по шкале Мооса 2–2,5), соленая на вкус.

В шлифе каменная соль определяется по характерным для галита свойствам — показателю преломления ( $n = 1,544$ ), близкому таковому для канадского бальзама ( $n = 1,537$ ), изотропности (черные непрозрачные зерна при введенном анализаторе) и структуре.

Кристаллы галита — кубической формы, поэтому в сечениях имеют прямоугольные очертания. Кристаллы, как правило, не чистые, не полностью прозрачные, а в той или иной степени мутные, с отчетливым зональным строением (рис. 8.8–8.10). Последнее определяется тем, что при быстром росте кристаллы захватывают микропузырьки воздуха, рапы (рассола), включения ангидрита, магнезита, доломита, глинистого материала и других примесей, которые располагаются параллельно граням роста.

Структура каменной соли кристаллическая с различной величиной зерна, часто разномзернистая, неравномерномзернистая, порфириобластовая, зернисто-шпатовая, шпатовая и волокнистая. Эти структуры возникают чаще всего в результате перекристаллизации, которая часто уничтожает первичное зональное строение.



**Рис. 8.8.** Зонально-кристаллическая структура каменной соли. Зональность обусловлена газово-жидкими микровключениями маточной рапы, расположенными по граням роста кристаллов. Без анализатора. Прикаспийская впадина. Кунгур («Атлас структур...», 1974)

Наиболее распространенные текстуры каменной соли — массивные и слоистые.

Сильвинит — наиболее распространенная калийсодержащая соляная порода, состоит из двух минералов: галита ( $\text{NaCl}$ ) и сильвина ( $\text{KCl}$ ). Сильвин, как и галит, кристаллизуется в кубической сингонии, т.е. изотропен и образует такие же кристаллы, но в отличие от последнего имеет низкий показатель преломления ( $n = 1,490$ ). Поскольку основное экономическое значение имеет именно калий, то обособление этой породы как самостоятельной отличается от принципа выделения пород по преобладающему компоненту. Так, содержание сильвина в породе может быть лишь 15 %, и тем не менее эта порода называется сильвинитом. Например, красный сильвинит Верхнекамского месторождения содержит 19,7–42,9 % сильвина и 51,6–77,2 % галита, а пестрый сильвинит того же месторождения содержит 20,8–38,7 % сильвина и 54,5–76,7 % галита. Остальное в породе — различные



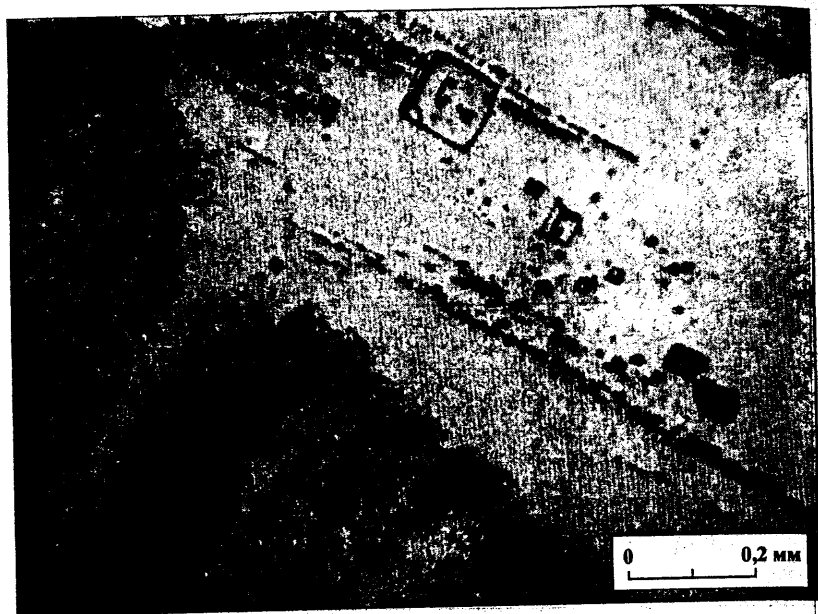


Рис. 8.9. Зональная структура галита, обусловленная микровключениями рапы с пузырьками газа и включениями сильвина (С) («Атлас структур...», 1974)



Рис. 8.10. Зональная структура каменной соли. Микровключения рапы с газом в зернах галита расположены в виде «елочек» («Атлас структур...», 1974)

примеси, главным образом глинистый материал и ангидрит («Справочник по литологии...», 1983, с. 212—213).

Красные и пестрые сильвиниты различаются также по структурно-текстурным признакам и характеру примесей.

Красные сильвиниты имеют соответственно названию красную и кирпично-красную окраску и отчетливо выраженную слоистость. Последняя выражена переслаиванием слоев сильвина и галита относительно равной мощности в 3—4 см, а также наличием тонких (1—2 мм) прослоев, сложенных ангидритом, карбонатами и глинистым материалом. Структура разнозернистая с преобладанием мелко- и среднезернистой. Пестрые сильвиниты отличаются пестрой окраской, отсутствием слоистости и в связи с этим массивной и пятнистой текстурой. Структура разнозернистая, преимущественно средне- и крупнозернистая. Содержание сильвина и галита примерно одинаково. Зерна сильвина обычно молочно-белые с буро-красными оторочками, галита — серые, просвечивающие, с синими пятнами. Постоянную примесь составляют карбонаты (доломит и магнезит), ангидрит, глинистый и часто алевритовый материал.

Сильвиниты — породы легкие, не твердые, горько-соленые на вкус.

Каменная соль встречается в виде небольших выцветов, гнезд, линз, но абсолютно преобладают пласты, пачки и толщи мощностью в десятки, сотни и даже первые тысячи метров. В этих случаях с ними иногда связаны и калийные соли. Как правило, в мощных однородных соленосных толщах первичное пластовое залегание бывает нарушено. Дело в том, что соль пластична и при давлении — боковом или неравномерном вертикальном — начинает течь. При этом в одних местах ее мощность сокращается, а в других, куда она нагнетается, — резко возрастает. Вначале образуются относительно слабо выраженные изометричные или овальные поднятия-вздутия («структуры панцыря черепахи») или вытянутые валы, а затем и очень резко выраженные солевые гребни и купола, разделенные межкупольными мульдами, где мощность соли минимальна или даже соли отсутствуют, так как полностью выжаты в соседние купола и гряды. Мощность солей в таких структурах достигает нескольких тысяч метров, но надо учитывать, что это мощность не первичная. Насколько можно судить по имеющимся реконструкциям первичные «пластовые» мощности, видимо, не превышают 2—2,5 тыс. м.

### 8.3. СПОСОБЫ ОБРАЗОВАНИЯ СОЛЯНЫХ ПОРОД

Способы образования минералов, образующих соляные породы, и соответственно способы образования этих пород, как практически и всех других осадочных пород, достаточно разнообразны, но абсолютно преобладает чисто химическое выпадение из растворов по мере достижения предела растворимости тех или иных солей. Общая последовательность в целом достаточно определенная — вначале выпадают сульфаты кальция (гипс и ангидрит), затем хлориды натрия (галит), затем хлориды и сульфаты калия и магния (сильвин  $KCl$ , карналлит  $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ , полигалит —  $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$  и др.) и, наконец, хлориды магния (бишофит  $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ).

Конкретные значения солёности, при которых происходит осаждение тех или иных солей, зависят от ряда причин. Дело в том, что природные рассолы — это сложные системы, в которых присутствуют самые разнообразные соединения в виде наборов катионов и анионов. Растворимость конкретного соединения и соответственно возможность его нахождения в растворе или, напротив, осаждения зависит от присутствия и концентрации других ионов. Последние либо снижают предел растворимости, и тогда вещество осаждается при более низких концентрациях, либо, напротив, повышают его, и тогда для осаждения необходима более высокая концентрация этого вещества. Более того, в процессе осаждения какие-то вещества удаляются из раствора, соотношение ионов меняется, что оказывает воздействие на всю систему и изменяет пределы растворимости остающихся в растворе веществ. Аналогичным образом воздействует и изменение температуры. Другими словами, природные рассолы — это весьма динамичная система.

Процессы образования минералов при последовательном испарении воды, по-видимому, впервые начал изучать в середине 19 в. Ж. Узилио, но исследование процессов кристаллизации из сложных по составу растворов при разных температурах справедливо связывается с именами Я.Г. Вант-Гоффа и Н.С. Курнакова и их школ, работы которых стали классическими.

Приведем несколько примеров подобного взаимного влияния состава растворов и температуры на осаждение минералов. При выпаривании водного раствора сернокислого каль-

ция при температуре ниже  $63\text{ }^{\circ}\text{C}$  осаждается только гипс и лишь при более высокой температуре — ангидрит. В случае же насыщенных по  $\text{NaCl}$  растворов температура выпадения ангидрита снижается до  $38\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Если же раствор насыщен по  $\text{MgCl}_2$ , сульфат кальция осаждается только в виде ангидрита даже при температуре  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . При одновременном присутствии в растворе хлоридов натрия и магния, что наблюдается в морской воде, ангидрит выпадает при температуре  $25\text{--}30\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Другой показательный пример — осаждение хлоридов натрия и калия при разных температурах. Известно, что растворимость веществ, в том числе и этих соединений, повышается с температурой. При этом растворимость хлорида натрия повышается незначительно, а хлорида калия — весьма существенно (рис. 8.11). В смешанных растворах картина даже обратная — растворимость хлорида натрия понижается, а калия — еще более повышается (табл. 8.1). В этой ситуации при понижении температуры зимой из раствора будут выпадать соединения хлора с натрием и калием в виде галита и сильвина, а при повышении температуры летом — только галит (рис. 8.12). Именно этим сезонным изменением темпера-

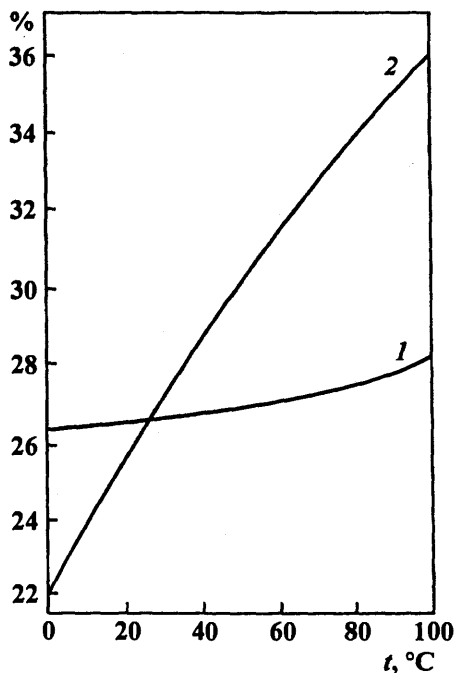


Рис. 8.11. Зависимость растворимости (%) галита (1) и сильвина (2) от температуры

Таблица 8.1

Растворимость хлоридов натрия и калия при различных температурах в однородных и смешанных растворах (Швецов, 1958)

Температура, °С	Растворимость, г/л			
	NaCl	KCl	В смешанном растворе	
			NaCl	KCl
0	356,5	283,7	321	106
100	391,8	562,5	259	359

туры объясняется отмеченная выше отчетливая слоистость красных сильвинитов.

Таким образом, мощность слоев 7–8 см пары «сильвин–галит» — это скорость накопления сильвинита в год, что было показано еще в 1930-х гг. академиком Г.Г. Уразовым.

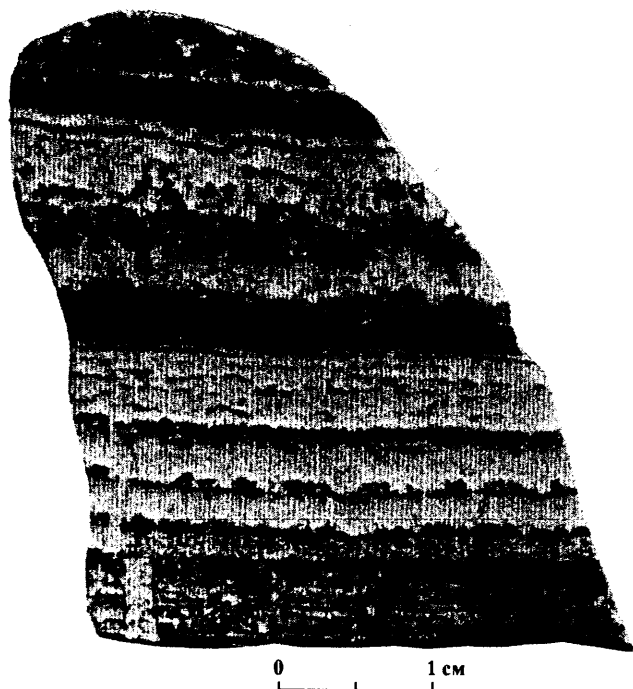


Рис. 8.12. Сильвинит. Сезонное переслаивание светлого сильвина и темного галита. Цвет последнего определяется примесью ангидрита и пелитового материала. Казахстан. Верхняя пермь («Атлас структур...», 1974)

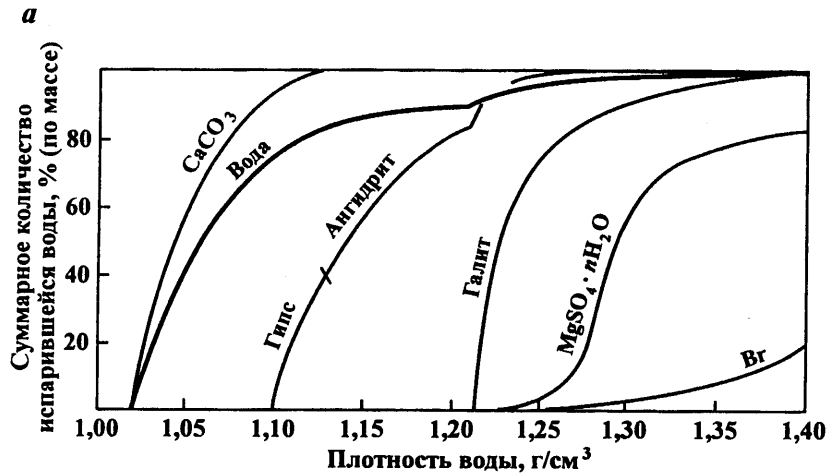
В природных условиях с учетом взаимодействия отдельных ионов и температуры сульфаты кальция осаждаются, когда концентрация морской воды повышается в 4–5 раз, т.е. соленость достигает 14,0–18,0 % (напомним, средняя соленость морской воды – 35 г/л, или 3,5 %), а плотность воды (рассола) составляет 1,10–1,13 г/см<sup>3</sup> (при средней плотности морской воды 1,03 г/см<sup>3</sup>). Галит осаждается при 8–10-кратном увеличении солености – до 26,0–32,0 % и плотности 1,20–1,25 г/см<sup>3</sup>, и, наконец, при более высокой концентрации, при выпаривании 50–60 объемов воды начинается осаждение растворимых солей калия и магния, в том числе сильвина (соленость 33,0–35,0 %, плотность рассола 1,28–1,3 г/см<sup>3</sup>).

Схематическая зависимость порядка выпадения различных соединений от количества испарившейся воды и плотности раствора показана на рис. 8.13.

Кроме этого основного способа осаждения солей при упаривании растворов и образования соляных пород, существуют и другие, реализуемые в специфических условиях, количественное значение которых крайне невелико.

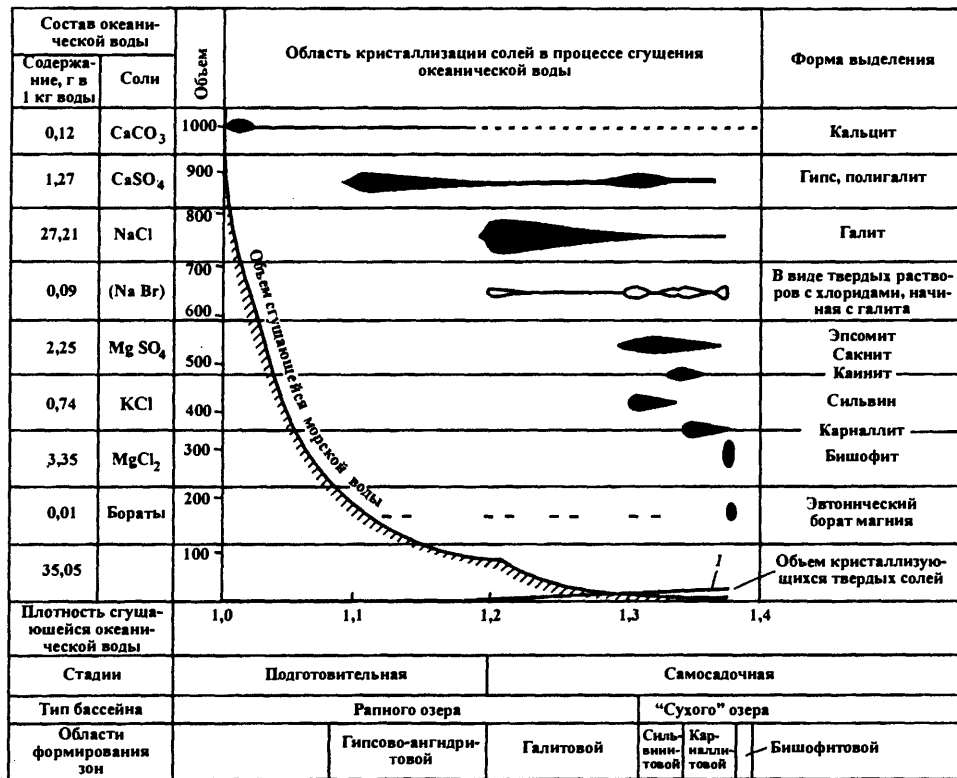
Так, существуют обломочные сульфатные породы – гипсовые пески; это золотые образования, представляющие собой продукт разрушения и переотложения первичных гипсовых пород в условиях резко аридного климата.

Другой пример – так называемое инсоляционное образование сульфатов и даже более растворимых пород (от лат. *insolatio* – облучение поверхности Земли солнечной радиацией, дословно – «выставлять на солнце»). В континентальных обстановках в условиях аридного климата грунтовые воды, а они в той или иной, часто существенной, степени минерализованы, подтягиваются капиллярными силами к поверхности, испаряются, а содержащиеся в них соли осаждаются в поверхностной зоне. Если процесс подтягивания вод и испарения происходит достаточно длительное время, то таким образом выделяется относительно большое количество солей. Чаще всего это относительно слабо растворимые сульфаты кальция, которые образуют гипсовый цемент песчано-алевролитовых пород, своеобразные стяжения – друзы кристаллов гипса (так называемые розы пустыни), но иногда формируют и горизонты относительно чистых гипсов мощностью в несколько метров. Более растворимые минералы – галогениды, нитраты – образуют, как правило, лишь отдельные выделения, «выцветы» солей, имеющие, скорее, минералогическое значение. Правда, имеется мнение, что уникальные чилийские месторождения селитры образованы именно



**Рис. 8.13.** Изменение объемов и плотности сгущающейся морской воды и последовательность кристаллизации отдельных минералов.

*а* — по Р.Ф. Шмальцу (1972); *б* — по М.Г. Валяшко (1962). *1* — изменение объемов выделяющихся из морской воды солей





таким путем, т.е. являются инсоляционными. Одно из значений слова «каliche» (*caliche*) — это селитра или порода, содержащая селитру, хотя обычно оно означает известковые или доломитовые корки в почве.

#### 8.4. ОБСТАНОВКИ СОЛЕОБРАЗОВАНИЯ

Явное преобладание одного — хемогенного — механизма осаждения определяет и столь же явное преобладание водных обстановок соленакопления, причем абсолютное большинство соленосных толщ — это отложения морские, однако моря эти весьма специфические. Для образования значительных масс солей необходимы, по крайней мере, два условия — аридный климат и наличие полуизолированных, но не теряющих связей с Мировым океаном водоемов.

Аридный климат определяет интенсивное испарение и, как следствие, повышение концентрации солей в бассейне. В условиях такого климата практически отсутствуют или крайне редки и ограничены по масштабу метеорные осадки и поступление пресных вод с суши, которые могли бы вести к распреснению водоема.

Второе условие — специфический палеогеографический тип бассейна. Дело в том, что в полностью изолированном водоеме при полном испарении воды среднеокеанической солености останется лишь относительно тонкий пласт солей. Так, из 100-метровой толщи морской воды образуется максимум 1,65—1,75 м осадка, в котором на долю каменной соли приходится 1,29—1,35 м. Для формирования же мощных толщ необходимо постоянное поступление солей, что и обеспечивается таким полуизолированным характером бассейна. В этом случае интенсивное испарение ведет к понижению уровня моря, особенно в удаленной от Мирового океана кутовой зоне, и формированию *наклонной* водной поверхности, отклоняющейся от поверхности геоида. Это, в свою очередь, определяет постоянный приток океанических вод и, следовательно, постоянное пополнение этого водоема солями. Одновременно такое понижение водного зеркала исключает обратный водоток из бассейна в океан, т.е. существует лишь одно направленное течение, которое и поставляет необходимые соли в бассейн. Постоянное испарение и поступление материала ведет к тому, что концентрация солей повышается, в конце концов достигает предела растворимости, и соли начинают выпадать в осадок (рис. 8.14).

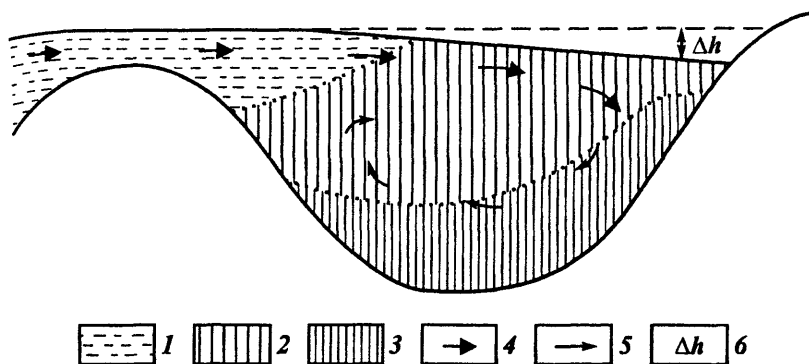


Рис. 8.14. Схема течений и гидрологии полузамкнутого котловинного бассейна аридной климатической зоны.

1-3 — воды: 1 — среднеокеанической солености, 2 — повышенной солености, 3 — высокоминерализованные рассолы; 4 — поверхностные течения; 5 — донные противотечения; 6 — положение поверхности водного зеркала относительно поверхности геоида

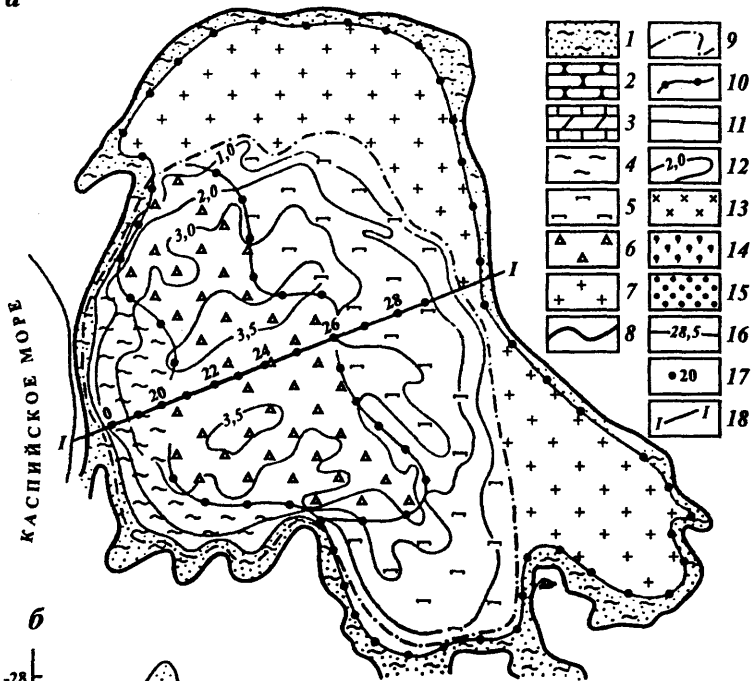
Представления о том, что соленосные отложения формируются при испарении морской воды, возникли очень давно и основывались как на натуральных наблюдениях, так и на практическом опыте солеварен.

Мнение о сгущении морской воды в участках бассейна, отгороженных песчаными косами, одним из первых выдвинул, по-видимому, Г. Бишоф в 60-х гг. 19 в., но более подробно эти представления разработал К. Оксениус в 1887 г., благодаря чему они часто называются теорией баров Оксениуса (бары как элемент изоляции бассейна от основного водоема).

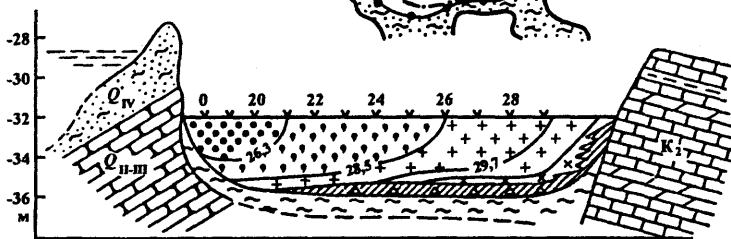
Классическим примером современного соленакпления такого типа является залив (лагуна) Кара-Богаз-Гол (рис. 8.15). В середине 1960-х гг., т.е. до перекрытия дамбой пролива, соединяющего залив с Каспием, в результате чего он превратился в полностью изолированный водоем с соответствующими негативными последствиями для окружающей среды, площадь водного зеркала залива составляла несколько более 12000 км<sup>2</sup>, протяженность пролива около 10,5 км при ширине у выхода из моря всего 120—130 м. В проливе образовалось уникальное природное явление — морской водопад с высотой порога 3,0—3,5 м (Дзенс-Литовский, 1966).

Такая ситуация приводила к последовательному осолонению вод залива за счет постоянного притока каспийских вод и одновременно активного испарения с его поверхности. Так, с 1897 по 1961 г. плотность рассола — рапы увеличилась с

**a**



**б**



**в**

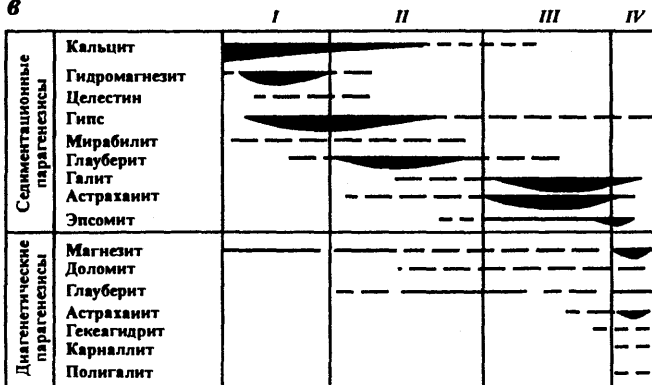


Рис. 8.15. Распределение осадков в лагуне Кара-Богаз-Гол (по М.Ф. Фивегу и В.П. Федину, 1977):

*а* — геолого-гидрохимическая схема; *б* — геологический профиль; *в* — схема распределения минеральных седиментационных и диагенетических парагенезов в зонах смешения (I), центральной (II), прибрежной (III) и засухи (IV). Коренные подстилающие образования: 1 — гипсовые с примесью песка, 2 — песчаники, 3 — известняки и мергели; современные отложения: 4 — гипсово-карбонатные, 5 — галитовые, 6 — гипсово-глауберитовые, 7 — астраханит-галитовые (этсомитовые); границы: 8 — коренного берега, 9 — акватории залива, 10 — фациальных зон, 11 — стратиграфические; 12 — изобаты глубин акватории, м; рассолы зон: 13 — прибрежной, 14 — центральной, 15 — смешения; 16 — изолинии концентрации рапы, г/кг; 17 — станции обробования; 18 — линия профиля

1,136 до 1,362 г/см<sup>3</sup>, а соленость достигла 28,0—31,0 %. Все это вызывало осаждение разнообразных солевых минералов — гипса, галита, астраханита, мирабилита, эпсомита (см. рис. 8.15). Важно отметить, что питание залива Кара-Богаз-Гол осуществляется водами резко опресненного Каспийского моря, средняя соленость которого составляет 1,27—1,28 ‰, т.е. почти в 3 раза меньше средней солености Мирового океана. И даже при этом в заливе соленость повышается столь значительно, что появляется возможность садки легко растворимых солей.

Модель соленакопления, прекрасным примером чему служит лагуна Кара-Богаз-Гол, оказалась весьма удачной, «жизнеспособной», логично объясняющей многие вопросы соленакопления.

Вместе с тем наличие столь представительного современного примера, подтвердив правомочность таких обстановок соленакопления, в определенной мере сыграло и негативную роль. Дело в том, что Кара-Богаз-Гол — это типичная лагуна с присущими лагунам характерными чертами — кроме солености, отклоняющейся от таковой основного питающего водоема, это относительно малые размеры и краткое время существования. Только за позднечетвертичное время — хвалыньское и новокаспийское по каспийской хронологии, или вюрм-голоценовое по европейской шкале, т.е. менее чем за 100 000 лет, за время существования *Homo sapiens*, этот водоем четырежды был обычным заливом Каспия с соленостью и с осадками, близкими каспийским, и четырежды превращался в изолированную лагуну с нарушенным гидрологическим режимом и осаждением пачек солей мощностью 6—10 м каждая. При этом подобная изоляция связана не с тектоническими причинами, а с колебаниями уровня Каспийского моря. По прямой аналогии с Кара-Богаз-Голом все солеродные бас-

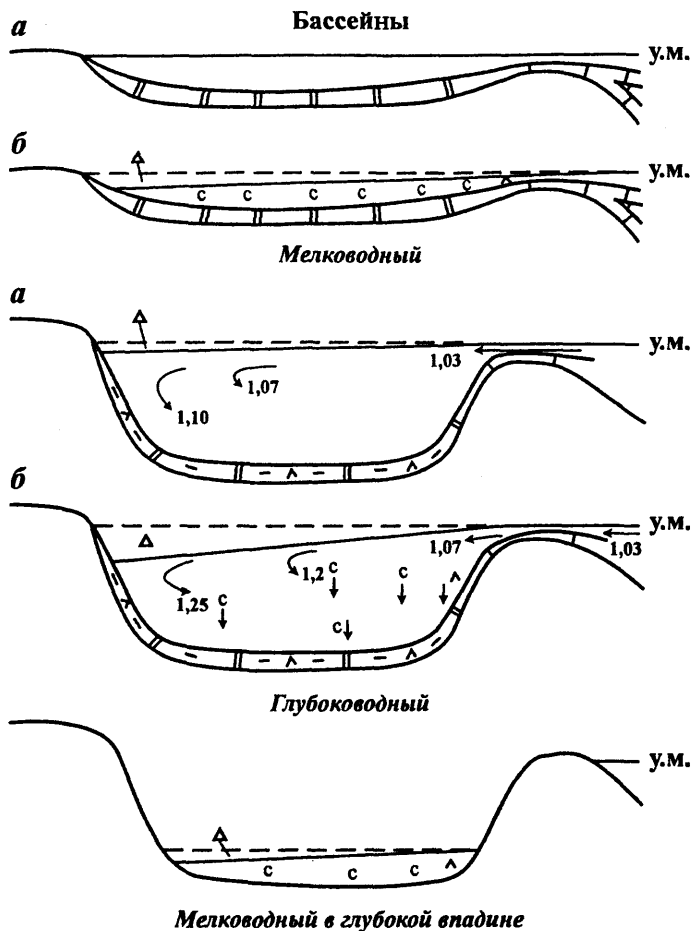


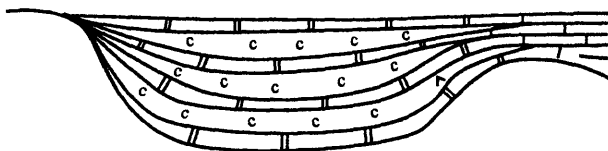
Рис. 8.16. Схемы основных типов бассейнов соленакпления на подготовительной (а) – и основной (б) стадиях осаждения солей и основных типов соленосных толщ.

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – битуминозно-глинистые доломиты и ангидриты; 4 – ангидриты; 5 – каменная соль; 6 – калийные соли; 7 – поверхность водного зеркала; 8 – отклонение поверхности воды от формы геоида; 9 – направление течений и плотность рассолов,  $\text{г}/\text{см}^3$ ; 10 – осаждение солей

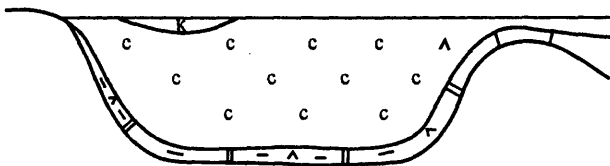
сейны стали называть лагунами и постулировать мелководный их характер.

И то и другое нельзя признать оправданным. Большая часть соленосных отложений формировалась в течение длительного времени и в огромных по размеру бассейнах. Так,

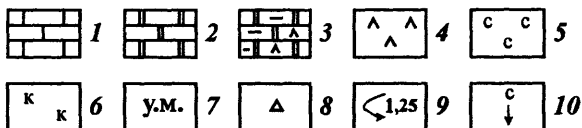
### Типы соленосных толщ



*Гетерогенные полициклические*



*Гомогенные моноциклические*



соленосные отложения Сибирской платформы, правда, с некоторыми интервалами, о чем будет сказано далее, формировались с конца венда в течение раннего, среднего и частично позднего кембрия, т.е. не менее 50–60 млн лет; площадь их распространения, т.е. площадь бассейна соленакопления, составляла, по крайней мере, 1,5–2,0 млн км<sup>2</sup>, что в 1000 раз больше площади Кара-Богаз-Гола, а средняя суммарная мощность только каменной соли — более 500 м. Отдельные чисто соленосные пачки девонской карбонатно-соленосной формации Западной Канады имеют мощность 350–400 м и площадь распространения 150–350 тыс. км<sup>2</sup>. Верхнепермский Цехштейновый соленосный бассейн Европы протягивается от западных берегов Англии через Нидерланды, Германию, Данию, Польшу до Литвы и Калининградской области России, включая акваторию Северного и частично Балтийского морей, и имеет площадь более 700 тыс. км<sup>2</sup>. Наконец, галогенные отложения нижнепермского соленосного бассейна Восточно-Европейской платформы установлены на площади свыше 1,5 млн км<sup>2</sup>, а первичная мощность кунгурских солей в Прикаспийской впадине составляет не менее 2000 м. Эти

примеры показывают, что масштабы соленакопления по площади, объемам и длительности не сопоставимы с таковыми лагун. Это были обширные длительно существовавшие моря, а современные лагуны, в том числе Кара-Богаз-Гол, — лишь значительно уменьшенные во времени и пространстве и упрощенные их модели.

То же самое касается глубины бассейнов соленакопления. По простой аналогии с современными примерами все эти бассейны нередко считались мелководными, что оказалось не совсем верным или, точнее, верным лишь частично.

В геологической истории существовало, по крайней мере, два типа бассейнов и соответственно два типа образующихся соленосных отложений (Кузнецов, 1972; Яншин, 1961, 1964) (рис. 8.16, табл. 8.2).

Один тип бассейнов — действительно плоские мелководные полуизолированные водоемы, где формируются солевые отложения. Даже небольшие колебания уровня моря за счет тектонических движений или эвстатике ведут к периодическому открытию этих водоемов, возобновлению связей их с Мировым океаном, прекращению соленакопления и формированию несолевых отложений. В итоге соленосная толща является гетерогенной, полициклической, представляет собой многократное переслаивание солевых и несолевых пород. Последние представлены карбонатными или глинистыми породами; в самих солях нередко примеси терригенного, прежде всего глинистого материала, что ведет к образованию галопелитов. Общая мощность формации может быть весьма значительна, а мощность отдельных солевых пачек обычно не более нескольких десятков метров, реже 100—150 м. Примерами таких гетерогенных соленосных формаций являются уже упоминавшиеся кембрийские отложения Сибирской платформы, силурийские бассейнов Мичиган и Иллинойс в США, среднедевонские Уиллистонского и Канадского бассейнов, пермские Днепровско-Донецкой впадины, неогеновые соли Закавказья и др.

Второй тип — это глубокие котловинные моря, также имеющие затрудненный водообмен с Мировым океаном. Активное испарение в условиях аридного климата ведет к повышению концентрации солей и увеличению плотности воды. Эти более тяжелые воды опускаются вниз, что вызывает плотностное расслоение водной толщи, появляется так называемый пикноклин (*pycnocline*) — слой воды, характеризующийся резким изменением плотности с глубиной.

Таблица 8.2

## Некоторые особенности разных типов соленосных формаций

Особенности строения и состава	Тип формаций	
	гетерогенные, полициклические мелководные	гомогенные, моно- или малоциклические грубоководные
1. Подстилающие формацию отложения	Мелководные, часто континентальные. На площади соленакпления образовались примерно на одном гипсометрическом уровне (субаквальном или субазральном)	Морские разнофациальные — от мелководных до грубоководных, часто с рифами на их границе. Грубоководные отложения обычно высокобитуминозные и являются нефтепродукцирующими, распространены в районах максимальных мощностей соленосных толщ
2. Формирование структуры подошвы	Определяется прежде всего прогибанием, синхронным соленакплению, а также последующими тектоническими движениями	В значительной степени обусловлено подводной палеотопографией, предшествующей соленакплению. Может изменяться последующими тектоническими движениями
3. Состав формаций (внутреннее строение)	Резко неоднороден. Закономерное чередование собственно солевых и несолевых пород — глин, карбонатов. В самих солях много терригенных примесей, вплоть до образования галопелитов	Сравнительно однороден. Несолевых пород мало или они отсутствуют, повышенное количество может наблюдаться на периферии, распределение их незаконмерно
4. Мощности	Собственно солевых пород в циклитах небольшие — обычно первые десятки метров. Суммарная мощность может быть весьма большой	Могут быть очень большими (до 1000 м и более); в малоциклических — мощности отдельных циклитов несоизмеримо выше, чем в полициклических
5. Условия образования	Многokrатное выполнение периодически возникающих небольших по глубине депрессий. В целом мелководные	Одно- или двух-пятикратное выполнение глубоких впадин. По-видимому, каждый последующий цикл выполнения образует линзу, смещающуюся во впадину. В нижней части — грубоководные, в верхней — мелководные
6. Тектоническая причурочность и характер тектонических движений	Платформы, краевые прогибы, межгорные впадины. Эпохи активного прогибания	Платформы, реже краевые прогибы. Эпохи определенной стабилизации после предшествующего некомпенсированного прогибания



Продолжение табл. 8.2

Особенности строения и состава	Тип формаций	
	гетерогенные, полициклические мелководные	гомогенные, моно- или малоциклические глубоководные
7. Особенности строения отложений на периферии бассейна соленакпления	Нередко мелководно-морские отложения, соответствующие трансгрессивным элементам циклитов соленосной формации, с многочисленными перерывами, синхронными регрессивным элементам (периодам собственно соленакпления). Перерывы могут фиксироваться прослоями континентальных отложений	Периоду соленакпления соответствует региональный перерыв (кроме зоны питания морской водой)
8. Сезонная слоистость	Практически по всей мощности солевых пачек	Четкая, главным образом в верхней части толщи
9. Полезные ископаемые	В очень крупных бассейнах — калийные соли, часто полиминеральные (сульфатные и хлоридные)	Основные и наиболее богатые месторождения калийных солей, обычно хлоридных. Промышленные выделения боратов, повышенные содержания рубидия, таляия, цезия и др.
10. Характер проявления соляной тектоники	Гетерогенность и наличие компетентных пород снижает общую пластичность, и соляная тектоника не всегда развита или развита относительно слабо	В соответствующих условиях интенсивно выражена
11. Покрывающие отложения	Обычно континентальные красноцветные или морские мелководные. Нередки признаки аридности климата	

Плотностное расслоение, наличие пикноклина ведет к тому, что вертикальное перемещение и перемешивание воды прекращается, в придонной зоне создаются застойные условия, сюда не поступает кислород, исчезает донная фауна. Все это обуславливает накопление осадков, обогащенных органическим веществом, поскольку попадающие сюда остатки живущих в водной толще организмов (главным образом планктона) не окисляются и не потребляются бентосом. В начальные этапы развития такого бассейна здесь формируются темные, обогащенные органическим веществом глинистые и глинисто-карбонатные тонкослоистые осадки, которые по ме-

ре осолонения водоема сменяются также темноцветными тонкослоистыми битуминозными карбонатно-ангидритовыми и ангидритовыми отложениями. Наконец, при дальнейшем прогрессирующем осолонении начинается садка галита, и каменная соль заполняет глубоководную котловину. В итоге образуется мощная достаточно однородная соленосная толща, залегающая на глубоководных отложениях. В кровле таких толщ нередко формируются и крайне растворимые калийные соли и даже бораты. К таким гомогенным «моноклической» толщам относятся кунгурские отложения Прикаспийской впадины и Предуральяского краевого прогиба, верхнепермские соленосные отложения Пермского бассейна США и Цехштейна Европы, девонские соли Днепровско-Донецкой впадины и др.

Отдельные периоды распреснения из-за инертности огромной водной массы обычно не очень значительны, кардинально не меняют обстановку и фиксируются появлением среди галогенных пород сульфатов — ангидритов и гипсов.

Соленаккумуляция подобного типа в современных условиях отсутствует, однако древние примеры устанавливаются достаточно надежно. Одним из свидетельств этого является высокая скорость садки солей. Современная каменная соль осаждается со скоростью до 80–120 и даже до 150 мм/год. Скорости образования древних соленосных отложений меньше — есть периоды приостановки и осаждения сульфатов и доломитов, скорости накопления которых значительно меньше, сказывается частичное растворение и другие факторы. Тем не менее расчеты скоростей осадконакопления для различных соленосных толщ силура, девона, перми дают значения 10–50 мм/год. К примеру, верхнеюрская (киммеридж–титон) гаурдакская свита Среднеазиатского солеродного бассейна, включающая каменную соль и ангидриты суммарной мощностью до 1000–1400 м, сформировалась по оценкам, полученным двумя независимыми методами, за 23 700–92 500 лет (Байков, Седлецкий, 2001). Даже если принять максимальное значение 100 тыс. лет, что геологически почти мгновенно, ясно, что почти 1500-метровое тектоническое прогибание за этот короткий промежуток времени имело бы совершенно нереальную скорость. Для сравнения — максимальные скорости тектонического прогибания, рассчитанные таким же образом, дают для палеозоя и мезозоя значения 0,03–0,06 мм/год, а для кайнозоя 0,2–0,3 мм/год, т.е. на 2–3 порядка меньше. Основное тектоническое прогибание происходило до соленаккумуляции, и оно обусловило фор-

мирование глубокого бассейна, который и заполнился («пассивно») солями. Другими словами, большая мощность соленосных толщ определяется не *интенсивным тектоническим прогибанием*, а заполнением уже существующей депрессии.

Другим свидетельством заполнения солями уже существующих глубоких бассейнов является залегание мощных однородных соленосных толщ на глубоководных отложениях. Специфика таких глубоководных отложений заключается в том, что литологические данные указывают лишь на глубоководность отложений, по крайней мере на глубину, превышающую зону действия волнений, но не позволяют установить абсолютные значения. Последнее возможно оценить по соотношению мощностей глубоководных подсолевых и синхронных им мелководных отложений. Разница этих мощностей примерно равна глубине бассейна до начала соленакопления. Интересно и важно отметить, что во многих случаях происходит *взаимокомпенсация мощностей*, т.е. малым мощностям подсолевых отложений соответствуют максимальные мощности соли и наоборот. В итоге суммарные мощности подсолевых и соленосных отложений оказываются равными или близкими в зоне развития солей и вне их распространения.

Таким образом, мощные однородные соленосные толщи являются толщами заполнения предшествующего рельефа, а не мерилем тектонического прогибания, и служат тем самым важным элементом палеогеоморфологического, а не палеотектонического анализа.

Надо отметить, что такое заполнение происходит не однократно и равномерно по всему бассейну. Вначале, как обычно, осаждаются сульфаты, причем на обрамляющих глубоководную впадину участках отлагаются мелководные осадки небольшой мощности, в глубоководной — тонкослоистые битуминозные, а на бортах впадины формируются мощные толщи ангидритов — «ангидритовые валы» (рис. 8.17, а). В следующую, основную стадию при большей солености оставшаяся ванна заполняется каменной солью. Если такое заполнение происходит несколько раз, т.е. за одну стадию соленакопления депрессия не выравнивается, образуется серия ангидритовых валов, смещающихся со временем в сторону центра бассейна (рис. 8.17, б). Такая ситуация изучена, например, в цехштейне Европы, кембрии Восточной Сибири и некоторых других регионах.

Специальные расчеты показывают, что увеличение солености при активном испарении и определенной изоляции

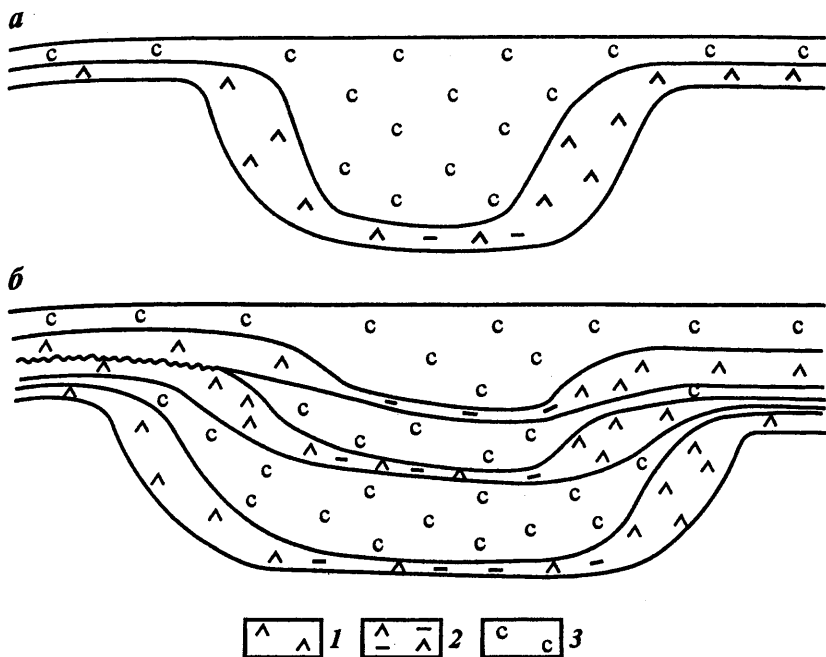


Рис. 8.17. Схема образования ангидритовых валов при однократном (а) и многократном (б) заполнении солями глубоководной впадины.  
1-2 — ангидриты, в том числе битуминозные (2); 3 — каменная соль

бассейна происходит как в мелководном, так и в глубоководном водоеме. Разница заключается в том, что в первом случае повышение солёности до стадии осаждения легко растворимых солей происходит значительно быстрее. В геологическом же масштабе время достижения предела растворимости весьма невелико и реализуется и в глубоководных бассейнах даже в семиаридных условиях; определяющим оказывается степень изоляции водоема.

Возвращаясь к гетерогенным соленосным толщам мелководных бассейнов, надо отметить, что, в противоположность гомогенным солям, их суммарная мощность, т.е. мощность солевых и межсолевых — глинистых карбонатных пород в целом отражает амплитуду тектонического прогибания. Во время накопления несолёных отложений, а оно весьма длительно, прогибание формирует в целом мелководную плоскую, но тем не менее морфологически выраженную депрес-

сию, которая во время повышения солености быстро заполняется солью, а при снижении солености вновь откладываются несольевые осадки и формируется ванна для последующего соленакопления. Эта периодическая смена соленостей определяется главным образом изменением объемов поступления морских вод, т.е. изоляцией или, напротив, открытием бассейна. Эти изменения могут быть обусловлены тектоническими причинами — либо подъемом или опусканием перемычки — порога, либо, чаще, колебаниями уровня моря, что ведет к увеличению или уменьшению глубины этого порога.

Совершенно ясно, что описанные два типа бассейнов и соответственно два типа соленосных толщ являются, во-первых, «крайними случаями» и имеются переходные варианты и, во-вторых, не исчерпывают всех обстановок соленакопления.

Очень интересная ситуация была обнаружена в процессе реализации проекта глубоководного бурения (DSDP) в Средиземном море. Эту обстановку можно условно назвать «мелководный бассейн в глубокой впадине». Глубоководная котловина Средиземного моря сообщается с Мировым океаном через относительно узкий Гибралтарский пролив. В конце миоцена в мессинское время эта связь оказалась прерванной и при отсутствии поступления океанских вод море практически высохло, что, в частности, доказывается наличием глубоких врезов древних речных долин. (Напомним, что понижение базиса эрозии ведет к интенсивной глубинной эрозии.) Образовалась огромная бессточная впадина, в отдельных относительно мелких депрессиях которой происходило соленакопление. Таким образом, с точки зрения только соленакопления это был мелководный бассейн, но с точки зрения общей геоморфологии бассейн этот располагался в обширной и очень глубокой бессточной внутриконтинентальной впадине.

Подобная ситуация не является чем-то сверхординарным. В настоящее время также существуют бессточные внутриконтинентальные впадины, дно которых расположено ниже уровня моря и в которых нередко имеются высокоминерализованные водоемы. Так, во впадине Хор на Ближнем Востоке располагается Мертвое море, поверхность воды которого на 395 м ниже уровня Мирового океана. Уровень оз. Ассаль во впадине Афар в Джибути имеет отметку — 153 м, оз. Солтон-Си в Нижнекалифорнийской впадине Сена — 72 м. Дно бессточной впадины Карагие (Батыр) в Казахстане имеет

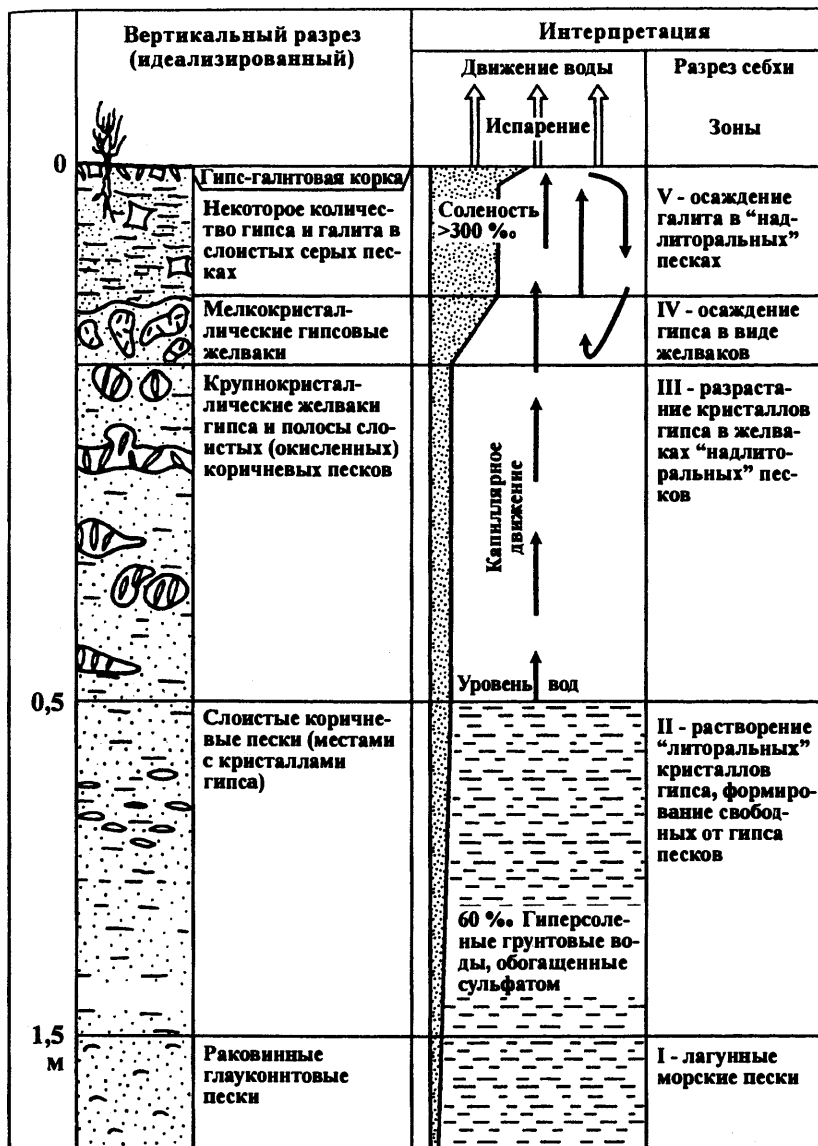


Рис. 8.18. Типичный вертикальный разрез себхи вдоль побережья Средиземного моря в районе дельты Нила вблизи Эль-Хаммама. Пример постседиментационного образования солей за счет подтягивания грунтовых вод и их испарения на поверхности (по Б.Ш. Шрейберу, 1990; A.C. Kendal, G.M. Harwood, 1996)

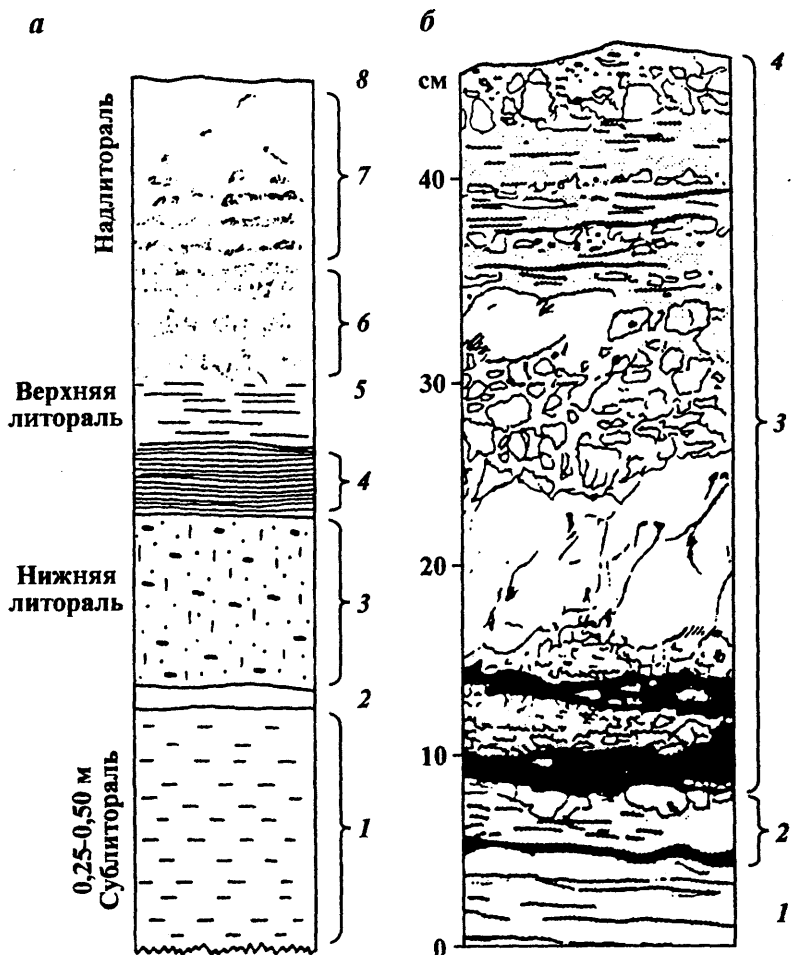


Рис. 8.19. Разрезы себхи (по М.Р. Лидеру, 1986; Б.Ш. Шрейберу, 1990; А.С. Kendal, G.M. Harwood, 1996).

а – современной (Абу-Даби): 1 – арагонитовые илы; 2 – литифицированная корка; 3 – церитидовые пеллетовые пески; 4 – водорослевые маты с гипсом; 5 – современный уровень грунтовых вод; 6 – незрелый ангидрит; 7 – красновато-бурые кварц-карбонатные пески с ангидритом и деформированной слоистостью; 8 – непостоянная соляная корка;

б – юрской (Англия): 1–3 – отложения: 1 – лагуны, 2 – литорали – водорослевые маты, 3 – себхи – желваковый ангидрит; 4 – поверхность эрозии

отметку –132 м. Уникальностью Средиземноморской впадины являются ее масштабы, как по площади, так и по глубине.

Кроме основных, преобладающих обстановок — специфических морских бассейнов — существуют и иные условия накопления соленосных отложений, количественная роль которых, однако, весьма скромная. К ним относятся внутриматериковые озера, где формируются чаще сульфатные породы, в том числе легко растворимые; количество же каменной соли (и галита вообще) резко ограничено.

Своеобразная область солевой седиментации — прибрежная литоральная и, главным образом, надлиторальная плоская прибрежная зона аридных побережий, известная под арабским словом себха (*sebkha, sabkha*).

Образование солей здесь связано с подтягиванием и испарением высокоминерализованных поровых вод, с отдельными эфемерными озерами, заплеском брызг морской воды при волнении и штормах и др. (рис. 8.18).

В этой зоне формируются преимущественно гипсы и nodуляные ангидриты, реже галит. Кроме этих солевых образований в зависимости от характера побережья имеется, а чаще преобладает обломочный и карбонатный материал (доломиты в виде строматолитовых матов или пеллетовых образований). При этом минералы-галогениды чаще выпадают в интерстициях, образуют гнезда и стяжения, реже линзы и ограниченные по площади маломощные пласты (рис. 8.19). Таким образом, значительная, если не большая часть солевых выделений является не чисто седиментационными, а диагенетическими.

Можно отметить образование стяжений, корок, реже пластов в почвах аридных зон — каличе, что подробнее рассмотрено в предыдущем разделе.

Пачки гипсов и ангидритов формируются в кровле соляных куполов как остаточные нерастворимые продукты, образующиеся в результате поверхностного или подземного выщелачивания солей в кровле этих куполов. Такие образования получили названия кепрок (*сaprock*); они широко развиты в Урало-Эмбенском районе, в Германии, по побережью и в акватории Мексиканского залива в США и Мексике. Наряду с сульфатами тут нередки вторичные кальцит и сера.

## 8.5. ЦИКЛИЧНОСТЬ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Соленосные отложения обычно имеют слоистую текстуру, причем слои образуют цикличность различных по-



рядков. Некоторые примеры цикличности уже отмечены ранее, и данный раздел частично повторяет, но в основном систематизирует материалы по цикличности.

Наиболее тонкая цикличность имеет климатический, точнее, сезонный характер. Выше отмечалась сезонная слоистость сильвинитов, где чередуются летние слои галита и зимние сильвина.

Аналогичная цикличность имеется и в других типах соляных пород. Так, в ангидритах, особенно отложенных вне зоны взмучивания, наблюдается тончайшее переслаивание ангидрита (средняя мощность слоев 0,5–3 мм) и темных битуминозно-глинистых карбонатов (мощность 0,01–0,1 мм). Появление глинисто-карбонатного прослоя обычно связывают с весенне-летним периодом, когда цветение планктона, во-первых, ведет к повышению рН воды, что вызывает садку карбонатного материала, и, во-вторых, обеспечивает поступление в осадок органического вещества как исходного материала образования битумов. В осенне-зимний период похолодания и, соответственно, снижения растворимости осаждаются сульфаты кальция.

В разрезах каменной соли присутствуют прослойки, обогащенные глинистым веществом, но одновременно меняется и структура пород. Так, в толще каменной соли Верхнекамского месторождения мощность годового цикла колеблется от 2 до 10 см, причем полный годовой набор состоит из четырех слоев (Иванов, Воронова, 1972):

1 — соленосная глина, иногда с желвачками ангидрита — 1–2 мм;

2 — крупнокристаллический галит зонально-кристаллической структуры с примесью соленосных глин — 5–30 мм;

3 — матово-белый и прозрачный галит зонально-кристаллической структуры — 5–40 мм;

4 — бесцветный прозрачный и розовый галит часто гигантокристаллической структуры — 50–70 мм.

Нижние слои считаются летними, гигантокристаллический галит — зимним.

Надо отметить, что подобная ситуация и цикличность усугубляются далеко не во всех случаях. Например, сильный шторм ведет к перемешиванию водной толщи, ликвидации пикноклина, выравниванию концентрации солей снизу и сверху водной толщи и, как следствие, растворению уже отложившихся солей.

Такие сезонные наборы по аналогии с описанными ранее

озерными «ленточными глинами» нередко называют варвами. Они хорошо известны и описаны во многих соленосных толщах мира, но, по-видимому, наиболее подробно и детально изучены в цехштейновых отложениях Германии. Здесь в разрезе выделено более 900 прослоев, причем около 800 из них удастся проследить на огромной площади бассейна — 320 км по широте и 350 км по долготе (Рихтер-Бернбург, 1968). Подобная корреляция возможна на основе того, что каждая варва несколько отличается друг от друга, в частности, некоторые из них имеют аномальную мощность. Оказалось, что эти

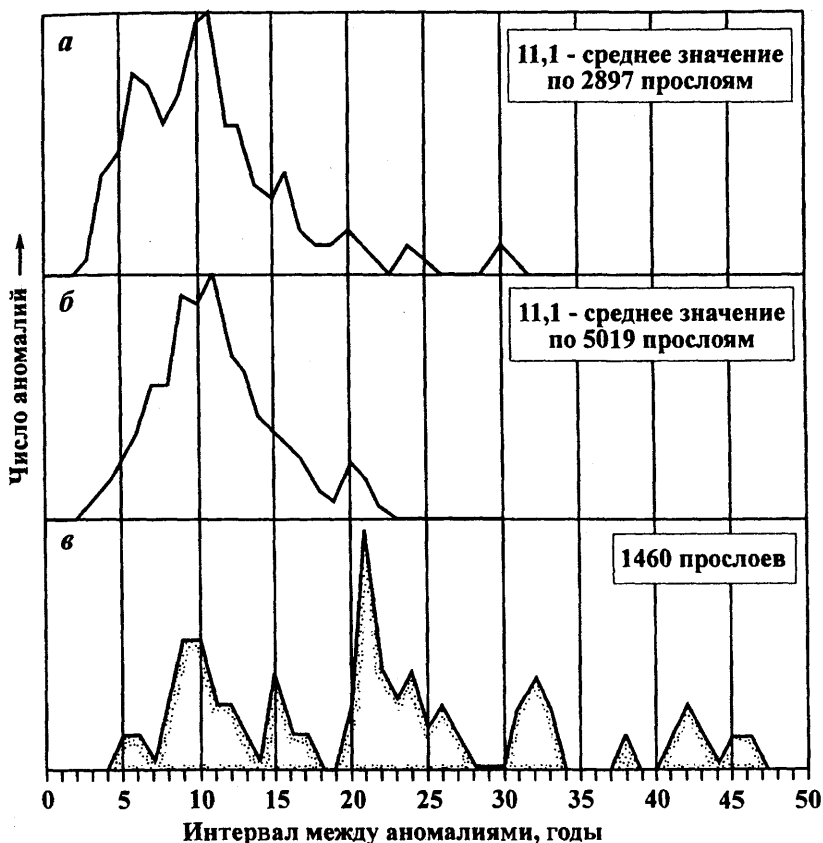


Рис. 8.20. Частота встречаемости циклов аномальной мощности (по Г. Рихтер-Бернбургу, 1968):  
 а — каменная соль цехштейна Германии; б — ангидриты цехштейна Германии; в — ангидриты сармата Сицилии

аномальные мощности встречаются в каждом 11–12-м наборе, т.е. существует 11-летний цикл изменения мощностей варв (рис. 8.20). Соответствие такой цикличности циклам солнечной активности позволяет говорить о влиянии последней (влияние явно опосредованное) на характер соленакпления.

В свою очередь, эти 11-летние циклы группируются в более длительные — в 22–23-, затем 33–35-летние и еще более длительные 85–105- и 170–210-летние, которые соответствуют уже прецессии земной оси. 11-, 33- и 110-летние циклы установлены также в брянцевском пласте бахмутской свиты Донбасса (рис. 8.21).

Следующий порядок цикличности связан уже не с кратковременными — десятки и сотни лет, а с более длительными периодами и находит свое наиболее наглядное выражение в строении описанных выше полициклических соленосных толщ. При этом, как было отмечено, чередование соляных и несоляных пород обусловлено соответственно изоляцией и, напротив, открытием бассейнов соленакпления и возобновлением их связи с Мировым океаном. Последнее возможно как за счет тектонических причин, так и за счет эвстатических колебаний уровня моря, которое, в свою очередь, чаще

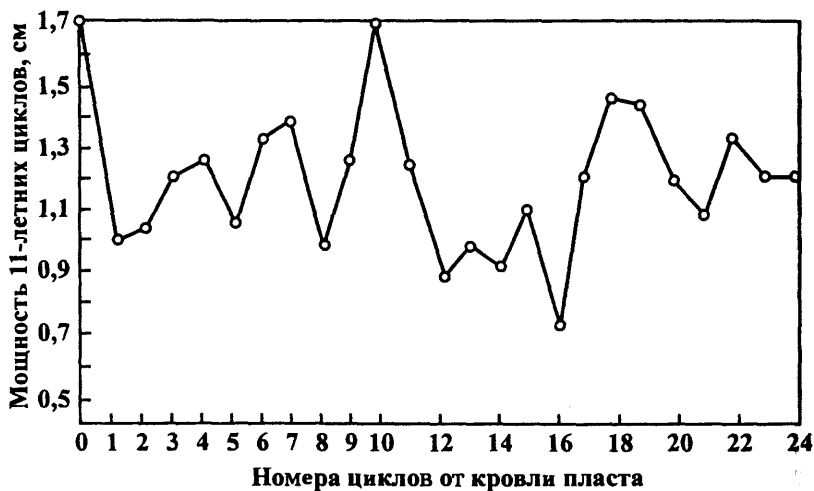


Рис. 8.21. Изменение мощности 11-летних циклов в брянском пласте бахмутской свиты Донбасса (по М.К. Калинин, 1973). На рисунке видны 33-летние циклы (номера циклов 3, 7, 10 и т.д.) и 110-летние (номера циклов 1, 10, 18)

всего связано с такими же колебаниями климата (именно климата, а не сезона и погоды).

Не следует думать, что другой тип — гомогенные моноциклические толщи — не имеют внутренней цикличности. Она из-за инертности большой водной массы менее заметна, но в той или иной форме существует. Так, в кунгурской соленосной толще Прикаспийской впадины имеются пачки ангидритов, отражающие относительно слабое распределение. Эти пачки особенно хорошо устанавливаются в разрезах обрамления впадины, где соленосная толща не испытала вторичного перераспределения и первичные соотношения не нарушены соляной тектоникой. Наиболее же подробно цикличность такого масштаба установлена в цехштейне Европы, где выделено пять крупных циклов — серий: Верра, Стасфурт, Лейне, Аллер и Оре.

### 8.6. ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Первые отложения сульфатов отмечены в среднем рифее в Австралии (формация Биттер-Спрингс) и Северной Америке (Гренвильская серия). Верхнерифейские и вендские сульфатные формации уже развиты достаточно широко и известны в Восточной Сибири, Иране, Омане, Пакистане, Гренландии, ряде районов Северной Америки. По крайней мере с венда началось осаждение и каменных солей, и с этого времени соленакопление продолжалось в течение всего фанерозоя, однако оно было крайне неравномерным. Эпохами грандиозного соленакопления были ранний кембрий, вторая половина ранней — поздняя пермь, поздний триас, поздняя юра — ранний мел, в меньшей степени средний — поздний девон и миоцен.

Отмечены также длительные временные интервалы, когда соленакопление было резко ограничено: поздний кембрий — ранний девон, ранний карбон, средний триас, палеоцен.

При этом палеозойское соленакопление было сосредоточено в небольшом числе грандиозных солеродных бассейнов, связанных преимущественно с эпиконтинентальными морями. К ним относятся Восточно-Сибирский и Ирано-Пакистанский в кембрии, Западно-Канадский, Северо-Сибирский, Днепровско-Донецко-Припятский в девоне, Восточно-Европейский, включая Прикаспийскую впадину, Германо-Се-

роморский (Цехштейновый) и Мидконтинента США в перми и некоторые другие более мелкие.

В мезозое солеродных бассейнов стало больше, но масштабы соленакопления в них меньше палеозойских, а сами бассейны более разнообразны по тектоническому положению. В кайнозое количество бассейнов увеличилось при одновременном сокращении их размеров. Появились и играли существенную роль континентальные — озерные — соленосные толщи.

В какой-то степени эта тенденция аналогична эволюции карбонатакопления (см. гл. 7). В палеозое существовали огромные эпиконтинентальные бассейны с карбонатной и, как сказано выше, солевой седиментацией. В мезозое и особенно кайнозое не осталось таких обширных шельфов в благоприятной для карбонато- и особенно соленакопления климатической зоне и формирование этих осадков сместилось в иные палеогеографические обстановки.

Параллельно с изменением масштабов и типов бассейнов соленакопления изменялся и вещественный состав соленосных отложений. В течение всего фанерозоя развиты гипсы, ангидриты, а также соленосные формации хлоридного типа. В перми и неогене к ним добавляются хлоридно-сульфатные формации с сульфатами калия и магния, а в неогене еще и карбонатами натрия (рис. 8.22).

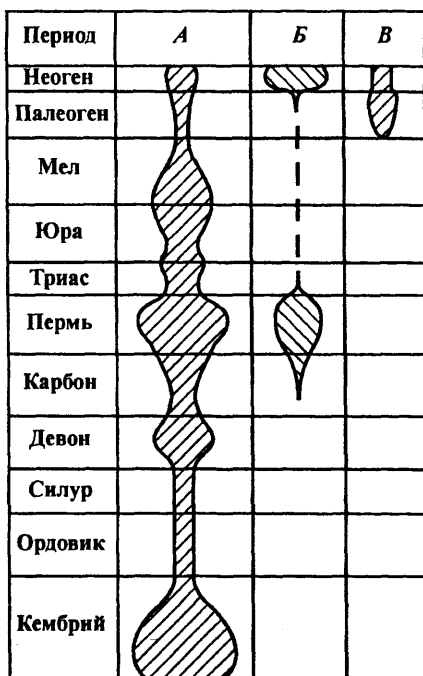
Таким образом, в фанерозое намечается два крупных цикла соленакопления — палеозойский и мезозойско-кайнозойский (Жарков, 1984). Каждый из них начинается длительным этапом накопления морских гипсов и главным образом хлоридов. Завершаются циклы относительно кратковременными пермским и неогеновыми этапами образования также калийно-сульфатных формаций и континентальных озерных комплексов, причем в перми это относительно простые по минеральному составу галит-глауберитовые отложения, а в неогене минеральный состав их весьма разнообразен.

Палеозойский и мезозойский этапы соленакопления различаются еще одним интересным свойством.

Кембрийское, пермское, в меньшей степени девонское соленакопление в палеозое и миоценовое в кайнозое четко ассоциируются с периодами глобальных похолоданий и оледенений. Возникающее противоречие между аридным климатом, благоприятным или даже необходимым для соленакопления, и похолоданием — противоречие мнимое. В первом случае речь идет о климате конкретного региона, во втором — о глобальной температуре всего Земного шара.

Рис. 8.22. Схема изменения состава соленосных формаций во времени (по М.А. Жаркову, 1984, с изменениями).

Классы формаций: А — хлоридный; Б — хлоридно-сульфатный; В — хлоридно-карбонатный (содовый)



А именно глобальные похолодания и даже оледенения ведут к увеличению контрастности климата, более резко проявляется климатическая зональность и, в частности, четко обособляются аридные зоны, где и происходит соленакопление.

Далее. При глобальных похолоданиях и оледенениях уменьшается общая влажность атмосферы. Наконец, связывание жидкой воды в ледники во время покровных континентальных оледенений ведет к понижению уровня Мирового океана, что, в свою очередь, способствует появлению подводных барьеров и изоляции водоемов, что и необходимо для соленакопления.

Даже во время последнего — вюрмского, далеко не самого мощного, оледенения уровень Мирового океана был на 140–160 м ниже современного, а во время предпоследнего рисского — на 200–300 м (Кузнецов, 1997). Об общем падении уровня моря в периоды похолоданий свидетельствует и соответствие кривых изменений климата и уровня моря (рис. 8.23).

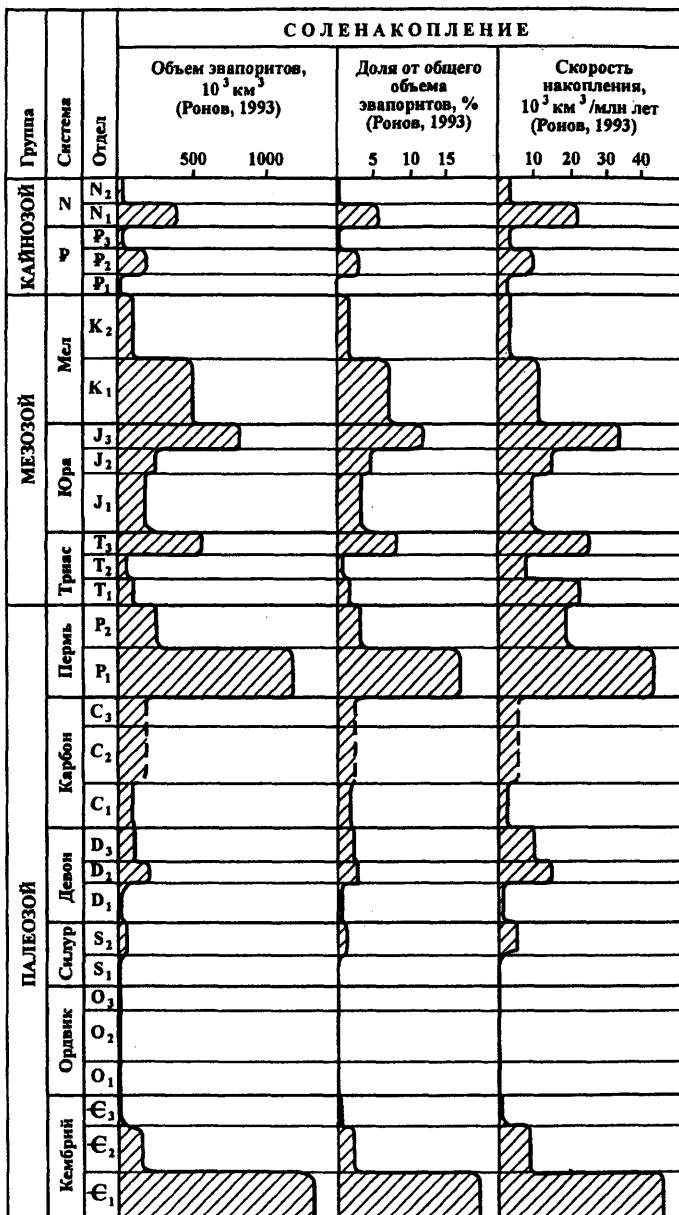
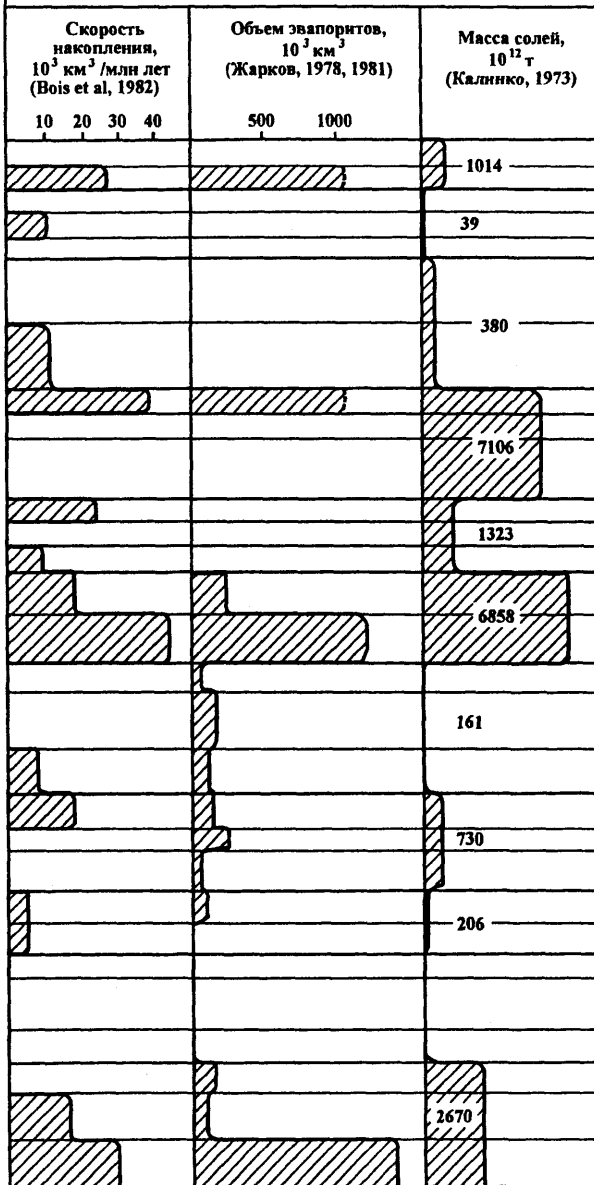


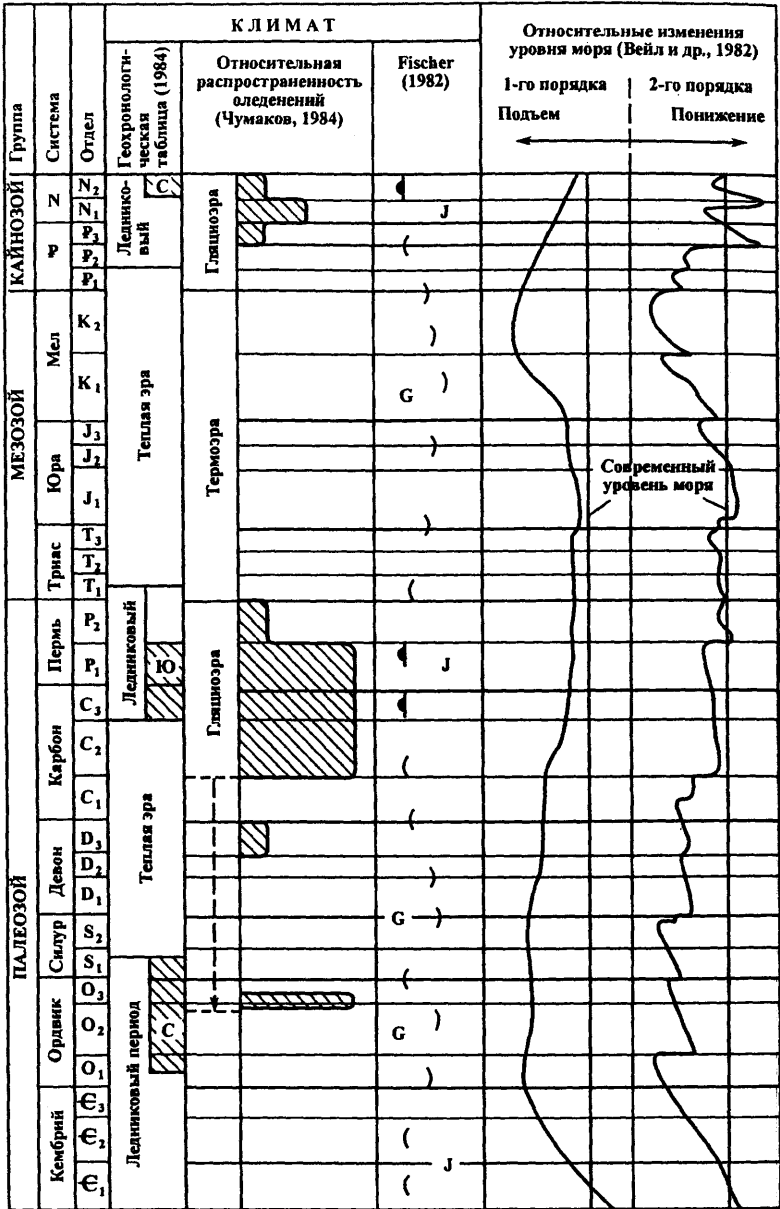
Рис. 8.23. Соотношение соленакопления, климата и уровня Мирового океана в фанерозе.

1 — покровные оледенения; 2 — северное оледенение; 3 — южное оледенение; 4 — холодный период (icehouse); 5 — теплый период (greenhouse)

### СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ







← 1 C - 2 Ю - 3 J - 4 G - 5

Рис. 8.23. Продолжение

В этом отношении мезозойское поздне триасовое и позднеюрско-раннемеловое соленакопление, происходившее в эпоху глобального потепления, является несколько аномальным и обусловлено, видимо, иными причинами.

## 8.7. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СОЛЯНЫХ ПОРОД

Изучение соляных пород, кроме, пожалуй, лишь гипсов и ангидритов, имеет свою специфику, что определяется рядом обстоятельств. Прежде всего большинство этих пород (исключая упомянутые гипсы и ангидриты) легко растворимы, поэтому, изготовить из них шлифы обычными стандартными методами невозможно. Далее, размер кристаллов — зерен этих пород существенно более крупный, чем в других осадочных породах, поэтому, чтобы исследовать структуру породы, взаимоотношения зерен и т.д., приходится изготавливать шлифы более крупных размеров и обязательно изолировать края шлифов, иначе гигроскопичные минералы будут растворяться и шлиф очень быстро станет негодным для изучения. Подробнее о способах изготовления шлифов можно узнать в специальных руководствах («Справочное руководство...», 1958; Яржемский, 1966 и др.).

В связи с этим при изучении вещественного минерального состава важное значение имеет химический анализ и иммерсионные исследования зерен.

В целом схема изучения и описания солевых пород более-менее стандартна.

### 1. *Макроскопическое описание породы.*

Наряду с обычным описанием цвета, плотности, строения особое внимание уделяется большиеразмерным показателям — текстурам, таким как слоистость, включения, линзы и т.д. При изучении образцов, особенно кернa, необходимо изготавливать плоские срезы и, по возможности, пришлифовки.

### 2. *Микроскопическое описание.*

2.1. Общая характеристика породы.

2.2. Основной минеральный состав породы.

2.3. Структура породы.

При описании структур необходимо вначале охарактеризовать размер, форму и внутреннее строение зерен ка-

ждого отдельного минерала, а затем и общий тип структуры — равномерно- или неравномернозернистая, характер взаимоотношения зерен и т.д.

2.4. Текстура породы с указанием возможной причины ее появления.

2.5. Наличие и характер включений и примесей.

2.6. Развернутое название породы и выводы об условиях образования и процессах вторичных преобразований. Напомним, что важнейшая информация об этом содержится в текстурных и структурных показателях конкретной породы.

## 8.8. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ СОЛЯНЫХ ПОРОД

Наличие мощных соленосных толщ — надежный показатель аридности или, по крайней мере, семиаридности климата, т.е. важнейший инструмент палеоклиматических реконструкций. Это также показатель палеогеографического типа водоема, степени его изолированности от Мирового океана, во многих случаях — его глубины. Соленосные толщи разного типа позволяют более строго, более корректно использовать анализ мощностей как при проведении палеотектонического, так и палеогеоморфологического анализа.

Минеральные соли широко используются в хозяйственной деятельности как в быту, так и в промышленности. Известно более 14 тысяч вариантов применения поваренной соли в промышленности, технике, химии, медицине, сельском хозяйстве и повседневной жизни. Главная ее часть — 60–65 % добычи — расходуется в пищевой промышленности, остальная практически полностью используется в химической промышленности для производства соляной кислоты, получения хлора, натриевых солей.

Калийные соли — важнейшее сырье для производства калийных удобрений; соли магния — для получения металлического магния. Гипсы и ангидриты — важное сырье для производства вяжущих веществ, в том числе некоторых специальных видов цементов, являются поделочным материалом.

Поровые рассолы соленосных толщ — источник многих важных элементов, таких, например, как бром и йод.

С соленосными толщами связаны месторождения само-

родной серы, целестина, барита, флюорита, рубидия, цезия, частично лития и бора в виде редких солей — боратов.

Нельзя не отметить и значение солевых пород в нефтяной и газовой промышленности. Соленосные толщи — лучшие покрышки для нефтяных и газовых залежей. По некоторым сведениям не менее половины запасов углеводородов сосредоточено под солевыми покрышками. Наличие в разрезе осадочных нефтегазоносных бассейнов соленосных толщ влияет и на техническую сторону освоения месторождений. При бурении во время проходки солей происходит их растворение, что, во-первых, ухудшает качество бурового раствора и, во-вторых, увеличивает диаметр ствола скважин; в третьих, пластичность соли ведет к ее течению к стволу и смятию колонн, как буровых, так и эксплуатационных. Для устранения этих сложностей требуются специальные дополнительные технические и технологические решения.

Кремнистые породы относятся к формациеобразующим породам, хотя их количественная роль неизмеримо меньше трех основных групп пород, слагающих осадочную оболочку, — глини, карбонатных и обломочных пород. По подсчетам А.Б. Ронова они составляют 2,3 % от общего объема осадочных пород стратисферы, причем в континентальном секторе их доля равна 1,9 %, на шельфах и континентальном склоне — 2,6 % и в океанах 6,35 % (Ронов, 1993, табл. 5). В целом их содержание вдвое выше содержания соляных пород, и вместе с последними, а также отмеченной выше триадой, они, по сути дела, слагают всю осадочную оболочку Земли.

Изучение их геологами-нефтяниками обусловлено не только тем, что они достаточно часто встречаются в разрезах нефтегазоносных бассейнов, но и тем, что с некоторыми кремнистыми толщами связаны нефтяные и газовые месторождения (формация Монтерей запада США, ряд месторождений Сахалина и др.). Кроме этого ряд важных нефтегазопродуцирующих комплексов представлен кремнистыми отложениями либо эти отложения существенно обогащены кремнистым материалом (баженовская свита Западной Сибири, доманик Восточно-Уральской и Тимано-Печорской провинций, упомянутая формация Монтерей и др.).

Подробные сведения об этих породах и связанных с ними проблемах приводятся в капитальных учебниках, каким является, например, трехтомник В.Т. Фролова (1993), справочниках («Атлас текстур...», 1978; «Справочник по литологии», 1983; «Справочное руководство...», 1958; «Систематика и классификация...», 1998), а также специальных монографиях и сборниках («Геохимия кремнезема», 1966; «Происхождение и практическое использование...», 1987 и др.), в отдельных статьях в периодической печати. Один из номеров журнала

«American Association of Petroleum Geologists, Bulletin» (V. 85, № 1, 2001) специально посвящен кремнистым резервуарам нефти и газа Северной Америки.

## 9.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Уже по названию ясно, что кремнистые породы, или силициты (некоторые авторы предпочитают термин кремневые породы, так как в русском языке суффикс «-ист» означает лишь примесь, в то время как в этих породах кремнезем преобладает) состоят на 50 % и более из минералов кремнезема. Вместе с тем кварцевые и олигомиктовые песчаники к кремнистым породам не относятся, хотя содержат не менее 75 % кварца.

На этом примере еще раз отчетливо проявляется отмеченное ранее (см. гл. 1) важнейшее свойство пород и их отличие от минералов: порода характеризуется тремя основными показателями — минеральным составом, структурой и текстурой, а минерал — химическим составом и структурой.

Исходя из этого положения, из состава кремнистых пород исключаются породы обломочной структуры и соответственно обломочного происхождения. Другими словами, кремнистые породы можно определить как *осадочные породы, более чем на половину состоящие из аутигенного кремнезема, или, используя не генетический, а структурный признак — это породы, состоящие из минералов кремнезема и не имеющие обломочной структуры*. Последнее определение формально более строгое, хотя давать определения в форме отрицания не принято.

Основными минералами кремнистых пород являются опал, халцедон и кварц. Оптические характеристики этих минералов приведены в гл. 2.

В кремнистых породах устанавливается ряд минералов от опала-А через кристобалит и тридимит к халцедону и кварцу, и во многих, если не в большинстве случаев халцедон-кварцевый состав кремнистых пород — это результат катанетической кристаллизации первичного аморфного опала.

Определение этих минералов и их количественных соотношений обычно проводится с помощью рентгеноструктурного анализа, и, как правило, применяется несколько упрощенная терминология: обыкновенный рентгеноаморфный опал — опал-А; опал с кристобалитом — опал ОК (или ОС — от

*crystalite*); кристобалит-тридимит — опал КТ (или опал-СТ — от *tridymite*).

В обобщенном виде все кремнистые породы по минеральному составу подразделяются на опал-кристобалитовую и халцедон-кварцевую группы.

Систематика и классификация кремнистых пород обычно основывается на трех основных показателях — минеральном составе, структуре и форме нахождения в природе.

По составу естественно выделяются опаловые, халцедоновые, кварцевые и, что чаще, смешанные опал-кристобалитовые и, преимущественно, халцедон-кварцевые породы. По структуре все кремнистые породы разделяются на две большие группы: с биоморфной и абиморфной (небиоморфной) структурой с дальнейшими более дробными подразделениями.

Если вещественные и структурные признаки используются при классификации практически всех осадочных пород, то третий показатель — формы нахождения в природе — специфичен именно для кремнистых пород. Дело в том, что, наряду с общей для всех осадочных пород и наиболее распространенной пластовой, слоистой формой, частой формой нахождения кремнистых пород является конкреционная. В количественном отношении последняя форма уступает пластовым образованиям, но подобные кремнистые образования развиты весьма широко в разных типах иных, некремнистых пород, и обособление ее вполне оправдано.

Таблица 9.1

Схема классификации кремнистых пород

Форма нахождения	Структура		Минеральный состав	
			Опал, кристобалит	Халцедон, кварц
Пластовая	Биоморфная		Диатомиты, радиоляриты, спонголиты	Радиоляриты, спонголиты
	Абиморфная	Аморфная	Трепелы, опоки, порцелланиты	—
		Кристаллическая	—	Яшмы, фтанииты, лидиты, кремнистые сланцы, джеспилиты
Конкреционная			—	Кремни
Корковая	Аморфная		Гейзериты, кремнистые туфы	—

Формально форма залегания не является чисто петрографическим признаком, характеризующим именно породу — ее состав и строение, однако при литологических исследованиях, когда изучается не только собственно порода, но и форма ее нахождения, залегания, этот специфический признак может и должен учитываться. Строго говоря, исходя из этого принципа, необходимо выделить еще одну форму — корковую, которая развита еще меньше.

Именно в такой последовательности — пластовые, конкреционные, корковые — и будут рассмотрены основные типы кремнистых пород. Дальнейшее подразделение внутри этих групп проведено по минеральному составу и структуре (табл. 9.1).

## 9.2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

### 9.2.1. ПЛАСТОВЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

#### ОПАЛОВЫЕ ПОРОДЫ

Опаловые породы достаточно отчетливо подразделяются на две группы: с биоморфной структурой — диатомиты, радиоляриты и спонголиты, и с абиоморфной структурой — трепелы и опоки.

Диатомиты (*diatomite*) — породы более чем на 50 % состоящие из опаловых скелетных остатков диатомовых водорослей, сцементированных опалом. По внешнему виду это белые, серые, желтоватые чрезвычайно легкие породы (объемная плотность их изменяется от 0,21 до 1,0 г/см<sup>3</sup>, составляя обычно 0,4–0,85 г/см<sup>3</sup>, а пористость 70–90 %). Текстуры диатомитов микрослоистые, полосчатые, однако в образце могут быть однородными массивными. Породы мягкие, легко растираются пальцами, липнут к языку. В этом отношении они напоминают мел и белые каолиновые глины. В отличие от мела они не реагируют с кислотой, в отличие от каолинита не жирные на ощупь и не размокают в воде, как глины.

В шлифе структура диатомитов биогенная, обусловленная наличием остатков диатомей (рис. 9.1, см. также гл. 3). Следует отметить, что размеры панцирей диатомей редко превышают 0,1 мм, поэтому лучше работать с увеличением несколько больше стандартного, например, использовать объектив № 20.





Рис. 9.1. Диатомит органогенной структуры. Порода сложена крупными (0,1–0,13 мм) опаловыми створками диатомей. Краснодарский край. Неоген («Атлас...», 1973)

Форма диатомей достаточно разнообразна — округлая, овальная, треугольная и многоугольная, с радиальным и концентрическим расположением камерок, а также удлинённая в виде «лесенок», где две параллельные прямолинейные или изгибающиеся стенки соединяются короткими перегородками (см. рис. 3.34–3.36). Первые формы чаще развиты в морских отложениях, вторые, удлинённые — в пресноводных озёрных.

Цементируются остатки диатомей бесструктурным аморфным же опалом; при использовании сканирующего электронного микроскопа иногда можно увидеть глобулярное строение этого цементирующего опала.

В морских диатомитах обычно присутствует значительное количество глинистых частиц, зерна кварца и глауконита. Пресноводные диатомиты нередко более чистые.

Диатомеи и соответственно диатомиты появились в юре, но массовое развитие получили с позднего мела. Диатомовые осадки современных водоемов образуют два достаточно ши-

роких пояса — южный циркумполярный вокруг Антарктиды (главный пояс) и северный Тихоокеанский. Кроме того, диатомы вместе с радиоляриями присутствуют и в экваториальном поясе, прослеживаемом в Тихом и Индийском океанах (рис. 9.2).

Радиоляриты (*radiolarite*) в отличие от диатомитов бывают рыхлые и твердые. Первые имеют первичный опаловый или, чаще, опал-кристобалитовый состав и иногда называются радиоляриевой землей, вторые состоят из халцедона и кварца, которые образовались при раскристаллизации первичного опала.

Чистые радиоляриты — породы светлые, но примеси окрашивают их и в другие часто более темные серые, желтоватые, зеленоватые, красные цвета. В типичных радиоляритах более 50 % их объема сложено остатками радиолярий — планктонных организмов, скелет которых имеет форму шариков, колпачков (и т.д.) с характерными игольчатыми выростами, которые обуславливают большую плавучесть. Наличие таких выростов-лучей определяет и другое название радиолярий — лучевики.

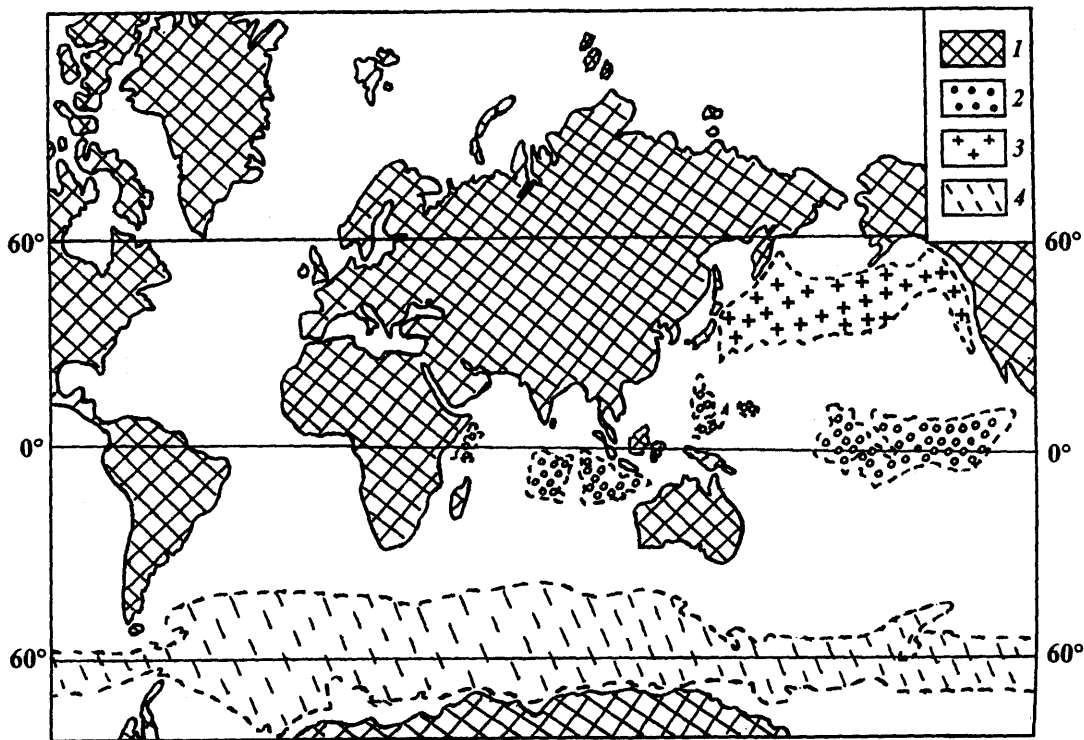
В шлифе остатки радиолярий выглядят как небольшие светлые кружочки размером 0,05—0,2 мм, реже до 0,5 мм, с характерными радиально расположенными наростами — остатками лучей-иголок.

Большинство радиолярий имеет опаловый скелет (редкие древние формы — целестиновый); однако этот опал в древних толщах (в палеозое — практически полностью, в мезозое и нижнем кайнозое — часто) перекристаллизуется в халцедон и кварц. Отмечены также псевдоморфозы по раковинкам радиолярий глауконита, замещение их оксидами и сульфидами железа и марганца, фосфатами, реже кальцитом.

Структура неизменных опаловых радиоляритов отчетливо биоморфная; по мере раскристаллизации она переходит в реликтивно-биоморфную. Вмещающая минеральная масса либо аморфная, глобулярная (в случае опалового состава), либо крипто- и микрокристаллическая (в случае раскристаллизации).

Радиолярии достоверно известны с кембрия и развиты в течение всего фанерозоя. Кроме собственно радиоляритов остатки этих организмов встречаются в других типах кремнистых пород — в кремнистых сланцах, яшмах и др.

Практически все радиолярии — морские эвригалинные формы, обитающие на самых разных глубинах, вплоть до абиссальных в 7—8 тыс. м. Что касается глубины образова-



**Рис. 9.2. Распределение кремнистых осадков в современных океанах (по А.П. Лисицину, 1978, с упрощениями). 1 — суша; 2—4 — пояса кремненакопления: 2 — экваториальный преимущественно радиоляриевый, 3 — северный диатомовый и радиоляриево-диатомовый, 4 — южный преимущественно диатомовый**

ния радиоляритов, то мнения исследователей существенно расходятся — от крайнего мелководья до абиссальных океанических глубин. В основном они все же, видимо, образования достаточно глубоководные. Радиоляриевые илы (вместе с диатомеями) современных океанов образуют широтный приэкваториальный пояс и присутствуют в северном поясе умеренных широт.

**Спонголиты.** Судя по названию основу спонголитов (*spongolite, sponge-spicule rock*) составляют остатки губок (*Spongia*). Как и радиоляриты, они являются рыхлыми (опаловые) и твердыми (халцедоновые и халцедон-кварцевые). Соответственно и плотность их меняется от 0,8—1 до 1,4—1,5 г/см<sup>3</sup>. По внешнему виду они похожи на диатомиты и соответствующие радиоляриты, хотя опаловые спонголиты иногда напоминают грубую шерсть или войлок за счет наличия иголок — спикул губок, которые в этом случае удается наблюдать с помощью небольшой лупы.

Спикулы губок одно-, трех-, четырех- и шестилучевые. В шлифе это либо удлиненные веретенообразные иголочки, либо, в случае многолучевых спикул, своеобразные рогульки (рис. 9.3; см также гл. 3). Поперечные сечения спикул округ-

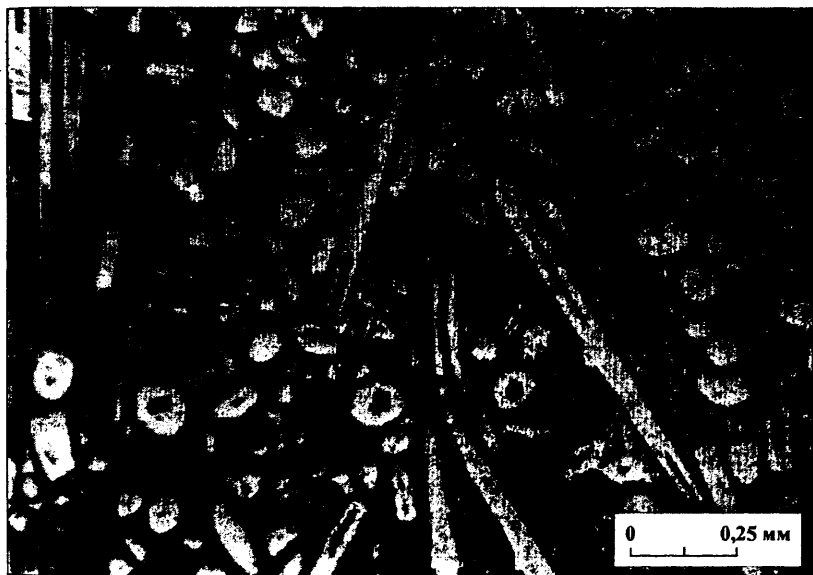


Рис. 9.3. Спонголит. Отчетливо видны продольные и поперечные сечения спикул губок с центральным каналом. Франция. Силур («Атлас...», 1973)

лые или овальные диаметром до 0,1–0,2 мм с центральным каналом. Продольные сечения удлинённые, также с центральным каналом. Опал спикул перекристаллизуется в халцедон и кварц, поэтому кроме аморфной структуры, характерной для опала, формируется радиально-лучистая или кристаллическая структура. Спикулы, особенно в не «чистых» спонголитах, нередко замещаются другими минералами — кальцитом, глауконитом.

Цементом спонголитов в зависимости от степени перекристаллизации является опал аморфной глобулярной или халцедон микрокристаллической структуры.

Практически все губки — морские донные животные, причем спикулы не связаны между собой и после гибели организма и разложения органического вещества рассыпаются, смешиваются с другими осадками, поэтому «чистые» спонголиты достаточно редки, а чаще содержат существенную примесь глинистого материала, различных терригенных обломков, глауконит.

Губки известны в геологическом разрезе с кембрия, но породообразующее значение их существенно меньше, чем планктонных диатомей и радиолярий, и соответственно, спонголиты — породы менее распространенные по сравнению с диатомитами и радиоляритами; в заметных количествах они появились в карбоне и развиты преимущественно в меле и кайнозое.

Трепелы и опоки — породы, состоящие из опала и кристобалита абиогенной или реликтово-биоморфной структуры. Термин «трепел» (англ. *tripoli*, менее правильно *tripolite*) введен в 1747 г. Валериусом для породы, обнаруженной в окрестностях г. Триполи в Ливии; та порода оказалась диатомитом, но слово сохранилось для опаловых пород абиогенной структуры. Термин «опока» имеет славянские корни и вошел в геологию из горнозаводской практики, где он означает материал для изготовления изложниц и форм для литья, а в геологии приобрел более узкое значение как порода опалового состава. В английском языке термин пришел из польского (*opoka*), но практически не используется. Относительно твердые разновидности называются порцелланитами (*porcellanite*), хотя строго соответствия, видимо, не существует, так как описываются, например, порцелланиты существенно кварцевые.

Окраска этих пород светлая, желтоватая, серая, иногда у опок более темная — до темно-серой. Породы легкие за счет высокой пористости. Так, пористость трепела нередко

превышает 50 %, а опоки 30–40 %. Соответственно объемная плотность пород равна 0,60–1,2 г/см<sup>3</sup> у трепелов и 1,3–1,8 г/см<sup>3</sup> у опок. В целом породы мягкие, мелоподобные (но в отличие от мела не реагируют с кислотой), липнут к языку (особенно трепелы).

Таким образом, опоки — породы более прочные и несколько более плотные по сравнению с трепелами. Это частично связано с некоторыми изменениями минералогии: трепелы — практически чисто опаловые породы, опоки наряду с опалом содержат в том или ином количестве кристобалит — первую кристаллическую модификацию, образующуюся при раскристаллизации опала.

Если макроскопически трепелы и опоки еще различимы, то под микроскопом они практически идентичны. При стандартных, порядка 60–70-кратных увеличениях — это однородная опаловая масса с сильной шагреневой поверхностью. При больших увеличениях и на краю шлифа, где его толщина менее стандартных 0,03 мм, можно различить микроглобулярную структуру с размером шариков — глобуль порядка 0,001–0,01 мм. На фоне этой основной массы встречаются реликты панцирей диатомей, реже спикулы губок и остатки радиолярий. В качестве неорганических компонентов породы нередко обломочные зерна кварца, глауконит, иногда фосфорит, пирит и часто — глинистый материал.

Вообще «чистые» трепелы и опоки относительно редки и сильно глинистые разности получили название гезы или гэзы (англ. — *gaize*), или кремнистые глины. Существуют и переходные к карбонатам разности — кремнистый мергель и кремнистый мел.

Имеется несколько представлений о происхождении трепелов и опок, но большинство исследователей склоняются к мнению, что это продукты диа-катагенетического преобразования первично биогенных пород, и прежде всего диатомитов (подробнее о механизмах осаждения кремнезема — см. раздел 9.3). В геологических разрезах трепелы и опоки образуют достаточно мощные толщи в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях и выделяются как специфическая опоковая формация.

#### ХАЛЦЕДОН-КВАРЦЕВЫЕ ПОРОДЫ

Строго говоря, породы этой группы часто являются в той или иной степени метаморфизованными, но первично осадочное их образование обуславливает то обстоя-

тельство, что они, как правило, рассматриваются в курсах литологии. К этой группе относятся яшмы, фтаниты, лидиты, кремнистые сланцы и джеспилиты.

Яшмы (англ. — *jasper*) типичные и наиболее распространенные породы этой группы. Термин «яшма» появился очень давно. Им обозначались вначале все разноцветные и пестрые камни. Народы Древнего Востока, а затем арабы использовали это слово (*yeshchab, yeshchem*) применительно ко всем зеленым камням, преимущественно и нефриту.

Одной из характерных черт яшм является их цвет. Как правило, это пестрые преимущественно красные, розовые окраски. Впрочем, имеются и почти черные, что обусловлено наличием оксидов марганца. Не известны лишь синие яшмы, а яшмовая природа некоторых зеленых яшм, типа уральских калканских, в настоящее время ставится под сомнение («Атлас текстур...», 1973, с. 46). Породы, благодаря твердости слагающих ее минералов, твердые с характерным раковистым изломом и часто с острыми режущими краями. Структура в образце пелитоморфная афанитовая, текстура нередко слоистая, микроскладчатая, в том числе за счет подводного оползания, выраженная прежде всего изменениями цвета.

Под микроскопом структура микрокристаллическая и ультрамикрокристаллическая (0,002—0,004 мм) гранобластовая. Порода в шлифе иногда почти непрозрачная или бурокрасная за счет значительного количества оксидов марганца и трехвалентного железа. Постоянное и относительно повышенное содержание этих соединений — характерное свойство яшм, которое и определяет их цвет. Напротив, в отличие от других кремнистых пород, которые рассмотрены далее, в яшмах отсутствует углерод и ничтожно содержание фосфора. Как правило, невелико и содержание глинистого материала. Практически во всех типичных яшмах часто обильны остатки радиолярий, изредка отмечаются спиккулы губок и остатки фораминифер. Обломочный песчано-алевритовый материал, как правило, отсутствует.

Специальное минералогическое изучение состава яшм показывает, что они сложены практически только кварцем при резко подчиненном содержании халцедона. Электронно-микроскопическое исследование с помощью сканирующего микроскопа выявляет однородные кристалломорфные структуры яшм.

Залегают яшмы в виде пластов и прослоев, нередко достаточно мощных, прослеживающихся на значительные расстояния среди вулканогенно-осадочных толщ. На платформах

яшмы не известны и развиты только в геосинклинальных областях (реликтах древних океанов).

Лидиты, фтаниты, кремнистые сланцы. Под этими названиями выделяются породы, имеющие много общих черт, и нередко их вообще считают синонимами.

Термин «лидит» (англ. — *lidite*) произошел от названия древнеримской провинции Лидия в Малой Азии, а «фтанит» (*phthanite, phtanite*) — от греческого «*ftano*» — предваряю, т.е. является, по-видимому, предварительным определением породы, что вполне естественно, так как пелитоморфная афанитовая структура не позволяет быстро и надежно установить состав и саму породу. В отечественной литературе чаще используется термин фтанит.

Эти термины, как и кремнистые сланцы (англ. — *chert*; вообще слово «*chert*» в английском языке имеет достаточно широкое значение и может означать почти любые кремнистые породы; для уточнения конкретной породы может быть дополнительно использовано прилагательное, например, конкреционные кремни — см. ниже — *chert nodules* или *nodular chert*), применяются к пластовым осадочным кремнистым породам плотного массивного строения.

В отличие от яшм они характеризуются обычно темно-серой и черной окраской, обусловленной наличием тонкорассеянного битуминозного или углеродистого вещества, имеют кварц-халцедоновый и преимущественно халцедоновый, а не чисто кварцевый состав, содержат повышенное количество глинистого материала, углерода, фосфора, ничтожное — марганца, а аутигенные соединения железа представлены закисными формами, часто пиритом. Что касается структур, они подобны яшмовым, здесь также встречаются радиоларии, иногда обильные. В сканирующем микроскопе установлено, что во фтанитах широко распространены глобулярные и агрегатно-глобулярные микроструктуры.

Как и яшмы, некоторые из этих пород достаточно тесно связаны с вулканогенно-осадочными комплексами, особенно в палеозое. Вообще кремнистые сланцы более широко распространены по сравнению с яшмами.

Наличие кливажа и сланцеватости обуславливает и название — кремнистые сланцы.

Джеспилиты (*jaspilite*, от англ. *jasper* — яшма), или железистые кварциты, — своеобразные архейские и, в основном, нижнепротерозойские метаморфические породы, состоящие из тонкого (миллиметры — первые сантиметры) правильного переслаивания прослоев кварца и магнетита или



гематита. Кварцевые слои кристаллической структуры светлые либо окрашенные в красноватые цвета за счет дисперсно рассеянных включений гематита.

### 9.2.2. КОНКРЕЦИОННЫЕ (ЖЕЛВАКОВЫЕ) КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Конкреционные кремнистые образования, или просто кремни, по объему значительно уступают пластовым кремнистым породам, однако развиты достаточно широко и в отложениях разных петрографических типов, но главным образом в известняках (включая мел) и доломитах, реже мергелях, фосфоритах, еще реже — в песчано-алевритовых и глинистых породах. В англоязычной литературе, как правило, нет специального термина, характеризующего конкреционные образования. Используется либо общее наименование всех кремнистых пород — *chert*, либо в сочетании с уточняющими словами — *nodular chert*, *chert nodules*.

Кремни — твердая сливная порода афанитовой структуры, с раковистым изломом и часто с острыми краями. Текстура чаще массивная, но бывает слоистая, наследующая первичную седиментационную слоистость породы, по которой развиваются кремни; цветные полосы могут создавать овально-округлые концентрические формы. Размеры кремневых стяжений колеблются от долей миллиметра, и такие образования видны только под микроскопом, до 1—2 м, но обычно это сантиметры и первые десятки сантиметров. Форма этих образований также крайне разнообразна — линзовидные, чечевицеобразные, округлые, удлинённые палочковидные, неправильные амёбовидные, сучковатые со своеобразными отростками на поверхности (рис. 9.4, 9.5). Уплотнённые линзовидные кремни иногда соединяются друг с другом, и тогда могут формироваться четкообразные прослои с отдельными вздутиями, расширениями; эти прослои протягиваются на многие метры, образуя своеобразные пласты (рис. 9.6). Известны и псевдоморфозы по органическим остаткам (рис. 9.5, б).

Имеются и весьма своеобразные формы с отверстиями внутри стяжения, где сохраняются реликты вмещающей породы, гантелеобразные, напоминающие по форме и размерам то кокон жутового шелкопряда (рис. 9.5, а), то стилизованные фигурки животных, в том числе фантастических. Наиболее оригинальная кремневая конкреция была найдена в районе станции Одинцово под Москвой в 1925 г. Н.А. Григоровичем. Форма этой конкреции, происходившей первоначально из

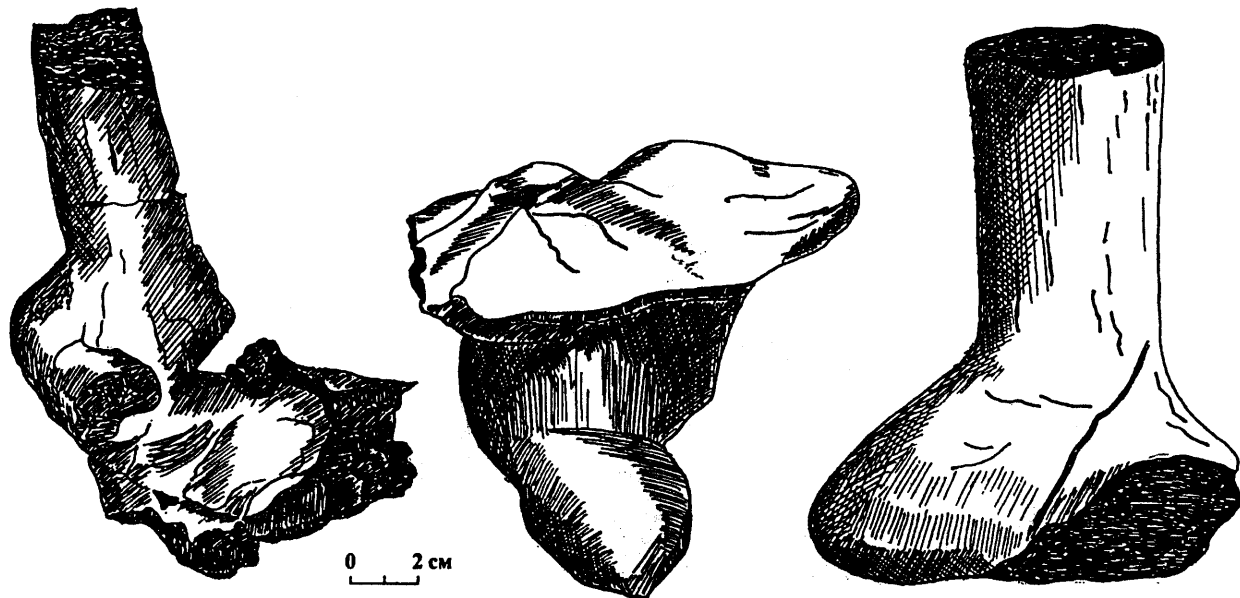
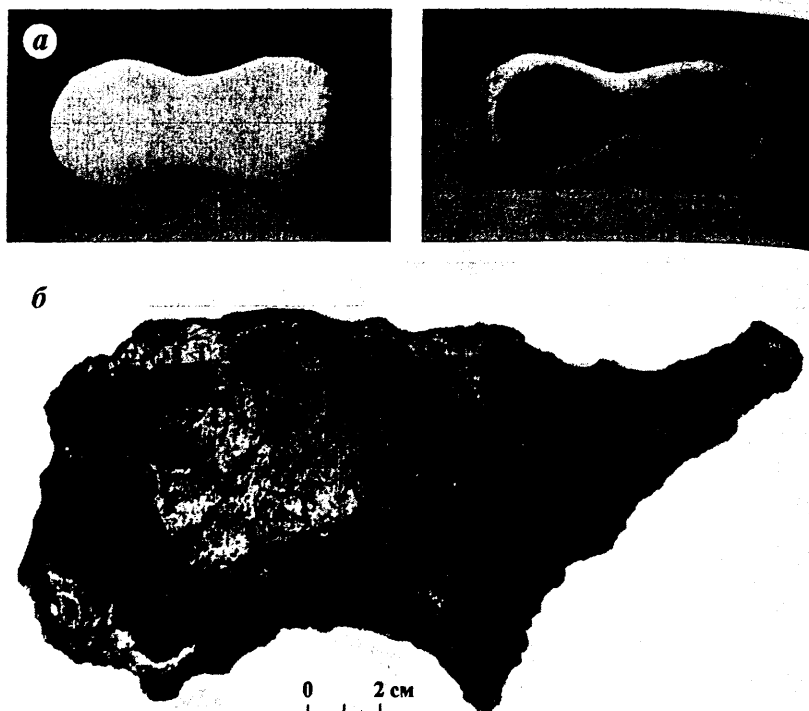


Рис. 9.4. Формы кремневых конкреций. Зарисовки. Северный Кавказ. Оксфорд



**Рис. 9.5. Формы окремнения в карбонатных породах подмосковного карбона:**

*a* — гантелевидная конкреция в форме кокона тутового шелкопряда — плотная черная масса конкреции со светло-серой, почти белой корочкой; *б* — полностью окремненный слепок ядра гастроподы

каменноугольных известняков, была похожа на мозг человека. Доктор Н.А. Григорович, сам специалист-анатом, а также многочисленные специалисты-анатомы ряда научных центров Германии, Франции, Бельгии, Австрии и других стран практически единодушно признали эту находку как окаменевший мозг человека — тут были два полушария, червячок мозжечка, сам мозжечок, не менее полутора десятков извилин и другие характерные для человеческого мозга черты.

Различны и формы залегания конкреций. Часто их расположение и уплощенная форма подчинены слоистости; ряд кремней связан со стилолитовыми поверхностями, отмечаются кремни, секущие наслоение, в том числе связанные с



**Рис. 9.6. Слоистое расположение кремней в оксфордских отложениях Северного Кавказа. Оксфорд. Длина ручки молотка 60 см**

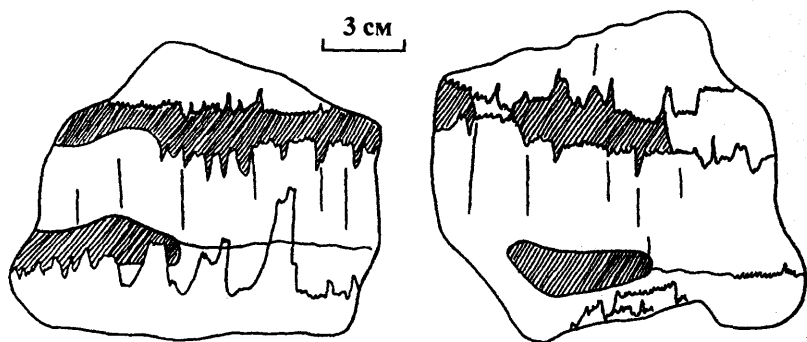


Рис. 9.7. Соотношение окремнения со стилолитовыми швами. Зарисовки образцов. Северный Кавказ. Оксфорд

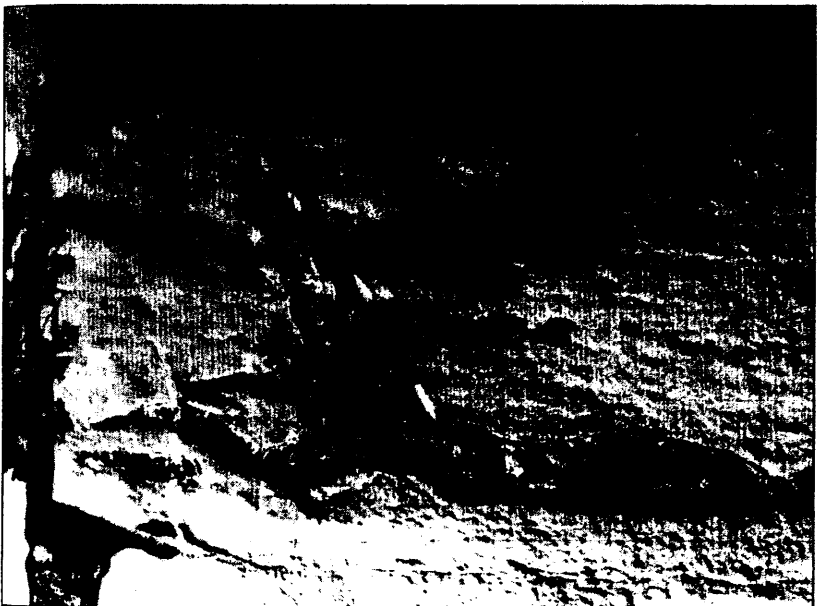
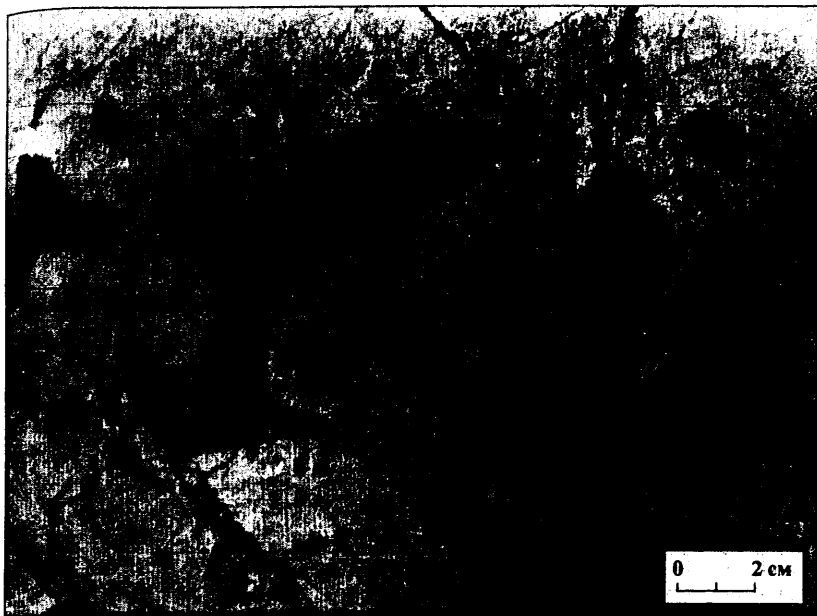
секущими слоистость трещинами, и т.п. (рис. 9.7, 9.8). Контакт с вмещающей породой обычно достаточно резкий, хотя на поверхности кремней, на границе их с вмещающей породой обычно наблюдается светлая корочка толщиной в несколько миллиметров (иногда до 10 мм), сложенная менее плотной, чем сами кремни породой, причем под микроскопом видно, что переход основной массы кремня в светлую корочку хотя и быстрый, но постепенный.

Цвет кремней черный, темно-серый, желтый, бурый, красный; нередко концентрически-полосчатое агатовидное расположение различных цветов и оттенков.

Цвет кремней и характер их взаимоотношения со слоистостью имеют важное значение при выяснении времени, механизмов и обстановок их образования, что будет рассмотрено ниже.

По составу кремни бывают опаловыми и кварц-халцедоновыми, причем последние явно преобладают. Имеются также конкреционные образования смешанного состава, причем различные минералы либо равномерно «перемешаны», и их наличие и распределение устанавливается при тонких минералогических исследованиях, либо обособлены друг от друга, и отдельные минералы отчетливо определяются визуально. При этом распределение разных минералов в стяжении весьма разнообразно. Например, халцедоновый и халцедон-кварцевый состав внешней части конкреции сменяется чисто

Рис. 9.8. Соотношение кремневых конкреций в доломитах с трещиноватостью. Северный Кавказ. Оксфорд. Длина карандаша на нижнем снимке 8 см



кварцевым в центре; при этом нередко возникают жеоды с неполным выполнением пространства внутри конкреции и образованием правильных чистых кристаллов кварца (горный хрусталь). Известны и противоположные случаи — ядро сложено округлыми зернышками опала («икряной камень»), следующая оболочка представлена сливным халцедоном, внешняя сложена кварцем, причем ее поверхность даже обрастает пирамидальными кристаллами кварца.

Конкреционные кремни известны в отложениях практически всех возрастов.

В шлифе под микроскопом видна крипто-, микро- и тонкозернистая кристаллическая структура, иногда участками осложненная сферолитоподобными образованиями, гнездами более крупно- и разнотонкозернистой структуры.

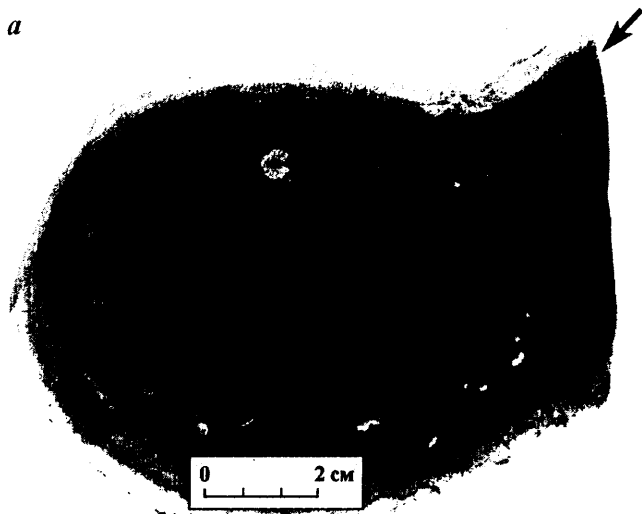
В ряде случаев устанавливаются реликты кремневых организмов — спикул губок, раковин радиолярий, а также известковых — фораминифер, иглокожих и др. (рис. 9.9).

Микроструктура нередко различна и зависит от структуры вмещающих пород. Так, в микротонкозернистых известняках (и меле) кремни имеют крипто- и микрокристаллическую однородную структуру. Эти кремни даже имеют собственное название — флинт (*flint*). В известняках первично неоднородных — органоморфных, оолитовых, детритовых, доломитизированных и т.д. — кремни неравномерно и более крупно перекристаллизованы, и характер этой неравномерности позволяет иногда восстанавливать первичную структуру породы, по которой шло окремнение, — имеются «тени», реликты первичных форменных элементов.

По источнику кремнезема кремни можно с определенной степенью условности объединить в три основные группы.

В кремнях первой группы источником кремнезема являются остатки кремневых организмов — радиолярий, губок. Как правило, эти отложения в той или иной степени глубоководные и обогащены органическим веществом. В связи с этим и кремни наследуют цвет вмещающих пород — они темные до черных за счет повышенного количества рассеянного органического материала. В диагенезе опал этих скелетов растворялся, перераспределялся, и формировались коллоидные стяжения; позднее опал кристаллизовался в халцедон и кварц. Эти конкреции обычно подчинены слоистости, иногда наследуют тонкослоистую текстуру вмещающих пород (рис. 9.10), реликты их структур и органических остатков. В этих толщах происходит и более позднее перераспределение кремнезема, когда конкреции секут слоистость и связаны с

*a*



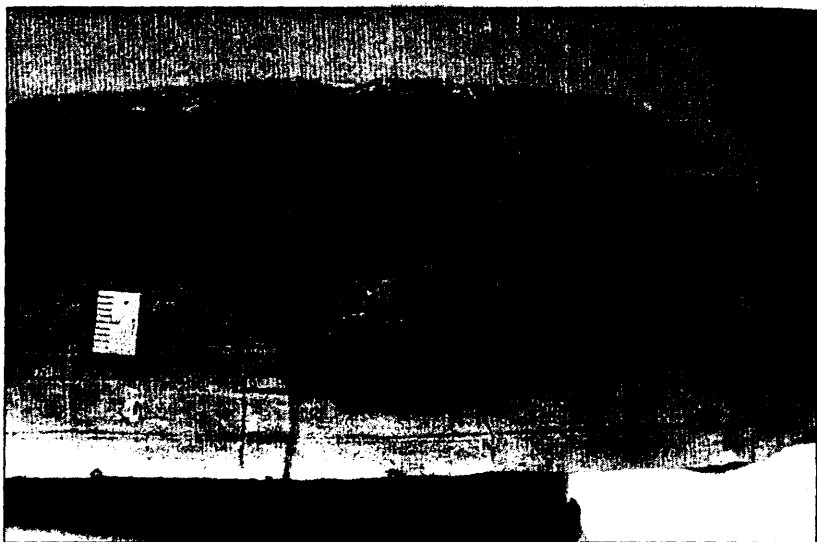
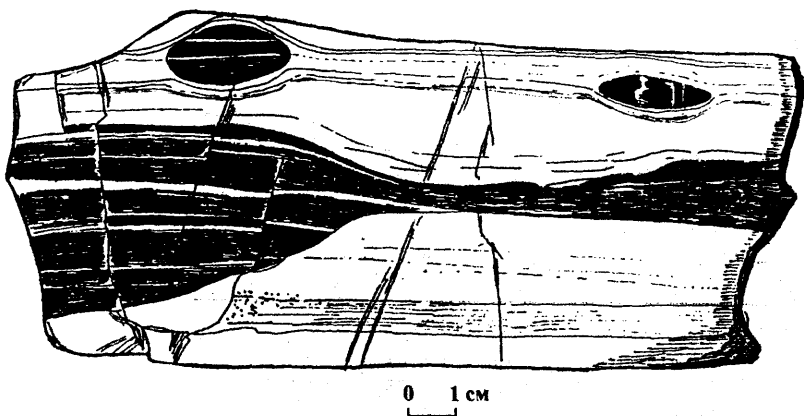
*б*



**Рис. 9.9.** Замещение кремнеземом известняков карбона Подмосквья:  
*a* — овальная конкреция с концентрическим внутренним строением; форма конкреции и конфигурация концентров указывают направление поступления кремнезема (показано стрелкой); в конкреции видны прекрасно сохранившиеся кальцитовые членики криноидей;  
*б* — неправильная четырехугольная форма кремневой конкреции; отчетливо видна более темная периферическая часть и более светлая центральная с реликтами не замещенных кремнеземом члеников криноидей и обломков раковин брахиопод

секущими трещинами. Ясно, что трещины могут возникнуть только в твердой породе и приуроченные к ним кремни также более поздние — катагенетические.





**Рис. 9.10. Кремневые конкреции в тонкослоистых доломитах.** Отчетливо видно облекание конкреций в результате постседиментационного уплотнения доломитов. Пример раннедиагенетического образования конкреций. Зарисовка штуфа и фотография образца. Северный Кавказ. Оксфорд

Примерами окремнения такого типа является доманик востока Восточно-Европейской платформы, ряд разрезов оксфорда Северного Кавказа. Такого же типа окремнение меловых пород Днепровско-Донецкой впадины, севера Гер-

маний и других областей развития мела. Меловые толщи в отличие от отмеченных выше не содержат рассеянного органического вещества.

Источник кремнезема кремней второй группы также находится внутри вмещающих карбонатных толщ, но имеет неорганическое происхождение. К примеру, в доломитовой толще верхнего титона района Кисловодска обильны светлые, почти белые конкреции — жеоды, внутренние полости которых выполнены чистыми прозрачными кристаллами кварца, кальцита, иногда целестина. Одновременно в карбонатной толще имеется значительная примесь терригенного кварца. Видимо, щелочная среда карбонатного осадка способствовала растворению, хотя бы частичному, обломочного кварца и затем переотложению кремнезема. Дополнительным аргументом является то обстоятельство, что конкреции и жеоды связаны преимущественно с доломитами, рН образования которых выше, чем известняков. Именно при повышенных рН растворяется и кремнезем.

Аналогично образование конкреций при наличии пирокластического материала. Подобные конкреции описаны, например, в плейстоценовых отложениях Кении и Танзании. Механизм образования конкреций здесь несколько более сложный, через ряд промежуточных неустойчивых минералов, но конечный результат в целом такой же.

В кремнях третьей группы, типичным примером которых являются кремни подмосковного карбона, кремнезем первоначально практически отсутствует во вмещающих породах и приносится извне. Во время континентального перерыва терригенные толщи, в частности, юрские глины, покрывающие каменноугольные известняки и доломиты, выветриваются, воды с появившимся в результате этого растворенным кремнеземом просачиваются вниз, где в карбонатных породах кремнезем осаждается, образуя разнообразные конкреционные формы и псевдоморфозы.

Многие кремни этой группы тем или иным способом связаны со слоистостью, поскольку проницаемость параллельно слоистости выше, чем вкрест. Вместе с тем морфология многих кремней и расположение цветных каемок внутри них отчетливо показывают пути вноса вещества (см. рис. 9.9, а). Желтые, бурые и красные цвета этих кремней связаны с наличием оксидов трехвалентного железа, что в свою очередь указывает на окислительную обстановку их образования. В этих кремнях нередко линзочки и включения неизмененных неокремнелых вмещающих пород (например, фораминифе-

рово-детритовых известняков), реликты фораминифер, члеников иглокожих и других организмов.

Внутри таких конкреций иногда остаются пустые полости, стенки которых инкрустированы кристалликами кварца, иногда очень чистого (горный хрусталь), нередко окрашенного гидроксидами железа в желтые и бурые цвета, а иногда даже фиолетовые — аметистовые. Другими словами, появляются жеоды.

Одной из форм такого вторичного окремнения являются псевдоморфозы по органическим остаткам. Так, встречены кремнелые колонии кораллов *Lithostrotion* до 1 м и более в поперечнике, кремнелые ядра крупных гастропод (рис. 9.5, б) и др. В шлифе под микроскопом можно увидеть, что общее строение кораллов — их стенки и перегородки сохраняются; иногда сохраняются и реликты карбонатного материала, а пустотки, где собственно обитали полипы, выполнены более крупнокристаллическим кварцем, по сравнению с более тонкокристаллическим, заместившим стенки.

### 9.2.3. КОРКОВЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Кремнистые породы этой группы развиты весьма ограниченно и включают генетически различные образования.

Гейзериты (*geyserite*) и кремнистые туфы (*siliceous sinter*) — светлые пористые породы опалового состава, образуют натёки, корки, иногда тела неправильной формы, но состоящие в целом из отдельных сросшихся корочек. Воды гейзеров и горячих источников вулканических областей обычно содержат значительное количество растворенного кремнезема. Например, в водах гейзеров Исландии и Новой Зеландии содержание кремнекислоты составляет 509—815 мг/л. При выходе этих вод на поверхность давление резко падает, снижается температура и этот кремнезем «хемогенным» путем осаждается в виде опала, растворимость которого при температуре 25 °С составляет порядка 100—110 мг/л. При этом образования гейзеров называют соответственно гейзеритами, а горячих источников — кремнистыми туфами. В ископаемом состоянии их далеко не всегда удается разделить, поэтому часто используется общий термин — кремнистые туфы или их считают синонимами.

Силькреты (*silcrete*), или кремневые кирасы, — это вторично окремнелые в поверхностных условиях в аридном

климате пласты различных, обычно обломочных пород, которые образуют плотные бронирующие поверхности. Термин предложен в 1902 г. Ламплугом. Иногда их называют поверхностными кварцитами (*Surface quartzites*), но в отличие от настоящих кварцитов метаморфического происхождения, в них отсутствуют типичные для метаморфических образований конформные, инкорпорационные и микростиллитовые контакты зерен.

Как правило, это массивные и брекчированные текстурно неоднородные образования мощностью 1–2 м, иногда до 5 м, светлой или красной окраски, во многом наследующие текстуры и структуры исходных пород. Механизм их образования считается в основном инсоляционным. В условиях жаркого и сухого климата грунтовые воды подтягиваются к поверхности, где и испаряются. В аридных условиях эти воды обычно имеют повышенную щелочность, что способствует растворению кремнезема из коренных пород на пути их капиллярного подъема. При испарении воды на поверхности, содержащийся в ней кремнезем выпадает в осадок в виде пленки на частицах коренной породы, что в целом ведет к окремнению.

Не исключено, что силькреды могут формироваться в процессе химического выветривания и в условиях более влажного климата. В обстановке кислого выветривания кремнезем также переходит в растворимые формы и затем цементирует породы, образуя твердые корки.

Таким образом, в обоих случаях корковых кремнистых пород — туфах и силькредтах — кремнезем поступает снизу с водами и химическим путем осаждается в поверхностных условиях. Но в первом случае его источник располагается глубоко, условно говоря, он ювенильный, так как кремнезем мобилизуется горячими водами под большим давлением и осаждается при снижении температуры и давления. Во втором случае источник кремнезема располагается неглубоко, по сути дела, им являются сами подвергающиеся окремнению породы, а осаждение происходит при испарении воды, т.е. без изменения давления, а скорее, при повышении температуры.

### 9.3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Вопрос о происхождении многих пластовых кремнистых пород далек от своего разрешения. Если по по-

воду формирования конкреционных желваковых, а также корковых образований принципиальных разногласий, как правило, нет и основные представления рассмотрены выше, то мнения о происхождении основной массы кремнистых пород, а именно пластовых, достаточно разнообразны.

Можно отметить по крайней мере две причины такого положения. Одна из них заключается в том, что для большинства этих пород нет сколько-нибудь достоверных современных аналогов, условия и механизмы образования которых известны. Даже для таких относительно ясных по происхождению пород, как диатомиты, современные диатомовые осадки не являются прямым аналогом. Во-первых, это абсолютно разные палеогеографические области отложения — мелководные эпиконтинентальные моря для первых и глубины океана для вторых. Во-вторых, ископаемые диатомиты — весьма «чистые» породы с содержанием свободного кремнезема до 90—95 %, в то время как в самых «чистых» современных диатомовых осадках оно, как правило, не превышает 50 %.

Вторая причина сложности восстановления условий образований кремнистых пород заключается в том, что они имеют однородный химический состав и такие текстуры и структуры, которые не содержат сколько-нибудь важной генетической информации. Напомним, в частности, что в карбонатных породах их структура и характер органических остатков дают важные сведения о глубине, солёности, гидродинамике и т.д. (см. гл. 7), в обломочных породах состав и структура обломочной части (размер, форма, отсортированность) указывают на состав источников сноса, дальность переноса, динамику среды отложения, иногда рельеф и т.д. (см. гл. 5).

В проблеме происхождения кремнистых пород можно выделить три связанных аспекта — источник кремнезема, способ осаждения и обстановки накопления кремнистых осадков.

Поскольку все пластовые кремнистые отложения — образования водные и почти исключительно морские, ясно, что кремнезем извлекается из воды, и вопрос состоит в том, как он поступает в водоемы. Один из возможных путей — внос растворенного кремнезема реками с суши. А.П. Лисицын (1978, с. 296) подсчитал абсолютные массы кремнезема, осаждающегося в современных океанах в год, — примерно 270 млн т, и вносимого реками — 452 млн т/год. Близкую последнюю величину —  $5 \cdot 10^8$  т/год — приводит А.П. Виноградов (1967). Эти цифры указывают, что мобилизованного на суше в результате химического выветривания и вносимого в Ми-

ровой океан кремнезема вполне достаточно для образования всех кремнистых осадков. Другими словами, источник кремнезема — это области суши. Определенным подтверждением этого положения является то, что в ряде случаев периоды повышенного накопления кремнистых пород соответствуют эпохам интенсивного химического выветривания на суше — появлению каолининовых кор выветривания и вообще каолининовых глин, бокситов, железных шамозитовых руд, олигомиктовых и мономиктовых кварцевых песчаников и т.д., т.е. продуктов глубокого химического выветривания.

В то же время ряд авторов большую роль отводит вулканогенной поставке кремнезема за счет подводных извержений, а также выносу его в процессе подводного разложения магматических пород ложа океана и пирокластики. Количественные подсчеты образуемой таким образом массы кремнезема крайне противоречивы и вряд ли могут быть аргументом для той или иной точки зрения. Значительно более весомым является факт тесной ассоциации некоторых типов кремнистых пород, в частности яшм, с подводно-вулканогенными образованиями. Кроме того, иногда устанавливается синхронность проявлений вулканизма и формирования кремнистых пород, а также пространственная близость развития вулканитов и кремнистых пород, хотя последние и не связаны с вулканическими образованиями непосредственно.

Далеко не всегда ясен механизм осаждения кремнезема из вод. Проще всего он решается для пород с биоморфной структурой — диатомитов, радиоляритов, спонголитов. Кремнезем извлекается из вод организмами для построения своих скелетов и в виде последних образует соответствующие осадки. Правда, возникает вопрос о происхождении бесструктурного опала, связывающего эти остатки в единую твердую породу, количество которого иногда весьма значительно. В еще большей степени это касается пород с абиогенной структурой — трепелов, опок, кремнистых сланцев, яшм. Тут возможны два варианта. Первый — диагенетическая деструкция легко растворимых опаловых раковин и спикул и переотложение этого кремнезема в виде бесструктурного или микроглобулярного опала в трепелах и опоках и дальнейшая его кристаллизация в халцедон и кварц в кремнистых сланцах, фтанитах и яшмах. Второй вариант — хемогенная садка кремнезема, скорее всего, в виде опала с дальнейшей его перекристаллизацией.

Надо однако сказать, что чисто хемогенное осаждение в большинстве случаев невозможно, что было отмечено еще

В.И. Вернадским. Дело в том, что содержание кремнезема в морских водах колеблется в пределах 0,1–10 мг/л (в речных до 13 мг/л), в то время как растворимость в морской воде кремневого геля составляет 100–140 мг/л, а опала – 105–110 мг/л. Другими словами, современная морская вода практически в 100–200 раз недосыщена кремнеземом, и хемогенное его осаждение нереально. Другое дело, если имеются локальные или относительно незначительные по отношению к площади морского биогенного кремненакопления участки значительного повышения концентрации кремнезема, что возможно в зонах активного вулканизма. Так, при извержении вулкана Капилиньош в группе Азорских островов Северной Атлантики содержание кремнезема даже в поверхностном слое океанической воды возросло в 20–40 раз по сравнению с фоновыми значениями, причем повышенные концентрации распространились на расстоянии до 200 км от вулкана. Эти значения все равно недостаточны для химической садки, но непосредственно в придонных зонах они могут превысить предел растворимости и обеспечивать непосредственное осаждение кремнезема, особенно в форме кварца (растворимость последнего 5–6 мг/л).

Таким образом, в районах активного подводного вулканизма вынос значительных масс кремнезема повышает его концентрацию в морской воде, что, с одной стороны, обуславливает или, по крайней мере, благоприятствует интенсивному развитию организмов с кремневым скелетом, главным образом радиолярий, а с другой – может обеспечить химическую садку этого соединения. Последний механизм, по мнению большинства литологов, имеет второстепенное значение. Скорее всего, именно таково – за счет двух механизмов осаждения – происхождение яшм, в которых достаточно много остатков радиолярий. Что касается кремнистых сланцев, фтанитов, то, вероятно, дополнительные порции вулканогенного кремнезема вызывают активное развитие организмов, которые обеспечивают поступление в осадок как кремнезема в виде их скелетов, так и органического вещества, определяющего темный цвет пород, и фосфора. При этом сами вулканы, как источники кремнезема, могут быть расположены достаточно далеко от областей образования этих пород.

Что касается обстановок накопления, то, как уже отмечалось, абсолютное большинство пластовых кремнистых пород – образования морские. Среди континентальных известны лишь скромные по масштабам озерные диатомиты. Как

правило, это отложения морей нормальной среднеокеанической солености. Относительно климатических условий можно сказать, что они различны.

Напомним, что в современном Мировом океане установлено три пояса кремненакопления (см. рис. 9.2). Экваториальный представлен серией разрозненных пятен разного размера, которые связаны с наибольшими глубинами, по крайней мере, ниже критической глубины карбонатакопления. Здесь преобладают радиоляриевые, реже диатомово-радиоляриевые илы. Он располагается примерно между 20° с.ш. и 20° ю.ш. в пределах Тихого и Индийского океанов.

Южный, самый широкий пояс тяготеет к Антарктиде и протягивается в южной части всех океанов — Тихого, Индийского и Атлантического — и представлен преимущественно диатомовыми илами. Центр пояса располагается примерно в районе 60° ю.ш., а ширина в ряде мест достигает 2000 км.

Северный пояс развит практически только в Тихом океане, по сравнению с южным смещен ближе к экватору и представлен диатомовыми и радиоляриево-диатомовыми илами.

Для древних бассейнов образования опаловых пород — диатомитов, опок, трепелов — устанавливаются в общем также достаточно умеренные широты и соответственно не очень высокие температуры. Что касается глубин образования, то они изменяются от небольших и умеренных для трепелов и опок, до умеренных (видимо первые сотни метров) для спонголитов и до глубоководных, вплоть до абиссальных для радиоляритов, фтанитов и особенно яшм.

Глубоководность многих кремнистых пород является, если можно так выразиться, пассивной. Дело в том, что кремнистый материал сохраняется ниже критической глубины карбонатакопления, где карбонатный материал растворяется и не оказывает разбавляющего влияния на кремнистый, скорость седиментации которого ниже, чем карбонатного.

Как правило, общим условием для накопления кремнистых пород является ограниченный или, скорее, ничтожный принос терригенного материала, который, как и карбонатный, разбавляет кремнистый осадок, в результате чего образуются в лучшем случае кремнистые глины или кремнистые известняки.

В этом отношении весьма интересные результаты получены при использовании так называемого метода абсолютных масс, т.е. учета не процентного содержания компонента в осадке (породе), а его абсолютных количеств. Оказалось, что



значительная часть поступающего в океан кремнезема осаждается с другими компонентами, наибольшее его количество находится в осадках континентального склона, хотя концентрации его здесь обычно существенно ниже 50 %, в то время как в наиболее «чистых» собственно кремнистых осадках содержится не более 10–15 % от суммарного количества поступающего в океан кремнезема.

Поскольку многие кремнистые толщи формируются на значительных глубинах, т.е. в холодных водах, а кремневые губки — вообще обитатели холодных вод, в том числе глубинных, температурный режим поверхности, по-видимому, не является определяющим.

#### **9.4. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ КРЕМЕНАКОПЛЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

Кремненакопление в геологической истории Земли отчетливо изменялось. Проблемы эволюции этих пород подробно рассмотрены Г.А. Каледой (1987), И.В. Хворовой (1968, 1983), В.Н. Холодовым (1987). Эта эволюция ясно видна по изменению во времени типов пород и их минералогии, что в схематическом и обобщенном виде показано на рис. 9.11.

Прежде всего, установлена смена минеральных ассоциаций — кварцевой в докембрии, халцедон-кварцевой в палеозое и частично мезозое на опал-кристобалитовую со второй половины мезозоя, которая стала практически единственной в кайнозое.

В настоящее время основной причиной этого считается переход опала в древних толщах в устойчивые минералы, поскольку предполагается, что первичное осаждение кремнезема происходило в основном в форме опала.

Что касается смены одних пород другими, то тут изменения уже не столь просты и «прямолинейны» и связаны с общей эволюцией осадочного процесса.

В докембрии практически единственным представителем кремнистых пород являются джеспилиты, широко развитые на древних платформах — на Канадском щите (США и Канада), в Африке, Бразилии, Австралии, Индии. В пределах России и Украины — это громадные железорудные месторождения Курской магнитной аномалии и Кривого Рога, месторождения Карелии — Оленегорское, Костомукша и др. Установлено три этапа образования этих пород — середина архея

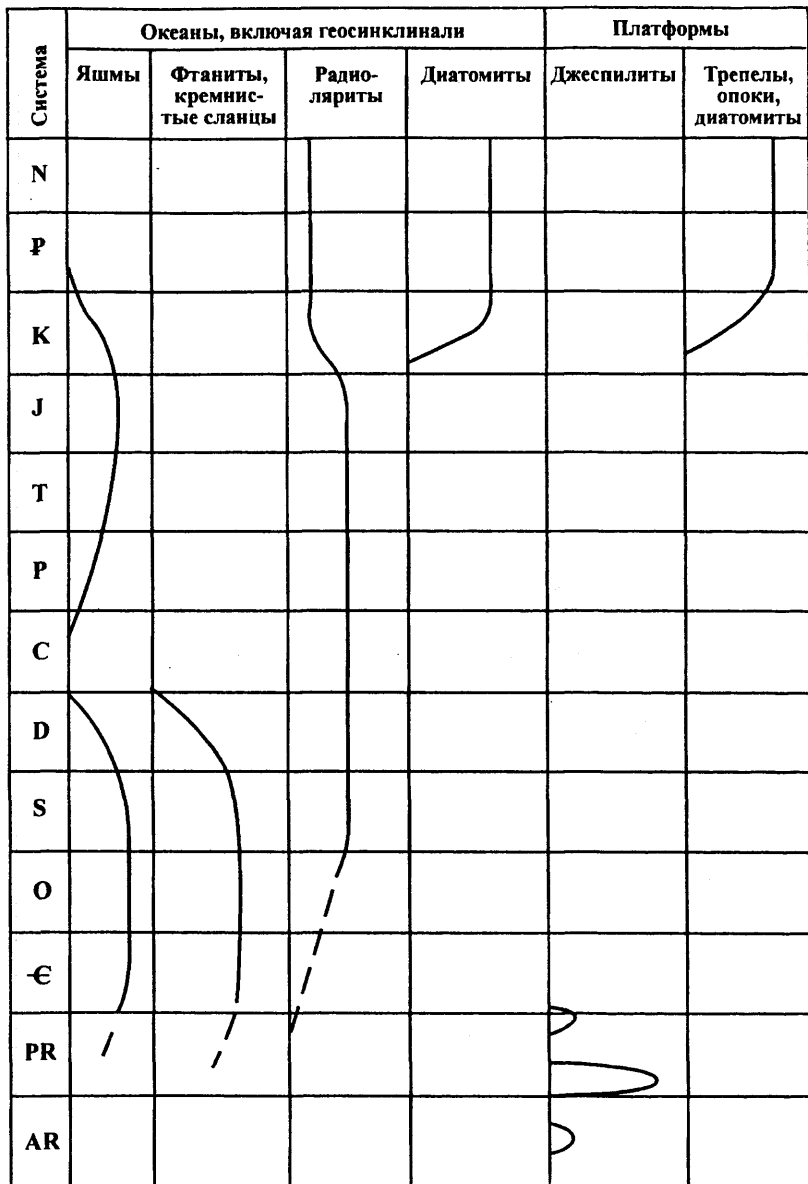


Рис. 9.11. Схема эволюции кремненакопления в истории Земли

(3,5—3,0 млрд лет), самая грандиозная эпоха в раннем протерозое (2,5—2,0 млрд лет) и небольшая венд-кембрийская (675—570 млн лет), причем небольшие месторождения имеются и в палеозое — Батерст в Канаде (ордовик) и Тайнаф в Ирландии (карбон).

В вопросах происхождения подобных пород очень много спорного и неясного. В настоящее время исследователи склоняются к мнению о подводно-вулканическом поступлении кремнезема и железа и их осаждении, в том числе за счет микробиальной деятельности. Важен, однако, сам факт мощного развития таких специфических пород в относительно узких временных интервалах, практически только в докембрии и особенно раннем протерозое.

Палеозой — это эра развития яшм, фтанитов и вообще кремнистых сланцев, хотя появились они, видимо, в верхах докембрия (яшмы Казахстана, фтаниты Западных Саян). При этом фтаниты закончили свое развитие практически в девоне, а наиболее молодые яшмы известны даже в низах палеогена (Карпаты, Новая Каледония, Греция). Как уже отмечалось, кайнозойские радиоляриты не могут быть прямыми аналогами яшм и кремнистых сланцев. Поэтому можно думать, что радиоляриты, известные с начала кембрия — это своя ветвь развития кремнистых пород, а яшмы и фтаниты — две другие независимые линии, образование которых связано с иными геологическими условиями. Эти три группы пород формировались в океанах, но в разных обстановках. Так, яшмы тесно ассоциируют с подводно-вулканическими образованиями, т.е. развиты в относительно узких, видимо, трогообразных областях с интенсивным вулканизмом, почему и считаются геосинклинальными образованиями начальных этапов формирования этих геоструктур, когда активно проявлялся подводный вулканизм спилит-кератофорового состава. Кремнистые сланцы и фтаниты занимают значительно большие площади, не имеют столь отчетливой связи с вулканизмом и, видимо, более разнообразны по глубине образования. Они формируются как на начальных этапах геосинклинального развития, так и на более поздних — островодужных. Древние радиоляриты развиты сейчас спорадически, хотя иногда достаточно обильны, например, в юре Тетиса в пределах современного Средиземноморья. Возможно, это связано с субдукцией, коллизией и ликвидацией древних океанов; в современных же океанах они представлены достаточно широко вне всякой связи с вулканизмом, но в целом значение радиолярий в общем балансе осаждения крем-

незема снизилось и более важную роль стали играть диатомовые.

Кремненакопление на платформах четко разделяется на два этапа — в докембрии формировались железистые кварциты, со второй половины мела и особенно кайнозойе — диатомиты, трепелы, опоки, которые обусловили появление специфической — опоковой формации. Отдельные палеозойские толщи повышенной кремнистости известны и на платформах, например, доманик востока Восточно-Европейской платформы, но здесь формируются преимущественно конкреционные кремни. Палеозойские толщи развиты в краевых частях платформ и в какой-то степени являются «отголоском» кремненакопления в смежных океанах. Существенную роль в осаждении кремнезема здесь играли губки. Вообще спонголиты известны с нижнего палеозоя в бассейнах разного тектонического положения, но количественное значение их в общем балансе кремненакопления весьма скромное.

Обобщая материалы по эволюции кремненакопления можно отметить, во-первых, снижение роли вулканизма — прежде всего как поставщика материала и, возможно, как процесса, обеспечивающего его ограниченное по масштабу хемогенное осаждение. Во-вторых, эволюцию основных кремнийосаждающих организмов, что, возможно, и привело к некоторому смещению кремненакопления на платформы. В палеозое и частично мезозое ведущей группой были радиолярии, с мела — диатомеи. Последние оккупировали обширные пространства, в том числе эпиконтинентальных морей, что привело к массовому развитию платформенных диатомитов, трепелов и опок.

## 9.5. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Как и для других осадочных пород обязательными являются макроскопическое определение и описание, а также микроскопическое изучение породы в шлифе. Другие методы могут использоваться для получения дополнительной информации, более точного определения минерального состава и количественного соотношения различных минералов.

Макроскопическое изучение имеет важное значение для первичного определения породы. Опаловые или, точнее, опал-кристобалитовые породы — самые легкие из всех осадочных пород. Это определяется малой плотностью минерала опала

(2,2—2,3 г/см<sup>3</sup>), но главное, высокой пористостью (до 70—90 %), что обуславливает низкую объемную плотность (0,4—1,8 г/см<sup>3</sup>). Благодаря этой капиллярной пористости породы липнут к языку. От мела, как указано выше, они отличаются отсутствием взаимодействия с кислотой, а похожий на них каолинит — жирный на ощупь и размокает в воде. Среди опаловых пород опалы наиболее плотная и не царапается ногтем. Разделить породы с биоморфной структурой (диатомиты, радиоляриты, спонголиты) и с абиморфной (трепелы и опоки) можно практически лишь под микроскопом. Халцедон-кварцевые породы прочные, крепкие, афанитовой структуры, часто с характерными окрасками и изломами.

Микроскопическое изучение — основной метод определения и описания кремнистых пород. При этом общая стандартная схема исследования шлифа модифицируется и адаптируется именно к этой группе пород и несколько упрощается. Можно рекомендовать примерно следующую схему изучения и описания.

1. Общая характеристика породы, ее предварительное определение.

2. Минеральный состав — опаловый или халцедон-кварцевый.

3. Структура — соответственно биоморфная или абиморфная; в последнем случае — аморфная или кристаллическая.

4. Факультативные составные части — примеси и включения: биогенные, абигенные, их состав, количество, характер распределения в породе и т.д.

5. Развернутое название породы и выводы о возможных условиях ее образования.

В случае биоморфной структуры определяется состав организмов (прежде всего основных — диатомеи, радиолярии, спикулы, губки), их количество и соотношение. Далее описывается характер вмещающей, цементирующей массы — состав, структура, количество. Наконец, определяются и описываются различные примеси — количество, состав, характер распределения и т.д.

По сути дела, это схема описания диатомитов, радиоляритов и спонголитов.

В случае абигенных структур в зависимости от минерального состава это будут либо трепелы и опоки, либо одна из халцедон-кварцевых пород. В первом случае описывается основная масса опалового состава — количество, по возможности структура (однородная бесструктурная масса, глобу-

лярная и т.п.), затем различные остальные составные части. Это могут быть обломочные зерна и глауконит, их состав, количество, характер распространения в породе, размер, морфология и т.д. При наличии органических остатков — их состав, количество, степень сохранности, характер распределения в породе и т.д.

Во втором случае — халцедон-кварцевых пород — описываются структуры основной кристаллической массы, при наличии тех или иных примесей — их состав, количество, характер распределения в породе и т.д., а в случае наличия органических остатков — состав организмов.

Очень важно не просто охарактеризовать кристаллическую структуру с точки зрения размеров и морфологии кристаллов, но и проследить изменения этих показателей по площади шлифа, ибо они часто наследуют, фиксируют первичную структуру породы. Тем самым, во-первых, выявляется наложенный, вторичный характер окремнения и, во-вторых, появляется возможность установить по каким именно породам прошло это окремнение.

Для более точной диагностики минералов — опала (или опала-А), кристобалита (опала-С или опала-К), тридимита, халцедона и кварца — применяется рентгеноструктурный анализ.

Сканирующий (растровый) электронный микроскоп позволяет устанавливать структуру сколов, а по ней — минеральный состав, структурные соотношения и т.д.

## **9.6. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД**

Фациальное значение кремнистых пород, т.е. возможность использования их для восстановления условий осадкообразования, относительно невелико, на что указывалось выше. Вместе с тем некоторые выводы все же сделать можно. В большинстве случаев (за исключением, видимо, опоконный формации) они указывают на относительно глубоководный характер бассейна, невысокую в целом температуру воды, по крайней мере в придонном слое. Это особенно касается радиоляритов, яшм, многих кремнистых сланцев. Наличие таких отложений, да еще в ассоциации с некоторыми эффузивными образованиями, позволяет реконструировать древние океаны.

Многие кремнистые породы являются важными полезными ископаемыми. Начать с того, что само становление человеческого общества связано с использованием кремней; уже на заре цивилизации кремни, наряду с обсидианом, который встречается несоизмеримо реже кремней, использовались первобытным человеком для получения огня и производства первых орудий — ножей, скребков, наконечников стрел и копий и т.д.

Ясно, что «историческое» значение кремней осталось в глубокой истории, но и в современной экономике кремнистые породы используются достаточно широко. Все опаловые породы — диатомиты, трепелы, опоки — используются как очень легкие и высококачественные наполнители в бумажной и резиновой промышленности, в качестве адсорбентов и фильтров, в том числе как основа бактериальных фильтров в пищевой, нефтяной промышленности. Они применяются при производстве специальных кислотоупорных марок цемента и как тепло- и звукоизоляционный материал. Опаловые породы используются как тонкий и высококачественный абразив при шлифовке и полировке не очень прочных материалов, а кварц-халцедоновые — и для более крепких и прочных.

Целый ряд кремнистых пород используется в строительстве, причем некоторые из них являются прекрасным облицовочным и даже поделочным материалом, используются в технических целях — яшмы, кремни (агаты). Благородный опал — драгоценный камень первого класса, хотя справедливости ради надо сказать, что его выделения — это, скорее, минеральные формы, а не породы, и происхождение его не строго осадочное.

Наконец, с кремнистыми толщами связаны некоторые важные полезные ископаемые. Прежде всего это уникальные по запасам железорудные месторождения железистых кварцитов — джеспилитов. С кремнистыми сланцами венда-кембрия ассоциируют пластовые фосфориты, ряд фтанитов содержит редкометалльное оруденение (ванадий, молибден и др.). Некоторые кремнистые толщи содержат промышленные месторождения нефти и газа (Сахалин, Аляска, Калифорния и др.).

Количественная роль этих пород в земной коре крайне невелика и не сопоставима с их экономическим значением. По сути дела, это важнейшие полезные ископаемые — сырье для получения фосфора, алюминия и железа, причем для алюминия и фосфора именно эти породы являются основным источником их получения. Осадочные руды железа в этом отношении уступают метаморфическим джеспилитам, хотя первично последние — тоже осадочные образования.

Благодаря своему экономическому значению эти породы, равно как и рассмотренные выше сильвиниты, обособляются в качестве индивидуальных пород, хотя содержание основных компонентов, дающих название породам, очень редко достигает 50 %.

Литература по этим породам весьма обширна, но специфична. Краткая, но достаточно полная литологическая характеристика этих пород с современных позиций изложена в книге «Систематика и классификация...» (1998).

### 10.1. ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ, ИЛИ ФОСФОРИТЫ

К фосфатным относятся породы с содержанием пентоксида фосфора ( $P_2O_5$ ), как правило, не менее 15–20 %, а иногда и менее. Содержание же фосфатных минералов существенно выше и иногда может превышать 50 %.

Главные породообразующие минералы фосфоритов — это кальциевые соли фосфорной кислоты: гидроксилapatит  $Ca_5(PO_4)_3(OH)$ , фторапатит  $Ca_5(PO_4)_3F$ , более редкий хлорапатит  $Ca_5(PO_4)_3Cl$ , а также более сложные соединения переменного состава коллофан  $Ca_{10}[PO_4]_6[F_2, (OH)_2, CO_3, O]$  (колло-



фанит) и его кристаллический аналог — франколит, подолит  $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6[\text{CO}_3]$  и др.

Кроме собственно фосфатных минералов обычны и часто присутствуют в значительных количествах карбонаты кальция, магния и железа, опал, халцедон, кварц, глауконит, сульфиды тяжелых металлов, и прежде всего железа (пирит, марказит), глинистый и терригенный материал алевритовой, песчаной и даже гравийной размерности, органическое вещество. Для осадочных фосфоритов характерно повышенное, иногда вплоть до промышленных, содержание редких, редкоземельных и радиоактивных элементов. Это делает их нередко важными комплексными рудами.

Окраска фосфоритов обычно темная — серая, темно-серая, зеленовато-серая, почти черная, но встречаются и светлоокрашенные разновидности. Текстуры фосфоритов слоистые, конкреционные. Наиболее распространенные структуры граноморфные — оолитовые, онколитовые, сгустковые, пеллетовые, органогенные и органогенно-обломочные. Иногда фосфатное вещество является цементом обломочного материала, но благодаря его высокому содержанию породы относятся не к обломочным, а к фосфатным.

По внешним признакам фосфориты, исключая конкреционные с характерным радиально-лучистым внутренним строением, часто похожи на доломиты, песчаники и алевролиты и трудно поддаются определению. Это дало основание известному петрографу-осадочнику М.С. Швецову называть их даже «каверзными» породами.

По формам залегания и обособления фосфориты подразделяются на пластовые и желваковые, причем первые абсолютно преобладают. По подсчетам А.Л. Яншина из учтенных в мире 45 804 млрд т  $\text{P}_2\text{O}_5$  на долю желваковых приходится всего 2720 млрд т, т.е. около 6 %.

Пластовые фосфориты в свою очередь по структурным показателям подразделяются на три вида. Наиболее распространенными являются так называемые зернистые, состоящие из сгустков, пеллет, оолитов и, что принципиально важно, онколитов, строматолитов, копролитов. Последнее указывает на важную роль биоты, хотя, возможно, и опосредованную, в формировании этого типа фосфоритов. Второй вид пластовых фосфоритов — костяные брекчии. Это, как правило, относительно светлые — желтовато-серые, желтовато-бурые слабо сцементированные породы, состоящие из фосфатизированных костей рыб, сцементированных песчано-глинистым или карбонатным материалом. Наконец, третий

вид — ракушечные фосфориты. Это скопления раковин нижнепалеозойских брахиопод *Obolus*, которые сложены не карбонатным, а фосфатным материалом.

Желваковые фосфориты — это скопления конкреций, обычно в глауконитовых песчаниках и глинах.

Все отмеченные типы фосфоритов являются образованиями морскими. Несколько особняком располагаются фосфориты континентальные. Это прежде всего накопления птичьего помета — гуано, распространенные на островах в зонах высокой биологической продуктивности, связанных с апвеллингом, например, вдоль западного побережья Южной Америки. Во-вторых, это области древних кор выветривания, когда за счет выветривания и выноса вещества вмещающих пород первично низкие концентрации фосфатов увеличиваются вплоть до промышленных, хотя и низкосортных и с относительно небольшими запасами.

Распределение фосфоритов и их типов в геологическом разрезе весьма неравномерно и в то же время закономерно.

Поздний докембрий — ранний кембрий — это эпоха глобального формирования пластовых фосфоритов зернистого типа. Ордовик — силур — время развития ракушечных фосфоритов. Значительные количества фосфоритов зернистого типа сосредоточены в пермской формации Фосфория в США, но это по сути дела единственный объект с очень крупными запасами, так как другие известные месторождения этого возраста содержат очень незначительные запасы. Желваковые фосфориты появились в ордовике, но основное их развитие приходится на верхнюю юру — мел. Наконец, мел — палеоген — это опять-таки эпоха глобального формирования пластовых зернистых фосфоритов и фосфатных костных брекчий; запасы последних, однако, несопоставимы с запасами зернистых фосфоритов.

Формирование фосфоритов связано с областями, характеризовавшимися слабой активностью тектонического режима. Это платформенные фосфориты мела и палеогена Северной Африки, желваковые фосфориты Восточно-Европейской платформы, а также фосфориты устойчивых слабо подвижных участков в горно-складчатых поясах — венда — кембрия Казахстана и Монголии, перми востока США и др.

Что касается механизмов фосфатонакопления, то гипотез здесь достаточно много, но анализ их выходит за рамки учебных программ. Важно, что все они в той или иной мере связаны с воздействием организмов, хотя оно может быть и косвенным.

## 10.2. АЛЛИТЫ, ИЛИ ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ

Эта группа объединяет породы, содержащие не менее 28 % (а по некоторым требованиям и 37 %) оксида алюминия  $Al_2O_3$ . Столь точная цифра определяется тем, что эти породы являются основным сырьем для получения алюминия и данные значения обусловлены чисто технологическими требованиями.

Основные минералы аллитов, которые и определяют само выделение этих пород, — гиббсит, или гидраргиллит  $Al(OH)_3$ , бёмит  $AlO(OH)$  и диаспор  $(HAlO_2)$ .

Наряду с этими породообразующими минералами обычны и часто содержатся в значительных количествах гидроксиды железа, каолинит, некоторые другие глинистые минералы группы каолинита и хлорита, в качестве второстепенных — минералы кремнезема, титана, карбонаты и сульфиды железа и др.

Среди глиноземистых пород выделяют две группы — латериты и бокситы. Термин латерит (от лат. *later* — кирпич) был использован английским геологом Бюкененом в 1807 г. для красных пород коры выветривания, которые в Индии применялись для производства кирпичей. Позднее оказалось, что эти породы состоят главным образом из каолинита и гидроксидов железа, в то время как свободных гидратов оксида алюминия в них мало. В настоящее время этим термином обозначаются породы коры выветривания, резко обогащенные минералами алюминия.

Термин боксит ввел в науку химик Р. Бертье для породы, обнаруженной в районе Бо (франц. *Boix*), содержащей до 52 %  $Al_2O_3$ . Р. Бертье считал эти образования минералом, в настоящее время установлено, что это смесь минералов — как собственно алюминиевых, так и сопутствующих.

Латериты — это продукты глубокого химического выветривания, встречаются в геологическом разрезе не древнее палеогена, т.е. это сугубо кайнозойские образования областей тропического и субтропического климата. В этих условиях при наличии обильной растительности и соответственно наличии гуминовых кислот возникал кислый тип выветривания, который и обусловил столь глубокое разложение исходных минералов. Такой тип выветривания возник лишь с позднего мела, когда сформировался комплекс покрытосеменных растений «тропического леса». Именно этим объясняется только кайнозойский возраст бокситов.

Латериты обычно окрашены гидроксидами железа в желтые, бурые и красные цвета, редко они белые. Физическое состояние их разное — это могут быть относительно рыхлые глиноподобные образования, но нередко образуются и плотные и твердые породы, темно-красные, почти черные, оолитово-пизолитовой и конкреционной структуры, которые формируют бронирующие поверхности-структуры.

Бокситы известны в геологическом разрезе с протерозоя, причем минеральный состав их с возрастом несколько меняется: палеозойские бокситы обычно диаспоровые, мезозойские — бёмитовые и кайнозойские — преимущественно гиббситовые. Соответственно меняется и состав сопутствующих минералов — в палеозое преобладают гематит и шамозит, в мезозое и кайнозое — гётит и каолинит. Для многих бокситов характерно наличие тонкодисперсного лейкоксена.

Окраска бокситов зависит в основном от наличия и содержания гидроксидов железа, и она обычно красная, бурая, коричневая, реже белая, серая, желтоватая. Наиболее распространёнными структурами бокситов являются оолитовые, пизолитовые, конкреционные. Это плотные породы, причем сферические образования сложены аллитными минералами с примесью железа, а цементом служит более чистая по составу аморфная масса гидроксидов алюминия. Более редки пелитовые или афанитовые бокситы, которые по внешнему виду похожи на глины или аргиллиты. Третьей структурной разновидностью являются обломочные бокситы.

Что касается образования аллитов, то тут более или менее ясен вопрос с латеритами — это продукт глубокого химического выветривания содержащих алюминий пород (и прежде всего — алюмосиликатов) в условиях тропического и субтропического климата. Для бокситов такой определенности нет. Ряд бокситов — это, вероятно, те же латериты более глубокого химического выветривания. Их так и выделяют — как латеритные или элювиальные бокситы. Более или менее ясно происхождение и собственно осадочных переотложенных бокситов.

Многие так называемые карстовые бокситы, залегающие на закарстованной поверхности перерывов карбонатных пород, возможно, также являются остаточными продуктами выветривания. На карбонатном основании развивается сильно щелочная среда, которая способствует растворению и выносу кремнезема и соответственно обогащению оставшихся продуктов алюминием. В ряде случаев — в «геосинклинальных бокситах» — выветриваются и выщелачиваются вулканиче-

ские продукты эруптивной деятельности, попавшие на карбонатное основание.

Существенно менее обоснованы другие гипотезы бокситообразования.

### 10.3. ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ, ИЛИ ФЕРРИТОЛИТЫ

Породы этой группы включают в себя различные по вещественному — минеральному — составу породы, объединенные лишь наличием повышенных содержаний железа. В этом отношении, как уже указывалось, выделение самостоятельной группы этих пород условно и обусловлено не столько научным показателем — спецификой минерального состава, сколько чисто прикладным значением, поскольку все они являются рудами железа.

По ассоциациям железосодержащих минералов их, с определенной степенью условности, можно разделить на три вида: оксидные и гидроксидные, карбонатные и алюмосиликатные.

Наиболее распространенными являются железистые породы — руды, сложенные оксидами и гидроксидами железа. К ним прежде всего относятся докембрийские железистые кварциты, или джеспилиты (см. гл. 9), представляющие собой тонкое переслаивание слоев магнетита и частично гематита с кварцем. Строго говоря, это уже не осадочные, а метаморфические или, точнее, параметаморфические породы.

Собственно осадочными являются бурые железняки, основным породообразующими железосодержащими минералами которых являются гётит  $\text{HFeO}_2$ , лепидокрокит — минерал того же химического состава, но иной структуры —  $\text{FeOON}$ , гидрогётит  $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Ассоциация этих минералов обычно называется лимонитом. Среди нерудных компонентов присутствуют различные глинистые минералы, аутигенные минералы кремнезема, кальцит, терригенные примеси. Наличие трехвалентного железа определяет желтый, бурый, вишнево-красный, темно-коричневый, иногда почти черный цвет породы. Бурые железняки образуют рыхлые, землистые, а также плотные и крепкие массы с оолитово-пизолитовой структурой.

Карбонатные железистые осадочные породы сложены в основном минералом сидеритом  $\text{FeCO}_3$ , а также минералами изоморфного ряда сидерит—магнетит (сидероплезит, писто-

мезит) и сидерит-доломит (анкерит). Протерозойские сидеритовые породы серые, темно-серые, плотные кристаллические. Фанерозойские сидериты — темно-серые, почти черные с зеленоватым оттенком, часто имеют конкреционную и линзовидно-пластовую форму и залегают среди темноцветных глинистых пород. В поверхностных условиях двухвалентное железо сидерита легко окисляется до трехвалентного, поэтому на поверхности цвет становится желтоватым, буроватым.

Силикатные железистые породы сложены алюмосиликатами группы железистых хлоритов — лептохлоритов. Основными породообразующими минералами являются шамозит (примерная формула  $\text{Fe}_4\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}]_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) и реже тюрингит  $\text{Fe}_{3-5}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{1-5}\text{Si}_{2-5}\text{Al}_{1-5}\text{O}_{10}[\text{OH}]_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Кроме того, присутствуют фосфаты железа, часто сложные — вивианит  $\text{Fe}[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , керчинит, или кальциоферит  $(\text{Ca}, \text{Mg})_3(\text{Fe}, \text{Al})_2[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ . Наряду с этими породообразующими минералами часты гидроксиды железа, сидерит, кальцит, глинистые минералы и обломочный материал. Цвет этих пород зеленовато-серый, оливково-зеленый, часто в результате частичного окисления — желтоватый и буроватый.

Кроме «чистых» линий, имеются и смешанные железистые породы, наиболее часто шамозит-лимонитового состава.

Происхождение железистых пород достаточно разнообразно. Многие бурые известняки образуются в озерах, речных и прибрежно-морских условиях, где железо, мигрируя в форме коллоидальных гидроксидов и органо-минеральных коллоидов, выпадает в осадок при участии бактерий (озерные бобовые руды), под действием электролитов (морская вода). Шамозитовые руды — образования прибрежное морских тиховодных обстановок в условиях восстановительной среды.

Сидеритовые руды фанерозоя — образования пресных и опресненных водоемов. Формирование их связано в основном с диагенезом, когда в восстановительной среде при отсутствии сульфат-ионов морской воды (последние в процессе сульфат-редукции поставляют сульфидную серу с образованием сульфидов железа — гидротроилита, а затем марказита и пирита) формируются карбонаты двухвалентного железа.

Условия и механизмы формирования докембрийских сидеритов пока не очень определены. Образование джеспили-

тов в настоящее время также связывают с жизнедеятельностью железистых бактерий.

В процессе геологического развития Земли происходила отчетливая эволюция формирования тех или иных типов железистых пород. Поздний архей и протерозой — это время формирования железистых кварцитов. В среднем и позднем протерозое формировались мощные толщи сидеритов. В палеозое началось формирование бурых железняков, которое продолжалось в мезозое и кайнозое, а с мезозоя к ним добавились сидеритовые и шамозитовые породы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

---

- Алексеев В.П.* Литология: Учеб. пособие. Изд. 1. — Екатеринбург, 2001. — 249 с. Изд. 2. — Екатеринбург, 2004. — 253 с.
- Атлас структур и текстур галогенных пород СССР/Я.Я. Яржемский, А.Л. Протопопов, В.В. Лобанова и др.* — Л.: Недра, 1974. — 231 с.
- Атлас структурных компонентов карбонатных пород.* — М.: ВНИГНИ, 2005. — 440 с.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород.* — М.: Госгеолтехиздат. Ч. 1: Обломочные и глинистые породы. 1962. — 576 с.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2: Карбонатные породы.* — М.: Недра, 1969. — 707 с.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 3: Кремнистые породы.* — М.: Недра, 1973. — 339 с.
- Байков А.А., Седлецкий В.И.* Некоторые аспекты генезиса галогенных толщ (на примере Среднеазиатского солеродного бассейна)//Литология и полезные ископаемые. — 2001. — № 6. — С. 660—672.
- Батурин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. — М.—Л.: Изд. АН СССР, 1947. — 174 с.
- Безбородов Р.С.* Краткий курс литологии: Учебник. — М.: Изд-во РУДН, 1996. — 338 с.
- Биккенин В.Т., Рожков С.Ф.* Критический обзор генетических диаграмм в гранулометрии//Литология и полезные ископаемые. — 1982. — № 6. — С. 3—14.
- Ботвинкина А.Н.* Слоистость осадочных пород//Тр. ГИН. — Вып 59. — 1962. — 542 с.
- Валишко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. — М.: изд. МГУ, 1962. — 398 с.
- Вассоевич Н.Б., Корнилова Н.Н., Чернышов В.В.* О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли//Вестн. МГУ. — 1973. — № 1. — С. 8—23.
- Веденева Н.Е., Викулова М.Ф.* Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. — М.: Госгеолиздат, 1952. — 44 с.
- Вейл П.Р., Митчем Р.М., Томсон С.* Глобальные циклы относительных изменений уровня моря//Сейсмическая стратиграфия. — М.: Мир, 1982. Т. 1. — С. 160—183.
- Викулова М.Ф., Бурков Ю.К., Македонов А.В.* Фациальные типы глинистых пород. — Л.: Недра, 1973. — 288 с.
- Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. — М.: Наука, 1967. — 215 с.
- Геохимия кремнезема.* — М.: Наука, 1966. — 423 с.
- Грим Р.Е.* Минералогия и практическое использование глин. — М.: Мир, 1967. — 510 с.
- Гриффицс Дж.* Научные методы исследования осадочных пород. — М.: Мир, 1972. — 422 с.
- Гросгейм В.А., Рожков Г.Ф.* Основные вопросы гранулометрии в геологии//Литология и полезные ископаемые. — 1971. — № 5.
- Данбар К., Роджерс Дж.* Основы стратиграфии. — М.: ИЛ, 1962. — 363 с.
- Дзенс-Литовский Л.И.* Проблема Кара-Богаз-Гола//Литология и полезные ископаемые. — 1966. — № 1. — С. 88—95.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. — М.: Наука, 1990. — 214 с.



- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. — М.: Наука, 1991. — 176 с.
- Друщиц В.В., Обручева О.П. Палеонтология: Учебник. Изд. 2. — М.: Изд-во МГУ, 1971. — 414 с.
- Дядченко М.Г., Хатунцева А.Я. К вопросу о генезисе глауконита//Дока. АН СССР. — 1955. — Т. 101. — № 1. — С. 151–153.
- Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. — М.: Недра, 1974. — 392 с.
- Жарков М.А. История палеозойского соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1978. — 272 с.
- Жарков М.А. Эволюция галогенного осадконакопления в истории Земли//4-й Международный геологический конгресс. Доклады. Т. 4: Литология. — М.: 1984. — С. 69–75.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. — М.—Л.: ГОСИНТИ. 1932. — 79 с.
- Зхус И.Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. — М.: Наука, 1966. — 279 с.
- Иванов А.А., Воронова М.А. Галогенные формации. — М.: Недра, 1972. — 175 с.
- Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розинова Е.А. Термический анализ минералов и горных пород. — Л.: Недра, 1974. — 339 с.
- Ископаемые известковые водоросли. Морфология, систематика, методы изучения//Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. — Вып. 674. — 1987. — 225 с.
- Калега Г.А. Эволюция кремнистого осадконакопления на континентальном блоке//Происхождение и практическое использование кремнистых пород. — М.: Наука, 1987. — С. 43–59.
- Калинко М.К. Соленакпление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность//Тр. ВНИГНИ. — Вып. 127. — 1973. — 132 с.
- Карбонатные породы. — М.: Мир. Т. 1, 1970. — 396 с. Т. 2, 1971. — 267 с.
- Кореневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. — М.: Недра, 1973. — 300 с.
- Котельников Д.Д., Конохов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. — М.: Недра, 1986. — 279 с.
- Крумбейн У.К., Слосс С.С. Стратиграфия и осадкообразование. — М.: Гостоптехиздат, 1960. — 411 с.
- Кузнецов В.Г. О двух типах соленосных толщ//Геология и геофизика. — 1972. — № 7. — С. 22–30.
- Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. — М.: Недра, 1992. — 240 с.
- Кузнецов В.Г. О глобальных соотношениях соленакпления с климатом//Литология и полезные ископаемые. — 1997. — № 1. — С. 94–98.
- Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. — М.: ГЕОС, 2003. — 262 с.
- Кузнецов В.Г., Данчев В.И., Князев В.С. Некоторые вопросы петрографии древней коры выветривания Зирабулак-Зиназдинских гор (Западный Узбекистан)//Тр. МИНХиГП. — Вып. 25. — 1959. — С. 314–326.
- Кутырев Э.И. Условия образования и интерпретация косої слоистости. — Л.: Недра, 1968.
- Лигер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты. — М.: Мир, 1986. — 439 с.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. — М.: Наука, 1978. — 392 с.
- Логвиненко Н.В. Введение в методику исследования осадочных пород. — Харьков: Изд-во Харьковского университета, 1957. — 130 с.
- Логвиненко Н.В. Основы методики исследования осадочных пород: Учебн. пособие. — Харьков: Изд-во Харьковского университета, 1962. — 207 с.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород: Учебник. — М.: Высшая школа, 1984. — 416 с.

- Логвиненко Н.В., Сергеева Э.М. Методы определения осадочных пород. — Л.: Недра, 1986. — 240 с.
- Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. — Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. — 289 с.
- Маслов В.П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). — М.: Наука, 1973. — 267 с.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. — М.: Госгеолтехиздат, 1957. — 448 с.
- Методы изучения осадочных пород. — М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. 1. — 611 с. Т. 2. — 564 с.
- Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). — Л.: Недра, 1968. — 359 с.
- Мильнер Г.Б. Введение в петрографию осадочных пород. — М.—Л.: Геолразведиздат, 1933. — 80 с.
- Мильнер Г.Б. Петрография осадочных пород. — М.: Недра, 1968. Т. 1. — 500 с. Т. 2. — 568 с.
- Мурдмаа И.О. Фации океанов. — М.: Наука, 1987. — 303 с.
- Науом В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород: Справ. пособие. — М.: Недра. 1-е изд., 1981. — 203 с. 2-е изд., 1989. — 347 с.
- Обстановки осадконакопления и фации. — М.: Мир, 1990. Т. 1. — 352 с. Т. 2. — 384 с.
- Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис)//Ю.П. Казанский, А.Ф. Белоусов, В.Г. Петров и др. — Новосибирск: Наука, 1987. — 212 с.
- Осадочные породы (состав, текстуры, типы разрезов) /Ю.П. Казанский, О.А. Бетехтина, Н.Н. Верзилин и др. — Новосибирск: Наука, 1990. — 269 с.
- Перельман А.И. Геохимия: Учеб. пособие. — М.: Высшая школа, 1979. — 423 с.
- Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. — М.: Наука, 1967. — 343 с.
- Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. — М.: Недра. 1981. — 751 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. — М.: Мир, 1976. — 535 с.
- Преображенский И.А., Саркисян С.Г. Минералы осадочных пород. — М.: Госгостехиздат, 1954. — 462 с.
- Проблемы соленаккопления. — Новосибирск: Наука. Т. 1, 1977.
- Происхождение и практическое использование кремнистых пород. — М.: Наука, 1987. — 189 с.
- Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология: Учебник. — М.: Недра, 1991. — 444 с.
- Пустовалов А.В. Петрография осадочных пород. — М.—Л.: Госгостехиздат, 1940. Т. 1. — 476 с. Т. 2. — 420 с. Т. 3. — 63 с.
- Пустовалов А.В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение //О вторичных изменениях осадочных пород. — М.: изд-во АН СССР, 1956. — С. 3—52 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 5).
- Пустовалов А.В. К вопросу о соотношении осадочных и магматических рудных концентраций//Бюлл. МОИП. Отд. геол. — Т. 59. — 1964. — № 2. — С. 120—127.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. — М.: Недра, 1981. — 439 с.
- Рихтер-Бернбург Г. Влияние циклов солнечной активности и других климатических циклов на образование ленточных эвапоритов//Проблемы палеоклиматологии. — М.: Мир, 1968. — С. 336—344.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. Количественные закономерности строения, состава и эволюции. — М.: Наука, 1980. — 78 с.
- Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). — М.: Наука, 1993. — 144 с.
- Рущин Л.Б. Основы литологии. 3-е изд. — Л.: Недра, 1969. — 703 с.
- Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. — М.: Недра, 1980. — 231 с.

- Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов.* — Л.: Недра, 1998. — 351 с.
- Сонненфельд П.* Рассолы и эвапориты. — М.: Мир, 1988. — 479 с.
- Справочник по литологии.* — М.: Недра, 1983. — 509 с.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород.* — Л.: Госгеолтехиздат, 1958. Т. 1. — 486 с. Т. 2. — 520 с.
- Страхов Н.И.* Основы теории литогенеза. Т. 3. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 550 с.
- Теодорович Г.И.* Литология карбонатных пород палеозоя Волго-Уральской области. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1950. — 215 с.
- Теодорович Г.И.* Аутигенные минералы осадочных пород. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — 225 с.
- Теодорович Г.И.* О структурной классификации известняков// Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1968. — № 7. — С. 72–84.
- Толковый словарь английских геологических терминов.* Т. 3. — М.: Мир, 1979. — 543 с.
- Уилсон Дж.* Карбонатные фации в геологической истории. — М.: Недра, 1980. — 463 с.
- Ферсман А.Е.* Минералогия магнезиальных силикатов и минералов группы глини//Избранные труды. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1952. — С. 83–564.
- Фролов В.Т.* Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. — М.: Изд-во МГУ, 1964. — 310 с.
- Фролов В.Т.* Литология: Учеб. пособие. — М.: Изд-во МГУ. Кн. 1. 1992. 336 с. Кн. 2. 1993. — 432 с. Кн. 3. 1995. — 352 с.
- Хаин В.Е., Левин А.Э., Тулиани Л.И.* Некоторые количественные параметры глобальной структуры земли//Геотектоника. — 1982. — № 6. — С. 25–37.
- Хворова И.В.* Атлас карбонатных пород среднего и верхнего девона Русской платформы. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — 170 с.
- Хворова И.В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого//Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. — М.: Наука, 1968. — С. 9–136 (Тр. ГИН. — Вып. 195).
- Хворова И.В.* Основные черты эволюции кремненакопления в фанерозое//Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. — М.: Наука, 1983. — С. 111–120.
- Холодов В.Н.* Эволюция кремненакопления в истории Земли//Присхождение и практическое использование кремнистых пород. — М.: Наука, 1987. — С. 6–43.
- Чернов В.Г.* Псефиты и их геологическое значение. — М.: Изд-во МГУ, 1982. — 70 с.
- Чумаков Н.М.* Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение//Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1984. — № 7. — С. 35–53.
- Шванов В.М.* Песчаные породы и методы их изучения. — Л.: Недра, 1969. — 248 с.
- Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). — Л.: Недра, 1987. — 269 с.
- Швецов М.С.* Петрография осадочных пород: Учеб. пособие. 3-е изд. — М.: Гостехиздат, 1958. — 416 с.
- Шмальц Р.Ф.* Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов//Соленаккопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. — М.: Недра, 1972. — С. 5–45.
- Шрейбер Б.Ш.* Побережья аридных зон и эвапориты//Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. — М.: Мир, 1990. — С. 232–279.
- Югович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. — СПб.: Наука, 2000.
- Яншин А.А.* О глубине солеродных бассейнов и некоторые вопросы формирования мощных соляных толщ //Геология и геофизика. — 1961. — № 1. — С. 3–15.
- Яншин А.А.* Перспективы и научные проблемы поисков калийного и

фосфатного сырья в Сибири//Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1964. — № 5. — С. 3—30.

Яржемский Я.Д. Микроскопическое изучение галогенных пород. — Новосибирск: Наука, 1966. — 64 с.

A Color Illustrated Guide to Carbonate Rock. Constituents, Textures, Cements, and Porosities//Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 27. Tulsa, 1978. — 248 p.

A Color Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones and Associated Rocks//AAPG. Memoir 28. Tulsa, 1979. — 201 p.

Adams A.E., MacKenzie W.S. A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks under the Microscope//Manson Publishing, 1998. — 184 p.

Bjorlikke K. Sedimentology and petroleum geology. — Berlin: Springer, 1989. — 363 p.

Bois C., Bouche P., Pelet R. Global Geologic History and Distribution of Hydrocarbon Reserves//AAPG. Bull. — 1982. V. 66. — P. 1243—1270.

Calcareous Algae and Stromatolites/Ed. R. Riding. — Berlin—Heidelberg: Springer, 1991. — 571 p.

Carbonate cements//SEPM Spec. Publ. № 36. Tulsa, 1985. — 379 p.

Carbonate Depositional Environments//AAPG. Memoir 33. Tulsa, 1983. — 708 p.

Fischer A.G. Long-Term Climatic Oscillations Recorder in Stratigraphy//Climate in Earth History. — Washington: National Acad. Press, 1982. — P. 97—104.

Fluegel E. Microfacies Analysis of Limestones. — Berlin—Heidelberg: Springer, 1982. — 33 p.

Fluegel E. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. — Berlin—Heidelberg: Springer, 2004. — 996 p.

Friedman G.M. Terminology of crystallization textures and fabric in sedimentary rocks//Journal of Sedimentary Petrology. 1965. — V. 35. — N 3. — P. 643—655.

Hansen K. Lagoon sediments in Greenland in book/Deltaic and marine deposits. Development in sedimentology. V. 1. — Amsterdam: Elsevier, 1964. — P. 165—169.

Kendall A.C., Harwood G.M. Marine evaporites: arid shortlines and basins//Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. — Oxford: Blackwell, 1996. — P. 324.

Longman M.W. Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments//AAPG. Bull. — 1980. — V. 64. — N 4. — P. 461—487.

Passaga R. Texture as characteristic of clastic deposition// AAPG. Bull. 1957. — V. 41. — № 9. — P. 1952—1984.

Passaga R. Grain size representation by CM patterns as a geological tool//Journal Sedimentary Petrology. — 1964. — V. 34. — N 4.

Pfeiffer L., Kurze M., Mathe G. Einfuehrung in die Petrologie. — Berlin: Akademie-Verlag, 1985. — 602 s.

Sandstone Depositional Environments//AAPG. Memoir 31. Tulsa, 1982. — 410 p.

Sandstone Petrology. A Tutorial Petrographic Image Atlas//AAPG/Datapages Discovery. Series 6. Version 1.0. Tulsa, 2002.

Scholle P.A., Ulmer-Scholle D.S. Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis// AAPG. Memoir 77. Tulsa, 2003. — 474 p.

Southam J.R., Hay W.W. Global sedimentary mass balance and sea level changes//The oceanic Lithosphere, the Sea. — N.Y.: Wiley, 1981. — V. 7. — P. 1617—1684.

Tucker M.E., Wright V.P., Dickson J.A.D. Carbonate Sedimentology. — Oxford: Blackwell, 1990. — 482 p.

# ПРИЛОЖЕНИЯ

---

## КРАТКИЙ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ

Настоящий словарь включает основные термины, используемые при изучении и описании осадочных пород (по возможности и их английские эквиваленты), и краткую характеристику термина. При необходимости отмечаются особенности использования термина в западной литературе.

**Агат** (*agate*) — агрегаты, обычно конкреции халцедона полосчатого строения, причем полосы окрашены в разные цвета. Часто весьма декоративны и являются ценным поделочным камнем.

**Алеврит** — осадочная обломочная нецементированная порода, в которой более 50 % зерен имеет размер 0,01—0,1 мм (см. табл. 5.2). Строгий синоним термина в англоязычной литературе отсутствует, так как породы более мелкозернистые, чем песок — *silt* — состоят из зерен размером 0,0039—0,0625 мм (см. табл. 5.3). Кроме того, несмотря на наличие термина *siltstone*, характеризующего цементированные аналоги, для них также часто употребляется и термин *silt*.

**Алевролит** — осадочная обломочная цементированная порода, в которой более 50 % зерен имеет размер 0,01—0,1 мм. Как и в случае нецементированных пород — алевроитов — английский термин *siltstone* относится к породам, размер зерен которых составляет 0,0039—0,0625 мм.

**Аллохемы** (*allochems*) — частицы, зерна, форменные элементы биогенного, хемогенного, биохемогенного и обломочного происхождения в карбонатных породах. К аллохемам относятся остатки организмов и их обломки, литокласты (см.), оолиты (см.) pellets (см.) и др. (см. рис. 7.10). Образуются обычно в том же бассейне, но могут претерпевать некоторый перенос.

**Ангедральная структура** (*anhedral*) — термин используется для характеристики кристаллических структур, в которых кристаллы имеют неправильные очертания и не имеют собственных кристаллографических элементов — граней, ребер, углов. Синонимом в магматических породах является термин

«структура ксеноморфная», в осадочных — ксенотопическая (см.).

**Аренит** (*arenite*) — сцементированная осадочная порода, состоящая из обломков размером 0,06—2,0 мм. При этом состав обломков не оговаривается, а используется в дополнительном названии. Например, кальцирудит — это, по сути, обломочный известняк или известняковый песчаник. Как правило, к аренистам относят породы, в которых содержание глинистого материала невелико и не превышает 10 %.

**Аркоз**, аркозы (*arkose*, реже *arcose*) — полевошпатово-кварцевые песчаники, обломочная часть которых не менее чем на 25 % состоит из полевых шпатов, преимущественно калиевых. Содержание глинистого материала обычно невелико — не более 10 % (по другим классификациям — не более 15 %). Обломочный материал образуется при разрушении гранитоидов и, как правило, не испытывает длительного переноса.

**Афанитовая структура** (*aphanitic, aphanic texture*) — синоним термина скрытокристаллическая структура. Породы с такой структурой плотные, однородные, кристаллическая структура их неразличима простым глазом.

**Багамит** (*bahamite*) — известняк, состоящий из карбонатных зерен от алевритовой до гравийной размерности (кальцисилтиты — кальцирудиты). Мелкие гранулы, состоящие из микрозернистого материала без внутренней структуры, а также в разной степени микритизированные биокласты путем аккреции соединяются между собой в сложные гроздья. В более общем и неконкретном определении — отложения, похожие на те, которые образуются во внутренних частях Багамской банки. Близок по сути термину грейпстоун (см.).

**Биогерм** (*bioherm*) — холмовидная карбонатная постройка, сложенная практически только остатками организмов, обычно каркасных и корковых, находящихся в прижизненном положении; ее формирование шло в обстановке слабой гидродинамической активности, обычно ниже базиса действия волн, поэтому в биогермах отсутствуют грубообломочные продукты волновой деятельности.

**Биогермная структура** — структура карбонатной породы, образованная прикрепленными ко дну организмами и после отмирания находящимися в прижизненном положении. Биогермообразователями являются каркасные, пластинчатые и корковые обволакивающие животные, растения и бактерии. Между скелетами этих организмов создаются локальные «ловушки» и полости, где задерживаются различные карбонат-

ные частицы — детрит, пеллеты, шлам, микрозернистый материал, поэтому в породе с биогермной структурой остатки биогермообразующих организмов часто составляют меньшую по объему, но принципиально важную часть, определяющую само ее образование. Известняки (и доломиты) биогермной структуры практически синонимичны биолититам Р. Фолка и баундстоунам Р. Данема (см. табл. 7.3 и 7.4).

**Биогермный известняк** — известняк, образованный скелетами прикрепляющихся ко дну колониальных и нарастающих друг на друга организмов. Эти скелетные остатки, как правило, составляют лишь часть породы, и нередко меньшую, но определяющую ее часть. Между ними задерживается и осаждается карбонатный материал иной структуры и происхождения — дендрит, шлам, пеллеты и пр. Является практически синонимом биостреофитрового известняка Г.И. Теодоровича (см.), биолитита Р. Фолка (см. табл. 7.3) и баундстоуна Р. Данема (см. табл. 7.4). Обычно рассматривается как разновидность известняка биоморфного (см.). В более общем случае Б.И. не только характеризует структуру, т.е. является чисто петрографическим термином, но и отражает геологическую форму нахождения породы в виде холмовидной постройки — биогерма (см.). При наличии различных биогермообразований употребляется термин полибиогермный.

**Биоморфный известняк** — известняк, состоящий из целых скелетов организмов. В зависимости от состава организмов биоморфные известняки подразделяются на биогермные и цельнораковинные.

**Биостереофитровый известняк** — известняк, образующийся сразу же в твердом виде за счет накопления скелетов каркасных организмов в положении роста. Практически синоним биогермного известняка, биолитита, баундстоуна.

**Варва, варвы (varve).** Термин введен де Геером в 1910 г. для обозначения годовичного набора осадков озер, так как летний слой осадка — алеврит и песок — отличается от зимнего — темной глины. В русской литературе обычным синонимом является термин «ленточная глина». Аналогичные по происхождению (но не по составу!) наборы слоев сезонной — летней и зимней — садки в солевых отложениях также нередко называют варвами.

**Гез, гёз, гэз (gäze)** — кремнистая опал-кристобалитовая порода, примерно аналог опоки, нередко более глинистая.

**Гейзерит (geyserite)** — светлая высокопористая опаловая порода, образовавшаяся при выпадении кремнезема из горя-

чих вод гейзеров. В определенной степени синоним или, точнее, разновидность кремнистого туфа.

Гипидиотопическая структура (*hypidiotopic*) — кристаллическая структура осадочной породы, где большинство кристаллов имеет полуправильную форму, т.е. обладает хотя бы одним собственным кристаллографическим элементом — гранью, углом и т.д. Синонимы — гипидиоморфная и субгедральная структуры.

Глобулярная структура (*globular texture*) — структура породы, состоящей из мельчайших шарообразных телец размером 0,01—0,02 мм и меньше. Типична для многих кремнистых пород — опок, трепелов, диатомитов, реже фтанитов и кремней. Минеральный состав этих выделений опаловый или, реже, халцедоновый. Шаровидная форма обусловлена образованием их из коллоидального кремнезема, поскольку коллоиды стягиваются в мельчайшие сферические образования для создания минимального объема.

Граувакки (*graywacke*) — песчаники, обычно темноокрашенные, часто сильно глинистые, в составе обломочной части которых существенную роль (не менее 25 %) играют обломки пород.

Грейпстоун (*grapestone*) — известняк, состоящий из скопленных мелких известковых зерен обычно песчаной размерности (пеллет, сгустков и пр.), сросшихся и сцементированных в точках контакта микрозернистым материалом. В результате эти образования напоминают гроздь винограда, благодаря чему порода и получила свой название. Цемент «гроздьев» обычно яснокристаллический. Описаны в четвертичных отложениях Багамской банки. Для древних отложений во многом синонимичен термину багамит (см.).

Дедоломитизация (*dedolomitization*) — процесс, обратный доломитизации (см.); заключается в метасоматическом замещении доломита кальцитом с выносом магнезия. Осуществляется, видимо, под действием сульфатных вод. В результате образуется обычно рыхлая или пятнисто-неоднородная известковая порода. Используемый иногда термин кальцитизация не является полным синонимом, так как наряду с дедоломитизацией включает образование кальцита в пустотах любых пород за счет вторичного привноса  $\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ .

Детрит (*detritus*) — обломки скелетов животных организмов или обрывки растений. Важный структурный компонент осадочных, в том числе карбонатных пород. При значительном количестве образует детритовый известняк (см.).



**Детритовый известняк** — известняк, состоящий из обломков известковых скелетов организмов. Обломки одиночных или колониальных организмов обычно имеют размер более 0,1 мм, и принадлежность их к тем или иным систематическим группам может быть установлена. При наличии обломков различных организмов используется термин полидетритовый известняк. Синоним — известняк органогенно-обломочный, известняк биокластический.

**Джеспилит (*jaspilite*)** — тонкослоистая кварц-магнетитовая или кварц-гематитовая порода.

**Диамиктит (*diamictite*)** — литифицированный аналог диамиктона (см.). Термин, как и в случае диамиктона, чисто структурный. Примерно может соответствовать конгломерату русской литературы. Примером отложений такой структуры, происхождение которых уже определено, являются древние ледниковые образования — тиллиты.

**Диамиктон (*diamicton*)** — нелитифицированная рыхлая несортированная грубообломочная порода, как правило с большим количеством песчано-глинистого материала. Термин существенно структурный, без генетической нагрузки. К диамиктонам относятся, например, морены — наземные ледниковые образования, т.е. отложения, генезис которых уже определен.

**Диатомит (*diatomite*)** — светлая легкая опаловая порода, состоящая из скелетных остатков диатомовых водорослей, сцементированных опалом.

**Доломитизация (*dolomitization*)** — процесс замещения кальцита доломитом, что приводит к превращению известняков через ряд промежуточных стадий в доломиты. Происходит на стадиях диа-, ката- и гипергенеза за счет привноса магниезиальных соединений, обменных реакций и последующего выноса растворимых продуктов. Привнос магния возможен в сульфатной (реакция Гайдингера) или хлоридной (реакция Мариньяка) формах. Побочным продуктом в первом случае является гипс (ангидрит), во втором — легко растворимый хлорид кальция. Реакции замещения проходят ряд стадий — твердый карбонат кальция переводится в раствор в виде бикарбоната, в растворе катионы кальция и магния взаимодействуют с анионами карбоната с образованием доломита, который и осаждается в твердую фазу. Новообразованные доломиты (и промежуточные стадии в виде доломитизированных известняков) имеют обычно кристаллическую, как правило, средне- и крупнокристаллическую структуру с реликтами (тенями) первичных структур известняков. При этом происходит перераспределение вещества — формирует-

ся плотная кристаллическая матрица с очень невысокой межкристаллической пористостью и разбросанные в породе, иногда достаточно крупные каверны, что в целом увеличивает пустотное пространство пород.

**Домерит** — мергель, карбонатная часть которого представлена доломитом.

**Дресва, дресвяник, дресвит** — соответственно неокатанный угловатый обломок размером 1—10 мм, рыхлые нецементированные и цементированные породы, состоящие из таких обломков. В английском языке этому термину соответствуют слова *grus* (варианты — *gruss, grush*), *slack, growan*, однако они практически не используются. В литературе как правило, и для окатанных (гравий), и для неокатанных (дресва) обломков используется общий термин *gravel* или более дробные — *very coarse sand* (1—2 мм), *granule* (2—4 мм), *fine pebble* (4—8 мм). Соответственно породы, состоящие из неокатанных обломков такого размера (с нижней границей 2 мм), называются брекчией (*breccia*).

**Идиотопическая структура (*idiotopic*)** — кристаллическая структура осадочной породы с кристаллами, обладающими собственными кристаллографическими элементами — гранями, ребрами, углами. Синонимы — эвгедральная, идиоморфная структуры.

**Известняк органогенный** — известняк, в основе своей состоящий из скелетных остатков организмов и (или) продуктов их жизнедеятельности. Принципиально неважно, сложен он целыми скелетами или их обломками, поэтому термин весьма общий и включает биоморфные (см.) и детритовые (см.) известняки. В зависимости от состава порообразующих организмов может быть зоогенным, фитогенным и смешанным.

**Инкрустация (*incrustation*)** — обрастание твердых участков осадка или породы (раковин, оолитов, колоний, биокластов и т.д.) с образованием твердых известковых корок, состоящих из янокристаллического кальцита и арагонита. Расположение кристаллов в корках радиально-лучистое или примерно по нормали по отношению к субстрату. Преобладают удлиненные шестовидные, игольчатые (фибровые) и скаленоэдрические формы кристаллов. Образуются на стадии седиментогенеза из вод бассейна, в диагнезе — из иловых вод, в катагенезе и гипергенезе — в кавернах.

**Кальцитизация (*calzitization*)** — общий термин, обозначающий образование кальцита в породе. Включает по крайней мере три процесса: 1 — превращение арагонита в каль-

цит; 2 — выделение кальцита из пластовых вод в порах, трещинах, кавернах породы, чаще всего карбонатной; 3 — образование известковой породы из доломитовой, в процессе дедоломитизации (см.).

**Каркасный известняк** (*framework limestone*) — известняк, образованный колониальными организмами с массивными, ветвистыми формами роста — кораллами, мшанками, строматопорами, известковыми водорослями и др. Одна из форм биогермного известняка, синоним — фреймстоун (*framestone*).

**Кепрок, кэпрок** (*cap rock, caprock*) — кровельная часть соляных куполов, сложенная обычно гипсами и ангидритами, нередко с вторичными выделениями кальцита и самородной серы. Образуется в результате наземного или подземного растворения солей как остаточный нерастворимый продукт. Карбонаты и сера формируются в результате микробиальной редукции сульфатов при наличии подтока снизу углеводородов.

**Копролиты** (*coprolites*) — окаменелые экскременты различных организмов — голотурий, морских ежей, рыб, моллюсков, червей. Мелкие копролиты (0,1–1,1 мм) называются также фекальными пеллетами (см.). Копролиты — удлиненные образования с соотношением длины к ширине в пределах от 1:2 до 1:4. В поперечном сечении округлые, в продольном имеют каплевидную форму с более широким одним и суженным другим концом. Имеют микрозернистую или пелитоморфную внутреннюю структуру либо содержат неясно выраженные включения. Иногда имеют темный цвет, обусловленный наличием органического вещества.

**Кремнистый сланец** (*chert, flinty slate*) — осадочная, обычно в той или иной степени метаморфизованная и обладающая поэтому сланцевой текстурой кремнистая порода. Твердая, плотная, с раковистым оскольчатым изломом, сложенная скрытокристаллическим кварцем или кварцем и халцедоном. Часто является обобщающим термином пород такого состава — лидитов, фтанитов.

**Кремнистый туф** (*siliceous sinter*) — светлоокрашенная рыхлая или плотная опаловая порода, образующаяся на выходе на поверхность термальных источников. Имеет натечное пористо-кавернозное строение, часто образует инкрустации, сталактиты, сталагмиты. Кремнистые туфы, образованные гейзером, называются гейзеритами.

**Крустификация** — явление, аналогичное инкрустации (см.), но применяемое обычно для обозначения корок на зер-

нах — форменных элементах породы. Окружающие эти зерна крустификационные каемки образуют крустификационный цемент.

**Ксенотопическая структура** (*xenotopic*) — кристаллическая структура осадочной породы, где кристаллы не имеют ни одного собственного кристаллографического элемента — грани, угла и т.д. Синонимы — ксеноморфная и ангедральная структуры.

**Лидит** (*lidite*) — темная, почти черная кремнистая порода, сложенная кварцем и халцедоном, часто с остатками радиолярий. Темный цвет обусловлен дисперсно рассеянным углеродистым материалом. Одна из разновидностей кремнистого сланца.

**Литокласты** (*lithclasts*) — фрагменты, привнесенные в несколько позже образовавшиеся осадки. Подразделяются интракласты (*intraclasts*) — обломки обычно слабо литифицированного осадка, образовавшегося в том же бассейне, практически сразу же после образования переотложенные в том же водоеме без длительного переноса, и экстракласты (*extraclasts*) — обломки, образовавшиеся за счет разрушения более древних пород и принесенные извне в бассейн седиментации. Термины «литокласт», «интракласт» и «экстракласт» применимы к породам любого состава, но обычно используются при описании карбонатных пород.

**Матрикс** (*matrix*) — мелко- и тонкозернистый материал, скрепляющий более крупные обломки. В русской литературе примерно соответствует понятию «глинистый цемент» и глинистая часть смешанных, например, карбонатно-глинистых цементов.

**Микрит** (*micrite*) — термин произведен путем использования частей двух слов — *microcrystalline calcite* (микрористаллический кальцит) и имеет два значения: 1 — известняк (долomit — доломикрит) микрористаллической структуры, в котором содержание форменных элементов (зерен, аллохем) или перекристаллизованных участков не более 1 %; 2 — составная часть карбонатной породы (например, цемент) микрористаллической структуры. Относительно размера кристаллов имеются некоторые разночтения: Р. Фолк определяет верхнюю границу микрита в 0,004 мм, М. Лейгтон и К. Пендестер — в 0,031 мм, Р. Данем — в 0,02 мм, А. Босселини выделяет микрит I с размером кристаллов менее 0,004 мм и микрит II с размерами кристаллов 0,004—0,03 мм.

**Нодули, нодулярная структура (текстура)** (*nodule, nodular texture*) — желваки твердой породы, как правило, не-

больших размеров (не более нескольких сантиметров), неправильно округлой, овальной формы, обычно с неправильными ограничениями. Породы нодулярной структуры характеризуются наличием нодулей, сцементированных обычно иным, как правило, более мелким материалом. Поскольку сами нодули обладают собственной внутренней структурой (например, кристаллической для ангидрита), сложение самой породы, т.е. соотношение слагающих породу составных частей — в данном случае нодулей и цемента, нередко называют текстурой. Образование нодулей обычно вторично и связано как с постседиментационным стягиванием вещества, так и с растворением на границах желваков.

**Онкоид** (*oncoid*) — 1. По Н.И. Андрусову: геологическое тело — неслоистые, растущие быстрее вверх массы биогенного известняка и доломита; в значительной мере синоним употребляемого ныне термина биогерм (см.).

2. Неправильной формы образования, сложенные неконцентрическими, частично перекрывающимися друг друга микритовыми слоями, образованными за счет биогенного осаждения вокруг какой-либо частицы (например, раковинки или ее обломка) водорослями, сессильными фораминиферами и т.д. Этот термин введен в 1916 г. А. Геймом (A. Heim) и в отечественной литературе практически не используется. В «Геологическом словаре» считается синонимом термина онколит (см.). Строго говоря, он несколько шире последнего, так как включает не только водорослевые образования.

**Онколит** (*oncolite, onkolite*) — карбонатное образование неправильной, но в целом округлой формы, размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Имеет неправильно-концентрическую внутреннюю структуру, образованную перекрывающимися друг друга волнистыми микрозернистыми слоями. Формируются за счет жизнедеятельности обволакивающих водорослей, преимущественно синезеленых (цианобактерий), последовательно обрастающих зерно со всех сторон. По структуре и происхождению аналогичен строматолиту (см.), однако в отличие от последнего — неподвижного и прикрепленного ко дну, онколиты при формировании постоянно перекатываются по дну, что и позволяет нарастать водорослевым корочкам со всех сторон.

**Ооиды** (*oooid, ooide*) — округлые или эллиптические компоненты карбонатных пород размером обычно менее 2 мм, состоящие из ядра, окруженного концентрическими слоями; в последних можно установить тангенциальные и (или) радиальные структуры. В принципе считается более общим

термином, чем оолит (см.), так как включает и образования с не очень четкой структурой, но обычно практически синонимичен ему. В англоязычной литературе обычно используется именно для обозначения «зерен» — структурных компонентов, в то время как термин «oolite, oolite» чаще используется для названия породы, состоящей из оидов (в этом случае переводится как «оолитит»).

**Оолиты** (*oolith, oolith, oolithe*) — округлые или эллипсоидные образования размером менее 2 мм, имеющие характерную внутреннюю структуру — центральное ядро и концентрически-скорлуповатое, концентрически-слоистое, иногда радиально-лучистое строение. В последнем случае напоминает сферолит (см.) и может образовывать темный крест с анализатором, однако в отличие от сферолита всегда наблюдаются и концентры. По составу бывает арагонитовым, кальцитовым, доломитовым, фосфатным, лептохлоритовым, иногда состоит из оксидов и гидроксидов железа, алюминия и марганца. Аналогичные по структуре образования размером более 2 мм называются пизолитами (см.). Карбонатные оолиты — важный структурный элемент карбонатных пород, нередко при значительных содержаниях образующие оолитовые известняки (доломиты). Ядром их являются обломки раковин, реже целые мелкие раковинки (например, фораминифер), некарбонатные частицы. Происхождение оолитов, по-видимому, полигенно. В массе это образования морских бассейнов, однако известны оолиты озерные, опресненных водоемов, водных источников (пещерный жемчуг). Обычно считались чисто хемогенными образованиями, в настоящее время имеются достаточно убедительные свидетельства биохемогенного происхождения. Не исключено, особенно для некарбонатных оолитов, и диагенетическое происхождение.

**Опока** (*opoka*) — кремнистая порода опалового (реже опал-кристобалитового) состава, относительно твердая, с примесью глинистого материала, алевритовых зерен кварца и глауконита, однородной или микрогранулярной структуры. Иногда содержит остатки организмов, обычно диатомей. Более плотные разности за рубежом называются порцелланитами.

**Ортохемы** (*orthochems*) — компоненты осадочных пород, образовавшиеся химическим и биохимическим путем на месте нахождения (*in situ*) во время седиментации, диагенеза и катагенеза. Ортохимическим является кристаллический цемент, а часто и пелитоморфный кальцит (доломит).

Пеллеты и пелетоиды (*pellets, peletoids*) — округлые или, чаще, овальные карбонатные зерна, сложенные мелкозернистым материалом без ясно выраженного внутреннего строения. Размер пеллет и пелетоидов составляет обычно доли миллиметра, но встречаются пеллеты размером до сантиметра и более. В русской литературе практически синонимом являются сгустки пелитоморфного (микрозернистого) карбоната. Происхождение, видимо, разнообразно — это микробиальные и цианобактериальные образования, результат грануляции и биотурбации, частично — фекальные остатки.

Перекристаллизация (*recrystallization*) — процесс образования новых кристаллов того же состава, но обычно более крупных, с соответствующими изменениями структуры пород. Происходит в диа-, ката- и гипергенезе в различных породах. Для карбонатных пород возможна перекристаллизация как с переходом в раствор и повторным выделением твердой фазы, так и в твердом виде.

Песок (*sand*) — обломочная несцементированная порода на 50 % и более состоящая из зерен размером 0,1–1,0 мм. В англоязычной литературе к песчаным относятся зерна размером 0,0625–2,0 (0,06–2,0) мм. Термином *sand* нередко обозначаются не только рыхлые, но и сцементированные породы — песчаники, хотя для последних существует и специальный термин — *sandstone*. Таким образом, термин *sand* имеет как общее для всех песчаных пород значение, так и более узкое — как несцементированные песчаные породы, поэтому переводить его следует исходя из контекста.

Песчаник (*sandstone*) — обломочная сцементированная порода, состоящая на 50 % и более из зерен размером 0,1–1,0 мм. В англоязычной литературе размер зерен песчаников составляет 0,063–2,0 мм. Кроме «строгого» термина *sandstone* нередко для песчаника используется термин *sand*.

Пизолит (*pisolith*) — образование, аналогичное оолиту (см.), но более крупных размеров.

Пикноклин (*pycnocline*) — градиент плотности в вертикальном разрезе водной толщи; слой, уровень, где резко меняется плотность воды. В глубоководных котловинных бассейнах с ограниченной вертикальной циркуляцией воды нижних горизонтов обычно более плотные, чем поверхностные. Это дополнительно ведет к ограничению вертикального перемешивания вод, что способствует созданию застойной восстановительной обстановки в придонном слое воды.

Порцелланиты (*porcellanite*) — опаловые и опал-кристобалитовые породы, обладающие строением неглазуро-

ванного фарфора (от итал. *porcellana* — фарфор). В значительной степени англоязычный аналог опоки.

**Радиолярит (*radiolarite*)** — рыхлая или твердая кремнистая порода, состоящая не менее чем на 50 % из остатков радиолярий. Рыхлые породы и неконсолидированные осадки состоят из опала, твердые, плотные имеют халцедон-кварцевый состав.

**Ракушечник, ракушняк (*coquina*)** — известняк, состоящий из сцементированных целых раковин различных организмов или, чаще, их обломков.

**Рудит (*rudite*)** — сцементированная осадочная порода с размером обломков более 2 мм, что соответствует гравелитам, дресвитам, конгломератам и брекчиям отечественной терминологии. Как и у арениита (см.), состав обломков не входит в основное название, а указывается дополнительно. Так, калькрудит — это известняковый гравелит или конгломерат.

**Сабха (*sebkha*)** — низкая плоская прибрежная зона аридных побережий, в той или иной степени заслоненная, а также осадочные отложения этой зоны. Соленая морская вода попадает сюда в виде брызг и заплесков во время штормов, иногда во время аномально высоких приливов, но главным образом за счет капиллярного подтягивания грунтовых вод. Имеются различные варианты написания — *sebka*, *sabkha*, *sabakha*, *sabka* и др. Соответственно в русской литературе встречаются варианты — сабха, сабкха, себкха.

**Силькреты (*silcrete*)** — кремнеземные в поверхностных условиях разные, обычно обломочные, породы, образующие пачки мощностью до 5 м, бронирующие поверхность.

**Спарит (*sparite*)** — термин произведен от слова *spar* (шпат) и означает определяемые под микроскопом прозрачные отдельные кристаллы кальцита или доломита (долоспартит) размером более 0,01 мм. Термин имеет два значения — порода, состоящая из кристаллов такого размера, что соответствует в русской литературе понятию известняка кристаллического, и участки породы, сложенные кристаллами такого размера (цемент, выполнение пустот, гнезда и т.д.). Кристаллические разности, промежуточные между микритом (см.) и спаритом, т.е. имеющие размер 0,004—0,01 мм, называются микроспаритом. Спарит, формирующийся в различных пустотах — внутрираковинных, межформенных как цемент и т.д., называется ортоспаритом, сформировавшийся за счет перекристаллизации или разрастания зерен — псевдоспаритом.



Спонголит (*spongolite, sponge-spicule rock*) — кремнистая порода, сложенная спикулами кремневых губок, сцементированных опалом или халцедоном, часто с примесью глинистого материала. В зависимости от этого породы могут быть относительно рыхлыми или, напротив, плотными.

Строматактис (*stromatactis*) — разновидность фенестровой текстуры (см.). Строматактис представляет собой инкрустационные образования, заполняющие пустоты своеобразной формы — с относительно плоским и ровным основанием и выпуклой неровной, иногда зазубренной поверхностью. Размер пустот от миллиметров до 10—15 см. Как правило, пустотки с инкрустацией образуют целые субпараллельные системы, в которых они иногда связаны друг с другом. Нижняя часть пустот нередко заполнена тонкозернистым материалом — микрозернистым кальцитом, тонким шламом и т.д., образующим геологический уровень и геопетальную текстуру, а верхняя — яснокристаллическим, иногда гигантокристаллическим кальцитом. Чаще всего развиты в микрозернистых и близких к ним по структуре известняках.

Мнение об образовании строматактисов весьма различно. В настоящее время предпочтение отдается модели формирования их как арочных структур, причем среди наиболее вероятных перекрытий отмечаются водоросли и мшанки. Первичная форма может видоизменяться за счет неравномерного уплотнения и проседания, вторичного выщелачивания, заполнения и выравнивания нижней части илом, после чего формируется яснокристаллический шпатовый кальцит — собственно строматактис.

Строматолиты (*stromatolite*) — тонко-, неправильно-, волнистослоистые образования, чаще всего известковые или доломитовые, значительно реже фосфатные. Под микроскопом образуют неправильное чередование слоев пелитоморфного и яснокристаллического карбоната; в свою очередь пелитоморфные слои могут представлять собой ассоциацию очень мелких округлых густков пелитоморфного материала с неотчетливыми ограничениями. Строматолиты образуют слоистые корки, купола, полусферы, столбики и т.д. Формирование строматолитов обусловлено жизнедеятельностью цианобактерий, которые создавали покровы, маты на дне водоемов. При этом происходило биохемогенное осаждение карбонатов, а также улавливание и связывание механически переносимых карбонатных частиц бактериальной слизью, в результате чего формировались прослойки пелитоморфного карбонатного материала. Поскольку цианобактериальные

пленки неплотно налегали друг на друга, между ними возникали протяженные субпараллельные полости, которые позднее заполнялись яснокристаллическим спаритовым карбонатом или другими минералами, например, гипсом. Строматолитовые доломиты и известняки слагают мощные карбонатные толщи морских отложений в докембрии. Они имеют значительное развитие в нижнем палеозое, особенно в кембрии; более молодые строматолиты развиты более ограничено в крайне мелководных, практически литоральных фациях. Отмечается резкий антагонизм ценоза строматолитов и остального биоса, поэтому в них практически отсутствует другая фауна и более высокоорганизованные водоросли.

**Субгедральная структура (*subnedral*)** — термин используется для характеристики кристаллических структур, в которых кристаллы имеют полуправильные очертания, т.е. обладают хотя бы одним из кристаллографических элементов. Синонимом в магматических породах является термин «гипидиоморфная структура», в осадочных — ксенотопическая (см.).

**Сферолиты (*sphaerolite, spherolite*)** — округлые образования различного состава (карбонатного, кремневого и др.), имеющие радиально-лучистое внутреннее строение. В отличие от оолита (см.) не имеют концентров. В скрещенных николях образуется темный крест, не смещающийся при вращении столика микроскопа. Появление этого креста обусловлено угасанием слагающих сферолит игольчатых кристалликов, которые располагаются параллельно нитям окуляра. При повороте столика эти кристаллы выходят из положения угасания, но на их место приходят другие кристаллы, которые в этом положении угасают. Этим объясняется постоянное положение темного креста. В отличие от оолитов образуются, по-видимому, в диа-, катагенезе, распространены значительно реже последних, поэтому собственно сферолитовые известняки весьма редки.

**Текстура птичьих глазок (*birdseye structure*)** — одна из разновидностей фенестровой текстуры (см.). Представляет собой мелкие (обычно 1–3 мм) гнезда кальцита в микрозернистой и густково-микрозернистой массе. Их форма сферическая, овальная, неправильная, и распределены они в породе незакономерно или относительно параллельно слоистости. Кальцит в гнездах яснокристаллический, нередко двух генераций. Текстура формируется обычно в отложениях литорали и супралиторали. Образование пустот обычно связывают с наличием пузырьков газов, возникающих при разложении

органического вещества, и прежде всего водорослевых матов; сами пустоты позднее заполняются кристаллическим кальцитом.

Трепел (*tripoli*) — кремнистая порода, рыхлая или слабо сцементированная, легкая, высокопористая, сложена главным образом глобулярным опалом с примесью глинистого материала, кварца алевритовой размерности, глауконита, с редкими остатками кремневых организмов.

Фенестровая текстура (*fenestral fabric*) — текстура, развитая обычно в карбонатных породах с микрозернистой и близкой к ней сгустково-микрозернистой, шламово-микрозернистой (и т.д.) структурой. На фоне основной однородной массы породы имеются гнезда, либо полые, либо заполненные материалом иной структуры — яснокристаллическим кальцитом, шламом, детритом и т.д. Синоним — «окончатая текстура». Образование полостей может быть самым различным — трещины усыхания, газовые пузырьки, вторичное выщелачивание и т.д. Термин достаточно общий и включает различные виды текстур — птичьих глазок (см.), строматактис (см.) и др.

Флазерная текстура карбонатных пород (*flaser structure*), или текстура осадочного будинажа — представляет собой линзовидные или четковидные слои карбонатного материала, разделенные тонкими извилистыми или разветвляющимися глинистыми прослойками. Последние являются нерастворимым осадком, образующимся при неравномерном растворении и соответствующем сокращении объема исходного карбонатного вещества. Внешне напоминает комковатую текстуру, где комки разделены тонкими глинистыми прослойками.

Флинт (*flint*) — в узком смысле слова — темные почти черные желваковые кремни плотного скрытокристаллического сложения. В широком смысле иногда означает любую кремнистую породу и является синонимом слова *chert*.

Фтанит (*phthanite, phtanite*) — темная, часто черная плотная ишмовидная порода халцедон-кварцевого состава. Нередко считается синонимом лидита или одной из разновидностей кремнистых сланцев.

Черт, чэрт (*chert*) — обычно общий термин для всех кремнистых пород, в более узком смысле — преимущественно кремнистых сланцев.

Хардграунд (*hardground*) — твердое дно. Подводная поверхность дна, представляющая собой твердую корку, а не полужидкий осадок. Образуется при отсутствии или крайне

медленной седиментации, когда поверхность осадка быстро литифицируется либо инкрустируется плотными поселениями донных организмов. Поверхность нередко несет следы подводной абразии, растворения и биоэрозии.

**Цемент обломочных пород** — вещество, скрепляющее отдельные обломки в твердую породу. Составы цемента разнообразны — карбонатные, сульфатные, железистые, опаловые, фосфатные, глинистые, смешанные. Крупные обломки — галька, валуны — могут скрепляться песчано-глинистым цементом. По происхождению может быть обломочным и хомогенным — седиментационным, диагенетическим, катагенетическим. В англоязычной литературе цементом (*cement*) считается только аутигенный химически осажденный материал, т.е. глинистый материал является не цементом, а матриксом.

**Шлам, шламовая структура** — тонкоперетертые остатки организмов размером менее 0,1 мм; систематическое положение остатков часто неопределимо.

**Эвгедральная структура (*euhedral*)** — термин используется для характеристики кристаллических структур, в которых кристаллы имеют собственные кристаллографические элементы — грани, углы и т.д. Синонимы в магматических породах является термин «идиоморфная структура», в осадочных — идиотопическая (см.).

**Яшма (*jasper*)** — кремнистая пестроокрашенная, часто полосчатая порода практически кварцевого состава, однородной микрокристаллической структуры.

## ИНТЕРНЕТ-РЕСУРСЫ

### БИБЛИОТЕКИ

Российская государственная библиотека, г. Москва	<a href="http://www.rsl.ru">www.rsl.ru</a>
Российская национальная библиотека, г. Санкт-Петербург	<a href="http://www.nlr.ru">www.nlr.ru</a>
Государственная публичная научно-техническая библиотека	<a href="http://www.gpntb.ru">www.gpntb.ru</a>
Большая техническая библиотека	<a href="http://btb.bos.ru">btb.bos.ru</a>
Библиотека Академии наук	<a href="http://spb.org.ru/ban">spb.org.ru/ban</a>
Библиотека естественных наук РАН	<a href="http://ben.irex.ru">ben.irex.ru</a>
Национальная электронная библиотека	<a href="http://www.nel.ru">www.nel.ru</a>
Всероссийский институт научной ин-	<a href="http://fuji.viniti.rnsk.su">fuji.viniti.rnsk.su</a>

формации по техническим наукам  
(ВИНИТИ)

Научная библиотека МГУ

[www.lib.msu.ru](http://www.lib.msu.ru)

Библиотека СПбУ

[www.unilib.neva.ru](http://www.unilib.neva.ru)

Научно-техническая библиотека Сиб-  
ГТУ

[www.lib.sibstru.kts.ru](http://www.lib.sibstru.kts.ru)

Научная библиотека ГРУ нефти и газа  
им. И.М. Губкина

[www.gubkin.ru](http://www.gubkin.ru)

#### **ИНТЕРНЕТ-САЙТЫ ОСНОВНЫХ ЖУРНАЛОВ**

<http://www.maik/rssi.ru/journals/litmin.htm>;

[www.geoinform.ru](http://www.geoinform.ru)

<http://www.blackwell-science.com/sed>;

<http://spot.colorado.edu/~jsedr>

[www.blackwell-synergy.com](http://www.blackwell-synergy.com),

[www.ngdc.noaa.gov/mgg/sepm/PALAIOS.HTML](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sepm/PALAIOS.HTML)

<http://cms.lanl.gov>

[www.Earth-Pages.com](http://www.Earth-Pages.com)

# ОГЛАВЛЕНИЕ

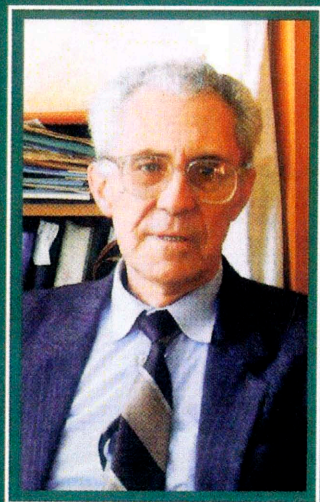
---

Введение .....	3
<b>Глава 1. Осадочные горные породы, их состав, строение, классификация .....</b>	<b>9</b>
1.1. Осадочные горные породы и стратифера .....	9
1.2. Осадочные породы и их составные части .....	15
1.3. Общие черты строения осадочных горных пород .....	19
1.3.1. Некоторые типы текстур осадочных горных пород .....	21
1.3.2. Структуры осадочных горных пород .....	34
1.3.3. Цементы осадочных горных пород .....	43
1.4. Общие принципы классификации и названия осадочных горных пород .....	50
<b>Глава 2. Минералы осадочных пород и их определение .....</b>	<b>58</b>
2.1. Основные породообразующие минералы .....	59
2.1.1. Минералы группы кремнезема .....	59
2.1.2. Алюмосиликаты .....	63
2.1.3. Карбонаты .....	71
2.1.4. Сульфаты .....	80
2.1.5. Галогениды .....	82
2.1.6. Гидроксиды железа .....	83
2.2. Акцессорные минералы .....	90
2.2.1. Специфика изучения акцессорных минералов .....	90
2.2.2. Описание акцессорных минералов .....	92
<b>Глава 3. Остатки организмов в осадочных породах и их определение .....</b>	<b>118</b>
3.1. Общие принципы определения остатков организмов в шлифах .....	119
3.2. Известковые организмы .....	120
3.2.1. Животные организмы .....	120
3.2.2. Известковые водоросли .....	152
3.3. Кремневые организмы .....	162
<b>Глава 4. Методы исследования осадочных пород и обработки аналитических данных .....</b>	<b>169</b>
4.1. Основные методы изучения осадочных горных пород .....	171
4.1.1. Цели и задачи изучения осадочных пород .....	171
4.1.2. Изучение осадочных пород в полевых условиях .....	172
4.1.3. Общая схема лабораторных исследований осадочных пород .....	173
4.1.4. Изучение осадочных пород в шлифах под микроскопом .....	175
4.1.5. Гранулометрический анализ .....	179
Объекты и задачи гранулометрического анализа .....	179
Лабораторные – ситовой и гидравлический – методы гранулометрического анализа .....	180
Гранулометрический анализ в шлифах .....	185
Сравнение лабораторного и шлифового методов гранулометрического анализа .....	193
4.1.6. Минералогический анализ обломочных зерен .....	195
4.1.7. Химический анализ .....	197
4.1.8. Электронная микроскопия .....	198
4.1.9. Рентгеноструктурный анализ .....	199
	509

4.1.10. Термические методы анализа.....	199
4.1.11. Спектральный и изотопный анализы.....	202
4.2. Методы обработки и графического изображения данных анализов	203
4.2.1. Некоторые методы пересчета аналитических данных.....	203
4.2.2. Использование результатов анализов для уточнения названия и более полной характеристики породы.....	206
4.2.3. Методы графического изображения аналитических данных.....	207
Гистограммы и столбчатые диаграммы.....	207
Кумулятивные кривые и расчет granulометрических параметров....	215
Изображения трехкомпонентных составов с помощью треугольной диаграммы.....	218
Изображение распределения пород и их характеристик по разрезу.....	221
Графическое представление распределения пород и их характеристик по площади.....	233
Построение и использование «генетических диаграмм».....	241
<b>Глава 5. Обломочные горные породы.....</b>	<b>247</b>
5.1. Общая характеристика обломочных пород.....	248
5.1.1. Определение понятия «обломочные породы».....	248
5.1.2. Составные части обломочных пород.....	249
5.1.3. Генетическое значение составных частей обломочных пород....	256
5.1.4. Систематика и классификация обломочных пород.....	260
5.2. Основные типы обломочных пород.....	271
5.2.1. Грубообломочные породы.....	271
5.2.2. Песчано-алевритовые породы.....	275
5.2.3. Эдафогенные обломочные отложения.....	285
5.2.4. Вулканогенно-обломочные породы.....	286
5.3. Механизмы и обстановки образования обломочных пород.....	287
5.4. Некоторые черты эволюции обломочного породообразования в истории Земли.....	289
5.5. Методы изучения и описания обломочных пород.....	292
5.6. Теоретическое и практическое значение обломочных пород.....	296
<b>Глава 6. Глинистые породы.....</b>	<b>297</b>
6.1. Глинистые породы и их распространенность.....	298
6.2. Минералогия глинистых пород.....	300
6.3. Классификация, основные типы и свойства глинистых пород.....	303
6.4. Механизмы и геохимические условия формирования глинистых минералов.....	308
6.5. Обстановка образования и фациальные типы глинистых пород.....	313
6.6. Постседиментационные преобразования глинистых пород.....	317
6.7. Методы изучения глинистых пород.....	320
6.8. Теоретическое и практическое значение глин.....	325
<b>Глава 7. Карбонатные породы.....</b>	<b>330</b>
7.1. Основные типы карбонатных пород.....	331
7.2. Основные составные (структурные) части карбонатных пород.....	333
7.3. Принципы и схемы классификации карбонатных пород.....	339
7.4. Механизмы и обстановки образования карбонатных отложений....	357
7.5. Некоторые постседиментационные изменения карбонатных пород	365
7.6. Некоторые аспекты эволюции карбонатакопления в истории Земли.....	377
7.7. Методы изучения и описания карбонатных пород.....	391
7.8. Научное и практическое значение карбонатных пород.....	394
<b>Глава 8. Соляные породы.....</b>	<b>396</b>
8.1. Общие сведения о соляных породах и их номенклатуре.....	396
8.2. Основные типы соляных пород.....	398
8.2.1. Сульфатные породы.....	398
8.2.2. Хлоридные породы.....	405

8.3. Способы образования соляных пород.....	410
8.4. Обстановки солеобразования.....	416
8.5. Цикличность соленосных отложений.....	431
8.6. Эволюция соленакпления в истории Земли.....	435
8.7. Методы исследования соляных пород.....	441
8.8. Теоретическое и прикладное значение соляных пород.....	442
<b>Глава 9. Кремнистые породы.....</b>	<b>444</b>
9.1. Общие сведения о кремнистых породах и их классификация.....	445
9.2. Основные типы кремнистых пород.....	447
9.2.1. Пластовые кремнистые породы.....	447
Опаловые породы.....	447
Халцедон-кварцевые породы.....	453
Конкреционные (желваковые) кремнистые породы.....	456
9.2.3. Корковые кремнистые породы.....	466
9.3. Происхождение кремнистых пород.....	467
9.4. Некоторые черты эволюции кремненакопления в истории Земли.....	472
9.5. Методы изучения кремнистых пород.....	475
9.6. Теоретическое и практическое значение кремнистых пород.....	477
<b>Глава 10. Фосфатные, аллитовые и железистые породы.....</b>	<b>479</b>
10.1. Фосфатные породы, или фосфориты.....	479
10.2. Аллиты, или гаиноземистые породы.....	482
10.3. Железистые породы, или ферритолиты.....	484
<b>Список литературы.....</b>	<b>487</b>
<b>Приложения.....</b>	<b>492</b>
Краткий терминологический словарь.....	492
Интернет-ресурсы.....	507





### **Виталий Германович Кузнецов**

Доктор геолого-минералогических наук, профессор Российского государственного университета нефти и газа им. И. М. Губкина. После окончания с отличием в 1959 г. МИНХИГП им. И. М. Губкина (ныне РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина) работал в производственных и научно-исследовательских организациях нефтяной и газовой промышленности. С 1966 г. постоянно работает в РГУ нефти и газа, где ведет основные базовые и специальные курсы кафедры литологии: Литология, Фации и фациальный анализ. Геохимия осадочного процесса, Литология природных резервуаров нефти и газа, руководит дипломниками и аспирантами. В. Г. Кузнецов — ведущий специалист России в области нефтегазовой литологии, литологии и нефтегазоносности карбонатных отложений, фациального анализа погребенных отложений, литологии природных резервуаров. Один из создателей нового научного направления — нефтегазовой литологии, разработчик концепции и методического обеспечения подготовки специалистов по этому направлению. Признанный международный эксперт по карбонатным резервуарам нефти и газа, неоднократно привлекался к экспертизам Госплана СССР, Минэкономики РФ и других организаций.

Автор и соавтор более 400 публикаций, в том числе 24 монографий, справочников, учебников и учебно-методических пособий. Ряд научных работ опубликован в США, Великобритании, Германии, Китае.

Действительный член Российской академии естественных наук, член Американской ассоциации геологов-нефтяников, Международной ассоциации седиментологов. Председатель секции литологии карбонатных отложений Межведомственного литологического комитета, заместитель председателя Национального комитета по изучению рифов, организатор ряда всесоюзных, всероссийских и международных совещаний и конференций, посвященных карбонатным породам и рифам. Заслуженный геолог Российской Федерации, Отличник разведки недр СССР, Почетный работник газовой промышленности, награжден значком «За отличные успехи в работе» Министерства высшего и специального образования СССР.