

Х. Вильямс
Ф. Тернер
Ч. Гилберт

ПЕТРОГРАФИЯ

2





Мин. Ис. Гос. ...
4 / Внученко

Petrography

**AN INTRODUCTION TO THE STUDY OF ROCKS
IN THIN SECTIONS**

Second Edition

Howel Williams


Late of the University of California, Berkeley

Francis J. Turner

University of California, Berkeley

Charles M. Gilbert

University of California, Berkeley



W. H. Freeman and Company
San Francisco

Х. Вильямс
Ф. Тернер
Ч. Гилберт

ПЕТРОГРАФИЯ

2

Введение
в изучение горных пород
в шлифах

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук М. А. Богомолова и
канд. геол.-мин. наук П. П. Смолина

Москва «Мир» 1985



4451

ББК 26.303

В46

УДК 552

Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч. М.

В26 Петрография: В 2-х т. Т. 2. Пер. с англ. — М.: Мир, 1985. — 320 с., ил.

Второе, практически полностью переработанное издание хорошо известной монографии видных американских петрографов. (Первое издание 1954 г. переведено на русский язык в 1957 г. и уже давно стало библиографической редкостью.) Содержание книги подчинено задаче описания горных пород на основе изучения под микроскопом их структурных и минералогических особенностей. Простота и четкость изложения материала, его наглядность благодаря многочисленным и прекрасно выполненным микроструктурным зарисовкам делают книгу настольной для геологов, занимающихся микроскопическим изучением горных пород, а также хорошим учебным пособием для студентов геологических специальностей.

В $\frac{1904020000-185}{041(01)-85}$ 114-85, ч. I

ББК 26.303
552

Редакция литературы по геологии

Copyright © 1954, 1982 by W. H. Freeman and Company

© Перевод на русский язык, «Мир», 1985

Часть вторая

Осадочные породы

Глава 10. Образование осадочных пород

Введение

Магматические, осадочные и метаморфические породы отличаются друг от друга скорее генетически, чем по своим признакам. Осадочные породы отлагаются в виде стратифицированных толщ, слой за слоем на поверхности литосферы при относительно низких температурах и давлениях. Большинство магматических и метаморфических пород, наоборот, образуется на глубине при значительно больших температурах и давлениях.

По мере последовательного накопления осадков каждый слой перекрывается все более мощной их толщей, и при относительно непрерывной седиментации в течение продолжительного времени осадки могут погружаться на большие глубины. Стратиграфическими исследованиями показано, что мощности осадочных толщ могут достигать нескольких тысяч метров. В процессе продолжающегося осадконакопления каждый слой подвергается воздействию непрерывно возрастающих давления и температуры, и можно не сомневаться, что все глубоко погребенные осадки находились в физико-химических условиях, весьма отличных от существовавших на поверхности в момент их отложения. В результате постседиментационных реакций в таких отложениях должны происходить изменения состава и структуры отложенного материала, прежде всего превращение изначального рыхлого осадка в твердую литифицированную горную породу. Реакции, проявляющиеся при относительно низких температурах и давлениях, принято рассматривать как часть осадочного процесса и называть *диагенетическими*, тогда как изменения, осуществляющиеся при больших значениях этих параметров, называют *метаморфическими*. Таким образом, по мере возрастания температуры и давления с увеличением глубины погребения осадочные породы постепенно переходят в метаморфические. Некоторые осадки подвергаются воздействию не только высоких температур и давлений, но и орогенических напряжений. В этом случае они претерпевают особенно интенсивную перекристаллизацию и превращаются в типичные метаморфические породы высокой ступени.

Граница между осадочными и метаморфическими породами условна, и разграничение их может быть трудным, кроме тех случаев, когда главным фактором изменений были ориентированные напряжения и высокие температуры. В связи с этим и классификация некоторых пород довольно произвольна и может показаться непоследовательной. Например, *аспидные сланцы* (slate) обычно классифицируются как метаморфические, а *глинистые сланцы* (shale) — как осадочные породы хотя они могут очень мало различаться между собой. Вместе с тем *доломит* принято считать осадочной породой, хотя он образовался в результате полного замещения первичного известняка. Однако доломиты обычно ассоциируются в природе с другими осадочными породами и часто не несут признаков деформации, тогда как сланцы встречаются в интенсивно деформированных толщах, в которых кроме слоистости легко распознается *клинаж*, обусловленный тектоническими силами и согласный с региональной структурой.

Горные породы, представляющие собой вулканические продукты, следует отграничивать от осадочных, однако во многих случаях эти породы взаимно переслаиваются. Обычно их просто отличить. Трудности возникают тогда, когда приходится отличать *пирокластические осадки* от собственно *кластических* пород, образованных в результате эрозии и переотложения вулканических продуктов. Пласты пеплов и туфов, накопившиеся непосредственно в результате вулканических извержений, можно группировать с магматическими породами. Однако вследствие эрозии древние туфы и лавы могут дробиться и разрушаться, а их материал переотлагается в осадочных бассейнах, образуя более или менее чистые *вулканогенные пески*, *алевриты* и *гравий*. Эти образования в строгом смысле представляют собой нормальные кластические осадки, но, если их происхождение точно не установлено, их можно спутать с настоящими пирокластами. Более того, очень часто встречаются смеси пирогенного и настоящего кластического материала, обычно называемые *туфогенными осадками*. Однозначно решить, к какому из этих двух классов следует отнести ту или иную породу, часто очень трудно, а иногда и невозможно. Собирательно их можно называть *вулканокластическими породами*.

Следовательно, для того чтобы назвать породу осадочной, нужно знать или предполагать ее происхождение. Каким образом понимание происхождения может быть достигнуто при изучении образца горной породы? Какие характеристики свойственны породам, образовавшимся при низких температурах и давлениях вблизи земной поверхности? Какие видимые или измеримые свойства осадочных пород имеют генетическое значение и как их следует интерпретировать? Перечисленные вопросы решают кардинальную проблему петрографии, однако от-

ветить на них далеко не просто. Даже слоистость, в той или иной форме проявляющаяся почти во всех осадочных отложениях, не может служить доказательством осадочного генезиса, поскольку она может возникать или сохраняться в ряде магматических и метаморфических пород. Точно так же органические остатки, весьма многочисленные во многих осадках, изредка встречаются и в некоторых пирокластических и метаморфических породах. Однако в совокупности особенности состава и строения породы позволяют в общем выяснить происхождение и историю изучаемой горной породы. Для ответа на приведенные вопросы необходимо понять процессы образования осадков. Приводимые в этой главе краткие данные должны служить общим фоном для последующего описания особенностей осадочных пород. Более детальные сведения об осадочных процессах читатель может почерпнуть из работ, указанных в списке литературы в конце главы.

Следует сделать одно существенное предостережение. Даже самые детальные лабораторные и микроскопические исследования могут оказаться недостаточными для окончательного суждения о генезисе осадочных пород. Состав и структура пород, конечно, важны сами по себе, но еще большее значение имеют их соотношения в осадочных толщах, которые могут быть установлены только в поле.

Образование осадочных пород

Осадочные породы образуются двумя путями. Некоторые из них являются *обломочными*, т. е. механическими накоплениями обломков минералов и пород (детритуса), возникшими при дезинтеграции ранее существовавших пород. В подавляющем большинстве такие породы *терригенные*; они получили это название в связи с поступлением материала с суши в результате субаэрального выветривания и эрозии. Обычно обломочный материал транспортируется и переолагается далеко от своего источника водными или воздушными течениями. Терригенные отложения, в том числе обычные песчаники и глины, состоят преимущественно из кварца, полевых шпатов, слюд и глинистых минералов.

Другие осадки сложены не обломками древних пород, перенесенными издалека, а минералами, образовавшимися непосредственно на месте их осаждения. К их числу относятся карбонаты кальция и опал, осаждающиеся из поверхностных вод, но известны и другие минералы, сформировавшиеся таким же способом. Иногда как морской осадок образуются сульфаты и фосфаты кальция, окислы марганца, силикаты и окислы железа, пирит и сульфиды некоторых металлов. Осаждение может представлять собой чисто химический процесс, как это, напри-

мер, имеет место в природных рассолах, возникающих в результате испарения. В других случаях оно может быть обусловлено организмами. Некоторые организмы, в том числе бактерии, могут косвенно вызывать осаждение вещества, изменяя химизм среды, тогда как другие, например кораллы, моллюски и фораминиферы, образуют скелеты или раковины, скопления которых слагают *биогенные (органогенные)* осадочные отложения. Наиболее типичные примеры биогенных осадочных пород — ископаемые коралловые или водорослевые рифы, сложенные преимущественно известковыми раковинами, и диатомиты.

Любые осадочные породы — обломочные, хемогенные и био-генные — после первоначального отложения обычно преобразуются. В них, как правило, присутствуют минералы, кристаллизовавшиеся уже в самом осадке и отложившиеся в открытых порах или заместившие первичное осадочное вещество. Такие минералы называются *аутигенными*. Наиболее обычны среди них кварц, кальцит и доломит, однако общий перечень возможных аутигенных минералов достаточно велик. Могут иметь место также постседиментационные изменения структуры осадков. Все процессы постседиментационных изменений, происходившие при низких температурах, собирательно называются *диагенезом*.

Особенности осадочной породы определяются условиями, при которых отлагались и накапливались осадки, а позднее происходила их литификация. Влияние *условий отложения* сказывается на любой осадочной породе независимо от ее возраста. В большинстве пород, особенно древних, наблюдаются также признаки *диагенеза*. Для обломочных отложений особенно важны признаки, говорящие об *источнике* материала и его *транспортировке*.

Области сноса

Во многих осадочных породах ясно проявляется зависимость их состава от состава материнских пород, развитых в области сноса. *Вулканогенные песчаники*, например, сложены обломками, несомненно образовавшимися за счет вулканических толщ. Аналогичным образом песчаники, состоящие в основном из полевых шпатов и кварца, возникли за счет крупнозернистых полевошпатовых пород, слагающих кристаллический фундамент континентов. Такие песчаники, однако, не образуются при отсутствии полевошпатовых пород в области сноса. Как уже давно указывал Макки, разнородности зерен кварца, слагающих песчаники, выделенные по содержащимся в них включениям, позволяют судить о характере материнских пород. В некоторых случаях одно лишь присутствие какого-либо специфического

минерала однозначно определяет материнскую породу области сноса. Примером может служить фиолетовый циркон (гиацинт) в палеозойских песчаниках юга Шотландии, поступивший из льюонских гнейсов Северо-Шотландского нагорья. Глаукофан в калифорнийских осадках явно привносился из францисканских голубых сланцев. Однако в обломочных породах редко присутствуют минералы, так хорошо свидетельствующие об источнике сноса, обычно их состав лишь в общем виде указывает на характер субстрата области сноса.

На пути от материнской породы до конечного осадка многие минералы могут изменяться или полностью разлагаться, так что состав осадка и материнской породы не может быть одинаковым. Некоторые первичные минералы разлагаются или изменяются в результате выветривания еще до выноса материала из области сноса. Если обстановка в области сноса благоприятна для интенсивного разложения и выщелачивания вещества, происходит селективное разрушение минералов, и продукты выветривания резко отличаются по составу от материнского субстрата, обогащаясь относительно устойчивыми минералами, например зернами кварца и мусковита в песчаной и алевритовой фракциях и глинистыми минералами в наиболее тонкой фракции. Однако, если при выветривании происходит преимущественно физическая дезинтеграция, возникают продукты, близкие по минеральному составу к материнским породам. В них присутствуют как относительно стабильные, так и неустойчивые первичные минералы в виде зерен различных размеров, особенно кварц, мусковит, полевые шпаты, железомagneзиальные силикаты, а также недезинтегрированные частицы горных пород.

В общем химическое разложение минералов и горных пород стимулируется теплым влажным климатом, особенно в хорошо дренирующихся областях с обильным растительным покровом. Менее активно эти процессы осуществляются в холодном сухом климате. Однако обычно климатический фактор затушевывается относительно быстрым размывом. Все процессы выветривания протекают медленно, тогда как удаление выветрелого материала при размыве идет с различной скоростью. При очень медленной эрозии на материнском субстрате повсеместно накапливается остаточный покров — *почва*. В этом случае характер продуктов выветривания может в большей мере определяться климатическими и биологическими факторами, чем составом исходных пород. При большой скорости размыва, например, в регионах с резким рельефом, крутыми склонами и периодическими сильными дождями продукты дезинтеграции исходного субстрата сносятся практически сразу же после их образования, из области сноса в этом случае выносятся слабо разложившийся материал. В таких условиях независимо от

климата минеральный состав осадков и их материнских пород будет близок и даже в тропиках будут присутствовать осадки с большой долей неустойчивых минералов, например аркозы.

Перенос и отложение

В процессе переноса вещества происходят очень слабые химические изменения обломочного материала, но проявляются два очень важных физических эффекта. С одной стороны, обычно изменяются *размеры, форма и окатанность* отдельных частиц в результате их абразии и растрескивания вследствие трения и многократных столкновений частиц друг с другом и ложом потоков. С другой стороны, осуществляется *сортировка* или *селективный перенос*, обуславливающие разделение зерен по *размерам, форме и плотности*. Часть обломочного материала отлагается на первых этапах переноса, это наиболее крупные и тяжелые частицы. При формировании осадка за счет единого источника доля в нем тонких частиц последовательно возрастает в направлении переноса и по мере удаления относительно крупных и тяжелых зерен. Средний размер зерен в осадке прогрессивно уменьшается с удалением от источника сноса.

Результат этих процессов наиболее четко сказывается в структурных особенностях осадка и меньше — в его минеральном составе. В результате природной сортировки осадочного материала, состоящего из зерен различных размеров, песок отделяется от глин и возникают отложения, различающиеся по минеральному составу и структурам. В тонкозернистых осадках концентрируются глинистые минералы (преимущественно каолинит, смектиты, иллит и хлорит), тогда как пески обогащаются главным образом кварцем, к которому иногда присоединяются полевые шпаты, железомagneзиальные силикаты и мелкие обломки горных пород.

Очень тонкий песок, алеврит и глинистый материал вместе с более крупными чешуйками слюды переносятся потоками во взвешенном состоянии и, следовательно, претерпевают минимальную механическую переработку в результате трения и растрескивания. Гораздо сильнее окатываются и дробятся более крупные обломки, перекатывающиеся и волочащиеся по ложу потоков. При этом зерна минералов с хорошей спайностью, такие, как полевые шпаты, а также несколько разложенные многократно расщепляются, измельчаются и присоединяются к более тонкому взвешенному материалу.

В процессе переноса на большие расстояния в придонной части потоков крупные, тяжелые и мягкие зерна лишаются острых углов и выступов, становясь гладкими и округлыми и одновременно несколько уменьшаясь в размерах. Степень окатанности зерен представляет функцию способа и расстояния

переноса, а также размеров и первоначального вида зерен. Окатанность лучше видна у крупных зерен мягких минералов и возрастает с увеличением расстояния переноса. Особенно хороша окатанность в тех случаях, когда транспортировка частиц происходила под воздействием ветра или волн. Однако хорошая окатанность зерен может быть обусловлена также их участием в нескольких циклах седиментации. Такие зерна поступали из более древних осадочных пород. Во многих смешанных осадках присутствуют обломочные зерна с разной историей.

Некоторые обломочные породы очень хорошо сортированы и сложены частицами почти одинакового размера. В других случаях наблюдается лишь слабая сортировка и присутствуют частицы, резко различающиеся по величине. Плохо сортированные осадки, в которых содержатся одновременно песчаные, алевритовые и глинистые частицы, отлагались относительно быстро. Напротив, хорошо сортированные осадки образуются в результате селективного переноса, когда в данном месте отлагается лишь часть вещества с частицами одинакового размера. Некоторые из таких отложений неоднократно перемывались течениями, как это имеет место на мелководье, пляжах и в прибрежных дюнах, где пески более или менее непрерывно перемещаются назад и вперед и рассеиваются ветрами, волнами и приливными течениями, прежде чем они будут окончательно погребены.

Однако в большинстве случаев при осадкообразовании могут проявляться местные изменения силы течений, обуславливающие резкие различия по структуре и составу непосредственно соседствующих и одновременно отложившихся осадков. Так, хорошо сортированные пески в разных частях одного пляжа различаются по зернистости и резко отличаются от илов, отлагавшихся в смежной лагуне. Хорошо сортированные пески в речном русле составляют лишь небольшую часть всех флювиальных отложений и ассоциируются с более мелкими, но менее сортированными накоплениями речных кос и пойм. Это свидетельствует об условиях седиментации, которые различны как в пространстве, так и во времени, и говорит о том, что по отдельным образцам нельзя судить об условиях образования всей осадочной толщи.

Надежным свидетельством изменения условий седиментации во времени может служить смена структуры и состава осадков в разрезе. Любой осадочный слой подстилается и перекрывается слоями, несколько отличными по составу и структуре, причем иногда такие изменения кажутся случайными, но обычно в толще слоев наблюдается последовательное увеличение или уменьшение зернистости или происходит более или менее ритмическое чередование различных осадков. Хороший пример такой ритмичности представляют морские отложения, называемые

мые *флишем*, в которых пласты песчаников и алевролитов или аргиллитов многократно перемежаются с определенной закономерностью. Пласты песчаников во флишевых толщах обычно имеют небольшую мощность, но хорошо выдерживаются по латерали. В каждом пласте проявляется типичная *градационная слоистость*, т. е. средний размер частиц в них постепенно уменьшается сверху. При этом каждый песчаный пласт с резким контактом залегает на подстилающем глинистом слое, тогда как вверх по разрезу песчаник постепенно переходит в аргиллит. Такие градационно-слоистые пласты во многих флишевых сериях интерпретировались как быстро отложившиеся в глубоководных условиях из турбидитных потоков.

Все, что говорилось выше о влиянии транспортировки на обломочный осадочный материал, относилось к частицам минералов и горных пород, переносимых ветром, речными потоками, морскими и озерными течениями, в которых концентрация твердых частиц настолько мала, что поведение каждой из них могло быть индивидуальным. В таких условиях следует ожидать самостоятельного поведения отдельных зерен. Однако значительная часть обломочного материала перемещается более или менее сплошными массами в виде оползней, мутьевых потоков и турбидитных течений высокой плотности. К этому следует добавить транспортировку ледниками, хотя она и осуществляется более локально. В результате такого переноса крупных масс обломочного материала без разделения по крупности образовались многие широко распространенные мощные отложения. В них присутствует плохо сортированный материал, и абразия отдельных частиц сведена к минимуму. Исключения составляют некоторые ледниковые отложения.

Отложение материала

Наиболее широко распространено и почти всегда существовало осадкообразование в морских бассейнах. Именно в них отложилось большинство древних осадочных горных пород и накапливаются огромные массы осадков в настоящее время. Более того, морские бассейны — конечное место захоронения всего осадочного материала. Однако некоторые распространенные на очень больших площадях мощные толщи сформировались выше уровня моря на континентах, а другие временно отлагаются на суше, прежде чем достичь моря. Таким образом, областями седиментации являются океаны, континенты и пограничные области между ними. Однако каждую из этих областей в свою очередь можно разделить на многие узкие области со специфическими условиями, определяющими характерные для них разновидности осадков. Структура, текстура и состав осадков зависят от многих факторов, действующих в среде осадконакопления. На суше наибольшее значение имеют

климат, характер растительности и рельеф. В водной среде к числу важнейших факторов относятся рельеф дна, глубина воды, ее температура, соленость, кислотность (pH), окислительно-восстановительный потенциал (Eh), свобода циркуляции, турбулентность течений, прозрачность воды и характер органической жизни.

В некоторых континентальных отложениях, образовавшихся на суше, практически отсутствуют обломки первичных пород. Иногда такие породы являются *остаточными*; они не перемещались из мест своего образования, а залегают в виде тонких покровов на материнском субстрате, за счет которого они образовались в результате выветривания. В другом случае континентальные отложения перемещались ветрами с образованием дюн и скоплений лёсса или под действием гравитационных сил с формированием обломочных осыпей или оползней. Континентальные водные осадки также могут быть сложены преимущественно обломочным материалом, но в них часто присутствует органическое вещество, а также химически осадившиеся минералы. Среди отложенных в воде континентальных осадков различаются *озерные* и *речные*, или *аллювиальные*, отлагавшиеся в руслах рек, на их поймах и в конусах выноса. Среди ледниковых образований различают морены, отложенные непосредственно ледником, а также наносы, смытые с ледника потоками талых вод, называемые флювиогляциальными осадками.

Континентальные (неморские) отложения, особенно аллювиальные и ледниковые, часто длительное время залегают на дневной поверхности перед погребением под другими осадками и подвергаются субаэральному выветриванию. При этом в них происходят почвообразовательные процессы, и при достаточно длительном выветривании образуются отчетливые горизонты почв. В засушливых регионах приповерхностные воды просачиваются вверх, и из них по мере испарения осаждаются растворенные соли, образующие известковые корки, называемые *каличе* или *калькретами*. По существу, эти корки представляют собой тонкие слои загрязненных известняков. В других местах в приповерхностных горизонтах происходит выщелачивание отдельных компонентов, которые выносятся вадозными водами. Выщелоченный материал может переотлагаться в нижних горизонтах почвы или транспортироваться далее, поступая в грунтовые воды. Такие процессы иногда прерываются при отложении новых осадков, и любые изменения, происшедшие в первичном осадке, могут сохраниться в нем, и по ним можно судить о характере общей обстановки седиментации.

В морские бассейны поступает огромное количество терригенного осадочного материала, но в них образуется и подавляющее большинство хемогенных и биогенных осадков. Мор-

ские осадки образуются в прибрежной зоне, в которой можно различать участки ниже уровня прилива и отлива, внутри этой зоны и над ней, а также в более глубоководной зоне, располагающейся дальше от побережья¹. В общем относительно крупнозернистые осадки и скопления раковин приурочены к высокоэнергетической прибрежной зоне и мелководным участкам шельфа и банок, где существует взаимодействие воды с дном и берегом, на что расходуется энергия штормов и волн. Возникающие здесь турбулентное движение и сильные течения удерживают тонкие частицы во взвешенном состоянии и выносят их на участки с более низкой энергией — в укромные заливы и лагуны близ побережья и в глубоководные области моря, где они отлагаются. Однако глубоководное бурение выявило в отложениях абиссальной зоны многочисленные прослойки слоистых песков, перемежающихся с илами, что свидетельствует о периодически существовавших течениях, выносивших песок даже на очень большие глубины. В основном это, вероятно, были турбулентные течения, возникавшие на шельфе и в верхней части континентального склона. Эти течения переотлагали увлеченный ими материал на глубоководном морском дне. Таким образом были сформированы мощные толщи флиша у основания континентального склона и гигантские подводные конусы выноса, или шлейфы, вдоль окраин континентов.

Условия седиментации непосредственно фиксируют хемогенные и биогенные осадки, не только накапливающиеся, но и образующиеся в бассейне. В открытом океане, характеризующемся минимальным загрязнением терригенными и вулканическими частицами, остатки скелетов свободноплавающих организмов, собирательно называемых *планктоном*, оседают из приповерхностных вод, где они обитают, на морское дно и покрывают его слоем биогенных илов разной мощности. Таким путем образуются, например, мел, диатомит и радиолярные кремни. Среди главнейших планктонных организмов диатомей и радиолярии имеют опаловые панцири, тогда как раковинки фораминифер и кокколитов сложены карбонатом кальция. При осаднении сквозь толщу глубоких вод, недосыщенных карбонатом кальция, известковые панцири медленно растворяются и ниже уровня так называемой *карбонатной компенсации* (располагающегося на глубинах от 4000 до 5000 м) карбонатные осадки в отложениях морского дна исчезают. На большей глубине развиты кремнеземистые биогенные илы, тогда как среди относительно мелководных осадков преобладают известковые.

¹ Прибрежную зону обычно называют литоральной. По мере удаления от нее различают *неритовую* (континентальный шельф), *баттальную* (континентальный склон до глубины около 2000 м) и еще более глубоководную, *абиссальную* зоны.

В настоящее время, как и в прошлом, огромные массы известковых отложений образуются в теплых мелких морях или на мелководных океанических банках, где процветают обитающие на дне (бентосные) организмы, жизнедеятельность которых поддерживается циркуляцией чистых вод, богатых питательными веществами¹. В таких районах отлагается карбонат кальция, выделенный организмами при образовании раковин и панцирей, а также осаждающийся неорганическим путем тонкий карбонатный ил. Медленные проседания морского дна компенсируются быстрым ростом вверх колоний бентосных организмов. В таких условиях за длительное время могут возникать карбонатные отложения очень большой мощности. Древние известняки в основном формировались таким образом и имеют обычно биогенную природу.

В общем накопление карбонатных осадков происходит в местах их образования, чем они и отличаются от терригенных отложений. Однако часть морских карбонатных осадков абрадируется, перераспределяется и сортируется волнами и течениями, подобно тому как это происходит с терригенным материалом, поступившим в бассейны седиментации. Хорошо сортированные карбонатные пески, так же как их терригенные аналоги, могут отлагаться на пляжах и барах и в приливных зонах, где иногда образуются прибрежные дюны. Обломочный карбонатный материал может также переноситься турбидитными течениями и отлагаться в глубоких частях моря с образованием слоистых толщ карбонатных песков, сложенных преимущественно обломками скелетов мелководных организмов. В результате быстрой транспортировки обломочные карбонатные осадки могут отлагаться ниже уровня компенсации, переслаиваясь здесь с мелкоководными некарбонатными илами.

Вне моря хемогенные и биогенные отложения обычно имеют меньшую мощность и сильнее загрязнены терригенным материалом. Вероятно, наиболее типичные относительно чистые континентальные органогенные отложения — это пласты торфа и каменного угля. Иногда они развиты на большой площади, но всегда имеют относительно небольшую мощность. Подобные отложения, несомненно, образуются в болотах и маршах, расположенных таким образом, что к скоплениям растительных остатков поступает очень мало обломочного материала. В настоящее время это реализуется в болоте Дисмал в юго-восточной части США, болотах юго-восточной Суматры или старицах дельты Ганга.

¹ К числу таких областей относятся, например, значительные части Персидского залива, шельфовые моря у побережий Флориды, Юкатана и северной части Австралии, Багамские банки и многочисленные атоллы Тихого океана.

Суждения об истории формирования древних осадков, основанные на их структуре и составе, всегда несколько неопределенны. В этом отношении очень помогают окаменелости, обычно свидетельствующие об условиях осадкообразования. Однако органические остатки надежны только в тех случаях, когда они были погребены без переноса из места их обитания. Органические обломки нельзя использовать в этих целях. После отложения и погребения они могли смыываться с образованием более молодых отложений в иной обстановке. В частности, остатки организмов, обитавших в мелководных зонах озер и морей, могут выноситься донными течениями в глубокие части бассейнов за пределы их нормального обитания. Некоторые свободноплавающие *пелагические* организмы, в отличие от обитающих на дне *бентосных*, могут осаждаться на дно в разных участках бассейна и попадать в самые различные осадки. Так, присутствие фораминифер в осадках указывает на морскую обстановку их седиментации, но лишь определенные бентосные их роды и виды позволяют точно судить о конкретных условиях их образования. Диагностическое значение имеют и многие другие организмы, но существуют многочисленные органические остатки, которые нельзя использовать в этих целях. Так, одни моллюски обитают в пресных водах, а другие — в море. Некоторые организмы, такие как определенные виды устриц, процветают в зоне прилива и в периодически осолоняющихся водах. Для того чтобы судить по органическим остаткам об условиях седиментации, необходимы некоторые знания палеонтологии, особенно ее раздела, называемого палеоэкологией. Обычно петрографы сами не могут произвести хорошие определения организмов, но они должны по возможности полнее использовать такие определения палеонтологов, поскольку органические остатки представляют собой неотъемлемую и важную составную часть включающих их осадочных пород.

Неорганические признаки, говорящие об условиях седиментации, относительно немногочисленны или недостаточно изучены. Наиболее важным является минерал глауконит, широко распространенный в осадках разных возрастов и явно образующийся только в море. Он возникает при диагенезе илов на морском дне, обычно на глубинах не более нескольких сотен метров в восстановительных условиях. В тех же условиях обычно кристаллизуется пирит, и два этих минерала часто ассоциируются в осадочных породах.

Диагенез

После отложения осадков в них происходят изменения как в структуре, так и в составе. Если эти изменения происходят при низких температурах, их называют *диагенетическими* в от-

личие от более высокотемпературных метаморфических преобразований. Иногда изменения происходят почти одновременно с осаждением вещества, так что их трудно отграничить от первичных особенностей осадков. Так, глауконит обычно квалифицируется как диагенетический минерал, однако он образуется в еще не погребенном осадке на морском дне (см. стр. 136—138). Раннедиагенетические реакции в морских осадках похожи на постседиментационные изменения континентальных отложений, подвергшихся субаэральному выветриванию перед погребением. Ранний диагенез в морских условиях часто даже называют подводным выветриванием или *гальмиролизом*. Подобно тому как организмы и органические вещества ускоряют многие реакции при субаэральном выветривании, многие процессы раннего морского диагенеза стимулируются организмами, особенно бактериями и различными пожирателями остатков, которых много на морском дне и которые живут в развитых здесь осадках. Как правило, организмы в наибольшем количестве обитают в самом верхнем слое осадков, и чем дольше осадок остается непогребенным и подвергается воздействию организмов, тем сильнее он изменяется. Период, в течение которого происходят раннедиагенетические изменения, зависит от скорости отложения вещества, и соответственно они максимальны проявляются при медленном осадконакоплении.

Другие реакции происходят спустя длительное время после отложения осадка. Их можно назвать *позднедиагенетическими*. Такие изменения реализуются иногда после продолжительного погребения или даже деформации осадков. Если они проявляются на таких глубинах, где давления и температуры выше, чем на поверхности, диагенез постепенно перерастает в метаморфизм. Позднедиагенетические реакции, длительно протекающие, ведут к уплотнению и литификации осадков.

Помимо уплотнения при диагенезе обычно также проявляются растворение, аутигенез и замещение. *Уплотнение*¹, происходящее по мере погребения, заключается в сближении частиц под давлением нагрузки вышележащей толщи и соответственном уменьшении валового объема. Поровые флюиды при этом выжимаются и обычно медленно мигрируют вверх сквозь осадки. Наиболее заметен процесс уплотнения проявляется в тонких обводненных илах как обломочной, так и хемогенной природы, но он в той или иной мере присущ любым осадкам. В результате одного лишь уплотнения первичные реликтовые воды,

¹ Под *уплотнением* в инженерной геологии (в механике грунтов) подразумевается уменьшение объема, сопровождающееся выжиманием лишь воздуха, а не воды. Обычному же пониманию этого термина литологами в инженерной геологии соответствует определение *отвердевание* (consolidation), подразумевающее уменьшение общей пористости.

насыщающие морские и озерные осадки, не могут удаляться полностью и частично сохраняются в глубоко погребенных отложениях любого возраста. Эти воды представляют среду для поздних химических изменений, и их состав оказывает влияние на многие диагенетические реакции. Они могут обновляться в результате медленной общей циркуляции подземных флюидов сквозь породы.

Во многих осадочных породах наблюдаются признаки растворения в процессе диагенеза. В одних случаях при этом возникают каверны, а если давление препятствует возникновению открытых полостей, могут развиваться *стилолиты*. Последние представляют собой довольно неправильные поверхности в породе, которые обычно фиксируются тонкими швами с нерастворимым остатком. Пересечение стилолитами отдельных зерен и окаменелостей свидетельствует о том, что после седиментации происходило удаление некоторого материала. Взаимопроникающие извилистые границы смежных зерен могут иметь *микростилолитовую* природу (ср. с рис. 14-6, б). Замещение и выполнение отпечатков окаменелостей невозможны без растворения и переотложения первичного материала осадка. Различные неустойчивые минералы, особенно железомagneзиальные силикаты: оливин и пироксены — удаляются из древних терригенных отложений в результате *внутрислоевого растворения*. Эти минералы удается наблюдать лишь в относительно молодых породах.

В осадочных породах кристаллизуются аутигенные минералы, устойчивые при диагенезе. Они могут осаждаться в качестве цемента в открытых порах между обломочными зернами или замещать первичные компоненты осадка. Чаще всего цемент представлен кварцем и кальцитом, но встречаются и многие другие цементирующие минералы. К числу типичных аутигенных метасоматических минералов относятся доломит и кремнь, замещающие кальцит в известняках.

Диагенетические изменения проявляются неравномерно в зависимости от типа пород и условий диагенеза. Однако наиболее существенный видимый их результат заключается в *литификации*. Некоторые осадки при этом цементируются аутигенными минералами, другие уплотняются и отвердевают под влиянием одного давления. В результате сильного уплотнения глинистого материала, например, возникают крепко связанные агрегаты, которые уже не легко поддаются дезинтеграции. Некоторые относительно крупнозернистые обломочные осадки литифицируются при совместном проявлении деформации и частичного растворения зерен, превращаясь в крепко связанный мозаичный агрегат зерен с взаимопроникающими границами (рис. 13-15, б).

Тектоническая обстановка

Различные факторы, определяющие происхождение осадочных пород, выше рассматривались порознь. Однако они не вполне независимы один от другого. Осадочные породы — продукт сложных условий окружающей среды, сохраняющихся в общем в течение длительных периодов времени в пределах крупных областей, но слегка варьирующих в зависимости от места и времени. При этом определенную роль играют уже отмечавшиеся генетические факторы, однако все они зависят от тектонического режима земной коры.

Осадочные отложения, сформировавшиеся в стабильных частях земной коры, отличаются от осадков неустойчивых областей. Эти различия сказываются в характере ассоциаций, составе и структуре образующихся осадочных пород. Ошибкой было бы, однако, считать, что какая-либо конкретная порода всегда образуется только в специфических тектонических условиях.

Тектонические режимы можно подразделить на несколько широких категорий, отвечающих крупным регионам земной коры. Своеобразное положение занимают кратоны — обширные регионы с устойчивым режимом континентальной платформы в течение длительных периодов. Эти регионы тектонически малоактивные. Для них обычно характерен относительно равнинный рельеф и довольно постоянный климат. Разложение пород в результате выветривания в кратонах происходит довольно полно, поскольку выветрелый материал удаляется очень медленно. Обломочный материал может переноситься на большие расстояния с неоднократными переотложениями, прежде чем он будет окончательно погребен. Осадочные отложения образуют тонкий покров на обширных площадях и долго могут лежать на поверхности. Рельеф приближается к равновесию; осадочный материал по этому рельефу медленно перемещается к окраине континента. При слабых эпейрогенических опусканиях обширные области кратона могут затопляться очень мелкими эпиконтинентальными морями, в которых отлагаются маломощные осадки. При длительном постепенном проседании могут накапливаться толщи осадков значительной мощности, но в них обычно наблюдаются многочисленные перерывы (несогласия), а мощности их меньше, чем у осадков неустойчивых областей.

В терригенных осадках кратонов концентрируются устойчивые минералы. Гальки и песчаные зерна обычно хорошо окатаны, и в кластических отложениях проявляется тенденция к сортированности — песок и глины отлагаются отдельно. В эпиконтинентальных морях могут жить многие известковые организмы, за счет которых образуются широко распространенные известняки. Типичные осадки кратонов представлены богатыми

кварцем песчаниками и глинистыми сланцами, а также известняками и доломитами. Эти породы широко развиты в относительно маломощных и слабо деформированных палеозойских толщах внутриконтинентальной части США, которые накапливались в эпиконтинентальных морях и на прилегающих к ним низменностях в пределах стабильной континентальной платформы.

Менее стабильной после раннего мела была восточная окраина Северо-Американского континента. Здесь происходило почти непрерывное прогибание, и реки поставляли большие объемы терригенного материала, сносимого с приподнятых внутренних частей континента. В результате этого на континентальной окраине в пределах полосы шириной более 100 км накопилась осадочная толща мощностью не менее 5 км. В северной части атлантического побережья эта толща сложена главным образом аргиллитами, а также кварцевыми и полевошпатовыми песчаниками. В южном направлении эти терригенные отложения сменяются известняками, отложившимися в теплых мелководных морях южной Флориды — Багамских банок, которые были за пределами досягаемости для терригенных силикатных обломков. Хотя осадки и карбонатной, и терригенной фаций очень мощные, тем не менее характер обеих толщ свидетельствует, что они отлагались в относительно мелких водах континентального шельфа или на прилегающей прибрежной равнине. Обломочный материал частично сносился в открытое море за пределы шельфа и накапливался на океаническом дне у подножия континентального склона. По минеральному составу эти песчаные слои подобны встречающимся на прилегающем шельфе, но глубоководным бурением доказано, что по текстурным и структурным характеристикам они в общем отвечают флишу. Крупные накопления осадков, подобные развитым у восточной окраины Северной Америки, видимо, характерны и для других рифтовых континентальных окраин. Мощные мелководные осадочные комплексы, подстилающие широкие континентальные шельфы вдоль рифтовых окраин континентов, называются *миогеоклинами* [1].

Очень большая подвижность характерна для активных орогенных поясов, в которых происходят столкновения континентальных и океанических плит. Для таких поясов, например для современного Тихоокеанского кольца, характерны вулканическая деятельность и горный рельеф, которым способствуют непрерывные относительные движения литосферных плит. Здесь обычно в относительно небольших по размерам бассейнах происходит быстрое накопление иногда чрезвычайно мощных толщ терригенных осадков. С орогенных континентальных окраин огромные массы осадочного материала выносятся в море и отлагаются в тектонически активных глубоководных желобах и в

бассейнах на погруженных окраинах и на океанической коре за их пределами. Эти отложения обычно представлены флишем, состоящим из переслаивающихся песчаников и аргиллитов. Во многих случаях присутствуют также прослои подводных лавовых потоков и вулканокластических пород. На возвышенных частях континентальных окраин в предгорьях недавно поднявшихся горных цепей отлагаются мощные аллювиальные комплексы дельтовых конусов выноса, называемые *молассами*.

Для песчаников, отлагающихся вдоль орогенной окраины континентальной плиты, характерны значительные количества неустойчивых детритусовых компонентов, в основном плагиоклаза и обломков афанитовых пород, иногда обильная примесь вулканических обломков. Рядом с высокоподнятыми континентальными блоками с выходами кварц-полевошпатовых плутонических пород могут формироваться аркозовые песчаники, сложенные преимущественно полевыми шпатами и кварцем. Более того, в результате непрерывной смены в течение длительных периодов тектонической активности и седиментации относительно рано сформировавшиеся отложения могут деформироваться и после подъема служить вторичным источником материала для более молодых осадков.

Для обозначения двух характерных фаций орогенных регионов в настоящее время приняты уже упоминавшиеся термины *флиш* и *моласса*, ведущие начало от формаций, встречающихся в Альпах. Флишем были названы глубоководные отложения, формирование которых было прервано одним из альпийских орогенных этапов, при котором эти породы были деформированы и подняты. Молассой называют предгорные отложения, сформировавшиеся у северного подножия гор в процессе и после их поднятия. Альпийский флиш обычно представлен тонкослоистыми толщами большой мощности с редкими окаменелостями. В них наблюдается перемежаемость глинистых или известковистых песчаников с градационной слоистостью и темных глинистых сланцев или мергелей. Моласса также образует мощные толщи и содержит мало окаменелостей. Так как эта толща более молодая, чем флиш, то в ней иногда присутствуют обломки деформированных пород флиша, поднятых и обнаженных в Альпах. Другое отличие альпийской молассы от флиша заключается в том, что она сложена конгломератами, песчаниками и аргиллитами как флювиального, так и мелководно-морского типа.

Недавние исследования океанического дна и быстрое развитие концепции тектоники плит привлекли внимание к большому разнообразию тектонических условий осадконакопления [2]. Более ранние представления о соотношениях тектоники и осадкообразования основывались на изучении древних осадочных толщ, обнажающихся только на континентах. В складчатых

поясах древних горных цепей различали две ассоциации осадочных толщ. Первая из них, *миогеосинклинальная*, представляет собой исключительно мощную толщу известняков, кварцевых песчаников и глинистых сланцев, преимущественно мелководную, содержащую много окаменелостей. Вторая ассоциация, представленная очень мощной толщей флишевого типа, сложенной песчаниками (обычно граувакковыми) и аргиллитами или глинистыми сланцами, переслаивающимися с вулканитами (обычно подушечными лавами) и пластами радиоляриевых кремней, называется *эвгеосинклинальной*. Эти два термина обозначают мощные стратифицированные толщи двух принципиально различных типов. Они не отражают специфики тектонических обстановок в отличие от нового термина *миогеоклин*.

Соотношения тектоники и условий седиментации, наблюдающиеся в настоящее время и в недалеком геологическом прошлом, нельзя прямо экстраполировать на более древние, особенно докембрийские, комплексы. Упомянем в связи с этим хотя бы необычайно мощные отложения морских бассейнов протерозойского возраста с их уникальными слоистыми железистыми формациями (преимущественно железистыми кварцитами, ср. стр. 134, 144) и промышленными сульфидными залежами. Эти отложения широко распространены в пределах нескольких континентальных кратонов, но их уникальный характер, особенно в отношении месторождений металлов, свидетельствует о том, что раннепротерозойские условия осадкообразования впоследствии не воссоздавались.

Литература

О проблемах происхождения осадочных пород см. работы: *Blatt H., Middleton G. and Murray R. Origin of Sedimentary Rocks*, 2nd ed. Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, 1980; *Friedman G. M. and Sanders J. E., Principles of Sedimentology*, New York: Wiley, 1978.

См. также работы:

1. *Dietz R. S., Holden J. C., Journal of Geology*, vol. 74 (1966): pp. 566—583.
2. Более детально тектонические условия, ведущие к отложению обломочного материала, и зависимость состава песка от условий осадконакопления в свете тектоники плит рассмотрены в работах: *Dickinson W. R., Suczek C. A., American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 63 (1979): pp. 2164—2182; *Dickinson W. R., Valloni R., Geology*, vol. 8 (1980): pp. 82—86.

Глава 11. Состав и структура осадочных пород

Компоненты осадка как основа классификации

Осадочные породы слагаются двумя типами частиц. К первому из них относятся все обломочные (преимущественно терригенные) частицы, перенесенные механически к месту осадения, ко второму — все минералы, осадившиеся химически или биохимически на месте современного залегания, а также более поздние хемогенные продукты — аутигенный цемент и другие диагенетические образования.

Обломочный материал, представленный твердыми частицами, транспортированными чисто механически, классифицируется по размерам частиц (галька, песок, алеврит, глина). Минералы, присутствовавшие в наземном источнике и сохранившиеся при выветривании и переносе, можно встретить в качестве обломочных частиц в осадках. Хемогенными и биохемогенными компонентами осадков, однако, могут быть только минералы, которые могли кристаллизоваться или перекристаллизоваться в водных растворах при температурах и давлениях, свойственных поверхностным и близповерхностным условиям. Принадлежность того или иного компонента осадка к обломкам или местному осадку обычно устанавливается, исходя из структурного положения минерала и его взаимоотношения с другими компонентами осадочной породы. Многие минералы могут иметь как обломочное, так и необломочное происхождение. К их числу относятся и наиболее распространенные минералы осадочных пород — глинистые минералы, кварц, щелочные полевые шпаты, кальцийсодержащие карбонаты. Они иногда бывают одновременно и обломочными, и аутигенными.

В большинстве осадочных пород присутствует несколько различных компонентов, как обломочных, так и новообразованных. Для целей описания и классификации имеют значения лишь немногие из возможных составных частей, играющие наиболее важную количественную роль:

1. Обломочные частицы.

а. *Галька, песок и крупный алеврит.* Это относительно крупные частицы, переносимые преимущественно течениями в виде твердого стока у ложа. Они сложены главным образом кварцем (включая кремень), другими обычными породообразующими минералами (в основном силикатами) и обломками поликристаллических пород.

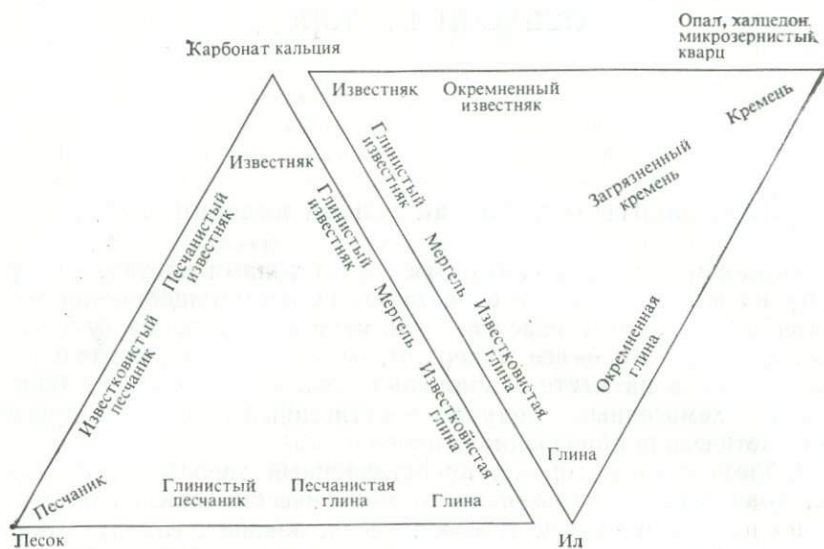


Рис. 11-1. Общая классификация осадочных пород. Границы между отдельными типами пород не показаны, так как между ними существуют постепенные переходы.

б. *Ил* (mud; глинистые частицы и тонкий алеврит). Это мельчайшие частицы, переносимые течениями во взвешенном состоянии. Они представлены главным образом глинистыми минералами и в меньшей степени тончайшими обломочками кварца и слюды.

2. Новообразованные минералы.

а. Карбонаты кальция, главным образом кальцит и арагонит (в основном биохемогенного происхождения), а также доломит.

б. SiO_2 в форме опала (преимущественно биохемогенного происхождения), халцедона и микрочернистого кварца.

Состав часто встречающихся осадочных пород можно описать в системе из этих четырех конечных членов, которые могут встречаться порознь или совместно во всевозможных количественных соотношениях. Смешанные породы классифицируются и называются по их главным компонентам.

Из-за существования постепенных переходов между отдельными осадочными породами все их классификации неизбежно условны. Так, на рис. 11-1 они классифицируются в общих чертах как смеси трех компонентов. Вершины одного из треугольников на этой диаграмме отвечают карбонату кальция, илу и новообразованному SiO_2 . В вершинах второго треуголь-

ника помещены карбонат кальция, ил и песок. Точки в пределах каждого из этих треугольников соответствуют всевозможным смесям из трех компонентов, отвечающих их вершинам. Подобным образом могут классифицироваться и другие смеси, например содержащие песок и новообразованный SiO_2 , алеврит вместо песка или какой-либо дополнительный четвертый компонент.

В полной классификации осадочных пород учитываются другие хемогенные компоненты помимо приведенных на рис. 11-1, но принципы классификации остаются теми же. *Фосфориты*, например, это осадки, в которых доминирует кристолитическая разновидность апатита, называемая *коллофаном*. Последний может встречаться в виде практически мономинеральных скоплений, но обычно смешан с песком, глинистыми минералами или карбонатами. Соответственно существуют фосфатные песчаники, аргиллиты и известняки. *Эвапоритами* называют осадки, содержащие относительно растворимые минералы, например гипс, ангидрит и галит, осаждение которых обусловлено выпариванием воды. Они также могут быть почти чистыми, но весьма часто смешаны с песком, глинистыми минералами или карбонатами кальция. Отметим также обогащенные железом отложения, в которых важную роль играют такие минералы, как гематит, пирит, сидерит, глауконит, шамозит и гриналит.

Гл. 12—14 посвящены описанию наиболее распространенных осадочных пород — глин и глинистых сланцев, песчаников, известняков и доломитов. В гл. 15 кратко рассматриваются прочие осадочные породы, образующие только локальные скопления. Однако прежде чем обратиться к детальному описанию этих пород, рассмотрим некоторые общие особенности структуры и минералогии осадков.

Распространение и устойчивость минералов в осадках

Многие породообразующие минералы *неустойчивы* в условиях земной поверхности и разрушаются или изменяются при выветривании, переносе или диагенезе. Соответственно они менее распространены в обломочных породах по сравнению с материнскими. Минералы, практически не изменяющиеся в процессе седиментации, рассматриваются как *стабильные*. Однако в этом смысле устойчивость минералов относительная, так что их не удастся однозначно отнести к какой-либо одной категории из двух. Они в разной степени противостоят разрушению, и в одном конце их ряда располагаются кальцит или оливин, легко растворяющиеся или разлагающиеся в поверхностных или

близкоповерхностных условиях, а в другом — кварц, который хорошо противостоит изменениям во всех осадочных обстановках.

Рассмотрим, например, обычные железомagneзиальные силикаты магматических пород. При химическом выветривании и воздействии подземных вод в погребенных осадках наиболее легко разлагается оливин. Остальные темноцветные минералы разрушаются в следующей последовательности: пироксен, роговая обманка, биотит. Эта последовательность отвечает порядку их нормальной кристаллизации из охлаждающейся магмы. Среди полевых шпатов кальциевые разновидности разрушаются легче, чем щелочные, и наиболее устойчивы в поверхностных условиях альбит, ортоклаз и микроклин. Особенно упорно противостоят разложению кварц и мусковит. Следовательно, ряд устойчивости фельзических минералов также сходен с их магматической реакционной серией, и позднее кристаллизующиеся низкотемпературные силикаты магматических пород наиболее устойчивы в осадочной обстановке.

Таким образом, породообразующие минералы можно расположить в общем ряду устойчивости, отображающем их относительное сопротивление разрушению при нормальных процессах седиментации. Однако этот ряд несколько изменяется при смене условий. Кальцит, например, обычно растворяется в вадозных водах при выветривании, особенно в теплом влажном климате в районах с обильной растительностью, но в условиях седиментации и при последующем диагенезе он может быть устойчивым и обычно кристаллизуется в качестве аутигенного минерала. Щелочные полевые шпаты также, судя по частому образованию их аутигенных кристаллов, устойчивы при диагенезе морских осадков, тогда как в условиях выветривания и транспортировки они сравнительно неустойчивы и разрушаются. Среди глинистых минералов, образующихся при выветривании, каолинит более устойчив в кислых, а смектит — в щелочных условиях. Однако при диагенезе в морских условиях оба минерала могут медленно превращаться в иллит или хлорит.

Относительная устойчивость минералов в различных условиях диагенеза, например в нормальной морской по сравнению с пресноводной или обстановкой очень соленых вод, довольно неопределенная, однако в каждом случае должна характеризоваться своим рядом устойчивости. Некоторые обычные минералы, очевидно, никогда не бывают аутигенными и имеют тенденцию удаляться пластовыми водами при диагенезе. К их числу относятся, например, высокотемпературные силикаты магматических пород (оливин, пироксен и кальциевый плагиоклаз, для которых неизвестны случаи кристаллизации при низких температурах в осадках). Поскольку эти минералы обычны для магматических и метаморфических пород, но крайне редко встречаются в относительно древних осадочных породах,

они, очевидно, уничтожаются преимущественно в гипергенном цикле.

Приведенное выше обсуждение можно использовать для подразделения обычных минералов на следующие широкие группы.

1. Неустойчивые минералы.

а. Минералы, изменяющиеся или разрушающиеся на какой-либо или на всех стадиях осадочного цикла — при выветривании, транспортировке или диагенезе. По степени увеличения устойчивости обычные минералы этой группы располагаются в ряд: оливин, пироксен, кальциевый плагиоклаз ($Ап_{50-100}$), роговая обманка, биотит и олигоклаз-андезин.

б. Минералы, обычно устойчивые при диагенезе, особенно в морских условиях. Эти минералы противостоят изменениям, будучи уже в осадке, и в этом случае чаще всего имеют аутигенное происхождение, но они разрушаются при выветривании и абразии, а следовательно, неустойчивы в качестве обломочных. В приблизительном порядке увеличения устойчивости наиболее обычные минералы этой группы образуют следующий ряд: различные карбонаты, глауконит, пирит, апатит, цеолиты и щелочные полевые шпаты.

2. Устойчивые минералы.

а. Минералы, которые наиболее эффективно противостоят изменениям и разрушению на всех стадиях осадочного цикла. Они встречаются как в виде обломочных, так и аутигенных составляющих осадочных пород. К числу наиболее обычных в этой группе относятся глинистые минералы¹, кварц (включая кремний), мусковит, турмалин, циркон, рутил, брукит и анатаз.

Все минералы приведенного выше перечня обычно обнаруживаются в осадочных породах, но лишь немногие из них образуют значительные концентрации. Наиболее распространены кварц, главный компонент песчаников, и глинистые минералы, преобладающие в аргиллитах и сланцеватых глинах. В относительно больших количествах встречаются полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, альбит и олигоклаз-андезин), карбонаты (кальцит и доломит), а также хемогенные формы кремнезема (опал, халцедон и микрозернистый кварц). В значительно меньших количествах в осадках присутствуют окислы железа. Все остальные минералы совместно слагают, вероятно, менее 3% валового состава осадочных пород. Однако некоторые из них местами могут концентрироваться и играть в этом случае ведущую роль. Наиболее типичны для этой группы гётит (вклю-

¹ Глинистые минералы устойчивы, если их рассматривать как группу. Отдельные их виды при выветривании и диагенезе устойчивы лишь в узких пределах условий (с. 48).

чая лимонит), гематит, сидерит, глауконит, шамозит, гипс, ангидрит, галит и коллофан.

Следует подчеркнуть, что в осадочных породах наиболее распространены минералы, устойчивые при диагенезе. Эти минералы образуют и наибольшие концентрации. Такие минералы могут кристаллизоваться при низких температурах. Наиболее обычны среди них кварц и глинистые минералы, устойчивые во всех условиях формирования осадочных пород.

Структуры осадочных пород

В отличие от минерального или химического состава структуры отображают физические особенности пород, прежде всего степень их кристалличности и размеры зерен, а также взаимоотношения индивидуальных компонентов. Одинаковыми структурами могут обладать породы различного минерального состава, и, наоборот, породы с разными структурами могут иметь один и тот же минеральный состав. Известняки, например, могут обладать рядом структурных разновидностей. Все они состоят в основном из кальцита, но в одних случаях образующего грубокристаллический агрегат, а в других — настолько тонкозернистый, что отдельные зерна в нем визуальнo неразличимы. Некоторые известняки сложены одинаковыми по размеру зернами, а в других отдельные более крупные кристаллы рассеяны в связующей массе мелких зерен. В некоторых известняках кристаллы кальцита образуют плотную мозаику тесно прилегающих друг к другу кристаллов, тогда как другие известняки пористые. Кристаллы кальцита могут располагаться в виде пластинчатых или волокнистых агрегатов с различной органической структурой, а в других случаях слагают грубооблачатые агрегаты, подобные возникающим при росте кристаллов от стенок в открытых полостях. Чаще, однако, зерна в известняке изометричны, и порода имеет сахаровидный облик. *Оолитовые* известняки состоят из бесчисленных мелких сферидов, каждый из которых обычно имеет концентрическую, а часто радиальную текстуру. Наконец, кальцит может быть представлен песчаными зернами, в одних случаях несвязными, а в других — прочно сцементированными также кальцитом, осадившимся в порах между зернами. Все упомянутые особенности известняков иллюстрируют их *структуры*, имеющие генетическое значение и представляющие основу классификации пород.

Для решения вопроса о способе образования осадочной породы необходимо обычно изучить как минеральный состав, так и структурные взаимоотношения между отдельными компонентами породы. Структурные особенности позволяют отличать механически отложившиеся зерна от зерен, осадившихся химическим путем или возникших вследствие перекристаллизации.

Соответственно структуры подразделяются на *кластические* (агрегаты механически отложившихся обломков) и *некластические*.

Некластические структуры

Типичная некластическая структура образована мозаикой: плотно соприкасающихся кристаллов частично взаимно проникающих один в другой. Такую структуру обычно называют попросту кристаллической. Отдельные кристаллы имеют различные форму и размер, а их границы могут быть гладкими и правильными или зубчатыми и неправильными. В тех случаях, когда зерна ксеноморфные или гипидиоморфные грубо изометричные и имеют примерно одинаковые размеры, говорят о *кристаллически-зернистой* структуре. В других породах с кристаллической структурой размеры зерен варьируют в широких пределах, некоторые из них могут быть идиоморфными, как, например, кристаллы доломита, замещающие кальцит в известняках (рис. 14-10, а). Если кристаллы имеют волокнистый, призматический или пластинчатый габитус, они могут быть расположены относительно друг друга разными способами, формируя различные структуры (рис. 15-10, 15-11).

Кристаллические структуры, в которых не удается различать отдельные индивиды, называются *микрорис-таллическими*. Этим термином обычно определяют агрегаты, в которых размер отдельных зерен меньше 30 мкм, т. е. меньше толщины стандартного шлифа. В тех случаях, когда кристаллическое строение устанавливается лишь при самых больших увеличениях или с помощью рентгенограмм, структуру называют *крип-токристаллической* или *скрытокристаллической*. Истинную некристаллическую структуру, свойственную, например, биогенному опалу (ср. с. 125), можно ожидать лишь в относительно молодых осадочных породах. Она нехарактерна для сколько-нибудь крупных масс. Микро- и скрытокристаллические структуры совместно относят к общей категории *афанитовых* структур.

Особенности некластических структур определяются ростом, или укрупнением, кристаллов в агрегатах; стадиями этого процесса можно лучше всего охарактеризовать некоторые структуры. Вначале из раствора осаждаются мельчайшие кристаллы. Они находятся в окружении несколько пересыщенного раствора, который питает их и в котором они могут свободно расти. Такие исходные кристаллы или прикрепляются к некоторой твердой поверхности, находящейся в контакте с раствором, или находятся во взвешенном состоянии. Однако водные растворы в морях и озерах, в которых образуется большинство хемогенных осадков, настолько жидкие, что любые взвешенные

в них кристаллы быстро осаждаются на дно. Накопившийся таким образом агрегат кристаллов имеет высокую пористость. К таким осадкам относятся известковые илы, но они недолго остаются такими. Кристаллы в них спрессовываются друг с другом под нагрузкой новообразованных осадков и могут продолжать расти в результате осаждения вещества из несколько пересыщенного порового раствора. В большинстве хемогенных осадков наблюдается также по крайней мере частичная перекристаллизация первичного осадка, обусловленная давлением и температурой, возрастающими по мере погребения.

При отсутствии перекристаллизации в результате осаждения из разбавленных водных растворов могут возникать лишь довольно пористые агрегаты. Более плотные осадки, вероятно, образуются при кристаллизации из концентрированных рассолов, но даже в эвапоритах усыхающих озер существует значительная межзерновая пористость, сохраняющаяся до тех пор, пока они не будут погребены и не подвергнутся перекристаллизации. Плотные непористые структуры, однако, имеют агрегаты кристаллов, медленно растущих от твердой поверхности из слабо пересыщенных растворов. Такой процесс должен обеспечиваться либо диффузией ионов в растворе, либо движением самого раствора. Если эти условия реализуются, возникают плотные агрегаты, что имеет место в случае выполнения каверн и открытых трещин и образования цемента, выполняющего поры во многих породах.

Поскольку большинство осадков хемогенного и биогенного происхождения сложено минералами, в той или иной степени растворимыми в воде, они весьма восприимчивы к перекристаллизации при диагенезе, особенно при повышенных температурах и давлениях, обусловленных погребением. При простой перекристаллизации первичного осадка, не сопровождающейся кристаллизацией новых минералов, размеры зерен возрастают и отдельные кристаллы при этом смыкаются. Границы зерен могут быть относительно плавными или зазубренными и взаимопроницаемыми, а поровые пространства между зернами отсутствуют. При *замещении* первичного вещества новыми минералами возникают различные иные структуры. В большинстве случаев происходит, однако, не увеличение, а уменьшение размеров зерен, как это имеет место при доломитизации или силификации крупнокристаллических известняков. Если новообразованные минералы занимают меньший объем, чем первичные, может возрастать пористость.

Кластические структуры

Породы, образующиеся в результате накопления обломков более древних пород и минералов, обладают кластической

структурой. Частицы могут иметь любые размеры, форму и состав, они могут быть по-разному упакованы — рыхло или очень плотно. В большинстве случаев кластические агрегаты, подобные песку и галечнику, обладают межзерновой пористостью, но в результате кристаллизации в порах аутигенного цемента они становятся непроницаемыми. В других случаях поры закрываются как результат очень плотной упаковки самих кластических частиц, обусловленной их сдавливанием с частичным растворением при глубоком погребении. Кластические породы тогда приобретает строение, сходное с кристаллически-зернистым. Однако определение «кластический» применимо к таким консолидированным породам, как и к несвязному пористому песку. Это определение можно применять по отношению к любым структурам, первично-обломочный характер которых либо различим визуально, либо уверенно может предполагаться.

В плохо сортированных обломочных агрегатах с частицами, размеры которых колеблются в широких пределах, удобно различать в описательных целях *зерна* и *основную массу* аналогично вкрапленникам и основной массе порфировых магматических пород. При этом не подразумеваются какие-либо конкретные размеры зерен. Важны лишь *относительные* размеры частиц, их размещение в общем агрегате. Очень мелкие частицы обычно плотно располагаются между крупными и создают впечатление связующей массы, окружающей и включающей более крупные зерна. Различие между основной массой и зернами базируется на внешнем их облике, видно только в агрегате по иной форме выделений и более темному цвету мелкозернистого материала. Если зерна составляют более двух третей горной породы, они находятся в контакте между собой (*grain-supported texture*). Если же зерен меньше, они расположены на удалении одно от другого и как бы плавают в основной массе (*matrix-supported* или *mud-supported texture*).

В кластических породах, за исключением наиболее молодых современных осадков, присутствует аутигенный цемент. Обычно минералы кристаллизуются в пустотках между обломками, осаждаясь вначале на поверхностях зерен, а затем постепенно выполняя все поровое пространство. Аутигенный цемент часто наблюдается в хорошо сортированных алевролитах, песчаниках и галечниках, редкое его появление в глинах, вероятно, связано с их относительной непроницаемостью, предотвращающей проникновение в глины растворов и осаждение в них значительных количеств цемента. Глинистый материал сам по себе плотно связывается, способствуя консолидации пород, в которых он содержится, даже при отсутствии аутигенного цемента.

Все обломочные породы имеют кластическую структуру. Помимо осадков, сложенных терригенными обломками, в эту группу входят и породы, состоящие из органогенных обломков

(раковины и т. д.), образующихся на морском дне в результате дробления и перемещения твердых остатков организмов или ранее образованного осадочного материала. Такие обломочные отложения могут быть плохо сортированными, но течения способствуют их сортировке. Они бывают чистыми или смешиваются с терригенными силикатными обломками. В результате диагенетической перекристаллизации и замещений, которым такие породы особенно подвержены, их кластическая структура в дальнейшем может быть затупевана, но часто при этом в перекристаллизованных агрегатах удается различить теньевые очертания обломочных зерен.

Размеры и сортированность кластических зерен

Размеры, одно из наиболее легко определяемых свойств частиц, используются для классификации неконсолидированных кластических осадков на валуны, гальку, гравий, песок, алеврит и глину. Эти разделы определяются установленными границами диаметра частиц, выявляющимися при просеивании на стандартном наборе сит:

	Название частиц	Диаметр частиц, мм ¹	
Грубообломочные частицы	<ul style="list-style-type: none"> — глыбы — валуны крупные и мелкие 	Более 256	
		От 256	До 64
	<ul style="list-style-type: none"> — галька — гравий — очень крупный 	64	4
		4	2
		2	1
Песок	<ul style="list-style-type: none"> — крупный — средний 	1	0,5
		0,5	0,25
	<ul style="list-style-type: none"> — мелкий — очень мелкий 	0,25	0,125
		0,125	0,062 (или 0,05)
Алеврит	0,062 (или 0,05)	0,005	
Глина		Менее 0,005	

¹ Размеры частиц определяются разными способами — по объему, диаметру, размеру ячеек сита, сквозь которое проходят частицы, по весу или скорости осаждения в жидкости. Диаметр неправильного несферического зерна определить нелегко. В этой таблице под «диаметром» понимается средний поперечный размер частицы.

Эта классификация лежит в основе обычной номенклатуры консолидированных обломочных отложений: *конгломераты*, *песчаники*, *алевролиты* и *глины* (или *аргиллиты*)¹. Агрегаты зерен

¹ Используются также синонимы, происходящие от греческих и латинских корней: для грубообломочных агрегатов — *псефиты* или *рудиты*, для песчаных пород — *псаммиты* или *арениты*, для глинистых или илестых пород — *пелиты* или *лютиты*. Породы, сложенные глинистыми частицами, называют *аргиллитами*, но при этом обычно подразумевается, что они очень крепкие, иногда также перекристаллизованные. Соответственно используются прилагательные: для глинистого материала — *аргиллитовый*, *пелитовый* и *лютитовый*; для песчаного — *аренитовый* и *псаммитовый*, для грубообломочного материала и конгломератов — *псефитовый* и *рудитовый*. Курсивом

песчаной размерности в рыхлом состоянии называют *песком*, а в литифицированном — *песчаником*. Аналогично скопления мелких частиц обозначаются *алевритом* и *алевролитом*, тогда как агрегаты тончайшего материала называют *глиной* (clay, mud) и *аргиллитом* (claystone, mudstone). Рыхлый агрегат, более чем наполовину состоящий из зерен, размеры которых превышают верхнюю границу песчаной фракции, называют *галькой* (gravel) при хорошей окатанности или *щебнем* (rubble) в случае угловатых обломков. Литифицированные породы с обломками таких размеров определяются как *конгломераты* и *брекчии* (с. 36). Эта простая номенклатура агрегатов обломочных частиц широко используется. Она имеет и генетическое значение, поскольку размер и окатанность зерен кластических агрегатов определяются гидродинамикой эрозии и осадения.

Совершенная сортировка кластических осадков проявляется очень редко. Обычно размеры частиц в них колеблются в широких пределах. Плохо сортированные породы называют по преобладающей гранулометрической фракции. Например, породу, состоящую на 55% из песчаных, на 15% из алевритовых и на 30% из глинистых частиц, можно назвать песчаником. Однако такое определение не позволит отличить эту породу от хорошо сортированного осадка, сложенного исключительно зернами песчаной размерности. Поэтому при отсутствии специфических традиционных названий такие гетерогенные породы следует снабжать соответствующими прилагательными. В данном случае ее можно назвать *глинистым песчаником* (или традиционнo *ваккой*).

Различия в сортировке кластических зерен в осадках имеют большое генетическое значение, в связи с чем здесь необходимо остановиться на терминологии, отображающей такие различия. В несортированных и плохо сортированных отложениях размеры крупных частиц *во много раз* крупнее размеров мелких частиц. Так, песчаные зерна больше тончайших глинистых частиц в тысячи раз или более, и породы, в которых тесно перемешаны частицы этих двух фракций вместе с частицами всех промежуточных размеров, относятся к плохо сортированным. Еще более резкими являются различия размеров частиц в глинистом конгломерате, но они будут меньше в смеси гальки и песка без глинистых частиц, а следовательно, такая смесь сортирована лучше. В наиболее сортированных кластических осадках, возникающих при хорошем разделении по крупности, при

выделены термины, наиболее употребительные в современной англоязычной литературе. (В советской литературе принята гранулометрическая номенклатура на греческой основе: псефиты, псаммиты, пелиты, которой далее при переводе будет отдаваться предпочтение. — *Перев.*)

отложении материала размеры частиц различаются не более чем в 5—10 раз. Хорошо сортированные породы могут быть сложены преимущественно как грубыми, так и тонкими фракциями.

Форма и окатанность кластических зерен

Под *формой*, или *сферичностью*, зерен понимают относительные размеры частиц в трех взаимно перпендикулярных измерениях, тогда как *окатанность* определяется степенью угловатости их ребер и вершин. В соответствии с формой зерна можно качественно подразделять на *сфероидальные*, или изометричные; *дисковидные*, или пластинчатые; *шестоватые*, или призматические; *пластинчатые*. В зависимости от степени окатанности различают *угловатые*, *полуугловатые*, *полуокатанные* и *окатанные* обломки. Эти два свойства нередко путают, однако они геометрически вполне самостоятельны и не связаны друг с другом. Частицы одинаковой формы могут быть в разной мере окатаны, и обломки с одной и той же степенью окатанности могут иметь различную форму. Так, додекаэдрические кристаллы граната вполне сфероидальны независимо от того, будут ли их ребра ограничены четкими углами или закруглены абразией. Призматические кристаллы роговой обманки, первоначально идиоморфные и резко угловатые, могут стать хорошо окатанными без утраты своего призматического габитуса (рис. 11-2).

Точные определения формы и окатанности во всех трех измерениях очень трудоемки и не производятся при обычном анализе осадков. В общем они оцениваются визуально посредством сравнения со стандартами, характеризующими очертания зерен в двух измерениях. К такому качественному способу побуждают прибегать двумерные шлифы, однако окатанность в них легче оценить, чем форму. Будучи срезанным в произвольной плоскости, каждое зерно характеризуется в шлифе двумя случайными диаметрами, которые неадекватно отображают его объемную форму, но дают достаточно хорошее общее представление о степени окатанности.

Форма и окатанность обломков имеют различное значение. Форма чаще всего зависит от формы кристаллов в исходной породе или собственного минерала габитуса и относительно мало изменяется при транспортировке. Вместе с тем форма обломка оказывает важное влияние на гидродинамическое его поведение, определяя скорость осаждения и способ транспортировки в водном потоке. Это приводит к селективной транспортировке обломочного материала и сортировке не только по размерам и плотности, но и по форме. Напротив, окатанность мало влияет на поведение частицы в потоке и скорее может

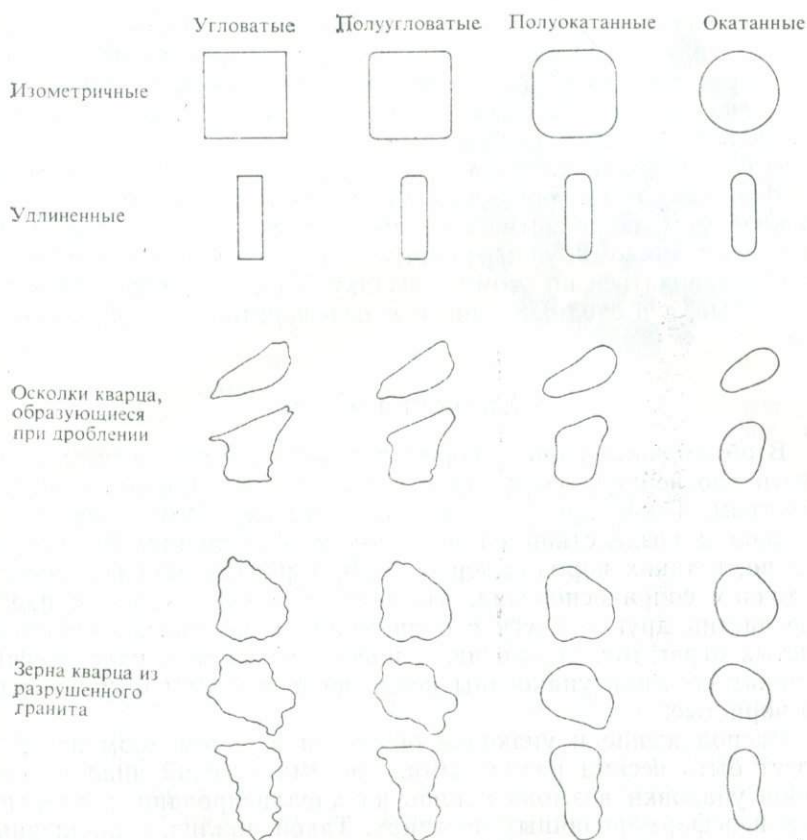


Рис. 11-2. Форма и окатанность обломочных зерен в сечениях. В сечениях обломочные зерна могут быть либо *изометричными*, либо *удлиненными*. Изометричные сечения могут иметь зерна различной формы — сферической, призматической (перпендикулярно длинному измерению) и дисковидной. Удлиненность свойственна продольным сечениям стержневидных, дискообразных и таблитчатых зерен. В средней и нижней частях диаграммы показаны типичные разрезы кварцевых зерен. Как можно видеть, их очертания близки к изометричным.

Четыре вертикальные колонки отвечают разной степени окатанности, которые качественно могут характеризоваться следующим образом. *Угловатые* — все выступы резкие с радиусом кривизны, равным нулю; поверхность зерен не абрадирована. *Полуугловатые* — выступы нерезкие, но радиус кривизны очень небольшой; большая часть поверхности зерен не абрадирована. *Полуокатанные* — выступы заметно округлены, но поверхность зерен не полностью абрадирована. *Окатанные* — вся поверхность зерен абрадирована; радиус кривизны наиболее резких выступов примерно равен радиусу максимальной вписываемой в них окружности.

быть мерилем величины абразии при транспортировке, а также — истираемости частицы. Однако, если при транспортировке заметную роль играет перекачивание частиц, например при перемещении их на мелководье вдоль побережья или при эоловом переносе, хорошо окатанные зерна переносятся дальше.

Подразделение кластических отложений по степени окатанности обломков неприложимо к очень тонкозернистым осадкам, поскольку мелкие частицы не абрадируются и остаются угловатыми. Однако крупнозернистые кластические породы могут четко различаться по этому признаку. Так, в *брекчиях* обломки угловатые, а в сходных с ними *конгломератах* они хорошо окатаны.

Упаковка зерен

В обломочных горных породах слагающие их частицы могут иметь плотнейшую упаковку с минимальным поровым пространством. Такие породы возникают при глубоком захоронении осадков и воздействию на них высокого давления. И действительно, в таких породах зерна деформированы или растворены в точках соприкосновения, что обуславливает тесное прилегание частиц друг к другу с образованием чрезвычайно малопористых агрегатов. Напротив, в новообразованных кластических осадках обломки упакованы неплотно и агрегаты обычно сильно пористые.

Расположение и упаковка обломков в обломочном агрегате могут быть весьма различными. Систематический анализ способов упаковки возможен лишь на идеализированных идентичных недеформированных частицах. Такой анализ, выполненный Грейтоном и Фрейзером [1] для однородных шаров, хотя и неприложим прямо к природным образованиям, тем не менее оказался очень информативным. При плотнейшей кубической упаковке одинаковых шаров пористость их агрегата составляет 47,5%. Наименьший объем занимают шары при плотнейшей ромбоздрической¹ упаковке, когда пористость составляет лишь 26%. В остальных случаях общий объем и пористость имеют значения, промежуточные между этими двумя крайними значениями. Однако при случайной упаковке пористость может возрастать до 45—50%. Случайные упаковки представляют комбинацию блоков с правильным и случайным распределением частиц в пространстве. Средняя пористость случайной упа-

¹ Элементарная ячейка плотнейшей кубической упаковки содержит восемь шаров, центры которых располагаются в восьми вершинах куба, ребро которого равно диаметру шара. При ромбоздрической упаковке элементарная ячейка состоит из восьми шаров, располагающихся в вершинах ромбоэдра, ребра которого равны диаметру шара.

ковки шаров одинакового размера несколько меньше 40%.

Эти идеализированные схемы в реальных обломочных породах сильно усложняются из-за различных размеров частиц, их формы и окатанности. Несферичность зерен в упаковке может сочетаться подобно камням в хорошо сложенной стенке. Такое расположение частиц уменьшает общий объем и пористость, тогда как при случайной упаковке таких же неправильных частиц образуется более пористая структура. В агрегатах плохо сортированных частиц мелкие обломки располагаются между крупными, в связи с чем можно ожидать уменьшения пористости и общего объема при одинаковом количестве твердого материала. Такие соотношения хорошо известны: плохо сортированные природные агрегаты действительно обладают наименьшей пористостью.

В случайно ориентированных петрографических шлифах обломочных пород нельзя точно определить характер упаковки зерен и пористость породы. При интерпретации наблюдений расположения обломков в шлифах надлежит помнить о соотношениях между двумерным срезом и трехмерным агрегатом, из которого он сделан. Это хорошо показали на идеализированных моделях Грейтон и Фрейзер. На рис. 11-3 показаны соотношения между пустотами и зернами в случайном срезе случайно упакованного агрегата одинаковых шаров. На этом примере ясно видны возможности ошибочных выводов о структуре при наблюдениях в случайных срезах; так как размер зерен в шлифе не отражает их реальных размеров и однородности агрегата частиц, для некоторых из них создается ложное впечатление изолированности. Если случайный срез не точно проходит через точки соприкосновения зерен, они кажутся изолированными, и если он проходит не через центр зерна, то оно кажется меньше, чем на самом деле. Вместе с тем шлифы имеют некоторую конечную толщину, и в них отчасти видно третье измерение. В связи с этим зерна, границы которых косо наклонены к поверхности шлифа, несколько налегают друг на друга и представляются непосредственно контактирующими, тогда как в

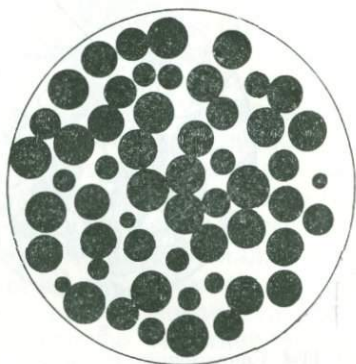


Рис. 11-3. Распределение пустот и вещества в случайном плоском сечении агрегата одинаковых шаров, находящегося в случайной упаковке в некотором пространстве. Следует учитывать, что точные размеры шаров наблюдать трудно, так как сечение проходит не по их контактам. Заимствовано у Грейтона и Фрейзера [1].



Рис. 11-4. Современные пески в шлифах.

а — пляжный песок, Пойнт-Рейс, Калифорния. Чтобы сохранить структуру, песок был сцементирован на месте залегания. Диамет. 3 мм. Полуокатанные зерна очень хорошо сортированы; пористость высокая — около 30%. Песок содержит много зерен полевого шпата (показаны следы поверхностей спайности), кремня (интенсивный крап), кварца (слабый крап) и обломки различных пород.

б — речной песок из русла Джаколитос-Крик, Коалинга, Калифорния. Чтобы сохранить структуру, песок был сцементирован на месте. Диамет. 3 мм. Полуугловатые зерна довольно хорошо сортированы; пористость очень высокая. В нижней части поля зрения виден тонкозернистый слой. Этот песок образовался в результате размыва осадочной толщи, содержащей вулканогенные песчаники. Состав зерен: андезит, аргиллит, глинистый сланец, кремнь и серпентин — 40%; кварц — 35% и полевой шпат — 25%.

действительности между ними может быть зазор. Такие границы в шлифах выглядят менее четкими.

Если иметь в виду все эти соотношения, обусловленные особенностями петрографических шлифов, наблюдения, произведенные в них, можно интерпретировать правильно. На рис. 11-4, *а*, *б* показаны срезы двух природных рыхлых песков. Несмотря на различия формы и размера частиц, можно видеть определенное сходство с рис. 11-3, дающим структуру случайно упакованного агрегата однородных шаров. В частности, в обоих случаях большинство зерен внешне изолированы друг от друга.

Как и следовало ожидать, погребенные пески в большинстве случаев имеют более плотное сложение, чем современные, залегающие на поверхности. Их упаковка, наблюдающаяся в шлифах (рис. 11-5), очевидно, обусловлена послеседиментационным уплотнением. Во многих древних глубоко погребенных песчаниках зерна практически целиком прилегают друг к другу. При отсутствии или незначительном количестве аутигенного цемента для них приходится предполагать чисто механическую природу уплотнения. Подобные структуры иногда могут быть также обусловлены аутигенным дорастанием зерен; особенно характерно это для кварцевых песчаников. В таких слу-

чаях механического уплотнения может не происходить, и поры полностью закрываются новообразованным цементом.

Под «упаковкой» принято понимать взаимное расположение самих кластических зерен без учета кристаллизовавшегося между ними аутигенного цемента. Последний при оценках упаковки сцементированных агрегатов следует приравнять к пористости неконсолидированных пород. Некоторые цементированные песчаники сложены очень рыхло упакованными обломочными зёрнами и, если не учитывать цемент, выглядят структурно как нелигифицированные пески. В таких случаях цементация, очевидно, осуществлялась вскоре после отложения, прежде чем могло произойти механическое уплотнение зерен. В других осадках относительное уплотнение проявлялось до цементации и соответственно меньше количество цемента.

Все сказанное выше об упаковке зерен относилось к взаимоотношениям зерен в относительно чистых песках и песчаниках. В плохо сортированных отложениях упаковка песчаных зерен бывает менее плотной. Когда содержание пелитовых частиц составляет 35—40%, непосредственные контакты песчаных зерен встречаются крайне редко, а в случае преобладания тонкого материала такие зерна полностью им окружаются и как бы взвешены в нем (базальная глинистая основная масса). В ре-

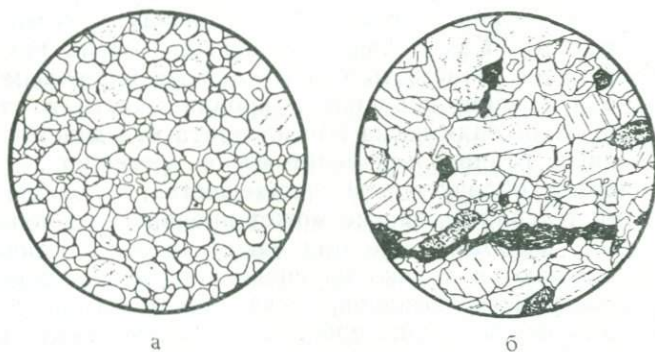


Рис. 11-5. Несцементированные песчаники в шлифах.

а — песчаник Сент-Питер (ордовик), Белойт, Висконсин. Диам. 2,5 мм. Очень хорошо сортированный песчаник, сложенный полуокатанными зёрнами кварца, т. е. *кварцевый аргилит*. Порода очень пористая, хотя зерна уплотнены и находятся в непосредственном контакте друг с другом (ср. со структурой на рис. 11-4, а).

б — аркозовый песчаник, формация Темблор (миоцен), глубина 2500 м, Кетлмен-Хилс, Калифорния. Диам. 2,5 мм. Слабо сортированный песчаник с обильными полуугловатыми зёрнами кварца и полевого шпата (со спайностью); кроме того, присутствуют немногочисленные чешуйки биотита (темные со спайностью) и частицы горных пород (интенсивный крап). Порода очень пористая, хотя глубокое погребение вызвало перераспределение и уплотнение зерен (ср. со структурой на рис. 11-4, б). Обратите внимание на деформированные чешуйки биотита, зажатые между уплотненными зёрнами.

зультате уплотнения глинистой основной массы песчаные зерна несколько сближаются, но плотнейшая их упаковка, свойственная чистым песчаникам, при этом не достигается.

Слоистость и ориентировка зерен

Условия осадкообразования редко остаются неизменными во времени, и поэтому в слоистых толщах имеют место различия по структуре и по минеральному составу. Так как слои накладываются один на другой, даже слабые их различия легко заметить, что позволяет визуально выделять осадочные формации. Однако механизмы седиментации и типы стратификации заметно варьируют. Часто слоистость настолько грубая, что наблюдать ее можно лишь в обнажениях, однако во многих случаях и в штуфах, и в шлифах хорошо различимы *слойки* толщиной в несколько миллиметров. Для многих песчаников характерны плоскопараллельные слои, выделяемые по слабым различиям размеров и минерального состава зерен, обусловленным их отложением из взмученного материала, передвигавшегося по поверхности дна. Правильные параллельные слои также характерны для алевритовых осадков и глин — годичных слоев флювиогляциальных ленточных глин. В случае постепенного последовательного изменения размера зерен в пределах отдельных слоев от их подошвы к вершине говорят о *градационной* тонкой слоистости. Как правило, у подошвы зерна крупнее, в связи с чем такая слоистость может служить надежным критерием для определения подошвы и кровли пласта в слоистых толщах. При отложении песка или алеврита под действием слабых придонных течений возникает *косая слоистость*. Так как косая слоистость образуется за счет вещества, волощущегося по дну слабыми течениями, она не может проявиться в тончайшем иле и в тине, которые даже при таком течении остаются во взвеси и осаждаются только из спокойной воды. Однако для более крупнозернистых осадков, песчаников и алевролитов косая слоистость весьма характерна. Для *тонкопесчаных* и алевритовых частей слоев, отлагавшихся турбидитными течениями, характера *запутанно-волнистая слоистость*.

Большинство песчаных и более тонкозернистых осадков в момент их отложения характеризуются тонкой слоистостью, которая, однако, впоследствии часто нарушается и даже полностью стирается деятельностью бентосных организмов. На морском дне сверлящие, роющие и питающиеся илом организмы весьма обильны. Эти организмы энергично нарушают структуру осадков и перемешивают их, пока они не погрузятся ниже пределов жизнедеятельности бентоса. Такой процесс, называемый *биотурбацией*, широко проявляется в морской обстановке, особенно на участках, благоприятных для активной жизнедея-

тельности бентосных организмов. К биотурбациям относят также воздействия на субаэральные осадки континентальных организмов — корней растений, червей, роющих позвоночных и насекомых. Если осадок перемешан организмами только отчасти, то следы деятельности последних обычно выражаются в виде ходов, заполненных иным по структуре материалом, чем остальная часть породы, обычно с несколько большим содержанием органического вещества. Нарушения и деформации первичной тонкой слоистости могут быть связаны с движениями, обусловленными оползнями и налеганием вышележащих отложений.

Чешуйки слюды, пластинчатые обломки раковин и другие несферические обломки обычно располагаются в обломочных породах с ориентировкой длинной оси зерна примерно параллельно поверхности напластования. Эта тенденция особенно четко проявляется у чешуек слюд, ориентировку которых можно использовать для оценки положения плоскостей наложения даже в тех случаях, когда другие ее признаки отсутствуют (рис. 13-7, а, б). Иногда предпочтительная ориентировка зерен устанавливается с трудом, однако она очень редко полностью отсутствует.

Ориентировка обломочных зерен в осадочных породах может возникать как при отложении, так и при последующей деформации. Чешуйки слюды, например, ориентируются сразу же при осаждении. В речных галечниках дисковидные гальки отлагаются грубо параллельно, причем широкие их поверхности бывают наклонены вверх по течению. Такое их расположение получило название *черепачатой текстуры*. В моренных глинах длинные оси галек и булыжников ориентируются параллельно направлению движения льда. Плитчатость глин может возникать при уплотнении или деформации параллельно пластинчатости глинистых минералов, преимущественно иллита. На рис. 13-15, б приведена микрозарисовка анизотропного кварцевого песчаника, структура которого обусловлена уплотнением и дифференциальным растворением кварцевых зерен.

В породах с предпочтительной ориентировкой зерен многие особенности выглядят по-разному в разных разрезах породы. Например, при наличии дисковидных частиц, ориентированных параллельно слоистости, в разрезах, параллельных и перпендикулярных напластованию, будут наблюдаться различные формы и размеры зерен, иные различные способы упаковки, различная пористость и, возможно, даже разные количественные соотношения минералов. В зависимости от направления, в котором они измеряются, варьируют и величины таких свойств, как проницаемость и электропроводность. В связи с этим шлифы для количественных петрографических исследований осадочных пород обычно следует изготавливать как перпендикулярно, так и параллельно слоистости. В тонкослоистых породах

необходимо захватывать в шлиф, перпендикулярный слоистости, по возможности большее число чередующихся типичных слоев.

Литература

Очень полное описание осадочных частиц, структур и пород приведено в работе: *Pettijohn F. J.*, *Sedimentary Rocks*, 3rd ed. New York: Harper & Row, 1975. Современный сжатый очерк осадочных пород можно найти также в книге: *Tucker M.*, *Sedimentary Petrology: An Introduction*. London: Blackwell, 1981.

См. также работу:

1. *Graton L. C.*, *Fraser H. J.*, *Journal of Geology*, vol. 43 (1935): pp. 785—910.

Глава 12. Глинистые породы

Общий состав и номенклатура

Глинистые (*аргиллитовые, или пелитовые*¹) породы — наиболее широко распространенные осадочные породы. Они сложены преимущественно силикатным обломочным материалом с глинистыми размерами частиц, обычно с примесью тонкого алеврита и большим количеством частиц диаметром менее 1 или 2 мкм.

Минеральный состав этих пород разнообразнее, чем это можно предполагать, исходя из их тонкозернистости. Главные обломочные компоненты — глинистые минералы (каолинит, смектит, иллит и хлорит; см, с 45), а также мелкие частицы кварца, полевого шпата и слюд. Обычно присутствуют органические остатки и различные аутигенные минералы. Среди последних наиболее обычны иллит, хлорит, кальцит, доломит, опал, микрокристаллический кварц, пирит, глауконит и цеолиты. Глинистые минералы — иллит и хлорит могут быть обломочными, но обычно образуются в результате диагенетического изменения других обломочных глинистых минералов, особенно смектита, в глубоко погребенных морских отложениях. Такой иллит может преобладать в осадке, как это имеет место в огромном большинстве древних морских глинистых сланцев и окаменелых илов.

Иногда обломочные глинистые минералы непосредственно наследуются из древних глинистых пород, подвергшихся эрозии. В других случаях они образуются в результате разложения полевошпатовых материнских пород. Хотя из древних глинистых пород могут поступать любые глинистые минералы, такой источник обычно более вероятен для обломочных иллита и хлорита. Наоборот, каолинит и смектит — это типичные продукты разложения полевых шпатов и железомagneзиальных силикатов при субаэральном выветривании.

¹ Прилагательные *аргиллитовый* и *пелитовый* широко используются для обозначения обломочного материала, состоящего преимущественно из глины. Однако термин «пелитовый» используется также для обозначения высокоглиноземистых метаморфических минеральных ассоциаций, образовавшихся в результате перекристаллизации глинистых осадочных пород (см., например, с. 177, 245). Таким образом, прилагательное «пелитовый» относится к осадочным породам, обогащенным богатыми глиноземом глинистыми минералами и, следовательно, обогащенным алюминием.

В некоторых глинистых породах много органических остатков, в других они отсутствуют. Главные виды органического материала в глинах представлены темным бутиминозным и углистым веществом, кальцитом панцирей фораминифер и более крупных раковин или их обломков, а также опалом в виде щитков диатомей и радиолярий и спикул губок.

Термином *ил* (mud) обозначают в общем неконсолидированный глинистый и алевритовый материал, тогда как под *глиной* (clay) подразумевают более однородный тонкий материал, практически без примеси алеврита. Вместе с тем глины в большинстве случаев пластичны в увлажненном состоянии и сложены преимущественно глинистыми минералами. Консолидированные аналоги ила и глины называют соответственно *окаменелым илом* (mudstone) и *окаменелой глиной* (claystone); эти термины подразумевают также массивное сложение пород с грубым глыбовым изломом. В отличие от них породы этого типа, расщепляющиеся по напластованию на тонкие пластинки или чешуйки, называются *глинистыми сланцами* (shales). *Аргиллитами* называют очень крепкие глинистые породы, обычно претерпевшие некоторую перекристаллизацию, т. е. уже слабетаморфизованные, но без проявления кливажа сланцеватости.

К упомянутым выше названиям желательнее прибавлять определения, отражающие цвет или присутствие какого-либо второстепенного компонента. Хорошим примером может служить название *черный пиритсодержащий глинистый сланец* (black pyritic shale). Оба прилагательных в данном случае несут генетическую нагрузку. Такие породы возникают в застойных водах, в которых вследствие уменьшения содержания кислорода накапливается органическое вещество, сообщающее осадку темную окраску. В *красных глинистых сланцах* и *красных окаменелых илах* присутствует окисное железо, и это говорит об окислительных условиях при седиментации или в раннем диагенезе, но возможно также быстрое отложение красных илов, поступивших из источника сноса, претерпевшего окисление. *Глауконитовые глины* и *глинистые сланцы содержат* аутигенный минерал глауконит, образующийся в относительно мелководных морских условиях. Другие глинистые породы могут быть названы известковистыми, кремнистыми, фораминиферовыми или диатомовыми. Посредством соответствующих прилагательных можно выделять разновидности глинистых пород.

По мере увеличения содержания алеврита и песка глинистые породы постепенно переходят через *алевритистые* и *песчанистые* разновидности в *алевролиты* и *песчаники*. Точно так же по мере увеличения количества новообразованного материала они могут постепенно переходить в различные преимущественно хемогенные и биогенные осадки. Так, *мергель* и *глинистый известняк* представляют собой переходные породы, обусловлен-

ные увеличением содержания карбоната кальция, а по мере увеличения доли аутигенного кремнезема *кремнистые глинистые породы* переходят в загрязненные *кремни* (рис. 11-1).

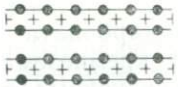
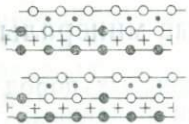
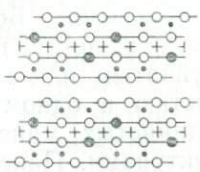
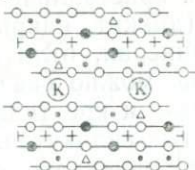

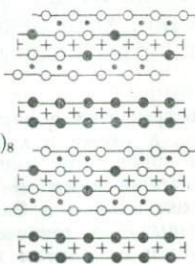
Глинистые минералы

Глины и большинство глинистых пород в основном сложены мельчайшими кристаллами различных водных алюмосиликатов, сообщающих им характерные свойства. Собираательно эти минералы называются *глинистыми*. Большинство из них имеет слоистую кристаллическую решетку, и, подобно слюдам, их кристаллы обладают чешуйчатым или пластинчатым габитусом и совершенной спайностью в одном направлении. Существует несколько групп глинистых минералов, различающихся кристаллическими структурами. Пакеты слоев у *иллита* и *смектита* в общем такие же, как у слюд. Иного типа слои характерны для кристаллической решетки *каолинита* и минералов его группы (дикрит, накрит, галлуазит). *Хлорит*¹ — еще один глинистый минерал, отличается своим типом структуры и составом. То же можно сказать и о *гиббсите*. На рис. 12-1 изображены состав и кристаллические структуры перечисленных и других слоистых силикатов.

Глинистые минералы, особенно смектиты, обладают способностью адсорбировать различные катионы и анионы из водных растворов. Удерживаемые во внешних слоях кристаллической структуры глинистых минералов адсорбированные ионы способны к обмену и могут замещаться другими ионами при изменении химизма окружающей среды. Таким образом, ионообменные комплексы глинистых пород отображают химическую обстановку седиментации, или диагенеза. Петрографически они не идентифицируются, но представляют важный фактор в геохимии глинистых пород.

Глинистые агрегаты обычно полиминеральные, однако они настолько тонкозернистые, что в них при микроскопических наблюдениях редко удается различить отдельные кристаллы. В связи с этим для их определения лучше всего пользоваться методом рентгеновской дифракции, хотя некоторые общие различия можно обнаружить и в петрографических шлифах. По-

¹ В тех случаях, когда хлорит встречается в виде хороших кристаллов в жилах, в метаморфических породах, а также в качестве продукта гидротермальных изменений магматических пород, этот минерал не принято относить к числу глинистых. Однако рентгеновскими методами хлорит определяется во многих современных морских илах и в большинстве более древних глинистых пород. Здесь он чрезвычайно тонкозернистый, очень плохо окристаллизован и обычно ассоциируется с иллитом и смектитом. Широкое его распространение в глинистых осадках, а также ассоциация с глинистыми минералами позволяют включать его в эту группу.

Один октаэдрический слой	Триоктаэдрические	Диоктаэдрические			
	Брусит $\underline{\text{Mg}}_3(\text{OH})_6$		Гиббсит $\underline{\text{Al}}_2(\text{OH})_6$		
Один тетраэдрический слой связан с одним октаэдрическим	Антигорит (серпентин) $\underline{\text{Mg}}_3\underline{\text{Si}}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$		Каолинит $\underline{\text{Al}}_2\underline{\text{Si}}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$		
	Тальк $\underline{\text{Mg}}_3\underline{\text{Si}}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$		Пирофиллит $\underline{\text{Al}}_2\underline{\text{Si}}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$		
Один октаэдрический слой между двумя тетраэдрическими	Фиксированная решетка без межслоевых катионов	Биотит $\text{K}(\underline{\text{Mg}}, \underline{\text{Fe}})_3\underline{\text{AlSi}}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Слюды		Мусковит $\text{K}\underline{\text{Al}}_2\underline{\text{AlSi}}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
		Фиксированная решетка с межслоевым K^+	Сапонит $\underline{\text{Mg}}_3(\underline{\text{Al}}, \underline{\text{Si}})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ + межслоевая вода и обменные катионы	Смектит	
Переслаивание слоев талька и брусита	Хлорит $(\underline{\text{Mg}}, \underline{\text{Fe}}, \underline{\text{Al}})_6(\underline{\text{Al}}, \underline{\text{Si}})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$			<ul style="list-style-type: none"> ○ = O^{2-} ● = $(\text{OH})^-$ Ⓚ = K^+ • = Si^{4+} в тетраэдрической координации △ = Al^{3+} в тетраэдрической координации + = катион в октаэдрической координации ┌ = $\frac{1}{2}$ катиона в октаэдрической координации 	

добно слюдам, глинистые минералы оптически отрицательны и больший показатель преломления у них обнаруживается в плоскости слоистости кристаллической структуры и спайности. Оптическое их определение основывается на различиях показателей преломления и двупреломления.

Иллит и смектит имеют высокое двупреломление, и даже в очень мелких кристаллах у них можно наблюдать в шлифах цвета интерференции второго порядка. Однако показатели преломления у обоих минералов сильно варьируют из-за изоморфных замещений в решетке и изменений количества межслоевой воды у смектита. Средний показатель преломления гидратированного монтмориллонита несколько ниже 1,54, обычного светопреломления монтировочной среды¹ петрографических шлифов, но у дегидратированной разновидности этого минерала он несколько выше. У нонтронита, смектитового минерала с большим содержанием окисного железа, показатель преломления гораздо выше — около 1,60. У большинства иллитов наибольший показатель преломления колеблется от 1,57 до 1,58.

Напротив, каолиниту свойственно низкое двупреломление, и он дает в шлифах только серые цвета интерференции первого порядка. Показатели преломления у этого минерала слабо варьируют около средней величины 1,56, немного превышающей светопреломление монтировочной среды и кварца. У галлуазита, который обычно гидратирован сильнее, чем каолинит, по-

¹ Для монтировки петрографических шлифов используются различные вещества. В этой книге в качестве монтировочной среды подразумевают канадский бальзам, имеющий показатель преломления около 1,54.

Следует также учитывать, что смектиты очень легко и быстро адсорбируют «монтировочную среду» или иммерсионную жидкость, поэтому в разных средах (разных жидкостях) имеют разные показатели преломления, что часто ведет к ошибкам при иммерсионном определении светопреломления смектита. — *Прим. ред.*

Рис. 12-1. Кристаллическая структура и состав обычных слоистых силикатов. Схематически представлены кристаллические структуры слоистых силикатов, в том числе главнейших глинистых минералов. Все структуры образуются слоями двух типов, а именно *октаэдрическими*, в которых катионы находятся в шестерной координации с O^{2-} или OH^- , и *тетраэдрическими*, в которых катионы находятся в четверной координации с O^{2-} . Октаэдрические слои могут присутствовать в кристаллических структурах самостоятельно или совместно с тетраэдрическими. На схеме различные ионы изображены в пропорциях, соответствующих идеальным химическим формулам, с использованием условных обозначений. В химических формулах одинарной линией подчеркнуты катионы в октаэдрической координации, а двойной — катионы в четверной координации. Иллит: минерал со структурой мусковита, но в нем меньше тетраэдрического Al и K; октаэдрический Al может замещаться на Mg или Fe. Монтмориллонит: $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ + межслоевая вода и обменные катионы; Al может замещаться на Mg или Fe, а Si на Al, в связи с чем у кристаллической решетки появляется заряд, который компенсируется гидратированными ионами.

казатель преломления несколько ниже. Изоморфизм у каолини-
товых минералов практически отсутствует, и соответственно оп-
тические свойства варьируют очень слабо.

Для минералов типа хлорита обычно характерно слабое
двупреломление. Показатели преломления осадочных хлоритов
выше, чем у кварца и монтажной среды, но заметно ниже,
чем у крупных кристаллов хлорита из магматических и мета-
морфических пород. В простом свете у них, как правило, на-
блюдается слабая зеленоватая окраска.

Идентификация отдельных глинистых минералов только оп-
тическими методами ненадежна. Оптические свойства глини-
стых агрегатов часто обусловлены не индивидуальными кри-
сталлами минералов, а сложными частицами. Монтмориллонит,
например, часто образует тонкие сростки с иллитом и хлори-
том, а кроме того, обычны и смешанослойные частицы с эле-
ментарным переслаиванием иллита и хлорита. Наконец, мель-
чайшие минеральные чешуйки, наложившиеся друг на друга,
обуславливают агрегатный оптический эффект, отличающийся
от свойств индивидуальных кристаллов. Из глинистых мине-
ралов, по-видимому, наиболее уверенно диагностируется в
шлифах каолинит, часто образующий относительно крупные
кристаллы и более однородный по оптическим свойствам. Смет-
тит и иллит оптически довольно близки и их трудно отличить
друг от друга, но благодаря высокому двупреломлению они от-
личаются от каолинита и хлорита.

Характер глинистых минералов, присутствующих в осадке в
период седиментации, зависит от особенностей материнского
субстрата, а также от обстановки в области сноса. Однако в
дальнейшем они могут изменяться при диагенезе и особенно
после глубокого погребения. При химическом выветривании
для образования смектита наиболее благоприятны вулканиче-
ские породы и относительно щелочная обстановка. Последняя
реализуется в областях с умеренными и слабыми атмосферны-
ми осадками и с не полностью выщелоченными почвами. Обра-
зование каолинита чаще происходит в более кислых почвах при
более интенсивных атмосферных осадках и выщелачивании.
Гиббсит образуется лишь при интенсивном выветривании в ус-
ловиях тропического и субтропического климата, где даже
кремнезем выщелачивается из почвы. Каолинит, видимо, более
устойчив в пресных, а не морских водах, поскольку он в наи-
больших количествах встречается в континентальных осадках.
Иллит и хлорит обычно образуются за счет смектита и каоли-
нита в морских отложениях, особенно после их погребения на
значительную глубину. В связи с этим они преобладают в дре-
вних морских глинистых сланцах, тогда как в современных
осадках иллит и хлорит, вероятно, имеют терригенное проис-
хождение и в этой форме поступали к месту отложения.

Петрография

Микроскопические исследования тонкозернистых глинистых пород менее эффективны, чем более крупнокристаллических. Действительно, большая часть современных знаний о глинах основана на химических, термических, рентгеновских и электронно-микроскопических исследованиях. Однако для применения этих методов необходимы хотя бы общие заключения, полученные при обычном микроскопическом изучении глин. В связи со вспомогательной ролью микроскопии глин им в этой книге уделено меньше места, чем при описании других пород. Однако это не означает приуменьшения ни общего значения, ни роли микроскопии при изучении глин. Исследование глинистых пород в петрографических шлифах позволяет дать общую картину, в которую могут вписываться результаты других анализов.

В глинистых сланцах чешуйки слоистых силикатов располагаются параллельно напластованию (рис. 12-2, б), что в основном и обуславливает тонкую отдельность этих пород. В шлифах, вырезанных нормально к слоистости, видны ребра чешуек. В таких срезах наибольший показатель преломления располагается по удлинению; таким образом, агрегаты имеют общее положительное удлинение. В скрещенных николях при вращении столика микроскопа наблюдается одновременное погаса-

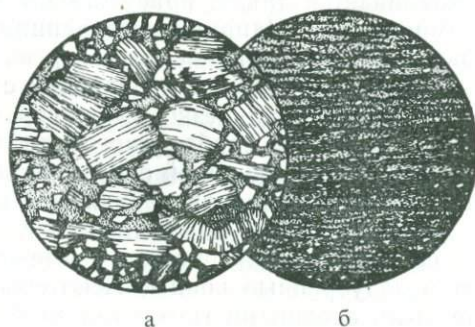


Рис. 12-2. Глинистые осадки.

а — эоценовая песчанистая огнеупорная глина, Айон, Калифорния. Диамет. 3 мм. Угловатые обломочные зерна кварца в каолинитовой связующей массе (частый крап). Червеобразные кристаллы каолинита являются аутигенными, образовавшимися после отложения, о чем свидетельствует удлинение, перпендикулярное к спайности (внизу справа и вверх). Обратите внимание на смещения по спайности в некоторых кристаллах.

б — лейасовая тонкослоистая глина, Вюртемберг, ФРГ. Диамет. 0,5 мм. Тонкие чешуйки глинистых минералов ориентированы грубо параллельно поверхности напластования. Различны отдельные угловатые алевритовые частицы кварца. Очень тонкослоистая структура обусловлена наличием тончайших прослоек и линзочек темно-бурого органического вещества, маскирующего глинистые минералы.

ние чешуек в двух направлениях, как у одного монокристалла. Во многих случаях глинистые частицы настолько малы, что в шлифах удается лишь установить общие изменения интерференционной окраски. Если же глинистые частицы не имеют предпочтительной ориентировки, как это обычно встречается в массивных глинах, то при вращении шлифа в скрещенных николях соответственно отсутствует и преимущественное погасание в двух направлениях.

Тенденция глинистых частиц к параллельной ориентировке и текстура тонкой отдельности глинистых сланцев, вероятно, обусловлены различными факторами, пока не вполне понятными. Рассеянные глинистые чешуйки при осаждении, видимо, стремятся ложиться параллельно поверхностям напластования. Однако обломочный глинистый материал выпадает в частично флокулированном состоянии в виде гроздьев мельчайших чешуек. Такие сростки могут быть относительно крупными, выпадают достаточно быстро, а отдельные чешуйки в них, вероятно, могут находиться в более или менее случайной ориентировке. Уплотнение глин после их отложения может обуславливать некоторую параллельную ориентировку чешуек, однако на примере массивных глин ясно, что одного уплотнения недостаточно для образования тонкой отдельности. Эта текстура более свойственна породам, сложенным преимущественно иллитом и смектитом, а не каолинитом. Ориентировка глинистых частиц, вероятно, обуславливается также присутствием некоторых второстепенных компонентов. Например, тенденция к параллельной ориентировке усиливается при наличии органических соединений, поскольку во многих глинистых породах с обильной примесью органического вещества резко выражена тонкая отдельность. Наоборот, присутствие карбонатного ила, видимо, уменьшает тенденцию к образованию такой отдельности.

В некоторых глинистых породах появляются кристаллы глинистых минералов длиной в несколько сот микрометров. В большинстве случаев такие кристаллы имеют довольно нечеткие границы и зазубренные концы. Некоторые из них, возможно, вначале были сложными гроздьями мелких чешуек, после отложения перекристаллизовавшимися в монокристалл. Некоторые крупные кристаллы глинистых минералов, несомненно, росли в глинах после отложения. Таковы, например, крупные червеобразные кристаллы каолинита, несколько искривленные и имеющие облик растянутых мехов гармоники, которые встречаются в огнеупорных глинах (рис. 12-2, а). Тонкозернистые мозаичные агрегаты каолинита, возможно перекристаллизованного после отложения, обычно сложены либо изометричными кристаллами, либо перистыми выделениями, минеральная природа которых определяется по слабому двупреломлению. Агрегаты смектита или иллита вследствие их большего двупрелом-

ления при вращении в скрещенных николях имеют более яркий мерцающий облик.

При микроскопическом изучении глинистых пород вначале может вызвать удивление присутствие значительного количества алевритовых частиц. В штуфах они обычно незаметны, а под микроскопом иногда их довольно много, хотя они могут совсем отсутствовать. В большинстве случаев алевритовые частицы представлены чистыми угловатыми обломками кварца и полевого шпата, а также чешуйками слюды. Различия в относительных количествах алевритовых и глинистых частиц обуславливают полосчатость, а во многих случаях — явную тонкую слоистость пород. Как в шлифах, так и в штуфах слойки, обогащенные алевритовыми частицами, светлее, чем более глинистые.

В некоторых глинистых породах обогащенные алевритом слойки выглядят как прерывистые тонкие линзочки и, вероятно, образовались на месте отложения в результате отмыва слабыми течениями. В других случаях слоистость, обусловленная распределением алеврита, более правильная и выдержанная. Иногда в обогащенных алевритом слойках наблюдается постепенное уменьшение размера алевритовых частиц от их основания к кровле. Тонкая слоистость может быть связана и с различиями в содержании аутигенных минералов. Например, высокоизвестковистые прослои могут чередоваться с существенно глинистыми, а более кремнеземистые с менее кремнеземистыми.

Непрерывная первичная тонкая слоистость, однако, часто нарушается мелкими оползнями и следами жизнедеятельности организмов; в глинистых осадках появляются неправильные трубчатые структуры, параллельные слоистости или секущие ее. Такие формы представляют следы ползания и сверления бентосных организмов, заполненные осадочным материалом, незначительно отличающиеся по структуре и составу от окружающей породы. Первоначально слоистые глины в результате интенсивного перемешивания придонными организмами могут превратиться в массивные породы с более или менее беспорядочно рассеянными алевритовыми частицами.

В большинстве темных глинистых пород присутствует углеродистое органическое вещество, которое, подобно алевриту, может либо слагать тонкие линзочки, параллельные напластованию, либо быть равномерно рассеянными (рис. 12-2, в). Само органическое вещество обычно бесструктурное и непрозрачное, имеет темно-бурую или черную окраску. Глины с обильной примесью органики обычно темные. Не весь непрозрачный материал в глинах представлен органическим веществом. В некоторых из них присутствуют также мельчайшие кристаллики и микроконкреции пирита. Иногда в них равномерно распределены окислы железа, при значительных концентрациях делающие

шлиф почти непрозрачным. Они легко определяются по красноватым отпечаткам.

В некоторых глинистых отложениях присутствуют рассеянные зерна аутигенных карбонатов — кальцита, доломита или сидерита. Если такие кристаллы очень мелкие, они благодаря своему высокому двупреломлению видны под микроскопом в скрещенных николях лишь как яркие пятнышки. В обычном свете у них наблюдается изменение рельефа при вращении столика микроскопа. Крупные зерна карбонатов, конечно, легко определяются. Кристаллы кальцита обычно обладают меньшим идиоморфизмом, чем другие карбонаты. При повышенном содержании карбонаты цементируют глинистые и алевритовые частицы.

Литература

Grim R. E., Clay Mineralogy. New York: McGraw-Hill, 1968; *Potter P. E., Maynard J. B. and Pryor W. A.*, Sedimentology of Shale. New York: Springer-Verlag, 1980.

Глава 13. Песчаники

Классификация

В песчаниках преобладают песчаные обломочные зерна. Эти зерна одинаковой или несколько различной величины, упакованные совместно, образуют некоторый первичный *каркас* породы. Если в исходном песчаном осадке присутствуют также тонкие глинистые и алевритовые частицы, они располагаются между зернами и забивают полностью или частично поры каркаса, образуя так называемую *глинистую основную массу*. По мере увеличения доли тонкой фракции количество непосредственных контактов зерен песчаного каркаса уменьшается и глинистые песчаники постепенно переходят в песчаные глины, в которых отдельные зерна полностью окружены базальной глинистой основной массой. В хорошо отмытых от глинистого материала песках поры в каркасе остаются свободными, хотя позднее они обычно заполняются аутигенным *цементом*, сложенным минералами, отложившимися из поровых растворов.

Минеральный состав зерен песчаного каркаса в общем виде отражает палеогеологию, палеогеографию и палеоклимат региона, из которого поступал обломочный материал. Он служит также основой классификации песчаников. Различия структуры, особенно наличие или отсутствие глинистых и тонких алевритовых частиц, отражают условия седиментации и дополнительно используются в классификации.

Наиболее часто зерна каркаса представлены кварцем (а также обломками кремней), самым устойчивым минералом осадочных пород. Некоторые песчаники сложены практически исключительно кварцевыми зернами, но чаще в песчаниках имеется примесь менее устойчивых частиц. Среди последних наиболее обычны полевой шпат и *афанитовые породы*. Остальные виды обломочных зерен имеют подчиненное значение. Трехчленная классификация песчаников основана на относительных количественных соотношениях трех главных разновидностей зерен каркаса. При содержании кварца более 90% породу называют *кварцевым песчаником*. Среди пород с меньшим содержанием кварца различают по преобладанию того или иного компонента *полевошпатовые песчаники* (с преобладанием полевого шпата над обломками пород) и *лититовые песчаники* с преобладанием обломков пород над полевым шпатом. Каждый из этих трех типов песчаников может быть далее подразделен

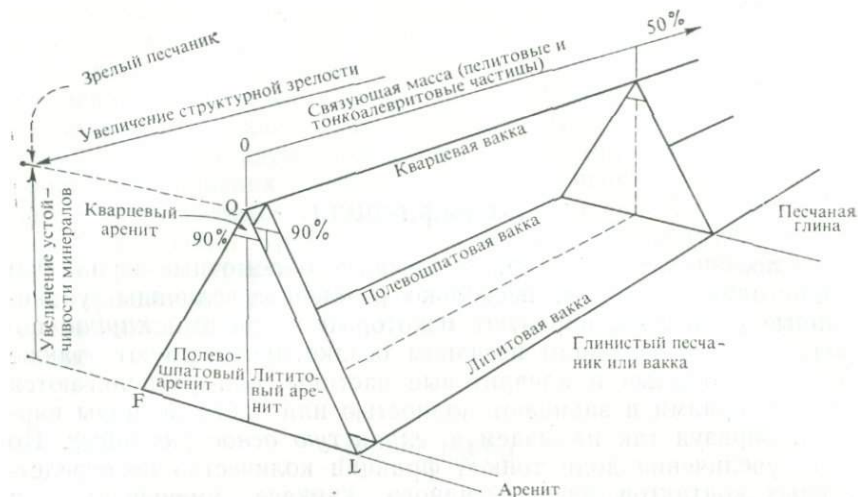


Рис. 13-1. Классификация песчанников по Дотту с некоторыми изменениями (Dott, Journal of Sedimentology vol. 34, 1964, p. 629). Три вершины треугольных диаграмм отвечают минеральным компонентам песков: кварцу (Q), полевошпату (F) и горным породам (L). Точки внутри треугольников соответствуют относительным пропорциям этих трех компонентов. Доля глинистого вещества отражается вектором, направленным от передней диаграммы к задней. К *аренитам* относят песчанники, почти свободные от глинистого материала. Все остальные составы отвечают глинистым песчанникам, или *ваккам*.

в соответствии со структурными особенностями на *арениты* (хорошо промытые чистые песчанники) и *вакки* (незрелые структурно глинистые песчанники). На рис. 13-1 отображены эти основные подразделения песчанников.

Вариации состава и структуры у песчанников постепенные, и границы выделенных разновидностей могут быть только условными. Граница между *аренитами* и *вакками*, в частности, вообще не установлена. Разграничивать их, как это принято, по некоторому условному количеству связующей массы (5 или 10% или какому-либо иному) трудно по следующим соображениям. Во-первых, материал основной массы (предельные величины его частиц) сам по себе определяется неоднозначно, и соответственно неясно, как оценивать его долю. Кроме того, зерна и основная масса — не вполне независимые составные части породы, поскольку доля обломочного глинистого и алевритового материала варьирует совместно с изменениями размеров ассоциирующихся обломочных зерен. Например, в наиболее крупнозернистой части песчаного пласта с градационной слоистостью может быть менее 5% глинистого материала, тогда как

в тонкозернистой части того же пласта будет уже 15% или более глинистой фракции. Кроме того, объем и характер тонкой фракции в песчаниках изменяются по мере уплотнения и диагенетической перекристаллизации, а во многих сильно литифицированных песчаниках (граувакках) основная масса преимущественно диагенетическая, а не обломочная (с. 70—72).

Само по себе наличие или отсутствие пелитовых и тонких алевритовых частиц в песчаниках имеет более важное значение, чем их абсолютное содержание. Этот критерий целесообразно принять для классификации, определяя соответственно *арениты* как песчаники, практически лишенные пелитовых частиц и тонкого алеврита¹. Такие породы образуются в условиях седиментации, при которых тонкие частицы вымываются из песка течениями. Напротив, структурно незрелые глинистые песчаники, или вакки, отлагаются в такой обстановке, когда взвешенные глинистые частицы не удаляются, а осаждаются совместно с песком; они фиксируют участки в области седиментации, в которых после первоначального отложения не происходит перемывания осадка. Доля глинистой основной массы в вакках колеблется от половины до совсем незначительной, однако в большинстве случаев она составляет менее четверти объема породы.

Песчаники, сложенные хорошо сортированными окатанными зернами кварца и совершенно лишенные алевритовых и глинистых частиц, т. е. чистые кварцевые арениты, например из формации Сент-Питер (рис. 11-5, а), представляют собой конечный продукт совместного воздействия химических и физических процессов. Такие песчаники рассматриваются как вполне *зрелые* и в структурном, и в минералогическом аспектах. Теоретически можно себе представить постепенное увеличение зрелости обломочного осадка в процессе одного или нескольких циклов седиментации [1]. Допустим, что первичный осадок отвечает некоторой точке на диаграмме (рис. 13-1). По мере удаления из него глинистых и алевритовых частиц, а также неустойчивых минералов состав этой породы будет постепенно смещаться к вершине кварца (Q) на переднем треугольнике. Однако в природных осадках изменения в направлении к структурной *зрелости* и преобладанию стабильного минерала обычно происходят не непрерывно и в большинстве случаев бывают

¹ В первом издании этой книги вакки определялись как песчаники, содержащие более 10% алеврит-пелитовой основной массы, а арениты — менее 10%. Большинство авторов, однако, считают границей 15% и более. Однако Фолк (Folk, Petrology of Sedimentary Rocks, Austin, Texas, Hemphills, 1965, pp. 102—103) полагает, что к структурно незрелым песчаникам следует отнести породы с содержанием тонкой фракции всего лишь 5%, а к структурно зрелым аренитам — песчаники, в которых отсутствует тонкая фракция. В этой книге под аренитами понимаются зрелые и почти зрелые песчаники по Фолку, а под вакками — незрелые песчаники.

неполными. Различные сочетания степени структурной и минералогической зрелости отражают особенности областей сноса и процессов отложения.

Три класса песчаников, выделенных по минеральному составу (кварцевые, полевошпатовые и лититовые), включают подавляющее большинство пород этой группы. Однако широко используются некоторые дополнительные подразделения. Так, среди полевошпатовых песчаников выделяют *аркозы*¹, в которых одновременно присутствуют кварц и калиевый или натровый полевой шпат. В них иногда присутствуют обломки горных пород, но типичные аркозы сложены материалом, предполагающим их образование за счет крупнокристаллических кварц-полевошпатовых пород фундамента. К *аркозам*, или *аркозовым песчаникам*, относятся породы, в которых наряду с обильным кварцем в каркасе присутствует не менее 25% полевого шпата. Полевошпатовые песчаники с более высоким содержанием кварца называют *субаркозами*.

Если минеральный состав каркаса песчаников оценен достаточно точно, состав породы можно выражать количественно относительными содержаниями кварца (Q), полевого шпата (F) и обломков горных пород (L). Например, символ $Q_{56}F_{28}L_{16}$ отвечает полевошпатовому арениту, а $Q_{70}F_{12}L_{18}$ — лититовой вакке. Для отображения доли основной массы в вакках иногда вводят в такие символы четвертый член (M), например $Q_{55}F_{10}L_{20}M_{15}$. Эти две породы можно соответственно назвать лититовым полевошпатовым аренитом и полевошпатовой лититовой ваккой². Однако численные обозначения точнее характеризуют состав породы, чем словесные описания или специальные термины.

Многие песчаники, особенно древние, при глубоком погребении превращаются в твердые непроницаемые темно-серые или темно-зеленые породы, называемые *граувакками*. Последний термин довольно свободно используется прежде всего для общей характеристики свежих невыветрелых пород при макро-

¹ Термин *аркоз* используется в этой книге в его первоначальном смысле (см. S. S. Oriol, American Journal of Science, vol. 247, 1949, pp. 824—829). Мы не относим к аркозам существенно полевошпатовые песчаники без кварца или с незначительным количеством последнего. В таких песчаниках присутствуют преимущественно плагиоклаз и обломки средних и основных вулканитов. По составу эти полевошпатовые песчаники значительно отличаются от песчаников, сложенных обломочным материалом гранитоидного происхождения, для которых первоначально и предназначался термин *аркоз*. Области питания настоящих аркозов сложены комплексами фундамента, а упомянутых преимущественно плагиоклазовых песчаников — супракрустальными толщами.

² Крук (K. A. W. Crook, American Journal of Science, vol. 258, 1960, p. 425) формализовал схему номенклатуры субкварцевых ($Q < 75$) песчаников с двойственными определениями следующим образом: *полевошпатовые* $F/L > 3$, *литополевошпатовые* $3 > F/L > 1$, *лититовые* $L/F > 3$.

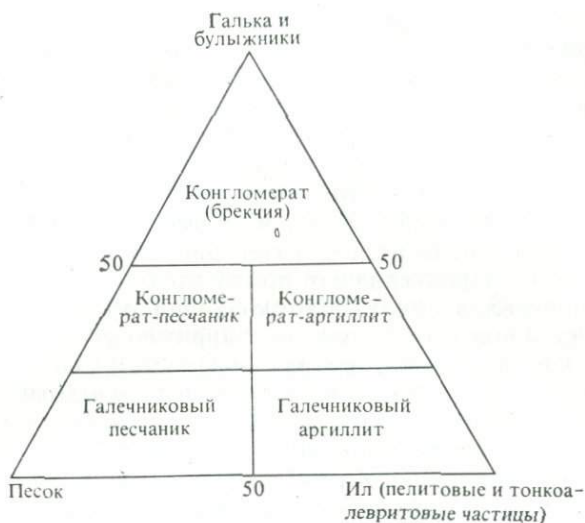


Рис. 13-2. Предлагаемая номенклатура обломочных осадочных пород с участием гальки и булыжников.

скопических наблюдениях. Граувакки примечательны также наличием темной сильно литифицированной основной массы, затушевывающей границы отдельных песчаных зерен. По общему облику граувакки очень сходны друг с другом независимо от состава каркаса, поэтому макроскопически их состав определить довольно трудно. В результате наблюдений в шлифах граувакки, однако, удастся классифицировать и дать им названия, как и другим песчаникам, по характеру зерен каркаса (выделив, например, полевошпатовые, лититовые и кварцевые граувакки).

По мере уменьшения размеров зерен сокращается количество поликристаллических обломков и в песчаниках начинают преобладать обломки отдельных кристаллов. Поэтому тонкозернистые песчаники редко бывают лититовыми, среди них преобладают кварцевые или полевошпатовые. Еще более тонкозернистые *алевролиты*, в которых большинство зерен имеет алевритовую размерность, обычно содержат также значительную долю глинистых частиц, а алевритовая фракция в них представлена полевым шпатом или кварцем, но не обломками пород.

В некоторых детритусовых осадках присутствуют более грубые обломки, чем в песчаниках. При содержании гальки и валунов более 50% различают *конгломераты* (с окатанными обломками) и *брекчии* (с угловатыми обломками). При меньшем количестве грубых обломков породы называют *галечниковым*

песчаником (аренитом или ваккой) или галечниковым аргиллитом. На рис. 13-2 приведена номенклатура этих пород.

В большинстве конгломератов присутствует связующая масса из более мелких частиц. Обычно это плохо сортированный песчано-илистый материал, но в лучше сортированных породах она представлена отмытыми от тонких частиц чистыми песками. Гальки и валуны почти всегда представляют собой обломки поликристаллических пород, и соответственно все конгломераты и брекчии относятся к категории лититовых. Их обычно дополнительно характеризуют прилагательными, отражающими характер преобладающих обломков. Они образуют ряд от пород с неустойчивыми обломками, например *гранитных* и *вулканических конгломератов*, до разновидностей со стабильными обломками — *кремнистых* и *кварцевых конгломератов*. Поскольку грубообломочные породы как таковые не могут представлять объект изучения в отдельных шлифах (в отличие от песчаников), они не рассматриваются далее в этой книге. Конечно, песчаная связующая масса конгломератов может быть описана, как и собственно песчаники, рассмотренные ниже.

В дальнейшем изложении мы будем следовать принятой схеме классификации песчаников. Вначале будут рассмотрены граувакки и незрелые полевошпатовые и лититовые песчаники, а затем более зрелые кварцевые арениты. Прежде, однако, следует минералогически охарактеризовать песчаники в целом.

Обломочные зерна минералов

Кварц

Кварц — минерал постоянного состава, устойчивый к различного рода изменениям, которым обычно подвержены другие минералы обломочных пород. В шлифах он представлен относительно чистыми бесцветными зернами с низким двупреломлением и показателем преломления лишь немного выше, чем у монтировочной среды (см. примечание на с. 47). В большинстве случаев при описаниях достаточно указать лишь, что зерна представлены кварцем. Тем не менее можно различать визуально несколько его разновидностей.

Во многих случаях обломочные зерна кварца поликристаллические и сложены несколькими кристаллами, размеры которых в каждом случае позволяют идентифицировать их как кварц. Обломки, сложенные микрокристаллическим кварцем, относят к кремнистым образованиям, и они описаны вместе с обломками горных пород (с. 62). В поликристаллических кварцевых зернах, поступивших из метаморфических пород, отдельные кристаллы могут быть либо удлиненными, либо изометричными и обычно находятся в грубо параллельной кристал-

логографической ориентировке. Границы их извилисты, и среди более крупных кристаллов незакономерно распределены мелкие. Поликристаллические обломки кварца из магматических пород также сложены неправильными ксеноморфными кристаллами, которые, однако, более изометричны и однородны по размерам и в них хуже выражена ориентировка. В обломках гребневидных агрегатов кварца, выполнявших жильные полости и каверны, отдельные кристаллы имеют относительно гладкие плоские границы.

Вкрапленники кварца в вулканических породах обладают характерным бипирамидальным габитусом, свойственным высокотемпературной модификации этого минерала. Грани пирамид у них развиты гораздо лучше призматических, что ясно отличает их от длиннопризматических кристаллов низкотемпературного кварца или неправильных его зерен в plutонических породах (рис. 11-2). Кристаллы вулканического кварца хорошо распознаются в отраженном свете с использованием стереоскопического микроскопа (бинокуляра). В шлифах они представлены прозрачными изометричными зернами, иногда четырехугольных или «алмазовидных» очертаний.

В различных частях пластически деформированных кристаллов кварца ориентировка оптической оси варьирует в пределах нескольких градусов. Это приводит к *волнистому погасанию* при вращении таких кристаллов в скрещенных николях. Волнистое погасание свойственно кварцу, поступившему из кристаллических сланцев, гнейсов, а также гранитов, тогда как его кристаллы, бывшие когда-то вкрапленниками вулканитов или выполнявшие полости, обычно погасают одновременно. В песчаниках волнистое погасание кварца иногда может быть обусловлено давлением прилегающих зерен, но, как правило, оно унаследовано от материнских пород. В некоторых зернах кварца, поступивших из метаморфических пород, наблюдаются отдельные четко разграниченные блоки с погасанием, различающимся на несколько градусов. На первый взгляд их можно принять за двойники. Однако в действительности такие сложные зерна когда-то представляли собой деформированные индивиды с волнистым погасанием, которые на последних стадиях метаморфизма подверглись отжигу.

Во многих кристаллах кварца присутствуют включения пылевидных частиц и мельчайшие вакуоли, заполненные флюидом. Вакуоли обычно выглядят как тонкие непрозрачные включения, однако при больших увеличениях в крупнейших из них различимы прозрачные пузырьки с резким отрицательным рельефом. Как правило, включения концентрируются в определенных зонах и по субпараллельным поверхностям (рис. 13-4, а), что особенно характерно для кварцевых зерен метаморфических пород. Однако иногда они настолько обильны,

что обуславливают общее замутнение обычно прозрачных зерен кварца. Особенно обильны флюидные включения в молочно-белом кварце из гидротермальных жил, тогда как высокотемпературный кварц из вулканических пород обычно чистый и практически лишен таких включений.

В кварце из некоторых гранитов присутствуют очень тонкие иглоподобные кристаллы рутила, а в его обломках из метаморфических пород могут встречаться похожие иголки силлиманиита и кианита. Кроме того, в зернах кварца могут присутствовать включения мелких кристаллов полевого шпата, слюды, магнетита, апатита и циркона.

Полевой шпат

Подобно кварцу полевые шпаты в шлифах, как правило, прозрачные и бесцветные, с низким двупреломлением, однако они отличаются от кварца наличием спайности, двойников и показателями преломления. Кроме того, в отличие от кварца полевые шпаты могут быть частично разложившимися и иметь в связи с этим мутный облик. Однако для общей классификации породы достаточно идентифицировать зерна просто как полевой шпат. При петрографических исследованиях необходимо точнее определить природу полевого шпата, поскольку сильно варьирующий состав полевых шпатов позволяет судить об исходных породах.

Обломочные зерна пертита, микроклина и ортоклаза обычно свидетельствуют о поступлении материала из области развития гранитоидов, гнейсов высокой ступени метаморфизма и кристаллических сланцев. Высокотемпературный аналог перечисленных выше минералов, санидин $(K, Na)AlSi_3O_8$, означает поступление обломков из кислых или щелочных вулканитов, тогда как альбит сносится преимущественно из регионов развития регионально-метаморфизованных пород низкой ступени. Источниками обломочного олигоклаза Ap_{10-30} и андезина Ap_{30-50} являются средние магматические породы, как плутонические, так и вулканические, а также кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации. Более кальциевые плагиоклазы характеризуют основные магматические породы и некоторые метаморфические породы высокой ступени. Зональные вкрапления плагиоклаза, поступившие из вулканических пород, хорошо распознаются, поскольку разные зоны повторяют внешние контуры идиоморфных кристаллов. Такие зерна, как правило, ассоциируются с обломками андезита или базальта.

Наиболее часто в песчаниках встречаются калиевые и натровые полевые шпаты, поскольку они относительно устойчивы в осадках и широко распространены в континентальных материнских породах. Значительно меньшая распространенность

кальциевого плагиоклаза Ap_{50-100} обусловлена его относительной неустойчивостью при образовании осадочных пород. Тем не менее в песчаниках могут быть встречены любые полевые шпаты. При смешанном источнике обломков могут присутствовать несколько их разновидностей. Легче всего полевые шпаты определяются в шлифе по их рельефу в сравнении с монтировочной средой. При этом чистые альбит и калишпат имеют отрицательный рельеф; у кальциевого альбита и натрового олигоклаза показатели преломления почти такие же, как у монтировочной среды, тогда как более кальциевые плагиоклазы имеют положительный рельеф, усиливающийся по мере повышения содержания кальция. Для микроклина характерны решетчатые двойники, а пертиты узнаются по срастаниям двух щелочных полевых шпатов. Санидин похож на ортоклаз, но обычно более прозрачен и может быть определен по малому углу оптических осей. Кроме того, в ассоциации с санидином могут находиться кристаллы высокотемпературного кварца. Для плагиоклазов, конечно, характерны полисинтетические двойники, а иногда и зональность. В удачно ориентированных разрезах состав плагиоклаза можно определить по углу погасания по отношению к двойниковым плоскостям и поверхностям спайности. Водяно-прозрачные альбит и олигоклаз из метаморфических пород обычно несдвойникованы и их не следует путать с ортоклазом и санидином, также нередко лишенными двойников.

Точное определение количества полевых шпатов производится с помощью окрашивания образцов. Для этого образец с ровной поверхностью кратковременно протравливается в парах плавиковой кислоты HF, а затем погружается в раствор, обуславливающий контрастную окраску плагиоклазов и калишпата. Для этого испытания используются несколько различных приемов и реагентов [2].

Изменения полевых шпатов могут происходить на разных стадиях — при выветривании материнской породы, при диагенезе осадка или даже в результате гидротермальных воздействий на исходную породу. Во всех этих случаях кальциевые полевые шпаты обычно разлагаются и изменяются интенсивнее, чем натровые и калиевые. При выветривании полевые шпаты замещаются глинистыми минералами. Разложение начинается вдоль границ кристаллов, по спайности и плоскостям срастания двойников. В частично разложившихся полевых шпатах продукты изменения концентрируются по этим поверхностям или образуют неправильные пятна, но по мере развития процесса кристаллы могут целиком превращаться в мутные микрорезистентные агрегаты глинистых минералов.

При диагенетических и гидротермальных изменениях обычно возникают несколько более крупнозернистые агрегаты по

сравнению со скоплениями глинистых минералов, образующимися при выветривании. Плаггиоклаз нередко частично замещается агрегатами кальцита, эпидота, хлорита, пренита и альбита, а в калиевом полевоом шпате развиваются кристаллики иллита или мусковита. Кальциевый плаггиоклаз, особенно в глубоко погребенных песчаниках, замещается альбитом или ломонтитом.

Зерна горных пород

В большинстве случаев относительно темные зерна, различимые в песчаниках, представлены мелкими обломками афанитовых пород. К их числу относятся весьма различные породы, обычно характерные для исходного субстрата. К сожалению, точное определение афанитовых пород в зернах песчаной размерности оптическими методами трудно, а иногда и невозможно.

Для мелких частиц вулканических пород характерны различные структуры, наблюдающиеся у вулканитов. В обломках средних и основных пород часто проявляется микролитовое строение основной массы. В них присутствуют очень мелкие лейстовидные кристаллы плаггиоклаза в различном положении, что частично отображено на рис. 2-9 и 2-10. Многие из таких обломочных зерен включают мелкие идиоморфные или гипидиоморфные вкрапленники, обычно полевого шпата, с ясными признаками их вулканической природы. В обломках кислых вулканических пород микрокристаллические агрегаты кварца и щелочного полевого шпата обычно имеют микроволокнистую или микрозернистую (фельзитовую) структуру. Некоторые из них содержат темные реликты искривленных рогулек стекла. За исключением мелких редких вкрапленников, кристаллы фельзитовых обломков слишком малы для точной диагностики оптическими методами, однако в них удается различить внутренний рельеф, обусловленный контрастом светопреломления у тонких кристаллов кварца и щелочного полевого шпата. Природу мельчайших частиц вулканических пород без микровкрапленников часто не удается установить с определенностью, и их легко можно спутать с обломками кремней.

Большинство зерен горных пород, образовавшихся в результате размыва исходных осадочных пород, представлены тонкозернистыми сильно литифицированными продуктами, плохо поддающимися дезинтеграции в процессе эрозии. Наиболее устойчив из них кремнь, сложенный в основном микрокристаллическим кварцем. Зерна кремня пересекаются тонкими жилками кварца и иногда включают определяемые кремневые микрокаменелости или замещающие их овоидные выделения чистого халцедона (рис. 15-1, а). В обломках загрязненных крем-

ней могут присутствовать тонкозернистые терригенные, аутигенные или пирокластические компоненты. Эти примеси в одних случаях ощущаются лишь по пятнистой окраске, а в других — представлены мелкими двупреломляющими кристаллами карбонатов или слоистых силикатов. В категорию зерен кремнистых пород включаются обычно все мелкие обломки настоящих кремней, метакремней и силицифицированных вулканических пород.

Обломки менее устойчивых пород, алевролитов и тонкозернистых песчаников, распознаются по кластической структуре. Осколки ариллитов и глинистых сланцев обычно удается различать по алевритовым частицам, рассеянным в глинистом веществе (рис. 12-2, в). В них могут наблюдаться также следы слоистости. В некоторых песчаниках присутствуют обломки тонкозернистых известняков и доломитов, различимые по свойственным карбонатам цветам интерференции высшего порядка и резким изменениям рельефа при повороте столика микроскопа.

Обломки метаморфических пород обычно узнаются по сланцеватому или полусланцеватому строению. В большинстве случаев обломки метаосадочных пород представлены тонкозернистыми кварцитами или глинистыми сланцами, филлитами и кристаллическими сланцами низкой ступени метаморфизма. Все эти породы сложены преимущественно кварцем и чешуйками слюды в более или менее параллельной ориентировке. Близкую структуру имеют обломки метаморфизованных кислых вулканитов, но в них обычно присутствует также альбит. В обломках средних и основных метавулканитов обычно присутствуют хлорит, эпидот или амфибол, часто обилен альбит. В некоторых случаях зерна метаморфических пород распознаются по наличию характерных метаморфических минералов — граната, силлиманита или глаукофана.

Слюда

Слюды широко распространены и часто присутствуют в большом количестве как в магматических, так и метаморфических породах. Они определенно должны встречаться в качестве обломков, однако распределение их в осадках связано с сортировкой материала и определяется в основном гидравлическим поведением чешуек слюды. Последние обычно транспортируются во взвешенном состоянии течениями и накапливаются совместно с глинистыми, алевритовыми и тонкопесчаными частицами. Чешуйки слюды при этом обычно имеют большие размеры, чем другие ассоциирующиеся с ними обломочные частицы (рис. 13-7). Они неизменно ложатся плоскими поверхностями параллельно плоскости напластования и стремятся сконцентрироваться в самостоятельных тонких слойках, образуя блестя-

щие слюдястые рубашки на поверхностях слоистости. Случайная ориентировка слюдяных чешуек с расположением их под большими углами к поверхности слоев позволяет говорить о некоторых нарушениях неконсолидированного осадка, например, вследствие биотурбаций или оползней. По мере уплотнения песков под давлением вышележащих осадков слюдяные чешуйки могут изгибаться и сжиматься более жесткими песчаными зернами, приобретая в образцах волнистый облик (рис. 13-7, а). Однако такая деформация слюды не происходит, если отложения прочно цементируются аутигенными минералами до уплотнения обломочных зерен. Менее вероятна деформация слюдяных чешуек и в сильно глинистых осадках.

В виде обломков встречаются как мусковит, так и биотит. Мусковит, подобно кварцу, относится к числу наиболее устойчивых минералов и в условиях осадкообразования противостоит химическим воздействиям. В шлифах, ориентированных поперек слоистости, мусковит образует тонкие удлинённые чешуйки, бесцветные, но с положительным рельефом и высоким двупреломлением. Биотит резко плеохроирует. Последний, кроме того, часто полностью или частично, вдоль спайности, замещается зеленым хлоритом, распознаваемым в шлифах по его окраске и очень низкому двупреломлению.

Тяжелые акцессорные минералы

В большинстве случаев акцессорные минералы присутствуют в песчаниках в очень малых количествах и редко наблюдаются в шлифах. Почти все акцессории имеют большую плотность, чем кварц, полевые шпаты и многие зерна горных пород. Поэтому их можно концентрировать в «тяжелых» жидкостях, в которых они осаждаются, тогда как обильные песчаные зерна с малой плотностью всплывают. Эта методика разделения минералов широко используется, но для нее необходимы дезинтегрированные материалы, в связи с чем она более приложима к изучению слабо литифицированных отложений. Ассоциации акцессорных минералов тяжелой фракции особенно информативны при изучении источников и расстояний переноса материала песков.

Акцессорные минералы сильно различаются по относительной устойчивости в условиях осадкообразования. Так, циркон, турмалин и рутил чрезвычайно устойчивы к выветриванию и растворению. Отдельные зерна этих минералов сохраняются в течение нескольких последовательных циклов седиментации и переотложения. Эти три минерала — вероятно, единственные акцессории, которые встречаются в зрелых песчаниках всех возрастов во всех обстановках. Напротив, оливин и пироксен очень неустойчивы как при поверхностном выветривании, так

и при диагенезе. Эти минералы встречаются в ряде современных песков, но редки в дотретичных песчаниках. Довольно обычны в песчаниках умеренно устойчивые минералы — роговая обманка, эпидот, гранат, сфен, магнетит, ставролит, андалузит, кианит, силлиманит и тремолит-актинолит. Однако в древних отложениях, претерпевших глубокое погребение, они иногда отсутствуют в связи с постепенным выщелачиванием внутрипластовыми растворами. Различные стадии такого растворения иногда видны в изъеденных формах зерен, например, гиперстена, как это показано на рис. 13-10, а. Показательно, что в цементированных частях песчаной толщи могут присутствовать многочисленные зерна неустойчивых акцессорных минералов (эпидота, сфена, роговой обманки), тогда как в нецементированных частях той же толщи эти минералы исчезают.

Аутигенный цемент песчаников

После отложения песков в них могут кристаллизоваться многие минералы. Однако только немногие широко распространены и могут играть роль цемента. К минералам, образующим цемент в песчаниках и обычно обуславливающим их прочность, относятся карбонаты (кальцит, доломит, анкерит и сидерит), кварц, халцедон, опал, различные листовые силикаты (смектит, хлорит, иллит, каолинит; см. рис. 12-1), ангидрит и гипс, барит и коллофан (апатит). Из них наиболее важны карбонаты, кварц и листовые силикаты, остальные проявляются только в отдельных местах. Аутигенные щелочные полевые шпаты, пирит, хлорит и ломонтит обычно участвуют в цементации песчаников, но они редко играют здесь роль главного компонента.

Намечаются следующие две общие тенденции в проявлениях цемента в песчаниках. Во-первых, цемент гораздо обычнее у чистых песчаников, чем у плохо сортированных илистых. Присутствие глинистой связующей массы, вероятно, препятствует образованию хемогенного цемента вследствие относительно слабой проницаемости таких плохо сортированных осадков. И наоборот, очень раннее образование цемента, обычно кальцитового, видимо, предотвращает появление аутигенных листовых силикатов связующей массы, как это свойственно грауваккам (с. 69). Во-вторых, сам по себе состав песчаников отчасти определяет вид осадившегося в них цемента. Так, кварцевый цемент встречается лишь в существенно кварцевых аренитах, где он нарастает на обломочных зернах. Точно такие же соотношения наблюдаются в полевошпатовых песчаниках, в которых обломочные зерна полевых шпатов также дорастают за счет аутигенного материала. Ломонтит и хлорит обычно

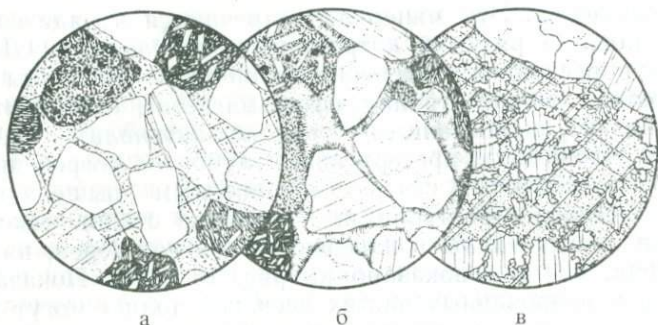


Рис. 13-3. Цемент в песчаниках.

а — лититовый аренит (миоцен, формация Темблор), глубина 2500 м, Кетлмен-Хилс, Калифорния. Д diam. 1 мм. Зерна горных пород, кварц и плагиоклаз цементируются монокристаллом барита. Обратите внимание на единообразную ориентировку трещин спайности в барите.

б — вулканогенный аренит (миоцен, формация Темблор), глубина 1000 м, Джакотитос-Филд, Калифорния. Д diam. 1 мм. Цемент хлоритовый. Микролопастные бахромчатые каемки хлорита окружают каждое зерно, но в центральных частях пор хлорит представлен микрозернистым агрегатом.

в — аркоз (миоцен, формация Топанга), горы Санта-Моника, Калифорния. Д diam. 1 мм. Кальцит замещает плагиоклаз, неправильные включения которого с однородной оптической ориентировкой включены монокристаллом кальцита. Примыкающие друг к другу зерна кварца и полевого шпата (вверху справа) не замещены кальцитом.

встречаются в песчаниках, обогащенных обломками основных вулканических пород, и они редки в других случаях. Карбонатный цемент встречается в любых песчаниках, но он обязательно образуется, когда в породе присутствуют первичные обломочные зерна карбонатов. Образование определенного цемента в конкретных разновидностях песков объясняется по-разному. Некоторые песчаные зерна играют роль затравок, на которых осаждается цемент того же состава из растворов, несколько пересыщенных по отношению к этому минералу. Цементирующий материал может иметь местное происхождение и поступать в раствор в результате растворения вещества обломков.

Вызывает интерес большое разнообразие форм выделения минералов в различных цементах. Кальцит, например, при цементации зерен кварца и силикатов в некоторых породах представлен чрезвычайно тонкозернистыми агрегатами, а в других породах он может быть очень крупнозернистым. Отдельные крупные кристаллы кальцита в песчаниках могут включать очень много песчаных зерен, создавая так называемые *пойкилитовые структуры* (рис. 13-4, *а*). Такие же выделения местами образуют баритовый и гипсовый цементы (рис. 13-3, *а*). Обломки организмов, представленные монокристаллами кальцита, например таблички морских ежей, обычно дорастают чи-

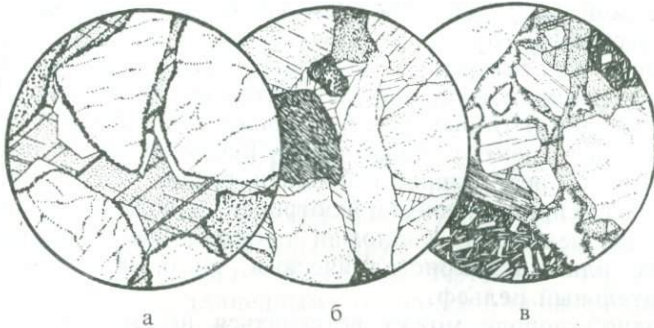


Рис. 13-4. Цемент в песчаниках.

а — кварцевый песчаник (пенсильваний), горы Зуни, Нью-Мексико. Диамет. 1,5 мм. Кварц и частицы пород окружены окислами железа (черное). Местами зерна кварца обрастают свежим кварцем; порода цементируется кальцитом (крап). Обратите внимание на цепочки глобулярных непрозрачных включений в зернах кварца.

б — аркозовый аренит (мел), Гуалала, Калифорния. Диамет. 0,5 мм. Обломочные зерна кварца местами дорастают аутигенным кварцем с образованием идиоморфных кристаллов (в центре и внизу справа и слева). Оставшиеся поровые пространства выполняются цеолитом ломонтитом (со следами спайности и без крапа).

в — лититовый песчаник (миоцен, формация Темблор), Риф-Ридж, Калифорния. Диамет. 0,75 мм. Цемент представлен оптически однородным кальцитом (крап, со следами спайности). Пустотки, не заполненные кальцитом, оторачиваются микроволокнистым хлоритом, нарастающим как на кальцит, так и на обломочные зерна. Во внутренних частях пустот на хлорит отложился опал (белое).

стым аутигенным кальцитом. Другие карбонаты (доломит, анкерит и сидерит) образуют с кальцитом преимущественно однородные тонко- или среднезернистые агрегаты изометричных зерен, среди которых отдельные кристаллы более идиоморфны по сравнению с кальцитом. Многие кристаллы концентрически зональны, что чаще всего обусловлено разным содержанием железа.

Кварцевый цемент обычно осаждается на поверхности обломочных зерен того же минерала с одинаковой кристаллографической ориентировкой. Аутигенные *каемки обрастания* отдельных зерен чистые и отграничиваются от исходного обломка линиями включений, некогда загрязнявших его поверхность. В других случаях исходное обломочное зерно мутное вследствие множества включений, а *каемка аутигенного дорастания* совершенно прозрачная (рис. 13-4, *а, б* и 13-15, *а*). Там, где дорастание происходит в открытом поровом пространстве, формируются рациональные грани, обычно призмы или ромбэдра. Однако, если такие грани располагаются перпендикулярно к плоскости шлифа, они могут быть не замечены, и установлению

их истинной природы может помочь изучение шлифа на федоровском столике [3].

Цемент из листовых силикатов обычно тонковолокнистый; при этом волокнистость ориентируется почти нормально к поверхностям, от которых росли волокна (рис. 13-13, б и 13-4, в). Волокнистый цемент чаще всего представлен халцедоном с показателем преломления несколько выше, чем у монтажной среды. Опал оптически изотропен и обладает резко отрицательным рельефом. Коллофан также может быть почти изотропным или микрокристаллическим, но он имеет отчетливый положительный рельеф.

В одной породе может встречаться несколько разновидностей цемента, кристаллизующихся иногда совместно в одной поре, но чаще образующих более или менее обособленные пятна. Эти взаимоотношения интересны для оценки последовательности образования минералов при диагенезе. Наиболее часто совместно встречаются аутигенные кварц и кальцит. Обычно кальцит кристаллизуется поверх идиоморфных каемок дорастания кварца (рис. 13-4, а и 13-15, а), но отмечались случаи идиоморфизма кристаллов кальцита по отношению к кварцу. Другие карбонаты, а также аутигенные полевые шпаты почти всегда идиоморфны в непосредственном контакте с аутигенными кварцем или кальцитом.

Однако определить причину относительного идиоморфизма одного минерала по отношению к другому трудно. С одной стороны, он может быть обусловлен последовательностью кристаллизации, в которой первыми в пустотах вырастали идиоморфные кристаллы, затем оставшееся поровое пространство заполняли ксеноморфные зерна. С другой стороны, идиоморфные кристаллы могли метасоматически замещать ксеноморфные и, следовательно, возникали позднее последних. Второй случай, несомненно, имеет место при образовании идиоморфных кристаллов кварца, щелочного полевого шпата и доломита, часто встречаемых в известняках. Для кальцита идиоморфные кристаллы вообще нехарактерны, поэтому маловероятно предположение об их метасоматической природе. Обычно при замещении кальцитом возникают очень неправильные контакты (рис. 13-3, в).

Едиственный надежный критерий последовательности образования аутигенных минералов песчаников — их относительное расположение в порах. Если поры выстланы более или менее плотно одним минералом, а их центральные части выполнены другим минералом, логично предположить, что краевой минерал кристаллизовался первым (рис. 13-4, в). Вообще нет какой-либо универсальной последовательности образования минералов цемента в связи с разнообразием условий цементации. Наиболее часто наблюдается последовательность кварц —

кальцит, но и она иногда нарушается, и кальцит кристаллизуется раньше кварца. Аналогично меняются местами при образовании цемента кальцит и доломит.

Граувакки

Типичные граувакки состоят из резко угловатых песчаных и алевритовых зерен, связанных друг с другом сильно литифицированной темной основной массой. Крупные зерна могут быть представлены удлинёнными осколками, ориентированными длинным измерением приблизительно в плоскости слоистости (рис. 13-5, а), но чаще они изометричны и располагаются неориентированно. В основном граувакки представляют разновидности лититовых или полевошпатовых песчаников. Обычно присутствует большое количество кварца, но наиболее характерны обильный полевой шпат и мелкие кусочки кристаллических и аспидных сланцев, аргиллитов, глинистых сланцев, кремней или вулканических пород. Изредка кварца достаточно для того, чтобы классифицировать породу как кварцевый песчаник, но во многих случаях он практически отсутствует, и песчаник почти полностью сложен обломками базальтов или андезитов (рис. 13-9, в). Наиболее характерный полевой шпат — натровый плагиоклаз (альбит, олигоклаз или андезин). Обычно он свежий и обладает типичным полисинтетическим двойникованием. Может встречаться и калишпат, но локально и в незначительных количествах. Кальциевый плагиоклаз, присутствие которого можно ожидать в андезитовых или базальтовых граувакках, обычно замещен мутным альбитом или ломонтином. Часто встречаются редкие чешуйки обломочной слюды, однако тяжелые акцессорные минералы редки.

Основная масса в некоторых граувакках составляет не менее трети породы, т. е. присутствует в количествах, достаточных для связи породы, так что в шлифах песчаные зерна выглядят разобщенными (рис. 13-5). Однако часто доля основной массы гораздо меньше. В шлифах основная масса граувакк ясно микрокристаллическая. Она представляет собой смесь преобладающих листовых силикатов (обычно хлорита и слюды) и кварца. В отличие от разнородной основной массы, минералы которой обычно плохо определимы, цемент, выполняющий поры, в граувакках чистый мономинеральный и сложен листовыми силикатами (рис. 13-3, б). Иногда основная масса очень походит на тонкозернистые обломки горных пород, и в таких случаях ее трудно отличить от зерен. Участки, которые можно принять за межзерновые пространства, выполненные основной массой, в действительности оказываются диагенетически измененными зёрнами каркаса. Иногда зерна мягких горных пород

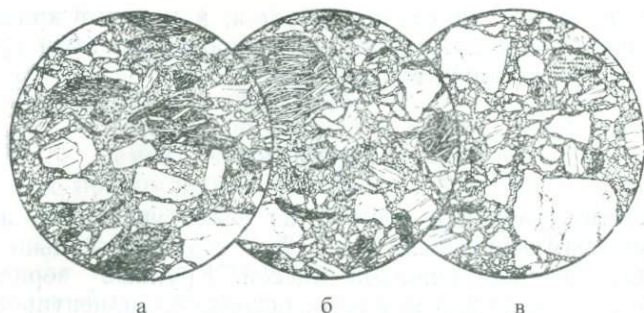


Рис. 13-5. Граувакки.

а — лититовая граувакка (ордовик, формация Форчен), Лоуренс-Харбор, Ньюфаундленд. Днам. 1,5 мм. Несортированные угловатые зерна песка и крупного алеврита располагаются в обильной глинистой связующей массе. Обломочные зерна представлены кварцем (светлый или со слабым крапом), полевым шпатом (преимущественно плагиоклазом, со спайностью), единичными чешуйками слюды, а также филлитом, аргиллитом, кремнем, андезитом и базальтом. Удлинение большинства зерен приблизительно параллельно поверхности напластования, которая почти перпендикулярна к плоскости шлифа.

б — граувакка (Францисканская формация), округ Мендосино, Калифорния. Днам. 1,5 мм. Порода, близкая к показанной на рис. *а*, но с худшей ориентировкой зерен и несколько меньшим объемом связующей массы и с большим количеством зерен полевого шпата и базальта. Образец, типичный для многих францисканских песчаников, которые занимают промежуточное положение между лититовыми и полевошпатовыми песчаниками.

в — докембрийская полевошпатовая граувакка, Херли, Висконсин. Днам. 1,3 мм. В структурном отношении похожа на породу, показанную на рис. *б*, за исключением того, что края зерен резко корродированы. Многочисленны зерна кварца, обычные обломки полевого шпата, изредка встречаются осколки пород. Это хорошо известная химически проанализированная граувакка (U. S. Geological Survey Bulletin, vol. 150, 1898, pp. 84—87).

могут быть раздавлены жесткими зернами, и тогда они образуют некоторое подобие основной массы [4].

Во многих граувакках, особенно древних, в краевые части зерен кварца и полевого шпата проникают мельчайшие чешуйки хлорита и слюды, в связи с чем границы таких обломков становятся нечеткими и расплывчатыми. Врастающие чешуйки ориентируются перпендикулярно границам обломков, и последние при обилии чешуек приобретают гребенчатый облик. При далеко зашедшем замещении обломков возникает довольно неопределенная структура с реликтами обломков, как бы растворяющимися в основной массе. Эти соотношения несомненно обусловлены кристаллизацией вторичных листовых силикатов после погребения породы.

Граувакки относятся к числу наиболее распространенных песчаников, но они встречаются преимущественно в орогенных поясах раннетретичного или более древнего возраста. В осадоч-

ных толщах стабильных кратонов они отсутствуют. В подавляющем большинстве граувакки слагают пласты с градационной слоистостью во флишевых толщах и предположительно отлагались турбидитными потоками в глубоких морских бассейнах. По составу они колеблются от песчаников с преобладанием устойчивых кварцевых или кремнистых зерен до разновидностей, сложенных преимущественно неустойчивыми зернами горных пород или полевых шпатов. Представляется, что их генетическое родство не столько связано с общностью состава, сколько с единством условий образования. В большинстве случаев они отлагались в тектонической обстановке, в которой затем происходили их глубокое погребение и региональная деформация. Последние, вероятно, обуславливают своеобразные черты граувакк, особенно их основной массы.

Происхождение основной массы граувакк недостаточно ясно и служит объектом дискуссии. Некоторые петрографы считают ее детритовым, пелит-алевритовым материалом, уплотненным, перекристаллизованным и резко литифицированным при диагенезе. Это может быть справедливо для плохо сортированных песчаников с обильными алевритовыми частицами кварца и полевого шпата. Однако в некоторых современных песчаных отложениях, особенно в глубоководных турбидитных песках, алеврит и глинистые частицы присутствуют в количествах, соответствующих по объему основной массы граувакк, особенно если учесть уменьшение объема при уплотнении с глубиной. Этот факт и общая приуроченность граувакк к древним флишевым формациям позволяют предполагать, что их основная масса по крайней мере частично представлена побочными продуктами диагенетического разрушения или изменения неустойчивых зерен каркаса. Вероятно, современные аналоги древних граувакк — это незрелые пески, содержащие либо неустойчивые зерна в каркасе, либо межзерновой глинистый материал, либо то и другое совместно. Такие пески после отложения в неустойчивой тектонической обстановке, в которой происходит очень глубокое погребение, должны превращаться в граувакки в процессе продолжительного диагенеза при повышенных температурах и давлениях и последующей деформации. Вероятно, граувакки следует скорее рассматривать как продукты раннего метаморфизма, а не диагенеза, но эти различия не имеют принципиального значения.

В тектонической обстановке формирования граувакк обычно встречаются также известковые песчаники. Последние присутствуют, например, во флишевых отложениях в Альпах и северных Апеннингах, а также в Пиренеях, Карпатах и Береговых хребтах Калифорнии. Известковые песчаники слагают пласты с градационной слоистостью, переслаивающиеся с аргиллитами. По общему облику они похожи на граувакки, не содержащие

карбонатного материала. Оба типа песчаников, вероятно, возникли в результате переотложения песков в глубоководные участки мутьевыми потоками, но в известковых песчаниках изначально присутствовал карбонатный песок или ил. В некоторых случаях появляются даже песчанистые известняки. Постседиментационная история всех этих пород, как настоящих граувакк, так и обогащенных карбонатным материалом, была одинаковой.

В некоторых известковых граувакках присутствуют карбонатные зерна с реликтовой органогенной структурой. В других случаях пятна зернистого кальцита, занимающие пространство между силикатными зернами песчаного каркаса, очевидно, представляют собой перекристаллизованные карбонатные обломки. Кальцит появляется также в виде мелких очень неправильных выделений внутри межзерновой основной массы, состоящей из листовых силикатов. В известковых песчаниках тонкозернистый кальцит частично замещает зерна силикатного каркаса. Он обычно содержит массу тончайших включений силикатов. Вероятно, такой кальцит — продукт перекристаллизации карбонатного ила, изначально присутствовавшего в осадке. И если это действительно так, то его можно рассматривать как устойчивую кальцитовую основную массу, а не цемент, выполняющий поры.

Полевошпатовые песчаники

В аркозовых песчаниках наряду с кварцем присутствуют полевые шпаты, обычно натровый плагиоклаз Ap_{0-50} , ортоклаз, микроклин и пертит. При этом преобладает либо калиевый, либо натровый полевой шпат, но кальциевый плагиоклаз встречается очень редко. В меньших количествах присутствуют обломки аспидных сланцев, филлитов, кристаллических сланцев низкой степени метаморфизма, вулканических пород, кремней, глинистых сланцев, песчаников и известняков. При небольшом содержании обломков горных пород песчаники этого типа принято называть просто *аркозами*. По мере увеличения количества обломков тонкозернистых пород аркозовые песчаники постепенно переходят в лититовые; причем часто встречаются породы, промежуточные по составу между этими разновидностями.

К числу наименее зрелых песчаников вообще относятся аркозы, представляющие собой остаточные продукты, непосредственно залегающие на гранитоидах, за счет которых они образовались, или снесенные с них на небольшие расстояния. Такие песчаники могут выглядеть практически как граниты, и их не всегда легко отличить от частично дезинтегрированных материнских пород, все минералы которых они содержат в тех же пропорциях. Зерна в этих породах часто не только угловатые, но и могут быть столь же неправильными, как и в дезинтегриро-

ванном элювии гранитов, представленном дресвой и песком на выветрелых поверхностях гранитов¹. Однако зерна в аркозах не прилегают так плотно друг к другу, как в гранитах, а более крупные из них разобщены мелкообломочным материалом из резко угловатых кусочков первичных минералов и глинистых частиц (рис. 13-6, а). В древних остаточных аркозах, подвергшихся сильному уплотнению, чешуйки слюды обычно искривлены и даже расщеплены под давлением других зерен; в обломках плагиоклазов двойниковые пластинки также бывают искривленными, что свидетельствует о внутренней деформации их зерен.

Сортировка в большинстве остаточных и транспортированных на малые расстояния аркозов ничтожна, а слоистость очень неясная. Эти отложения преимущественно крупнозернистые и обычно включают обломки кварца, полевых шпатов и недезинтегрированных гранитоидов с размерностью гальки. Полевой шпат, как правило, замутненный в результате частичного разложения, и по всей породе неравномерно распределен глинистый материал. Нередко аркозы окрашены окислами железа в красный цвет, но чаще они имеют серую или буроватую окраску. Осажденный кальцитовый цемент встречается реже, чем в хорошо сортированных аркозах.

Аркозовый детритус, транспортированный на некоторое расстояние, имеет уже не столь выраженный гранитоидный облик, хотя общий состав его также явно унаследован от исходных гранитов (рис. 13-6 и 13-7). Различия обусловлены абразией и сортировкой выветрелого материала и выражаются в обогащении кварцем и уменьшении количества полевых шпатов и других поддающихся разрушению минералов. Еще заметнее такие различия при загрязнении детритусом тонкозернистых осадочных, вулканических или метаморфических пород. Появляются также полуугловатые и полукатанные зерна, подвергшиеся абразии. Некоторые породы этой группы содержат обильный глинистый материал, и они относятся к *аркозовым ваккам*; в других породах проявляется заметная сортированность, позволяющая квалифицировать их как аркозовые арени-ты (рис. 13-7).

В пределах одного песчаного пласта у полевых шпатов может наблюдаться различная степень разложения. Отдельные зерна настолько замутнены в результате замещения глинистыми минералами, что уже не поддаются определению, тогда как другие остаются прозрачными и неизменными (рис. 13-6, в).

¹ При поверхностном выветривании гранитоиды обычно дезинтегрируются с незначительным химическим разложением и образованием обломочного материала, называемого *дресвой*. Накапливающаяся на месте дресва соответствует неконсолированным остаточным аркозам.

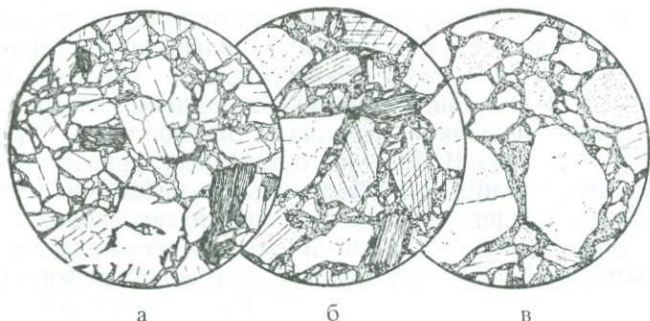


Рис. 13-6. Аркозовые песчаники.

а — третичный аркоз, район озера Манапури, Новая Зеландия. Диам. 2,5 мм. Несортированные угловатые зерна ортоклаза и олигоклаза (со спайностью), а также кварца (светлое), сопровождающиеся крупными и мелкими неориентированными чешуйками биотита и зернами сфена (вверху слева), связаны алевритистой глиной, слабо окрашенной лимонитом. Существенно остаточная порода на гранитном массиве.

б — аркоз (пенсильваний, формация Фаунтин), Боулдер, Колорадо. Диам. 2,5 мм. Плохо сортированные угловатые зерна кварца, мутного олигоклаза и микроклина (оба полевых шпата со спайностью, показаны крапом) и немногочисленные чешуйки мусковита связаны алевритистой глиной, окрашенной красными окислами железа. Материал этой породы был очень слабо перемещен с материнского гранитного массива.

в — торридонский аркоз (докембрий), Лох-Ассинт, Шотландия. Диам. 2,5 мм. Плохо сортированные полуугловатые зерна кварца (светлые и со слабым крапом), микроклина, ортоклаза и олигоклаза прочно связаны слюдяной глиной. Полевые шпаты отчасти свежие (со спайностью), а частично сильно замутнены (крап). Присутствуют единичные обломки кристаллических сланцев (не видны в поле зрения).

Когда такие вариации степени изменения в пределах одного образца проявляются у одного вида полевых шпатов, их можно связывать с выветриванием в исходном субстрате. Очевидно, в этом случае при быстрой эрозии смешивался материал, в разной мере претерпевший химическое разложение. В наиболее хорошо сортированных аркозовых аренитах зерна полевого шпата слабо изменены, и в некоторых из них весь полевой шпат представлен совершенно свежими и водяно-прозрачными зернами.

Слюды в аркозовых породах присутствуют почти всегда. Их содержание в сильной мере контролируется сортированностью и может достигать 5—10% породы (рис. 13-7, *б*). Наиболее обильны слюды в относительно мелкозернистых аркозовых песчаниках и ассоциирующихся с ними слоях глинистых пород. Нередко чешуйки слюды бывают зажаты между плотноупакованными песчаниками зернами и резко изогнуты (рис. 13-7, *а*).

В большинстве песчаников кварца больше, чем полевых шпатов. Кварц-полевошпатовые песчаники с содержанием по-

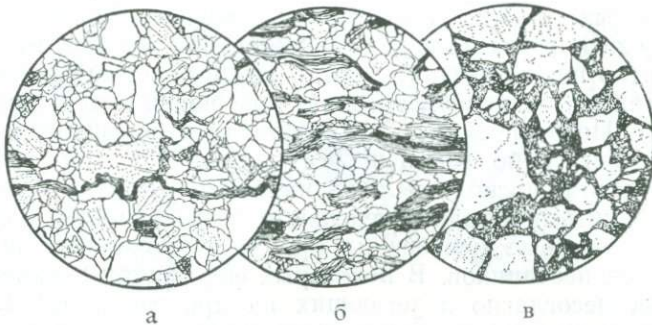


Рис. 13-7. Аркозовые песчаники.

а — миоценовый аркозовый аренит, или аркоз, глубина 3000 м. Окрестности Симмлера, Калифорния. Диамет. 2 мм. Порода состоит из очень плотноупакованных плохо сортированных угловатых и полугловатых зерен и лишена глинистого материала. Она консолидировалась посредством уплотнения без цемента. Примерно в равном количестве присутствуют плагноклаз, ортоклаз и микроклин (все они показаны слабым крапом), а также кварц (светлое). В подчиненных количествах присутствуют зерна кальцита (интенсивный крап) и биотита. Обратите внимание на сдавленные и смятые чешуйки слюды.

б — триасовый слюдястый аркозовый аренит, или аркоз, Портленд, Коннектикут. Диамет. 2 мм. Состоит из хорошо сортированных угловатых и полугловатых зерен полевого шпата (слабый крап) и кварца (светлое), обильных чешуек мусковита и хлоритизированного биотита с параллельной ориентировкой (более крупные по сравнению с другими обломками и располагающиеся по напластованию). Порода слабо сцементирована рассеянными зернами кальцита (со спайностью, показаны интенсивным крапом) и вторичным кварцем, окружающим первичные обломочные зерна и отделенным от них линиями точечных включений. Много пор. В породе присутствуют не попавшие в поле зрения немногочисленные частицы кристаллического сланца.

в — красная аркозовая вакка, или аркоз (триас), Маунт-Том, Массачусетс. Диамет. 3 мм. Несортированные угловатые и полугловатые зерна кварца и замутненного полевого шпата погружены в основную массу из железистой глины.

левого шпата менее 25%, или *субаркозы*, вероятно, претерпели более продолжительную или более «суровую» гипергенную эволюцию, а некоторые из них, возможно, представляют осадки второго цикла седиментации. Те из них, исходным субстратом которых были породы кристаллического фундамента, сродни аркозам и отличаются от последних лишь меньшей долей полевого шпата, сохранившихся в ходе выветривания и транспортировки. Другие, образовавшиеся за счет размыва супракристаллических толщ, включавших полевошпатовые осадочные и метаморфические породы, обычно содержат многочисленные обломки пород и постепенно переходят в лититовые песчаники. По мере уменьшения доли полевого шпата эти породы в конечном счете постепенно переходят в кварцевые песчаники. В мел-

козернистых пластах и отдельных прослоях кварцевых аренитов первого цикла отложения может присутствовать заметное количество полевого шпата, тогда как в более крупнозернистых слоях тех же толщ полевой шпат совершенно отсутствует (рис. 13-14, в). Полевой шпат в этих породах в большинстве случаев представлен слабо измененными калишпатом или натровым плагиоклазом, поскольку лишь наиболее устойчивые зерна могут сохраниться в ходе интенсивного выветривания и транспортировки, которые неизбежны при формировании существенно кварцевых песчаников. В некоторых формациях кварцевых песчаников, несогласно залегающих на древних полевошпатовых породах, в нижних частях в умеренных количествах присутствует полевой шпат, тогда как кверху его содержание уменьшается.

Акцессорные минералы в полевошпатовых песчаниках представлены роговой обманкой, сфеном, апатитом, цирконом, турмалином, рутилом, эпидотом, гранатом, магнетитом и ильменитом, а также некоторыми другими минералами, появляющимися спорадически. В древних полевошпатовых песчаниках присутствуют лишь наиболее устойчивые акцессории, особенно циркон, рутил и турмалин, иногда ассоциирующиеся, как это ни странно, с обильным свежим полевым шпатом. Эта ассоциация, которая на первый взгляд кажется аномальной, вероятно, объясняется растворением неустойчивых акцессорных минералов при диагенезе. В отличие от таких минералов щелочные полевые шпаты обычно устойчивы в процессе диагенеза и могут даже дорастать аутигенным путем.

В полевошпатовых вакках или ассоциирующихся с ними пластах тонкого материала могут присутствовать любые глинистые минералы. В шлифах минеральный состав тонкой фракции этих пород распознается очень плохо не только в связи с мелкими размерами частиц, но и вследствие частого окрашивания окислами железа и органическим веществом. В некоторых более древних породах глинистый материал, однако, перекристаллизован, и в нем могут быть выделены тонкозернистые каолинитовые или слюдисто-хлоритовые агрегаты. Иллитовые или хлоритовые минералы сообщают породам более темную окраску.

Хорошо сортированные полевошпатовые арениты имеют высокую пористость и проницаемость (рис. 13-7, а, б), в таких случаях они часто играют роль песчаных коллекторов нефти (11-5, б). В других случаях эти породы прочно сцементированы аутигенными минералами, кристаллизовавшимися вокруг обломков, и стали непроницаемыми (рис. 13-8, а, б). Цемент обычно представлен карбонатом, который не только заполняет поры между обломочными зернами, но и нередко частично замещает последние (рис. 13-3, в и 13-8, б). Другие виды цемента

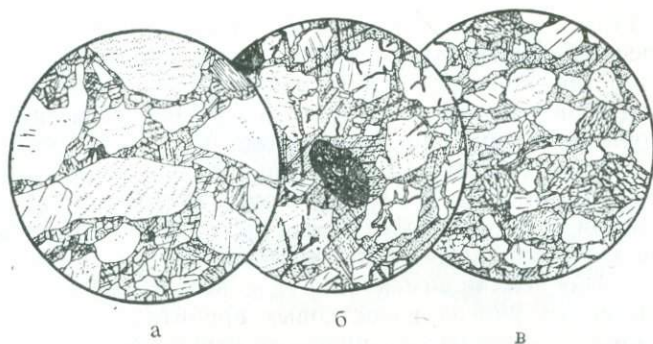


Рис. 13-8. Арениты с кальцитовым цементом.

а — известковый аркоз (пермь), провинция Шэньси, Китай. Д diam. 2,5 мм. Полуугловатые средне- и крупнозернистые песчаные обломки, прочно сцементированные тонкозернистым кальцитом (со спайностями в двух направлениях, показаны интенсивным крапом). Присутствуют зерна пертита (со следами спайности, слабый крап), кварца и биотита (вверху справа). Упаковка рыхлая, так что все зерна окружены цементом.

б — известковый аркозовый аренит (нижний мел), острова Королевы Шарлотты, Британская Колумбия. Д diam. 2,5 мм. Неплотноупакованные крупные песчаные зерна сцементированы кальцитом гораздо более крупнозернистым, чем в образце, показанном на рис. *а*. Обломочные зерна представлены олигоклазом и пертитом (со спайностью), кварцем (светлое) и метаморфическими породами (два обломка). Обратите внимание на жилки кальцита в обломочных зернах и, возможно, на замещение их цементом.

в — известковый лититовый аренит (Мачиньо), Болонья, Италия. Д diam. 2 мм. Неплотноупакованные полуугловатые зерна хорошо сортированы и прочно сцементированы тонкозернистым кальцитом. Обломки представлены преимущественно кварцем, альбитом (со спайностью), кварцевым кристаллическим сланцем и серпентинитом (слева ниже центра, со штриховкой); в центре — изогнутая чешуйка слюды.

проявляются локально. Некоторые арениты консолидировались под давлением, обуславливающим плотные контакты обломочных зерен. В таких породах, иногда очень крепких, цемент или глинистая основная масса могут присутствовать в небольшом количестве. На рис. 13-7, *а* приведена микрозарисовка аркозового аренита, консолидированного таким способом. Как можно видеть, в нем сохранилась большая пористость, но зерна в основном тесно прилегают друг к другу, и порода достаточно прочная.

В полевошпатовых песчаниках, отлагавшихся в неритовой морской обстановке, часто присутствует аутигенный глауконит. За исключением существенно илистых осадков, глауконит, вероятно, перемещался и сортировался совместно с кластическими обломками на поверхности морского дна. В связи с этим он представлен в аренитах преимущественно пеллетами (обычно округлыми аккреционными агрегатами) примерно такого же размера, как и ассоциирующиеся с ним песчаные зерна. Часто глауконит концентрируется в отдельных слоях.

Во многих полевошпатовых песчаниках содержатся также органические остатки, характер которых определяется преимущественно обстановкой седиментации. В песчаниках, образовавшихся в морских условиях, может встречаться много целых известковых раковин или их обломков. В одних случаях это обломки толстостенных раковин моллюсков, например устриц, но часто сохраняются и мелкие хрупкие раковинки, даже целые панцири фораминифер. Большинство аренитов с таким известковым материалом сцементировано аутигенным карбонатом, вероятно осадившимся вокруг раковин как центров кристаллизации. Во многих известковых аренитах, однако, отсутствуют какие-либо следы органических структур (рис. 13-8).

Лититовые песчаники

Как состав, так и количество обломков пород в лититовых песчаниках сильно варьируют [5]. В некоторых из них обломки горных пород преобладают над всеми остальными видами частиц, однако обычно доминирует кварц. В песчаниках, образовавшихся в результате размыва регионально-метаморфизованных толщ, присутствует много обломков глинистых и кристаллических сланцев; вулканогенные песчаники содержат многочисленные обломки андезита, базальта или частиц фельзитовой основной массы. Иногда обломки представлены смесью частиц самых различных пород, а в некоторых случаях они преимущественно кремнистые (рис. 13-9, б). Нередко такие песчаники распространены локально, отражая специфику источника обломков. Примером могут служить серпентинитовые арениты, показанные на рис. 13-10, в, а также *кальклититы* — обломочные известняки или доломиты, возникшие в результате размыва древних карбонатных толщ¹.

Лититовые песчаники образуются главным образом за счет размыва супракрусталльных толщ, т. е. в участках, где кристаллический фундамент перекрыт осадочными, вулканическими и регионально метаморфизованными породами. Таким образом, по происхождению они отличаются от аркозов. Однако доля полевых шпатов в лититовых песчаниках широко варьирует, и по мере ее увеличения они постепенно переходят в полевошпатовые песчаники. Подавляющее большинство песчаников по со-

¹ Большинство кальклититов содержит примесь частиц гальковой размерности. Обломки в них представлены смесью различных карбонатных пород, обычно с примесью кремней. Все эти обломки возникли за счет размыва древних карбонатных формаций. Кальклититы распространены локально и чаще всего связаны с молассаами, образовавшимися в относительно аридной обстановке. В генетическом отношении они ясно отличаются от более широко распространенных кластических известняков, рассматриваемых в гл. 14.

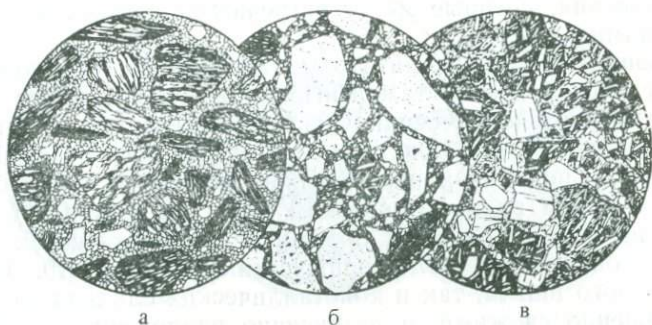


Рис. 13-9. Лититовые арениты и граувакки.

а — известковистый лититовый аренит (миоцен, формация Модело), горы Санта-Моника, Калифорния. Диамет. 2,5 мм. Хорошо сортированный песчаник, сложенный полуугловатыми и полуокатанными обломками глинистых и кристаллических сланцев, а также более мелкими угловатыми зернами кварца и полевого шпата (последних очень мало), сцементированными тонкозернистым кальцитом.

б — лититовая граувакка (миссисипий, формация Брегдон), округ Тринити, Калифорния. Диамет. 2,5 мм. Агрегат несортированных угловатых зерен располагается в темной глинистой основной массе, количество которой меньше, чем в граувакках, изображенных на рис. 3-5. Зерна представлены преимущественно кремнем и девитрифицированными риолитами (круп), а также андезитом и глинистым сланцем. Присутствуют единичные угловатые зерна кварца (светлое) и плагиоклаза (со спайностью). Ориентировка зерен отсутствует.

в — вулканогенная граувакка (триас), южная часть Новой Зеландии. Диамет. 2,5 мм. Агрегат несортированных угловатых и полуугловатых зерен погружен в основную массу, состоящую преимущественно из микрокристаллического хлорита. Обломки представлены главным образом андезитом и базальтом. Обычны также зерна плагиоклаза (со спайностью). Кварц (светлое) присутствует в подчиненном количестве.

ставу близко к границе между этими двумя типами и располагается в центральной части треугольной диаграммы *QFL* на рис. 13-1. Многочисленны также обогащенные кварцем лититовые песчаники, они связаны постепенными переходами со зрелыми кварцевыми аренитами.

Полевые шпаты в лититовых песчаниках представлены преимущественно натровым плагиоклазом. Могут присутствовать зерна калишпата, но их содержание лишь очень редко может сравниться с содержанием зерен плагиоклаза. В молодых вулканогенных андезитовых или базальтовых песчаниках обычен кальциевый плагиоклаз, но для более древних пород характерен лишь натровый плагиоклаз, вероятно, в связи с неустойчивостью кальциевого, обычно разлагающегося или замещающегося при диагенезе. Натровый плагиоклаз в лититовых песчаниках обычно свежий и имеет характерное полисинтетическое двойникование, однако нередки зерна, замутненные продукта-

ми изменения, которые могут встречаться совместно со свежими зернами.

Хорошим примером лититовых песчаников, образовавшихся за счет регионально-метаморфизованных толщ, могут служить породы кайнозойской серии Сивалик в северной Индии, уже давно описанные как *кристалло-сланцевые арениты* (schist arenites [6]). Среди этих пород можно выделить как собственно арениты, так и вакки. В среднем они содержат (в %): кварца 40, полевого шпата 15, обломков кристаллических сланцев и филлитов 35—40, аксессуарных минералов 5—10. Обломки как полевого шпата, так и кристаллических сланцев могут быть и совершенно свежими, и интенсивно разложенными. Вследствие их листоватой текстуры обломки кристаллических сланцев обладают преимущественно пластинчатой формой, ориентированы параллельно напластованию и сообщают песчаникам облик существенно слюдистых пород. Серия Сивалик образовалась в результате быстрой эрозии расчлененной нагорной области и отложились на широкой флювиальной равнине. Она имеет очень большую общую мощность. Некоторые песчаники в нижней части серии описаны как граувакки.

Широко распространены обломочные вулканогенные песчаники. В частности, со всеми обнажающимися в настоящее время вулканическими толщами ассоциируются современные отложения этого типа. Особенно многочисленны они в третичных и мезозойских толщах орогенных поясов Тихоокеанского кольца. Вулканогенные песчаники известны в осадках всех возрастов; они особенно характерны для отложений орогенных регионов. Иногда в них присутствуют обломки различных вулканитов, но обычно их состав отражает более или менее однородный вулканический источник.

Наиболее широко распространены и многочисленны вулканогенные песчаники, сложенные преимущественно детритусом средних и основных вулканитов, вероятно, с небольшой примесью обломков, поступивших из других источников (рис. 13,9, в, 13-10, а и 13-11). Для них характерны обильные обломки андезитов и базальтов, легко распознаваемые по их микролитовой структуре. Типично также присутствие кристаллокластических обломков — зонального плагиоклаза, авгита, гиперстена и роговой обманки, иногда окисленной (рис. 13-10, а). Эти минералы помимо самостоятельных обломков встречаются в виде вкрапленников в частицах горных пород. И в том, и в другом случае обычно удается определить габитус кристаллов по сохранившимся граням или по зональности. Такие кристаллы почти так же ясно свидетельствуют о характере материнских вулканических пород, как и сами обломки пород. Их больше в относительно мелкозернистых вулканогенных песчаниках. Изредка такие песчаники почти полностью сложены обломками плагиоклазов.

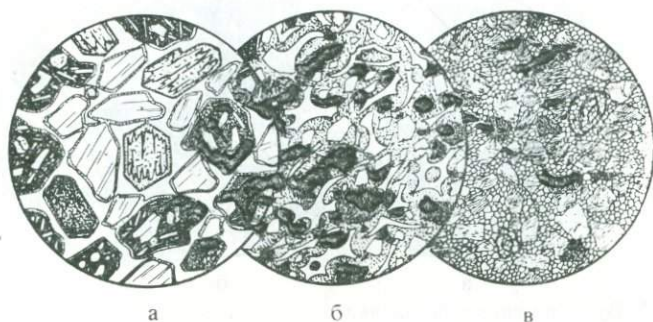


Рис. 13-10. Лититовые песчаники смешанного состава.

а — андезитовый аренит (верхний миоцен, формация Нероли), Маунт-Дьябло, Калифорния. Дdiam. 2,5 мм. Хорошо сортированные плохо упакованные полуугловатые зерна андезита, андезина (светлое со спайностью), гиперстена (в центре и вверху) и роговой обманки (внизу слева и справа) окружены тонкой волокнистой каемкой смектита. Зерна гиперстена и роговой обманки идиоморфны, однако гиперстен подвергся травлению внутрипластовыми растворами после образования смектитовой каемки. Эта порода — кластический аренит, а не пирокластический туф или туфогенный аренит.

б — известковистый туфогенный песчаник (олигоцен, формация Таннел-Пойнт), Кус-Бей, Орегон. Дdiam. 3 мм. Представляет собой смесь пирокластического и кластического материала, отложившуюся в морской обстановке; содержит примесь аутигенного глауконита и цемент из очень тонкозернистого кальцита (крап). Присутствуют свежие искривленные обломки стекла, детритовые кварц и полевоы шпат, а также замутненные обломки метаандезита и филлита и сферональные пеллеты глауконита (интенсивный крап).

в — известковистый серпентинитовый аренит (эоцен), юго-восточная часть округа Монтерей, Калифорния. Дdiam. 3 мм. Угловатые и полуугловатые зерна серпентинита (со штриховкой) и пеллеты микрокристаллического карбоната (крап) прочно сцементированы тонкозернистым кальцитом. Видны две целые фораминиферы.

Андезитовые и базальтовые песчаники, естественно, содержат мало кварца, и по количеству последнего можно судить о пропорции материала, поступавшего из других источников.

Базитовый вулканогенный детритус особенно восприимчив к изменениям в процессе диагенеза. Очень неустойчивые стекловатые частицы обычно переходят в смектит, хлорит или цеолиты. Эти минералы обычно также слагают основную массу большинства вулканических вакк. Пироксены и роговая обманка, как правило, замещаются эпидотом и хлоритом, а кальциевый плагиоклаз — альбитом и ломонтитом.

В составе вулканогенных песчаников, возникших за счет кислых пород, преобладают обломки основной массы с фельзитовой структурой, а также идиоморфные зерна санидина и высокотемпературного вулканического кварца. Обильны обломки кислого вулканического стекла. Последние, однако, обычно неустойчивы и в дотретичных породах часто замещены микро-



Рис. 13-11. Вулканогенные песчаники.

а — вулканогенная вакка (эоцен, формация Тин), бассейн реки Ампука, Орегон. Диамет. 1,2 мм. Плохо сортированные угловатые и полуугловатые зерна крупного алеврита и песка плотно упакованы в глинистой основной массе, окрашенной в зеленый цвет хлоритом. Примерно половина обломков представлена частицами вулканических пород, преимущественно андезита, около 30% составляют зерна плагиоклаза, главным образом андезина (со спайностью, слабый крап) и около 20% приходится на кварц (светлое).

б — вулканогенный аренит (миоцен), глубина 3700 м, южнее Лост-Хилс, Калифорния. Диамет. 1,2 мм. Неплотнупакованные полуугловатые зерна андезита, плагиоклаза (со спайностью, слабый крап) и кварца, прочно сцементированы крупнокристаллическим кальцитом (со спайностью в двух направлениях, крап). В центре монокристалл кальцита включает многие песчаные зерна.

кристаллическими агрегатами глинистых минералов, цеолитов, альбита и кварца.

Во многих случаях вулканические частицы были непосредственно выброшены из вулкана в бассейн седиментации и вошли в состав накапливающегося там осадка. Иными словами, они скорее пирокластические, нежели собственно кластические (рис. 13-10, *б*). Породы, в которых присутствуют пирокластические обломки, следует называть *туфогенными песчаниками* или, в случае преобладания пирокластического материала, *туфами*. Часто трудно разграничить пирокластические и собственно кластические породы. В таких случаях можно пользоваться определением, собирательным для обоих типов пород, — *вулканокластические*. Однако достоверное определение пирокластических обломков имеет существенное значение, поскольку они свидетельствуют о синхронном вулканизме в отличие от материала, поступившего из более древних, подвергшихся эрозии вулканических толщ.

Наиболее часто в лититовых песчаниках и современных песках присутствует много невулканического обломочного материала (рис. 13-12 и 13-13). В таких породах содержатся зерна кварца, полевых шпатов, кремней, аргиллитов, алевролитов, глинистых сланцев, филлитов и кристаллических сланцев; в подчиненных количествах в них появляются частицы вулканитов и метавулканитов и редкие частицы известняков или доломитов.

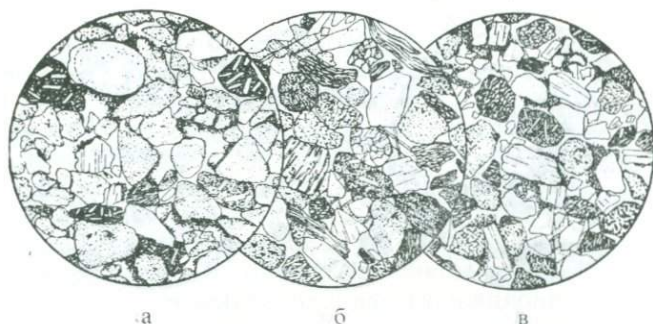


Рис. 13-12. Лититовые ареныты.

а — аренит (мел, формация Белли-Ривер), окрестности Калгари, Альберта, Канада. Диам. 1,8 мм. Полуугловатые и полуокатанные обломки кремней и кислых вулканитов (интенсивный крап), а также андезита, кварца (светлое или слабый крап) и изредка полевого шпата (со спайностью) плотно упакованы, хотя порода остается пористой. Резко преобладают обломки пород. Обратите внимание на аутигенное дорастание двух зерен кварца (вверху слева и в центре), а также на перекристаллизованный железистый глинистый материал в некоторых порах.

б — хорошо сортированный аренит, моласса, Бах, Швейцария. Диам. 1,2 мм. Примерно в равных количествах присутствуют обломки пород и минералов. Обломки представлены метаморфическими и вулканическими породами, известняком (в центре), кремнем, кварцем (почти чистый), полевым шпатом (со спайностью) и слюдой (вверху справа и внизу слева). Вверху слева присутствует зерно глауконита (интенсивный крап), кроме того, имеются два небольших пятна кальцитового цемента.

в — лититовый аренит (эоцен, формация Уилкокс), глубина 1000 м, центральная часть Луизианы. Диам. 1 мм. Мелкозернистый слабосвязный песчаник, сложенный угловатыми и полуугловатыми зернами с небольшими пятнами глинистого и кальцитового цемента (внизу справа). Неплотноупакованный и пористый. Зерна представлены частицами пород (кремни, глинистые сланцы, филлиты и вулканиты), кварцем (светлое) и свежим полевым шпатом (со спайностью), преимущественно плагиоклазом.

Сочетание многочисленных темных обломков горных пород со светлоокрашенными зернами кварца и полевого шпата сообщает песчанику в невыветрелом состоянии пятнистый облик и общую серую окраску. Такие песчаники обычны в третичной — меловой толще Береговых хребтов в западной части США и в стратиграфическом разрезе вдоль побережья Мексиканского залива, где они иногда играют роль коллекторов нефти (рис. 13-12, *в*). К этому же типу относятся многие песчаники швейцарской молассы (рис. 13-12, *б*).

Особое значение имеют зерна, классифицируемые как обломки кремней, поскольку они в основном сложены кварцем и в связи с этим более устойчивы, чем другие обломки пород. Сюда относятся обломки нескольких пород, сложенных микрокристаллическим кварцем, но имеющих различные происхождение и устойчивость. Некоторые из них, часто имеющие неясную приро-

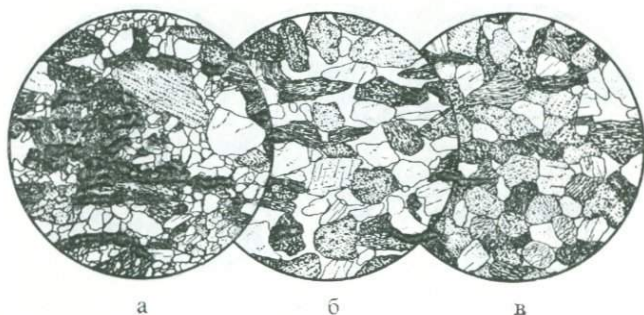


Рис. 13-13. Лититовые ареныты.

а — лититовый аренит (триас), Бунтон, Нью-Джерси. Диамет. 2 мм. Плохо сортирован, но почти без глинистого материала. Сложен угловатыми и полуугловатыми обломками осадочных и слабометаморфизованных пород. Обломки пород представлены сланцеватыми глинами, глинистыми сланцами, аргиллитами и известняками (внизу слева и справа). Кроме того, присутствуют зазубренные зерна кварца и очень немного полевого шпата.

б — лититовый песчаник (мел, формация Чико), окрестности Чико, Калифорния. Диамет. 1 мм. Мелкозернистый, хорошо сортированный аренит, сложенный полуугловатыми зернами, слабо уплотненный и очень пористый. Обломки пород представлены глинистыми и мелкозернистыми кристаллическими сланцами, реже кремнем. Кварца (светлый или со слабым крапом) довольно много, полевой шпат (со спайностью) как свежий, так и замутненный. В каждом шлифе присутствуют зерна роговой обманки и эпидота (со спайностью, интенсивный крап — вверху слева и внизу). Вверху слева — изогнутая чешуйка биотита.

в — триасовый песчаник (кейпер), Штутгарт, ФРГ. Диамет. 1 мм. Полуугловатые зерна тесно упакованы, пористость относительно невелика. Преобладают обломки горных пород — кристаллических сланцев и микрозернистых пород (штрихи и крап). Много кварца (слабый крап) и полевого шпата (со спайностью). Полевой шпат представлен ортоклазом и плагиоклазом. Немного чешуек слюды. Обломки слюдяных сланцев обычно ориентированы параллельно напластованию и при макроскопических наблюдениях создают облик очень слюдяной породы.

ду, сложены изометричнозернистым и микроволокнистым кварцем и сильно загрязнены примесями. В других обнаруживаются теньевые очертания биогенных структур и присутствуют мельчайшие кристаллы кальцита или доломита, позволяющие предполагать их образование за счет слоистых пород или окремненных известняков. Третьи представляют собой метакремни и окремненные вулканические породы. Хотя кремнистые породы достаточно широко распространены, их доля среди пород областей сноса, питающих большинство песчаников, невелика по сравнению с менее устойчивыми породами. Поэтому концентрация кремнистых обломков в песчаниках может происходить лишь в результате прогрессивного удаления при гипергенных процессах обломков менее устойчивых пород. Следовательно, относительная доля кремнистых частиц по сравнению с остальными облом-

ками в лититовых песчаниках может служить грубой мерой зрелости состава осадка. Эту долю можно отображать численно как отношение кремнистых зерен (C) к общему количеству обломков горных пород (L). В кремнистых аренитах, в которых величина C/L приближается к единице, обычно присутствуют как кремнистые, так и кварцевые зерна при небольшом содержании полевого шпата или его отсутствии. Независимо от содержания кварцевых зерен эти породы относятся к сравнительно зрелым песчаникам.

В большинстве лититовых песчаников помимо главных составных частей, определяющих классификационную принадлежность горной породы, присутствуют второстепенные обломки. К их числу относятся обычно присутствующие чешуйки слюд как биотита, так и мусковита. Они особенно характерны для песчаников, возникших в результате сноса материала из областей развития метаморфических пород, и более обильны в тонкозернистых и глинистых песчаниках. Из тяжелых аксессуаров в лититовых песчаниках обычны циркон, турмалин, амфиболы, эпидот, сфен и гранат, т. е. минералы, широко распространенные в различных материнских породах областей питания. В песчаниках, образовавшихся за счет размыва метаморфических толщ, в тяжелой фракции могут также присутствовать ставролит, андалузит, силлиманит, кианит, а в песчаниках, возникших за счет основных магматических пород, может появляться пироксен. В общем в лититовых песчаниках могут присутствовать разные минералы тяжелой фракции, но они редко появляются в сколько-нибудь заметных количествах, и лишь наиболее устойчивые из них сохраняются в древних породах этого типа.

Для песчаников, отлагавшихся в морских условиях, довольно характерны пеллеты аутигенного глауконита. Они обычно участвуют в сортировке совместно с обломочными песчаными зернами и входят составной частью в песчаный каркас породы, хотя и могут при этом концентрироваться в отдельных слоях. В морских толщах обычны также органические остатки в виде целых окаменелостей и абрадированных и сортированных их обломков.

В лититовых песчаниках, как и в других типах аренитов, аутигенный цемент чаще всего либо кальцитовый, либо кварцевый. Во многих случаях, однако, характер цемента определяется составом обломков горных пород, а также условиями диагенеза. Сметтит и хлорит, например, особенно часто образуют волокнистый или микрозернистый цемент в порых андезитовых и базальтовых аренитов (рис. 13-3, б и 13-10, а). Хлорит обычно придает зеленоватую окраску связующей массе многих вулканогенных вакк. Арениты, обогащенные кремнистыми частицами, часто цементируются халцедоном в отличие от кварцевых

песчаников, в которых зерна обломочного кварца дорастают в процессе цементирования. Во многих случаях лититовые арены остаются нецементированными, но тем не менее прочно литифицируются в результате уплотнения и тесной упаковки песчаных зерен (рис. 13-13, в). Уплотнение может быть очень интенсивным, так что зерна тесно прилегают друг к другу. В некоторых песчаниках наблюдаются микростилолитовые контакты зерен, свидетельствующие о растворении под давлением по границам обломков. Такие соотношения особенно характерны для тесно упакованных кремнистых обломков в существенно кремнистых аренидах, но могут встречаться и у кварцевых зерен (рис. 13-15, б).

Кварцевые песчаники

В песчаниках этого типа зерна кварца или кварцита составляют 90% и более в общей доле обломочного силикатного материала (рис. 11-5, а и 13-15). В большинстве мелкозернистых пород также присутствует хотя бы немного полевого шпата, преимущественно микроклина, ортоклаза или альбита. Типичные аксессуары представлены лишь стабильными минералами — цирконом, турмалином и рутилом. Аксессуары неизменно настолько рассеяны, что лишь в виде единичных зерен наблюдаются в пределах шлифа. Может присутствовать немного мусковита, широко распространенного устойчивого минерала, но он появляется только в результате местного накопления.

Для структур большинства кварцевых песчаников характерна совершенная сортировка. Это обычно чистые, хорошо отмытые арены, лишенные глинистого материала. Они предположительно отлагались в стабильных обстановках, континентальных или морских, в которых осаждение происходило относительно медленно и обломочный материал настолько перемывался течениями до окончательного погребения, что из него практически полностью вымывались глинистые частицы. Кварцевые песчаники, по крайней мере в немногих случаях, претерпели несколько циклов эрозии и переотложения. Для таких пород особенно характерны полуокатанные и хорошо окатанные зерна (рис. 11-5, а и 13-14, б). Однако в некоторых кварцевых песчаниках первого цикла присутствуют угловатые и полуугловатые зерна, а иногда в них также содержится достаточно глинистого материала, чтобы их можно было квалифицировать как кварцевые вакки.

Кремнистые арены в этой книге отнесены к лититовым песчаникам (с. 85) в связи с относительно темной окраской и обликом микрокристаллических кремнистых частиц. Подобно кварцевым аренидам, они относятся к числу зрелых песчаников, в которых зерна обычно полуокатаны и хорошо сортирова-

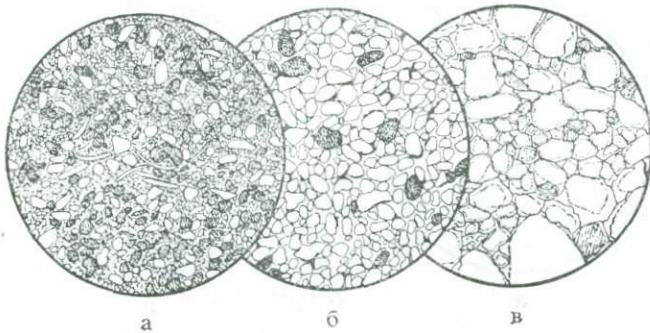


Рис. 13-14. Кварцевые арениты с примесями.

а — песчаник Окс-Вазис (миссисипий), южная часть Индианы. Диам. 2,5 мм. Хорошо сортированная смесь полуокатаных и полуокатанных зерен кварца и пеллет микрокристаллического кальцита (интенсивный крап) с небольшим количеством удлиненных и искривленных обломков раковин (в центре) плотно сцементирована очень тонкозернистым кальцитом. Этот образец представляет собой песчаный кластический известняк, который нередко ассоциируется с кварцевыми аренитами.

б — Песчаник Флатхед (кембрий), окрестности Джексона, Вайоминг. Диам. 2,5 мм. Хорошо сортированные полуокатанные зерна кварца и пеллеты глауконита (крап), примерно одинаковых размеров. Черным показаны выделения окислов железа. Порода прочно сцементирована аутигенным кварцем, которым достигают все обломочные зерна подобно тому, как это видно на рис. 13-14, *в* и 13-14, *в*; здесь же аутигенный кварц не показан для того, чтобы была яснее видна структура породы и форма обломочных зерен.

в — песчаник Потсдам (кембрий), район озера Шамплейн, Нью-Йорк. Диам. 2 мм. Это полевошпатовый аренит, состоящий на 10—15% из ортоклаза и микроклина и на 85—90% из кварца. Зерна полевого шпата (со спайностью) всегда мельче зерен кварца. В более крупнозернистых слоях этого же горизонта полевого шпата очень немного. Зерна полуокатанные, но хуже сортированы, чем в образце, показанном на рис. *б*. Обломочные зерна кварца и полевого шпата укрупняются в результате дорастания чистыми аутигенными каемками. Аутигенные каемки образуют прочный цемент. Пористость очень незначительная, хотя обломочные зерна упакованы неплотно.

ны. Они постепенно переходят в кварцевые арениты, в которых обычно присутствует немного кремнистых зерен.

Многие из широко распространенных аренитов отлагались в теплых чистых мелководных морях, в которых, вероятно, в изобилии обитали известковые организмы. Поэтому неудивительно, что в кварцевых аренитах обычно присутствуют многочисленные биогенные обломки. Более того, карбонатные частицы могут преобладать над кварцем, и тогда порода уже относится к типу *калькаренита* (рис. 13-14, *а*). В некоторых раннепалеозойских породах обломки фосфатизированных раковин преобладают над известковыми. Часто, но не всегда биокластические частицы окатаны, сортированы и имеют примерно те же размеры, что и зерна кварца. Однако известковый материал легко перекристаллизовывается при диагенезе, в связи с чем

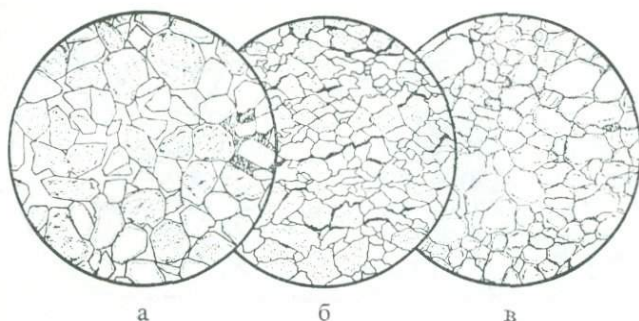


Рис. 13-15. Кварцевые арениты.

а — песчаник Вудбайн (мел), глубина 2000 м, округ Хьюстон, Техас. Диаметр 2 мм. Хорошо сортированные полуокатанные и окатанные неплотноупакованные обломочные зерна кварца ограничены линиями точечных включений. Порода частично сцементирована за счет дорастания зерен чистым аутигенным кварцем с образованием идиоморфных кристаллов. Местами на аутигенном кварце отлагался кальцитовый цемент (справа), вероятно образовавшийся позднее. Эта порода является нефтяным коллектором, в котором поры имеют резко угловатые очертания, будучи ограниченными гранями кристаллов кварца.

б — другой песчаник из той же буровой скважины, что и предыдущий образец. Сложен мозаикой тесно прилегающих друг к другу обломочных зерен кварца. Аутигенный цемент отсутствует, но по границам зерен концентрируется глинистый материал. Обломочные зерна ориентированы длинными сторонами параллельно поверхности напластования (ср. структуру с микрозарисовкой *а*). Отверждение породы, вероятно, обусловлено давлением, сопровождавшимся частичным растворением зерен в точках максимального напряжения.

в — песчаник Коконино (пермь), Большой каньон, Аризона. Диаметр 2 мм. Хорошо сортированные полуокатанные и окатанные зерна кварца и единичные зерна микроклина (вверху в центре) плотно сцементированы аутигенным кварцем, дорастающим обломочный. Более интенсивным крапом показаны немногочисленные пустотки.

первичные известковые обломки в аренитах могут быть представлены просто пятнами перекристаллизованного кальцита, образующего подобие локального цемента, выполняющего пространства в каркасе из кварцевых зерен.

Другой аутигенный минерал во многих морских кварцевых аренитах — глауконит, представленный зелеными пеллетами, претерпевшими сортировку совместно с кварцевыми зернами (рис. 13-14, *б*). В кварцевых аренитах, отлагавшихся в окислительной обстановке, зерна обычно имеют рубашку из окислов железа.

В ряде случаев связывание кварцевых аренитов обусловлено исключительно цементацией аутигенными минералами. Чаще всего этот цемент представлен вторичным кварцем и карбонатами, а иногда обоими минералами (рис. 13-14, *а, в* и 13-15, *а, в*). При этом обломочные зерна могут тесно упаковываться под дав-

лением, и цемента может быть относительно мало (рис. 13-15, б). Нередко, однако, даже древние кварцевые арениты остаются слабо связанными. Примеры такого рода обнаруживаются, в частности, в юрских песчаниках плато Колорадо и даже в ордовикских песчаниках Сент-Питер в северной части долины Миссисипи (рис. 11-5, а).

Кварц, цементирующий песчаник, нарастает на обломочные частицы и находится с ними в идентичной кристаллографической ориентировке (с. 67). Во многих случаях дорастание вторичным кварцем продолжается вплоть до окончательного заполнения порового пространства в песке. После этого кварцевые кристаллы плотно соприкасаются, образуя агрегаты, называемые *ортокварцитами*. Очень часто, однако, поровое пространство частично сохраняется и дорастающие кристаллы свободно выступают гранями в пустоты, обуславливая их очертания (рис. 13-15, а, в). Карбонатный цемент обычно целиком заполняет поровое пространство в песке мозаичными агрегатами кальцита, доломита или анкерита.

Литература

См.: *Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R., Sand and Sandstone*. New York: Springer-Verlag, 1972.

См. также работы:

1. См., например: *Folk R. L.*, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 21 (1951): pp. 127—130.
2. *Wilson M. D., Sedeora S. S.*, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 49 (1979): pp. 637—638; *Laniz R. V., Stevens R. E., Norman M. B.* U. S. Geological Survey Professional Paper, no. 501-B (1964): pp. B152—B153; *Bailey E. H., Stevens R. E.*, *American Mineralogist*, vol. 45 (1960): pp. 1020—1027.
3. *Gilbert C. M., Turner F. J.*, *American Journal of Science*, vol. 247 (1949): pp. 1—26.
4. Природа обломочных зерен горных пород, тонкообломочная основная масса и диагенетический цемент в граувакках рассмотрены в статье: *Dickinson W. R.*, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 40 (1979): pp. 501—516.
5. Разбор происхождения лититовых песчаников предложен в работе: *Dickinson W. R., Helmold K. P., Stein J. A.*, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 49 (1979): pp. 501—516.
6. *Krynine P. D.*, *American Journal of Science*. 5th ser., vol. 34 (1937): pp. 422—446.

Глава 14. Известняки и доломиты

Минеральный состав

В известняках и доломитах преобладают карбонатные минералы — арагонит (ромбический CaCO_3), кальцит (тригональный CaCO_3) и доломит (тригональный $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Арагонит неизменно представлен почти чистым карбонатом кальция. Кальцит может содержать некоторые количества Mg^{2+} или Fe^{2+} , замещающие Ca^{2+} . В кристаллической структуре доломита Mg^{2+} легко замещается на Fe^{2+} с образованием составов, в которых содержания железа и магния равны или Fe^{2+} даже преобладает. Минералы с преобладанием Fe^{2+} называются анкеритами. В большинстве случаев доломит в осадочных породах маложелезистый. Кроме того, в осадках встречаются магнезит (MgCO_3) и сидерит (FeCO_3). Однако в известняках и доломитах этих двух минералов или вообще нет, или они образуют в них малую примесь.

Арагонит и магнезиальный кальцит (обычно с содержанием до 20 мол. % Mg) — самые обычные минералы современных карбонатных отложений и молодых известняков. Оба этих минерала метастабильны и превращаются в стабильный маломагнезиальный кальцит, преобладающий в древних известняках. Это одно из главнейших диагенетических изменений, идущих в карбонатных породах. Следующий диагенетический процесс — кристаллизация доломита, который встречается главным образом как продукт замещения арагонита или кальцита. В современных условиях доломит редко образуется как первичный хомогенный осадок, гораздо чаще он возникает в породе вскоре после осаждения.

Арагонит, кальцит и доломит трудно различить в шлифах в связи с близостью их оптических свойств и обычным отсутствием у осадочных карбонатов двойникования, которое легко позволяет разграничивать их в метаморфических породах. Для определения карбонатных минералов целесообразно прибегать к простым химическим испытаниям¹. Определение минерального

¹ Самые обычные химические испытания заключаются в протравливании и окрашивании различными реактивами. Арагонит, кальцит и доломит наиболее легко определяются по реакциям окрашивания, описанным в статьях Роджерса и Фридмана (J. Rodgers, American Journal of Science 238, 1940, pp. 788—798; G. M. Friedman, Journal of Sedimentary Petrology 29, 1959, pp. 87—97).

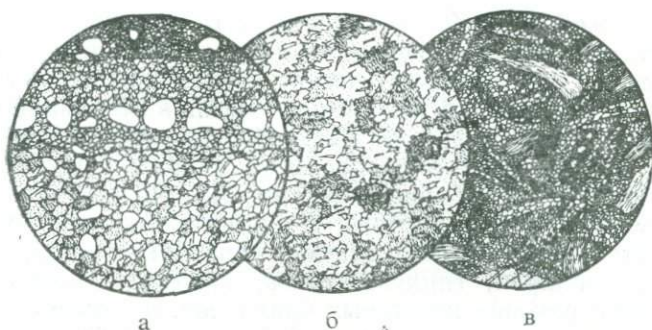


Рис. 14-1. Загрязненные известняки и доломиты.

а — песчаный доломит формации Джефферсон (девон), хребет Бэр-Ривер, северная часть штата Юта. Диаметр, 2,5 мм. Полуокатанные обломочные зерна кварца находятся в тонкозернистой слоистой доломитовой породе. Тонкая слоистость обусловлена резкими изменениями зернистости доломита и различиями размеров и характера распределения зерен кварца. Окатанные обломки кварца «плавают» в доломите. Вероятно, эта порода первоначально была песчаным известняком, в котором исходный кальцит заместился доломитом.

б — туфогенный известняк формации Маркли (верхний эоцен), Маунт-Дьябло, Калифорния. Диаметр, 1 мм. Резко угловатые чистые осколки вулканического стекла «плавают» в мозаике тонкозернистого кальцита. Обратите внимание на неправильные границы зерен кальцита и очень равномерное распределение частиц стекла, которые редко пересекают границы между кристаллами кальцита. Судя по структуре, агрегат кальцита подвергался перекристаллизации.

в — пиритсодержащий известняк (лейас), Вюртемберг, ФРГ. Диаметр, 2,5 мм. Известняк содержит обломки раковин, сцементированных микрокристаллическим кальцитом. В одних случаях кальцит в обломках раковин перекристаллизован в зернистый агрегат, тогда как другие обломки состоят из волокнистого, вероятно, первичного, кальцита. Крупное зерно кальцита внизу поля зрения, возможно, представляет собой остаток иглокожего. Аутигенный пирит (черное) частично замещает перекристаллизованные раковины и образует микроконкреции в кальцитовой основной массе.

состава и деталей структуры особенно тонкозернистых карбонатных пород производится посредством рентгенодифрактометра и сканирующего электронного микроскопа. Использование этих приборов привело в последние годы к значительно лучшему пониманию природы карбонатов, слагающих тонкозернистые породы.

Поскольку кальцит более растворим, чем другие тригональные карбонаты, при протравливании поверхности карбонатной породы слабыми кислотами он выщелачивается, а доломит и другие менее растворимые минералы образуют на этой поверхности небольшие выступы. На ацетатной пленке, приложенной к такой осторожно протравленной поверхности, фиксируются многие структурные детали, не различимые в шлифе. Методы травления и получения пленочных отпечатков описаны в работах Мак-Крона и Дейвиса и Тилла (A. W. McCrone, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 33, 1963, pp. 228—230; P. J. Davies and R. Till, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 38, 1968, pp. 234—237).

В известняках и доломитах присутствуют также многие некарбонатные минералы. Некоторые из них представляют собой кластические или пирокластические зерна, привнесенные водой или ветром в бассейн и механически смешанные с карбонатным материалом (рис. 14-1, *а, б*). Разнообразие частиц пород и минералов, попадающих в карбонатные породы, практически не ограничено. Среди этих примесей наиболее обычны кварц и глинистые минералы. Кроме того, в карбонатных породах часто встречаются органические остатки — опаловые панцири диатомей и радиолярий, спикулы губок, коллофан костей, зубов позвонковых и раковин некоторых брахиопод, а также органическое пигментирующее вещество, сообщающее темную окраску многим известнякам. Присутствуют и аутигенные минералы. Они могут образовываться почти одновременно с отложением карбонатов или позднее, в процессе литификации или после нее. Чаще всего это халцедон, кварц, глауконит, пирит, гипс, ангидрит и щелочные полевые шпаты (рис. 14-1, *в*; 14-12, *б, в*; 14-13).

Породы, состоящие преимущественно из кальцита или арагонита, называются *известняками*, а сложенные главным образом доломитом — *доломитами*. Смеси кальцита и доломита определяют как *доломитистые известняки* или *известковые доломиты*. При повышенных содержаниях примесей прибавляется соответствующее прилагательное. Особенно обычны *глауконитовые, кремнистые, песчаные и глинистые* известняки. Аналогичные определения приложимы и к доломитам. По мере увеличения содержания некарбонатного материала известковые породы постепенно переходят в другие их типы. Так, песчаные известняки переходят в известковые песчаники, глинистые известняки — в мергели и известковые глины.

Такая на первый взгляд простая классификация отражает сложную петрографию известняков и доломитов. Эти две породы, хотя и сложенные преимущественно карбонатами, образуются одним или несколькими различными способами: механическим, хемогенным, биогенным и метасоматическим. Соответственно структуры карбонатных пород чрезвычайно разнообразны. У некоторых из них наблюдаются кластические структуры, варьирующие точно так же, как и у детритовых силикатных пород. Структуры других пород обусловлены деятельностью организмов, они лишь только немного менее разнообразны, чем сами производящие их организмы. Структуры, возникающие при диагенетической перекристаллизации и замещениях, различаются по размерам, однородности, форме и ориентировке участвующих в них кристаллов. Дальнейшее усложнение обусловлено тем, что лишь в единичных случаях карбонатные породы отлагаются каким-либо одним способом, и часто в одном шлифе удается наблюдать структурные признаки разных путей седиментации.

Генетические компоненты и классификация известняков

В большинстве известняков с момента их осаждения содержатся относительно крупные карбонатные частицы, смешанные в различных пропорциях с тонким карбонатным илом. В результате химического осаждения в озерах и морях образуются карбонатные илы, в которых в результате хемогенной аккреции вокруг некоторых зародышей могут образовываться относительно крупные зерна, а вследствие цементации кристаллизуются гроздья мелких частиц. Однако большая часть современных морских карбонатных осадков и древних известняков имеет биогенную природу. Существует множество организмов, выделяющих карбонат кальция для образования своих скелетов или раковин; некоторые из них крупные, другие мельчайшие. Этот материал может накапливаться либо целиком, либо в виде обломков. Некоторые относительно крупные органогенные структуры слабосвязные и легко дезинтегрируются на мелкие карбонатные частицы. Так, скелеты криноидей разламываются до частиц песчаного размера, тогда как мельчайшие кристаллы арагонита, выделенные некоторыми водорослями, после отмирания последних накапливаются в виде арагонитового ила. Некоторые организмы просверливают и ослабляют раковины и другие скелеты, способствуя их дезинтеграции. Обильные в морской среде хищники и пожиратели остатков также раздробляют материал скелетов. Некоторые из них измельчают раковины и рифовые постройки, другие в поисках съедобного органического вещества заглатывают накопившиеся на дне осадки и извергают их несъедобный карбонатный материал. В результате совместного проявления всех этих процессов образуются карбонатные частицы самых различных размеров — от пелитовых до гораздо более крупных. Весь этот обломочный материал возникает в бассейне седиментации.

Гораздо меньшее значение имеет терригенный карбонатный детритус, образовавшийся при эрозии более древних формаций за пределами бассейна седиментации. Значительные скопления терригенного карбонатного материала возможны лишь при большой скорости эрозии и небольших расстояниях переноса карбонатного детритуса, особенно при аридном климате, т. е. в условиях, не благоприятных для растворения карбонатного материала и способствующих сохранению обломков карбонатных пород.

Некоторые известняки в основном состоят из целых окаменелостей на месте обитания образовавших их организмов. Более того, иногда такие остатки организмов сохраняются в осадках в позициях их роста. Уже давно Грабау классифицировал такие породы, как органогенные, или биогенные, известняки

в отличие от кластических известняков, сложенных перемещенными карбонатными частицами, в той или иной мере абрадированными и сортированными течениями [1]. Кластические известняки далее подразделялись в соответствии со средними размерами частиц на *кальцилотиты* (литифицированные карбонатные илы), *калькарениты* (карбонатные песчаники) и *кальцирудиты* (карбонатные конгломераты и брекчии). В принципе биогенные известняки отличаются от кластических, однако практически их разграничивать не столь легко, поскольку большинство кластических известняков сложено преимущественно органогенным материалом. Действительно, в какой мере органические остатки должны быть дезинтегрированы и насколько они должны быть перемещены, чтобы сложенную ими породу можно было признать кластическим известняком? Классификация по этому генетическому критерию вряд ли может быть жесткой и постоянной. Тем не менее концепция Грабау сохраняет ценность, и предложенные им понятия полезны.

Используемая в настоящее время описательная классификация известняков основывается преимущественно на их структуре, определяемой относительными соотношениями карбонатного ила (микросталлического карбоната) и более крупных частиц, называемых зернами или аллохемами. Дальнейшее подразделение производится по специфическим особенностям крупных частиц. В известняках выделяют следующие составные части:

1. *Обломочные зерна*, или *аллохемы*, — дискретные частицы карбоната кальция с размерами крупного алевроита и более. Среди них различают:

а. *Скелетные зерна* (окаменелости) — обломки твердых частей каких-либо известковых организмов, а также целые раковины таких организмов, как моллюски, иглокожие, остракоды и фораминиферы.

б. *Ооиды* — более или менее сферические частицы песчаной размерности, сложенные арагонитовыми или кальцитовыми корочками, образовавшимися в результате хемогенной аккреции вокруг некоторой зародышевой частицы. Корочки ооидов состоят из ряда концентрических слоев и обычно имеют радиально-волокнистую структуру.

в. *Пеллеты* — сфероидальные или эллипсоидные зерна обычно песчаной размерности, целиком сложенные микросталлическим карбонатом. В отличие от ооидов они лишены явной внутренней текстуры. Этот термин не предполагает какого-либо специфического происхождения частиц. Однако в большинстве случаев пеллеты представляют собой мелкие шарики грязи (mudball), возникшие в результате жизнедеятельности придонных организмов, которые поглощали осадочный материал, усваивали содержащееся в нем органическое вещество и извер-

гали неусвояемый карбонатный материал в виде более или менее связанных фекальных комочков.

г. *Интракласты* — обломки карбонатных пород, которые, как это указывает само название, образовались внутри бассейна осадконакопления и претерпели небольшое перемещение перед осаждением. Они отламывались от связанных осадков в обстановке осадочного бассейна и отчетливо отличаются от терригенных обломков, поступивших извне в бассейн в результате эрозии древних карбонатных пород. Интракласты могут иметь песчаную размерность, но обычно представлены более крупными обломками размера гравия или крупнее. Они имеют значение для оценки условий осадкообразования, поскольку обычно приурочены либо к участкам пониженного основания воли, где последние вместе с приливами при сильных штормах эродировали донные осадки до глубины в несколько десятков сантиметров, либо к приливным равнинам, где илистые осадки разрушались при периодических осушениях и растрескивании поверхностных слоев.

2. *Микрокристаллический кальцит* — микрозернистые агрегаты в литифицированных известняках, сложенные ксеноморфными плотно прилегающими друг к другу кристаллами кальцита обычно диаметром менее 20 мкм. Полагают, что этот карбонатный материал первоначально отлагался в виде карбонатного ила. Вначале он, по-видимому, состоял из мельчайших кристаллитов арагонита и кальцита (порознь или совместно), которые в результате цементации и частичной перекристаллизации превратились в микрокристаллический кальцит, обычно несколько более крупнозернистый, чем в исходном иле.

3. *Известково-шпатовый (спаритовый) цемент* — относительно чистый, яснозернистый кальцит, кристаллизовавшийся в поровых пространствах карбонатных осадков или известняков, особенно между обломками и во внутренних пустотах окаменелостей.

В известняках с преобладанием обломков (аллохем) над илом зерна непосредственно контактируют друг с другом, что создает структурный каркас всей массы породы. Карбонатный ил, если только он вообще присутствует в породе, располагается в интерстициях между обломками. В других случаях карбонатные обломки, если они присутствуют, находятся в иле и как бы взвешены в нем и разобщены илистым материалом. Между этими двумя структурными типами наблюдаются переходы. В связи с широкими колебаниями размеров и упаковки карбонатных обломков они могут происходить при разных количественных соотношениях ила и зерен. Наиболее часто эта граница соответствует равным объемам обоих компонентов породы. Классификация известняков, предложенная Данэмом [2], основана преимущественно на особенностях этих двух компонентов.

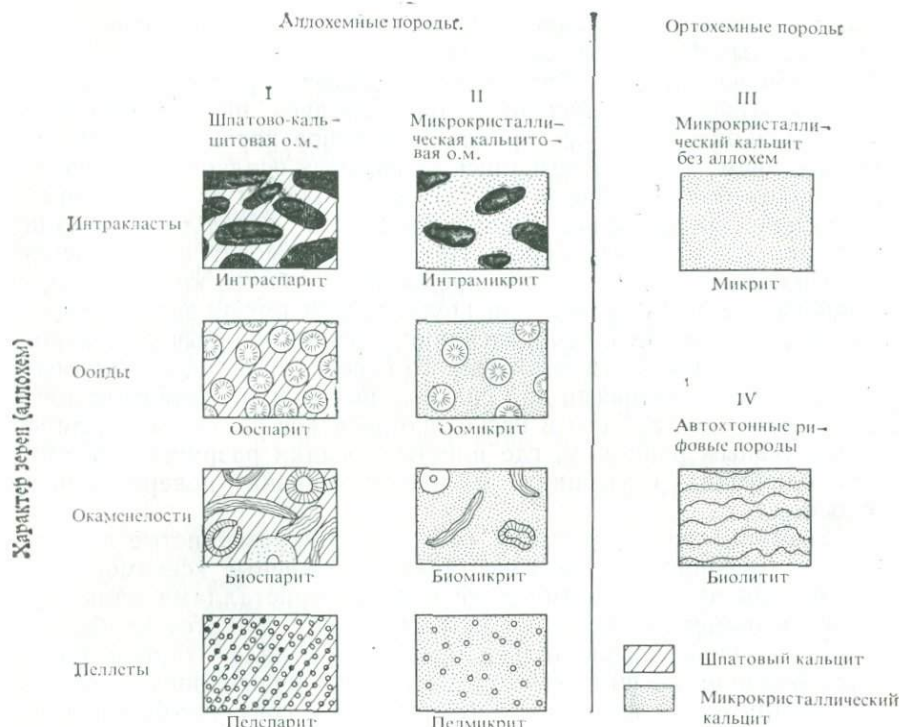


Рис. 14-2. Схема классификации известняков по Фолку (R. L. Folk, Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist, vol. 43, 1959, p. 18). О. м. — основная масса.

На рис. 14-2 отображена более детальная схема классификации известняков, предложенная Фолком [3]. В ней учитывается наличие микрокристаллического кальцита и характер аллохем (зерен). Порода, целиком сложенная микрокристаллическим кальцитом, называется *микритом*. Прочие известняки, состоящие из зерен, в микритовой основной массе подразделяются по типу зерен. Породы, лишенные основной массы и цементируемые шпатовым кальцитом, называются *спаритами*. Их разновидности также различают по типам аллохем. На рис. 14-3 сопоставлены классификации Данэма, Фолка и Грабау.

Структура и состав скелетного материала

Окаменелости распознаются и идентифицируются обычно по форме их раковин и скелетов. Однако в тех случаях, когда органический материал раздроблен или абрадирован до такого

Первичные компоненты были дискретными частицами, не связанными друг с другом при отложении					Первичные компоненты связаны друг с другом при отложении	Первичная структура неясна
A	Зерна не соприкасаются		Зерна соприкасаются		Баундстон	Кристаллический известняк
	Зерен меньше 10%	Зерен больше 10%	Между зернами присутствует ил	Ил отсутствует, зерна чистые		
	Литифицированный ил	Ваккит	Пакстон	Грейстон		
B	Микрокристаллический известняк	Аллохемные известняки			Биолитит (автохтонная рифовая порода)	
	Микрит	Аллохемный микрит		Спарит		
		Аллохемы разоб- щены	Аллохемы уплот- нены			
		Биомикрит Пелмикрит Интрамикрит Оомикрит	Биомикрит Пелмикрит Интрамикрит Оомикрит	Биоспарит Ооспарит Пелспарит Интраспарит		
C	Биогенные (органогенные) известняки					
	Раковинные илы		Ракушечники	Рифы		
	Кластические известняки				Калькаренит Кальцирудит	
	Кальцилютит					
Герригенные аналоги	Глина и аргиллит	Песчаные или алевро- ритистые глины и аргиллиты	Глинистый песчанник, или вакка	Чистый песчанник, или аргилит		

Рис. 14-3. Классификация и номенклатура известняков. По Данэму (А), Фолку (В) и Грабу (С).

состояния, что внешние формы его распознать не удастся, единственным способом их определения остается изучение их внутреннего строения и минерального состава. Более того, минеральный состав и структура в значительной мере определяют сохранность окаменелостей, способы их дезинтеграции и структуру цемента.

Организмы выделяют два карбонатных минерала — арагонит и кальцит. Органогенный арагонит неизменно представлен почти чистым карбонатом кальция, однако кальцит, выделяемый организмами, содержит различные количества магния. Так, например, иглокожие, красные водоросли, некоторые кораллы и бентосные фораминиферы выделяют высокомагнезиальный кальцит. В большинстве случаев органогенный карбонатный материал представлен либо кальцитом, либо арагонитом, но некоторые раковины состоят из обоих минералов. Кристаллы карбонатов имеют преимущественно призматическую или тонковолокнистую форму и ориентируются либо почти перпендикулярно, либо субпараллельно поверхностям раковин. Известковые брахиоподы, например, образуют раковины, почти полностью состоящие из тонковолокнистого кальцита с ориентировкой волокон, параллельной или почти параллельной поверхности раковин¹. Усложненнослоистые раковины устриц также состоят исключительно из тонковолокнистого кальцита. На рис. 14-4,а приведена микрорисовка сложной структуры раковины гастроподы, целиком состоящей из волокнистого арагонита. Кораллы, образованные как арагонитом, так и кальцитом, также состоят из волокнистых или призматических кристаллов.

В раковинах, сложенных одновременно арагонитом и кальцитом, выделяемыми многими морскими моллюсками, эти два минерала распределяются несколько обособленно друг от друга в самостоятельных слоях. Обычно внешний слой состоит из призматических или волокнистых кристаллов кальцита, тогда как внутренние слои, часто имеющие перламутровый жемчужный блеск, образованы волокнистым или пластинчатым арагонитом (рис. 14-4,б,в). Наиболее известны раковины моллюска *Inoceramus*, состоящие из толстого слоя перекрестно ориентированных призматических кристаллов кальцита и прилегающего к нему перламутрового слоя арагонита (рис. 14-4,б). От раковин отмерших иноцерамусов обычно откалываются кусочки внешнего кальцитового слоя, встречающиеся в осадках в виде тонких пластиночек с характерным перекрестно-призматическим строением. Такие обломки и называют *призмами иноцерамуса*.

Совершенно иную структуру имеют остатки иглокожих, скелеты которых всегда сложены крупными кристаллами кальцита. Каждый членик ствола морских лилий сложен одним кри-

¹ Существуют брахиоподы, выделяющие хитин или фосфат кальция.

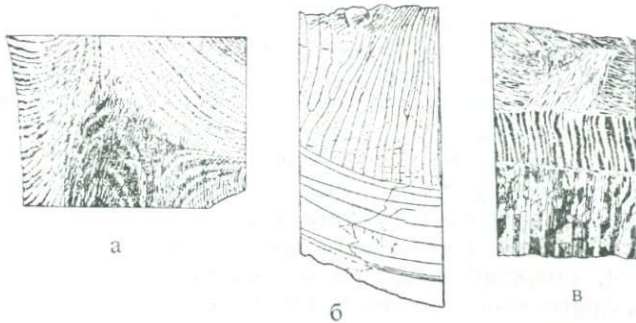


Рис. 14-4. Органогенные карбонатные структуры (зарисовки Крили).

а — сегмент (шириной около 2 мм) колумеллы эоценовой гастроподы *Potamidés*. Видны волокнистые кристаллы арагонита (линии и короткие штрихи) и обычно поперечные к ним изогнутые линии роста (крап). Волокна арагонита, как правило, пересекают линии роста и обрываются границами раковины (внизу слева и справа) под большими углами.

б — сегмент раковины *Inoceramus*, состоящей из двух характерных слоев. Верхний слой толщиной около 1 мм сложен призматическим кальцитом, а нижний — пластинчатым арагонитом. Зарисовка иллюстрирует неправильности строения верхней части призматического слоя близ замочной площадки раковины.

в — сегмент раковины *Pecten*, сложенной тремя характерными слоями. Верхний слой имеет толщину около 0,75 мм. Это самый внешний слой створки, состоящий из волокнистого кальцита, не имеющего правильной ориентировки. Средний слой сложен арагонитом, образующим неясно столбчатый агрегат. Нижний, внутренний слой сложен короткопризматическими кристаллами арагонита, ориентированными нормально к поверхности раковины.

сталлом кальцита. Аналогично таблички морского ежа или другого иглокожего монокристаллы, и, несмотря на обычно сложную форму, они в шлифах оптически непрерывны. Так, иглы современных морских ежей радиально ориентированы, но тем не менее представлены каждой одним кристаллом, ось *c* которого совпадает с осью иглы. В каждой монокристалльной табличке одного и того же организма ось *c* ориентирована перпендикулярно ее поверхности. После того как обломки этих органических структур погребаются в осадке, углубления и поры в них заполняются, а затем и сами они достигают вторичным кальцитом, находящимся в одинаковой кристаллографической ориентировке с исходным обломком. В результате этого органогенная структура утрачивается и образуются крупные кристаллы, сцементированные в крупнозернистые агрегаты. Такая аутигенная докристаллизация обуславливает крупнозернистую структуру большинства криноидных известняков. Их большие блестящие поверхности спайности видны даже в штуфах; на образование за счет остатков морских лилий указывают округлые очертания многих зерен, а изредка и теневые формы внутренней органогенной структуры в пределах монокристаллов кальцита.

Состав и структура органогенного материала определяют его сохранность в осадочных породах. Как правило, окаменелости, сложенные арагонитом, сохраняются плохо. Раковины, состоящие из арагонита или содержащие слои этого минерала, слабее и легче разламываются, чем нацело кальцитовые. Они могут полностью дезинтегрироваться до состояния арагонитового ила в таких условиях, когда кальцитовые раковины еще представлены крупными обломками. Поскольку арагонит неустойчив при давлении менее 4 кбар, а следовательно, более растворим, чем стабильная полиморфная модификация CaCO_3 кальцит, арагонитовые окаменелости обычно представлены просто полостями. Крупнозернистые кальцитовые выделения наименее растворимы, о чем свидетельствует хорошая сохранность многих иглокожих в породах, в которых другие окаменелости очень плохо определены.

При достаточно продолжительном соприкосновении с поровым водным флюидом арагонит превращается в стабильную полиморфную модификацию — кальцит. При этом переходе происходит перекристаллизация, затушевывающая первичную структуру арагонитовых окаменелостей и приводящая к образованию мозаичных кальцитовых агрегатов. В таких случаях только внешние очертания окаменелостей позволяют судить об их первичной природе. Такие же агрегаты возникают и при отложении кальцита из поровых растворов в полостях, образовавшихся после растворения исходного арагонита. Кальцитовые органогенные остатки, сохраняющие детали структуры, вероятно, первичные, но и они обычно несколько перекристаллизованы, особенно в тех случаях, когда исходный кальцит был магнезиальным. Бóльшая подверженность арагонита растворению и перекристаллизации хорошо установлена, и, вероятно, большинство раковин, сложенных изометричными зернами кальцита, были первоначально арагонитовыми. Иногда в шлифах совместно наблюдаются окаменелости обоих типов, т. е. с сохранившимся первичным органогенным строением (исходно кальцитовые) и бесструктурные, сложенные мозаичным кальцитом (исходно арагонитовые) (рис. 14-9,а).

Диагенетические структуры в известняках

Наиболее ранние эффекты диагенеза в морских карбонатных отложениях проявляются, когда осадок еще остается в непосредственном контакте с водой и доступен для организмов, обитающих в самой верхней части донной толщи. При изучении современного осадкообразования установлено, что карбонатные отложения могут, по крайней мере частично, цементироваться непосредственно на морском дне в результате осаждения в поровых пространствах тонкозернистых арагонита или магнези-

ального кальцита. Наиболее интенсивно этот процесс, вероятно, осуществляется в тех случаях, когда нормальная седиментация происходит медленно или прерывается. Непосредственно на морском дне первичные ооиды и органогенные частицы могут сильно нарушаться и замещаться микрокристаллическим карбонатом в результате жизнедеятельности мельчайших сверлящих водорослей и морских грибов, весьма обильных на мелководье. Этот процесс, называемый микритизацией, распространяется с поверхности внутрь карбонатных частиц. Последние при полной микритизации приобретают общий облик пеллет, и в некоторых известняках, несомненно, обнаруживаются именно такие пеллеты. В результате же частичной микритизации возникают небольшие каемки, называемые *микритовыми оболочками*, которые срезают первичную внутреннюю структуру зерен. Микритовые оболочки в шлифах древних известняков выглядят как темные микрокристаллические каемки вокруг зерен (рис. 14-9,а). Близкий облик могут иметь и хемогенные инкрустации на поверхности зерен.

Поздние диагенетические изменения происходят в иных по сравнению с обстановкой седиментации физико-химических условиях — либо в течение прогрессивного погребения под более молодыми отложениями, либо, наоборот, после подъема в область циркуляции грунтовых вод и вадозных растворов. Обычно при этом увеличивается зернистость карбонатных пород и возрастает количество шпатового кальцита. Исходно тонкозернистые агрегаты относительно растворимых минералов неизменно укрупняются; при такой перекристаллизации происходит уменьшение поверхностной энергии, а следовательно, и свободной энергии агрегата. Шпатовый кальцит образуется как в результате *цементации*, так и вследствие *неоморфизма*, под которым понимают преобразование тонкозернистого карбонатного агрегата в крупнозернистую кальцитовую мозаику. При этом к процессу неоморфизма относят также полиморфное превращение арагонита в кальцит и перекристаллизацию исходного кальцита. Цементацией же называется осаждение кальцита из поровых флюидов в пустотах агрегатов. К таким заполняемым шпатовым кальцитом пустотам относятся интерстиции между зернами, полости в раковинах и скелетных остатках, а также трещины и полости растворения, обычно возникающие после литификации осадка.

Кристаллы в стенках полостей играют роль зародышей для осаждающегося цемента. Первичные крупные кристаллы, например пластинки иглокожих, обычно при этом дорастают чистым кальцитом с такой же оптической ориентировкой. В тех же случаях, когда в стенках полостей присутствует тонкозернистый агрегат, кристаллики цемента растут от многих центров с образованием мелкозернистого агрегата выполнения. По

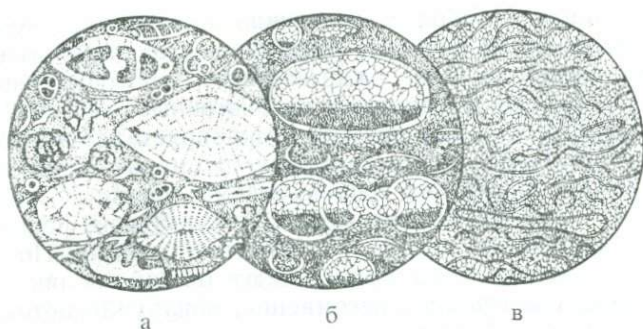


Рис. 14-5. Аллохемные известняки.

а — фораминиферовый биомикрит (эоцен), Италия. Диаметр 3 мм. Обильные фораминиферы расположены в массе микрокристаллического кальцита (крап). Преобладают орбитоиды, но присутствуют и различные другие формы.

б — гастроподовый биомикрит (миоцен), Ульм, ФРГ. Диаметр 3 мм. Пресноводный известняк с обильными целыми и разломанными раковинами *Planorbis*. Основная масса представлена мутным микрокристаллическим кальцитом (интенсивный крап) с отдельными участками прозрачного более крупнозернистого кальцита. Относительно крупные раковины были частично заполнены карбонатным илом во время отложения. Сохранившиеся внутри раковины пустоты, а также каверны под их обломками были позднее заполнены относительно крупнокристаллическим аутигенным шпатовым кальцитом. Это привело к возникновению типичных *геопетальных структур*. Контакт между микрокристаллическим и шпатовым кальцитом в таких случаях соответствует поверхности напластования.

в — трилобитовый спарит (силур), Аскер, Норвегия. Диаметр 3 мм. Многочисленные щитки трилобитов *Olenus* включены в шпатовый кальцитовый цемент, в котором грубопризматические кристаллы ориентируются перпендикулярно поверхности раковин.

мере роста зерен цемента от стенок полости происходит геометрический отбор кристалликов; те из них, которые наиболее благоприятно ориентированы, растут быстрее, так что в полостях размеры кристаллов постепенно увеличиваются внутрь¹.

Наиболее ясный пример неоморфизма — превращение первичного волокнистого арагонита в раковинах в мозаичный агрегат кристаллического кальцита. Однако похожие агрегаты могут возникать и в результате осаждения кальцитового цемента в открытых полостях, образовавшихся после растворения арагонитовых окаменелостей (рис. 14-6, *в*). Агрегат шпатового

¹ Эти соотношения аналогичны обрастанию аутигенным кварцем его обломочных зерен во многих песчаниках. В некоторых случаях у обломочных зерен, представляющих остатки иглокожих, включенных в микритовую основную массу, наблюдаются явные каемки обрастания, которые выглядят как метасоматические образования, замещающие микрит с образованием неправильных границ.

кальцита, цементирующий первичные песчаные карбонатные зерна, может походить на неоморфический кальцит, замещающий первичную иловую основную массу в пакстоне. Чтобы отличить шпатовый цемент от неоморфического шпатового кальцита, необходимо уделять внимание тонким деталям структуры, но часто уверенное их разграничение невозможно.

Признаком цементной природы шпатового кальцита служит уже упоминавшееся увеличение размеров кристаллов от стенок к центру первичных каверн, тогда как при перекристаллизации размеры кристаллов меняются несистематично. Агрегаты цемента, кроме того, имеют более четкие границы и обычно оторочены гребенчатыми каемками мелких кристаллов, удлиненных нормально к стенкам первичной полости. В перекристаллизованном кальците вероятно присутствие мелких реликтовых включений, унаследованных от первичной структуры. Их распределение иногда воспроизводит теневые очертания первичной структуры. Наоборот, цемент, выполняющий пустоты, как правило, чистый и прозрачный. Кроме того, в мозаичном агрегате цемента границы отдельных кристаллов преимущественно гладкие и обычно прямые. В перекристаллизованных агрегатах, наоборот, они обычно неправильные и редко бывают прямыми¹.

Крупные пустоты в карбонатных породах, например внутри крупных окаменелостей, и еще более крупные полости в рифовых постройках иногда заполняются в несколько этапов. Довольно обычным примером этих взаимосвязей могут быть каверны, заполненные в нижней части слоем ила (микрита), привнесенным сюда вначале и отложившимся на дне полости, а в верхней части выполненные кальцитовым цементом, осадившимся позднее (рис. 14-5, б). Такого рода структуры, позволяющие различать стратиграфические подошву и кровлю, часто называют *геопетальными*.

Автохтонные биогенные известняки

Типичный биогенный известняк назван Данэмом баундстоном, а Фолком — биолититом. Такая порода в основном представляет изначальные постройки колоннальных организмов — кораллов и коралловых водорослей, а также мшанок, обитавших и произраставших в рифах на мелководных морских банках. Известковые скелеты этих рифообразующих организмов

¹ В мозаичных мономинеральных агрегатах плоские границы кристаллов обычно представляют собой иррациональные поверхности, а не закономерные грани кристаллов. В таких агрегатах наличие идиоморфных кристаллов устанавливается лишь по типичным формам кристаллов и межграницным углам. Последнее легко производится простыми измерениями на универсальном федоровском столике.

относительно крупные и прочно прикреплены к морскому дну. В связи с этим они не только образуют волноустойчивый каркас, на котором развивается риф, но и служат органогенной связкой для всей его массы. Любой современный живой риф буквально кишит множеством видов морских организмов. Точно так же и в окаменелых рифах присутствуют остатки многих организмов. В некоторых современных «коралловых рифах» моллюски и водоросли доминируют над самими кораллами. Аналогично палеозойские рифы состоят преимущественно из мшанок, брахиопод и морских лилий. Кроме того, любой риф улавливает органогенный обломочный материал всех размеров, накапливающийся в карманах и кавернах между относительно крупными органогенными структурами и внутри их. Весь этот материал цементируется воедино, но постройки рифообразующих организмов при этом служат объединяющими элементами. Таким образом, уместно говорить о коралловом или водорослево-биолитите (или баундстоне), даже в случае преобладания обломков иных организмов. Эти названия, однако, целесообразны лишь применительно к породам с целыми рифообразующими структурами, сохранившимися в позиции роста. И наоборот, их не следует использовать для наименования пород, сложенных лишь обломками рифовых пород, даже крупными, как это имеет место во многих кальциуритах, т. е. известняковых брекчиях и конгломератах.

Тонкослоистые баундстоны, или биолититы, образование которых обусловлено нитевидными водорослями, называются *строматолитами*. В них отсутствуют какие-либо различные скелеты организмов, но наблюдаются тонкие, толщиной порядка миллиметра, карбонатные слои, наклон которых иногда нельзя объяснить влиянием лишь гравитационных сил. Водорослевые строматолиты имеют различную конфигурацию и классифицируются по геометрическим особенностям тонкослоистых структур, которые, вероятно, связаны с условиями их формирования. Некоторые из них представлены морщинистыми матоподобными слоями или линзами тонкослоистого микрита. Другие образуют капустовидные или скирдообразные тела, состоящие из тонких пластинок известняка, более или менее связанных друг с другом. Очень характерны, наконец, тонкослоистые сфероиды, называемые *онколитами* или *водорослевыми пизолитами*. Полагают, что строматолиты — это древние аналоги современных осадков, образуемых нитевидными зелеными и сине-зелеными водорослями. Последние растут, создавая липкие маты, которые по мере продолжающегося роста захватывают минеральные частицы и тем самым образуют очень тонкослоистые осадки. В момент отложения этот осадок связан водорослевыми нитями, но после разложения органического вещества остается лишь тонкослоистый известковый осадок. Такого типа

водорослевые отложения в настоящее время формируются во многих местах, но особенно характерны они для приливных равнин и очень мелководного дна близ побережий.

Встречаются пласты цельных бентосных окаменелостей в позициях роста, сложенные замковыми раковинами брахиопод или пеллиципод, а также скелетами иглокожих. Такие отложения относятся к числу автохтонных биогенных известняков по Грабау, но их нельзя считать баундстонами или биолититами, и поэтому они рассматриваются среди аллохемных известняков.

Микрокристаллические известняки

Большинство очень тонкозернистых известняков осаждалось в виде карбонатных илов, впоследствии литифицированных. В штуфах они тусклые и непрозрачные, а в шлифах — полупрозрачные и обычно имеют темную буроватую окраску. Такого рода известняки называют *микритом*, *литифицированным карбонатным илом* или *кальцилотитом*. Наиболее тонкозернистые из них с очень однородной структурой, в связи с использованием их в книгопечатании, называются *литографскими известняками*.

Карбонатные илы состоят из частиц, осадившихся как хемогенно, так и при участии организмов, в том числе образовавшихся в результате физической дезинтеграции и абразии скелетного материала. В морской обстановке они, видимо, имеют преимущественно биогенное происхождение. Независимо от их генетической природы тонкие карбонатные частицы часто образуются в теплых морях и многих озерах, отлагаясь на дне в таких участках, в которых движение воды было настолько слабым, что они не могли быть вынесены во взвешенном состоянии. Такие условия существуют в придонных частях открытого моря, а также на мелководном шельфе. Карбонатные илы, накапливающиеся в этих фациях, несколько отличаются по составу. Широко распространенные фораминиферовые и кокколитовые илы, отлагающиеся в открытом море, сложены преимущественно маломagneзиальным кальцитом, тогда как карбонатные илы мелководных шельфов и приливных равнин состоят главным образом из арагонита и магнезиального кальцита. Древние микриты, по-видимому, формировались в подобных же условиях, и многие из них были сложены такими же компонентами, хотя, несомненно, имеются различия в видовом составе карбонатообразующих организмов и в доле хемогенного неорганического вещества.

Микриты, сложенные остатками известкового планктона, отлагались в пределах обширных участков открытого моря начиная с середины мезозоя. В последнее время они многократно

описаны в кернах глубоководного бурения и известны в деформированных осадочных толщах, обнажающихся в Альпах и Апенниннах. Наиболее широко распространенной разновидностью планктонных известняков является *песчий мел*, накапливающийся не в глубоководных участках морского дна, а на меньших глубинах, в краевых зонах открытого океана. Самые мощные и протяженные отложения пясчег мела имеют меловой возраст. Исследованиями с использованием электронного микроскопа установлено, что мел представляет собой существенно кокколитовый ил, сложенный обломками скелетов этих организмов с рассеянной примесью остатков фораминифер, обломков раковин моллюсков и других организмов. Кокколиты и большинство фораминифер выделяют маломagneзиальный кальцит, стабильную форму CaCO_3 . Поэтому ил, сложенный остатками их скелетов, менее чувствителен к диагенетической перекристаллизации по сравнению с осадками с преобладанием арагонита и магнезиального кальцита. Очевидно, с этим связаны мягкость мела и сохранность его в слабосвязном состоянии.

В штуфах и шлифах видны даже небольшие различия в содержании примесей и зернистости в микритах. Участки породы с большим количеством примесей или отличающиеся особой тонкостью частиц выглядят более темными и тусклыми по сравнению с относительно чистыми и относительно крупнозернистыми. Могут также наблюдаться структурные различия, связанные с наличием неоморфического микрокристаллического кальцита. Различия могут быть связаны и с первичными особенностями илов, существовавшими до их литификации. Так, в шлифах распознаются неясные реликты фекальных пеллет в виде расплывчатых несколько более темных пятен. В литифицированных микритах удается наблюдать также структурные признаки взмучивания ила донными сверлящими организмами и илопадами (биотурбации), а также деформации мягкого осадка, обусловленные оползнями и оседанием неустойчивых отложений. Мелкие линзочки и прерывистые слойки светлого шпатового кальцита в более темной микритовой массе, образующиеся в результате усыхания, называют *птичьими глазками*. Особенно характерны они для некоторых тонкослоистых микритов, вероятно, водорослевого происхождения, отлагавшихся в обстановке приливных равнин. Небольшие полости, возникающие иногда в мягких илах в результате их деформации при биотурбациях или по иным причинам, также заполняются позднее шпатовым кальцитом.

Трещины в литифицированной породе в результате поздней цементации заполняются и залечиваются кальцитовыми агрегатами различной зернистости. Образовавшиеся таким образом жилки характерны для древних известняков всех типов, но особенно они заметны в микритах благодаря более резкому конт-

расту светлого сравнительно крупнозернистого жильного кальцита и относительно темной микрокристаллической породы. Такие жилки могут быть очень многочисленными, что создает подобие мелкоячеистой сети.

Детритовые силикатные примеси в микритах обычно представлены глинистыми и тонкоалевритовыми частицами, появление которых наиболее вероятно в застойных водах, где идет осаждение карбонатных илов. Такие глинистые примеси иногда равномерно смешаны с карбонатным илом, а в других случаях могут концентрироваться в отдельных тонких слоях (рис. 14-7, в). По мере увеличения общего содержания глинистых частиц микриты постепенно переходят в *мергели*, породы с примерно одинаковым количеством карбонатного и глинистого вещества (рис. 11-1). Более крупные силикатные песчаные частицы если и присутствуют в микритах, то в очень рассеянном состоянии. Они, вероятно, поступали в карбонатные илы с сильными ветрами или были привнесены льдинами.

Аллохемные известняки

В большинстве случаев в микритах присутствуют хотя бы единичные аллохемы (т. е. относительно крупные обломочные карбонатные частицы). По мере возрастания количества обломочного карбоната микрозернистые известняки постепенно переходят в различные аллохемные микриты, среди которых в качестве главных выделяются биомикриты, пелмикриты и интрамикриты (см. рис. 14-2). Преобладание карбонатного ила в аллохемных тонкозернистых известняках свидетельствует об отложении осадка в условиях относительно слабых течений воды. В таких породах обломочный материал составляет менее половины общего объема породы и, вероятно, отлагался приблизительно на месте своего образования с минимальным переносом течениями.

Биомикриты сложены скелетными зернами, заключенными в ил. В некоторых случаях обломки рыхлых органогенных отложений переносились во время штормов или других возмущений в места осаждения ила и здесь погребались. В других уплотненных биомикритах с непосредственно соприкасающимися обломками тонкий ил отфильтровывался уже после накопления обломков. В общем все-таки органогенный детритус в биомикритах отлагался без переноса или со слабыми перемещениями. Часто это цельные или очень слабо нарушенные бентосные окаменелости, остатки организмов, обитавших на илистом дне и тут же погребенных (рис. 14-5, а, б). Иные биомикриты, наоборот, содержат осколки и кусочки твердых частей организмов. При этом отсутствие ориентировки и случайное распределение угловатых и несортированных обломков раковин в микритовой ос-

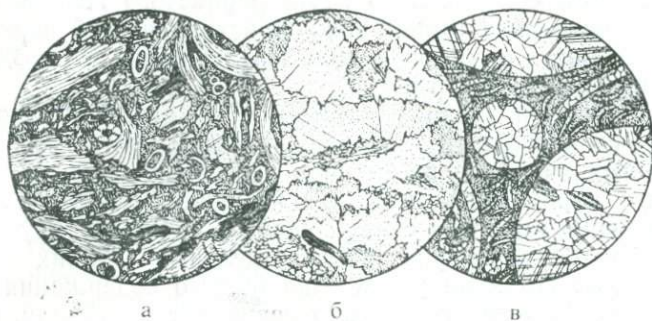


Рис. 14-6. Аллохемные известняки.

а — биомикрит, формация Туин-Крик (юра), окрестности Джексона, Вайоминг. Диамет. 2,7 мм. Плохо сортированные зазубренные органогенные обломки заключены в основную массу кальцитового ила (крап). Наиболее крупные обломки, сложенные волокнистым кальцитом, возможно, представляют собой осколки брахиопод или раковин некоторых моллюсков. Два обломка крупнокристаллического кальцита, очевидно, являются остатками иглокожих. Беспорядочный характер распределения органогенных обломков позволяет предполагать биотурбации.

б — криноидный известняк формации Трентон (ордовик), Трентон-Фолс, Нью-Йорк. Диамет. 3 мм. Среднезернистый известняк, сложенный плотно прилегающими друг к другу обломками морских лилий. В результате растворения под давлением на границах зерен возникли микростилолиты. В нижней части поля зрения находится один обломок фосфатной раковины.

в — цефалоподовый биомикрит (силур), Чехия. Диамет. 4 мм. Сlepки наutilus-подобной цефалоподы *Orthoceras* (круглые поперечные сечения), сложенные среднезернистым шпатовым кальцитом, заключены в микрокристаллическом кальците с мелкими обломками раковин. Отсутствие каких-либо следов органогенной структуры в крупных слепках позволяет полагать, что первоначальные раковины были растворены и пустоты впоследствии заполнились шпатовым кальцитом.

новой массе свидетельствуют о том, что дробление раковин и смешивание их с илом производились илоедами (рис. 14-6, *а*). Криноидные известняки отличаются от ракушняковых тем, что остатки криноидей разламываются на короткостолбчатые членики более или менее однородных размеров, каждый из которых образован одним крупным кристаллом кальцита. В большинстве случаев эти остатки находятся на месте своего образования на былом мелководном морском дне, где обитали прикрепленные морские лилии, служившие органогенными ловушками для ила, в котором и накапливались их погребаемые остатки.

В шлифах окаменелости и их обломки резко отличаются от вмещающего тонкозернистого известняка. Вполне характерны и форма, и внутренняя структура органогенных частиц. Они более прозрачны, а следовательно, светлее окрашены, чем микритовая основная масса. Внутренние полости окаменелостей мо-

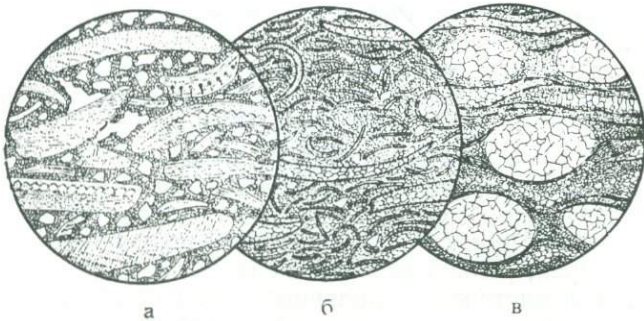


Рис. 14-7. Биоспарит и мергель с окаменелостями.

а — пелециподовый биоспарит, формация Анастасия (плейстоцен), Титасвилл, Флорида. Диамет. 3 мм. Эта микрозарисовка относится к мелкообломочной части грубообломочного ракушечника, сложенного полуугловатыми обломками раковин моллюсков и обломочными зернами кварца. Порода не полностью сцементирована тонкозернистым кальцитом. Раковины состоят из первичных волокон кальцита и арагонита. Вверху слева — две незаполненные поры. Отметим, что все кварцевые зерна имеют примерно одинаковый размер и значительно мельче обломков раковин.

б — пелециподовый биоспарит (юра), Ганновер, ФРГ. Диамет. 3 мм. Обломки небольших раковин моллюсков и рассеянные угловатые и полуугловатые зерна кварца полностью сцементированы тонкозернистым кальцитом. Самые мелкие обломки раковин сложены первичным микроволокнистым кальцитом (крап). Более крупные раковины, сложенные перекристаллизованным зернистым кальцитом, вероятно, первоначально состояли из арагонита. Микрит, включающий все обломки раковин, образовался до цементации породы шпатовым кальцитом.

в — остракодовый мергель формации Грин-Ривер (континентальные отложения, эоцен), окрестности Кеммерера, Вайоминг. Диамет. 3 мм. Раковины остракод заполнены среднезернистым шпатовым кальцитом. Иловатая основная масса состоит из микрокристаллического кальцита и глинистых минералов. Поверхность напластования фиксируется многочисленными тончайшими слоечками, сложенными преимущественно глинистыми минералами. Эти слоечки при уплотнении породы изгибались вокруг остракод, что свидетельствует о заполнении остракодовых раковин кальцитом до уплотнения.

гут заполняться илом во время отложения (рис. 14-5, *а*) или остаются полностью или частично пустыми, вплоть до более позднего осаждения в них кальцитового цемента (рис. 14-5, *б*, 14-6, *в*, 14-7, *в*). В образцах криноидного биомикрита отблески спайных поверхностей кальцитовых кристаллов отдельных обломков хорошо видны на фоне тусклой микрокристаллической основной массы. При равномерном распределении криноидных зерен в основной массе создается общее впечатление порфировой структуры.

Аллохемные известняки, образовавшиеся в высокоэнергетических обстановках, состоят преимущественно из обломков, перенесенных и отложенных сильными течениями. Они бывают

относительно свободными от ила, обломки нередко хорошо сортированы и окатаны в результате абразии. Могут присутствовать силикатные зерна, либо смешанные с карбонатными и участвовавшие в общей сортировке, либо концентрирующиеся в отдельных слоях и слойках. Типична слоистость течения. Собирательно такие аллохемные известняки называются *калькаренидами*; их разновидностями являются биоспарит, ооспарит и пелспарит [4].

В результате присутствия различного вида органогенных обломочных зерен, разной степени их окатанности и сортировки биоспариты представлены большим количеством частных разновидностей. Наиболее широко распространены ракушняковый и криноидный биоспариты. Криноидные зерна обычно более или менее изометричны, часто окатаны, и каждое из них состоит из одного кристалла кальцита. Они дорастают и при этом цементируются, что приводит к образованию крупнокристаллических пород, в которых первичные обломки оказываются включенными в укрупнившиеся монокристаллы кальцита. В штуфах обломки и цемент могут быть неразличимы, особенно на свежем изломе, в котором наиболее отчетливо проявляется спайность кальцита¹. В шлифах, однако, чистые участки цемента дорастания можно легко отличить от более мутных зерен, в которых обычно видны и некоторые признаки органогенной структуры.

В биоспаритах, сложенных преимущественно раковинами или их обломками, видны различные структуры, обусловленные присутствием обычно искривленных пластинчатых частиц, нередко ограничивающих первичные полости. Поскольку раковины сложены тонкокристаллическими агрегатами, цемент в этих породах также представлен мозаичными изометричнозернистыми агрегатами. Характерна также неплотная упаковка раковинного детритуса, пористость в котором обычно составляет не менее 50%. В шлифах таких пород пластинчатые обломки обычно выглядят взвешенными в преобладающем зернистом цементе (рис. 14-7, а, б; 14-9, а). Первичная пористость и объем цемента еще больше, если роль обломков играют целые или почти целые раковины. Более или менее сцементированные агрегаты крупных обломков раковин называются *ракушечником*. Породы такого типа, но с обломками песчаных размеров обозначают соответственно *микроракушечником*. Накопление ракушек можно видеть на многих морских пляжах и отмелях, доступных крупным волнам и сильным течениям. В некоторых из них присутствуют хорошо сортированные силикатные песчаные зерна, сферические и обычно гораздо более мел-

¹ В производстве облицовочного камня такие породы часто квалифицируются как мраморы в связи с их крупнозернистым сложением, внешне напоминающим структуру метаморфических пород.

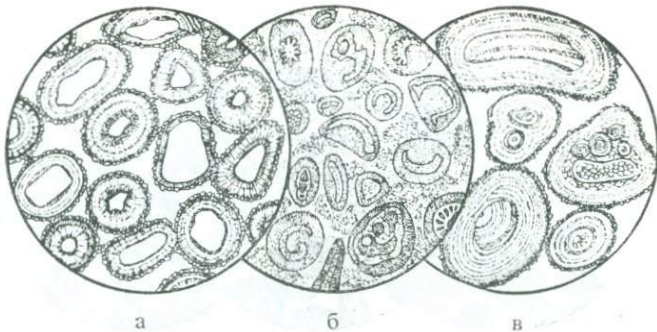


Рис. 14-8. Оолитовые известняки.

а — ооиды (плейстоцен), район Большого Соленого озера, Юта. Диамет. 3 мм. Образованы полуглобоватыми зернами кварца, которые облекаются арагонитом с концентрическим и радиально-волокнистым строением. Видны самые начальные стадии отложения аутигенного цемента.

б — оомикритовый известняк, Фёлькзен, горы Дейстер, ФРГ. Диамет. 3 мм. Неплотноупакованные ооиды состоят из ядер, включенных в микрокристаллический кальцит (интенсивный крап). Ядра представлены обломками раковин, частично перекристаллизованных в мозаичный кальцитовый агрегат. Ооиды располагаются в микритовой основной массе, частично перекристаллизованной. Обратите внимание на участки неоморфического микрозернистого и тонкозернистого кальцита. Зерна называются ооидами, поскольку в них видны ядра и нечеткие реликты концентрической структуры (не показаны на микрозарисовке). Вероятно, они были органогенными обломками, впоследствии микритизированными.

в — сложные ооиды (плейстоцен), Пирамид-Лейк, Невада. Диамет. 6 мм. Крупные ооиды состоят из микрокристаллического (крап) и радиально-волокнистого (светлое) карбонатов, образующих концентрические слои. Зародыши представлены обломками более мелких ооидов, их гроздьевидными скоплениями (справа и в центре), а также осколочками зернистых карбонатных агрегатов (внизу справа). Видна начальная цементация, как на зарисовке *а*.

кие, чем пластинчатые обломки раковин, с которыми они ассоциируются (рис. 14-7, *а, б*).

Известняки, обогащенные ооидами, обычно называют *оолитовыми*. В большинстве случаев это хорошо сортированные *ооспариты*. Отдельные ооиды представляют собой песчаные зерна сфероидной или эллипсоидальной формы с гладкой поверхностью. В каждом из них имеется зародыш, окруженный арагонитовой или кальцитовой коркой довольно равномерной толщины. Зародышами в ооидах могут быть скелетные обломки, фекальные пеллеты, силикатные песчаные или алевроитовые зерна или даже осколки растрескавшихся ооидов (рис. 14-8 и 14-9). В современных ооидах корки сложены чрезвычайно тонкими волокнами арагонита, ориентированными более или менее тангенциально в последовательных тонких концентрических оболочках или слоях. Каждый слой, вероятно, соответствует этапу хемогенного осаждения, а границы между слоями — переры-

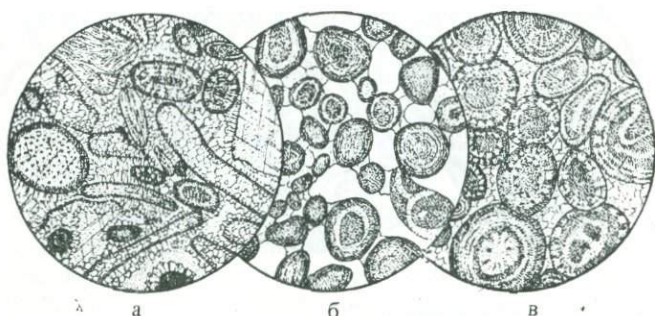


Рис. 14-9. Оолитовые известняки.

а — оолитовый биоспарит (юра), Бат, Англия. Диаметр, 2,5 мм. Радиально-волокнистые кальцитовые оолиты (вверху справа), микрозернистые кальцитовые пеллеты (интенсивный крап, внизу) и абрадированные обломки раковин сцементированы тонкозернистым кальцитом. Структура цемента определяется пластинчатыми кристаллами кальцита, окаймляющими все карбонатные обломки. При этом более крупные кристаллы кальцита (слабый крап, нижняя часть зарисовки) располагаются в центральных частях первичных пор. Некоторые обломки раковин сложены первичным волокнистым кальцитом, другие представлены абрадированными монокристаллами и, вероятно, относятся к иглокожим (справа и слева). Перекристаллизованный зернистый кальцит, по-видимому, образовался за счет арагонита. Большинство аллохем облекаются оторочками микрита.

б — оолиты в современных известковых илах, южное побережье Флориды. Диаметр, 2,5 мм. Темные микрокристаллические оолиты обладают характерным концентрическим строением. Их ядра представлены микрокристаллическими пеллетами, внешние концентрические карбонатные оболочки сложены арагонитом. Оолиты частично сцементированы тонкозернистым кальцитом, который, вероятно, осадился из вадозных вод. Светлые участки — незаполненные поры.

в — ооспарит формации Сент-Луис (миссисипий, Боулинг-Грин, Кентукки). Диаметр, 2,5 мм. Оолиты сложены радиально-волокнистым кальцитом, но с ясной концентрической полосчатостью. Они плотно упакованы и крепко сцементированы тонкозернистым прозрачным кальцитом. Ядра оолитов представлены преимущественно пеллетами микрокристаллического кальцита, однако лишь немногие из них имеют органогенное происхождение (справа). Сравните с более рыхлой упаковкой, показанной на зарисовке *б*.

вам в росте ооида. Во многих ооидах, например из Большого Соленого озера (рис. 14-8, *а*), некоторые слои корки толще других и сложены более крупнозернистым радиально-волокнистым агрегатом. В шлифе такие слои светлее, чем буроватые более тонкозернистые, хотя в обоих случаях отдельные кристаллы неразличимы в оптический микроскоп.

В древних известняках оолиты обычно кальцитовые, а не арагонитовые. Однако корки у них, как правило, такие же концентрические и радиально-волокнистые, как и у современных арагонитовых оолитов. Древние кальцитовые оолиты обычно считают возникшими за счет первичных арагонитовых, чему, однако, противоречит хорошая сохранность их концентрически-ра-

диального внутреннего строения. Вероятно, как это давно предполагал Сорби, минеральный состав древних кальцитовых ооидов изначален. В процессе превращения раковинного арагонита в кальцит исходный волокнистый агрегат неизменно замещается мозаикой изометричных зерен, и при этом затушевывается первичная структура. Сомнительно, чтобы ооиды могли изменяться как-либо иначе, особенно в тех случаях, когда в породе встречаются и кальцит, и арагонит (рис. 14-9, а).

Хорошая сортировка оолитовых известняков находится в соответствии с условиями образования современных ооидов, в большинстве случаев накапливающихся в таких участках озер и мелководных морей, где зерна более или менее непрерывно перекатываются волнами или приливными течениями, и при этом от них отмываются иловые частицы. Как полагают, очень постоянная величина корочек ооидов обусловлена непрерывным перемешиванием в период их роста. Это положение, однако, нельзя считать универсальным, поскольку ооиды присутствуют и в некоторых известковых почвах [6].

В современных морских карбонатных отложениях фекальные пеллеты относятся к числу наиболее распространенных аллохем. Вероятно, так обстояло дело и в геологическом прошлом. Однако они представляют собой очень непрочные зерна, легко деформирующиеся и не способные переносить далекую транспортировку и размыв. Обычно фекальные пеллеты накапливаются в илах, в которых они возникли, но иногда подвергаются отмывке и сортировке совместно с мелкими скелетными зернами под воздействием слабых волн и придонных течений. Поскольку по минеральному составу и структуре пеллеты сходны с включающим их илом, их границы обычно расплывчатые. Поэтому в древних микритах пеллеты можно легко пропустить. Легко распознаются они в пелспаритах, хотя кальцитовый цемент в этих породах обычно очень тонкозернистый. Не все микрокристаллические пеллетоподобные зерна имеют фекальную природу. Некоторые тельца такого рода представляют собой мелкие окатанные местные обломки, сложенные микритом, другие — неясные скелетные обломочки или ооиды, измельченные на морском дне. Различать эти разнородные образования в древних известняках трудно, однако многочисленные пеллеты одинаковых размеров и формы, равномерно распределенные в породе, скорее всего, фекальные (рис. 14-13, б).

Во многих известняках присутствуют интракласты (местные обломки) — относительно крупные пластины и осколки микрита, представляющие собой разрушенные и переотложенные связные, но слабо консолидированные осадки. Размеры интракластов колеблются от размера песчанного зерна до размера крупного валуна. Они особенно отчетливо выделяются, если в них наблюдается слоистость, отличная от слоистости вмещаю-

щего известняка. Иногда удается установить их сходство с подстилающими породами, и тогда можно предполагать, что они не перемещались далеко от места своего первичного залегания. В большинстве случаев они имеют несколько округлую форму, однако такая форма для слабо консолидированных обломков не говорит о далеком переносе. Некоторые интракласты пластически деформированы, что свидетельствует о слабой их литификации в период переотложения.

Нередко интракласты почти не отличаются по составу и структуре от включающих их известняков. Мелкие обломки такого рода различимы в шлифах, но более крупные лучше распознаются на выветрелых поверхностях или при слабом искусственном их протравливании, а также в пришлифовках. В результате локальных концентраций крупных интракластов образуются известняковые конгломераты и брекчии. Из них наиболее характерны *плоскогалечные конгломераты* с тонкими плитовидными обломками. В отличие от этих пород терригенные обломочные известняковые конгломераты (кальклититы) обычно содержат гораздо более разнообразные обломки карбонатных пород, а также угловатые осколки кремня, типичного компонента древних карбонатных формаций.

Отложения карбонатных илов и более крупных частиц первоначально очень пористы и уплотняются до полного закрытия пор с образованием очень плотноупакованных агрегатов с взаимно приспособившимися частицами¹. Существенное уплотнение, однако, прекращается сразу же после аутигенной цементации, ограничивающей относительные движения частиц. При окончательном заполнении порового пространства цементом межзерновое уплотнение полностью прекращается. Величину уплотнения калькаренитов до их цементации можно грубо оценить сравнением упаковки зерен в различных породах. Так, в современных непогребенных ооспаритах, показанных на рис. 14-8, *а* и 14-9, *б*, сколько-нибудь заметное уплотнение отсутствует. Гораздо более древний, подвергшийся погребению ооспарит, иллюстрированный рис. 14-9, *б*, явно был сильно уплотнен до цементации. Однако и в этой древней породе присутствует много цемента, заполнившего поровые пространства между уплотненными зернами. Такая более или менее открытая упаковка характерна для многих калькаренитов, в которых цемент соответственно занимает значительный объем. Нередко некрепкие раковинки и pellets остаются недеформированными при уплотнении. Все это свидетельствует о том, что большинство известняков цементировалось относительно рано в их диа-

¹ Одним из факторов уплотнения известняков может быть увеличение объема на 8% при превращении арагонита в кальцит.

генетической эволюции, до того как могло произойти их существенное уплотнение.

Однако в некоторых известняках наблюдается сильное уплотнение. В калькарените, показанном, например, на рис. 14-6, б, все зерна хорошо приспособились друг к другу, и поры, в которых мог бы отлагаться цемент, оказались практически закрытыми. Границы между зернами имеют микростилолитовый характер, и это свидетельствует о том, что давление вызывало не только механическое приспособление зерен друг к другу, но и некоторое дифференциальное растворение на контактах зерен. Силикатные зерна в такого рода породах прямо-таки продавливают карбонатные. На этом примере видно, что резкое уплотнение может быть вызвано одним только давлением, обусловленным глубоким погребением породы. Однако обычно цементация происходит раньше, чем могут реализоваться такие соотношения.

То обстоятельство, что цементация большинства известняков осуществлялась до их уплотнения, приводит к далеко идущим выводам. Пористость первичных карбонатных осадков в среднем, вероятно, составляет около 50%, тогда как в древних известняках ее величина в среднем не более 5%. Если до цементации действительно происходит лишь незначительное уплотнение, то половину общего объема известняков составляет цемент. Выяснение источника и механизмов привноса такого большого количества карбоната кальция представляет крупную геологическую проблему.

Доломитистые известняки и доломиты

В современных карбонатных отложениях объем доломита чрезвычайно мал, тогда как многие древние карбонатные формации сложены преимущественно доломитом. Эти наблюдения и многочисленные структуры, в которых кальцит и арагонит замещаются доломитом, привели к общему заключению о том, что большинство доломитовых пород образовалось в результате замещения известняков. Карбонат, выделяемый организмами, например, никогда не бывает первично доломитовым, тем не менее значительная часть скелетного материала в известняках доломитизирована. Неверно, однако, утверждение о том, что все доломиты и доломитовые породы образовались одинаковым образом.

При изучении кристаллизации доломита установлено, что хорошо упорядоченный со стехиометрическим соотношением кальция и магния доломит не может непосредственно осаждаться при низкой температуре в осадочной обстановке, поскольку его кристаллизация в этих условиях затруднена чрезвычайно низкой скоростью роста кристаллов. В современных осадках

рано образованный доломит представлен *протодоломитом* с избытком Ca^{2+} и со слабо упорядоченной кристаллической структурой. Наоборот, в древних карбонатных породах присутствует хорошо упорядоченный доломит, вероятно образующийся при диагенезе.

Современные доломитовые породы встречаются в обстановках, где происходит выпаривание соляных рассолов либо в неглубоких озерах, либо в лагунах с ограниченной циркуляцией воды, а также на широких надлиторальных заиленных равнинах (где он кристаллизуется из поровых вод). Доломит может осаждаться непосредственно из рассолов в лагунах или соляных озерах, однако чаще он образуется в результате изменения арагонита или кальцита, почти одновременного с их осаждением. Во всех этих случаях доломит образует мельчайшие кристаллы не более нескольких миллиметров диаметром, слагающие доломитовый ил, или *доломикрит*. Гораздо более крупнозернисты древние доломитовые породы, хотя и среди них много микрокристаллических. В большинстве случаев они формировались в результате диагенетического замещения арагонита или кальцита, но некоторые из них несомненно были первичными, или сингенетическими, хемогенными осадками.

Среди древних доломитовых формаций сингенетическими, скорее всего, являются морские карбонатные комплексы с убедительными признаками прибрежных фаций, а также переслаивающиеся с эвапоритовыми осадками. С меньшей вероятностью можно считать сингенетическим доломит рифов и ракушечниковых пластов, поскольку он, видимо, непосредственно не образуется ниже приливной зоны, где в изобилии обитают организмы. Доломитизация мощных толщ органогенных известняков в пределах крупных регионов часто наглядно связана с палеогеографией и может быть объяснена смещением пресных метеорных вод с погребенными морскими поровыми водами в подземной фреатической зоне, прилегавшей к древней береговой линии [7].

Неправильные или жилообразные тела доломитов, явно секущие слоистость известняков, особенно те из них, которые связаны с разломами и трещинами, очевидно, замещали известняки уже после их погребения и литификации. Иногда такие доломиты ассоциируются с сульфидными рудными месторождениями и могут рассматриваться как продукты позднего метасоматоза.

Редко встречаются кластические доломиты и доломитистые известняки. Некоторые из них имеют терригенное происхождение и образовались в результате субаэральной эрозии более древних доломитовых формаций. Другие сложены обломочными зернами, переотложенными течениями вскоре после их сингенетического или раннедиагенетического образования. Классический пример пород последнего типа известен в триасовых кар-

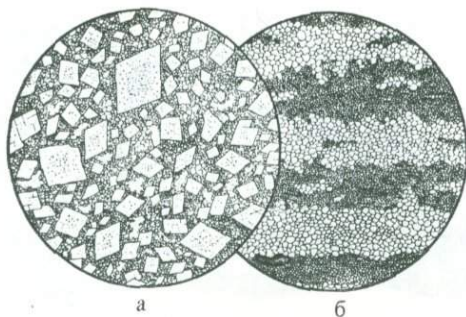


Рис. 14-10. Доломитистые известняки.

а — доломитистый известняк формации Чазы (ордовик), Нью-Йорк. Диамет. 1 мм. Идиоморфные ромбоэдрические кристаллы доломита содержатся в неравномернoзернистой микрокристаллической связующей массе кальцита. Для многих кристаллов доломита характерны более темные центральные зоны. *б* — доломитистый известняк формации Марбл-Бей (триас), пролив Джорджия, Британская Колумбия. Диамет. 1,8 мм. Наблюдается перемежаемость тонких слоев кальцита и доломита. Доломит более тонкозернистый, чем кальцит, но в остальном облик двух карбонатов сходный. Различить их можно лишь химически. В нижней части поля зрения контакты слоев относительно ровные. Выше же они довольно неправильные, и это позволяет предполагать замещение одного карбоната другим, вероятно, в процессе раннего диагенеза. По наблюдениям в обнажениях эта тонкая слоистость выдерживается на больших расстояниях.

бонатных толщах Австрийских Альп, где Зандер описал ритмическое переслаивание тонкослоистых (со слоями порядка миллиметра) доломитов и известняков, которые он рассматривал как продукт переработки доломитового осадка, ранее образовавшегося на дне моря [8]. Другим примером могут служить интракласты и доломикриты, образующиеся на приливных равнинах.

Во многих известняках более или менее равномерно распределены ромбоэдрические кристаллы доломита. Доломит особенно легко образует идиоморфные кристаллы в контакте с кальцитом, что позволяет разграничивать эти два минерала, поскольку кальцит в известняках неизменно представлен ксеноморфными зернами. Обычно в кристаллах доломита имеются центральное несколько замутненное ядро и окружающая его более чистая каемка. Иногда также проявляется зональное распределение железа. Более светлые ромбоэдры доломита особенно хорошо видны в мутной основной массе микрокристаллического кальцита (рис. 14-10, *а*). Такие же кристаллы доломита рассеяны и в крупнокристаллических мозаичных агрегатах кальцита. Эти кристаллы доломита образовались в результате замещения кальцита в известняке и обычно содержат мельчай-

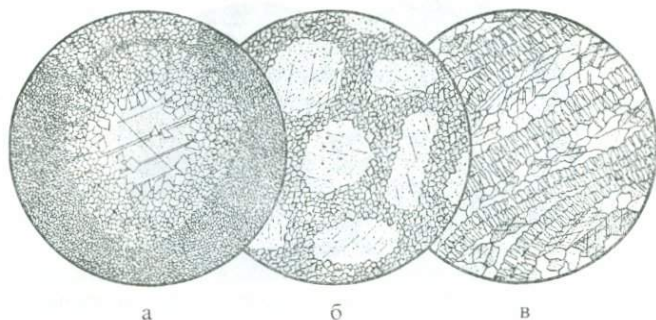


Рис. 14-11. Доломитизированные известняки.

а — доломитизированный девонский коралл, хребет Бэр-Ривер, северная часть Юты. Диамет. 8 мм. Известняковая основная масса и септы коралла замещены очень тонкозернистым доломитом. Пространство между септами выполнено более крупнозернистым доломитом. Относительно крупные идиоморфные зерна доломита в центре поля зрения включены в один монокристалл кальцита.

б — доломитизированный криноидный известняк (силур), бассейн Ниагары, Нью-Йорк. Диамет. 6 мм. Крупные кристаллы кальцита (крап) представляют собой остатки члеников криноидей. Они включены в тонкозернистый мозаичный агрегат почти идиоморфных кристаллов доломита и с краев частично замещены им.

в — доломитизированный девонский коралл (*Cyathophyllum*), Эйфель, ФРГ. Диамет. 3 мм. Видна структура коралла в продольном сечении. Септы сложены поперечно ориентированными призматическими кристаллами доломита. Между ними располагаются более крупные ксеноморфные зерна доломита, обычно вытянутые параллельно септам.

шие включения кальцита, часто распределенные в них зонально.

В других доломитистых известняках доломит и кальцит обособляются в агрегаты с резким преобладанием какого-либо одного минерала. При этом доломит может слагать целые пласты или тонко переслаиваться с кальцитом (рис. 14-10, б). Иногда он слагает также неправильные гнезда, распределенные в известняке без видимой закономерности. Контакты мозаичных агрегатов доломита и кальцита в микроскопическом масштабе несколько неровные, но макроскопически выглядят выдержанными и плавными. Тонкое переслаивание кальцита и доломита, вероятно, обусловлено изменениями физико-химических условий осадкообразования, лишь иногда благоприятствовавших ранней доломитизации. Некоторые тонкослонистые доломитовые породы, вероятно, имеют водорослевое происхождение. Предпочтительно доломитизировались тонкие слои обогащенных магнием водорослевых матов, которые переслаиваются с более кальциевыми илами. Местами в доломитистых известняках встречаются неправильные ветвящиеся обособления доломита, которые могут быть следами сверлящих и ползающих

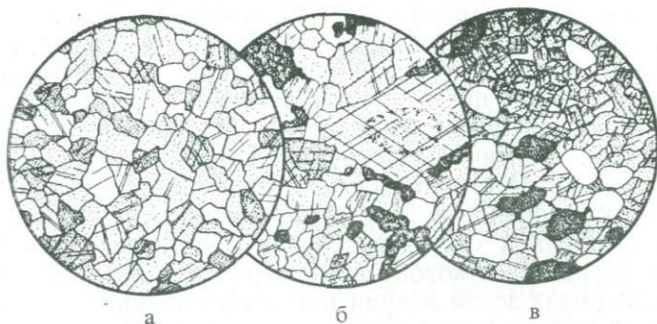


Рис. 14-12. Доломиты.

а — доломит формации Лон-Маунтин (силур), глубина 3000 м, окрестности Юрки, Невада. Диамет. 2,5 мм. Порода состоит из мозаики ксеноморфных зерен доломита. Внешне этот агрегат не отличим от некоторых перекристаллизованных кальцитовых пород.

б — глауконитсодержащий доломит формации Боннтерр (кембрий), окрестности Сент-Луиса, Миссури. Диамет. 2,5 мм. Представляет собой неравномерно-зернистый мозаичный агрегат доломита с микрокристаллическими стяжениями глауконита между карбонатными зернами. Местами видны выделения окислов железа (черное). Сравните с пеллетами глауконита (крап) на зарисовке *в*. В правой части в крупном зерне доломита виден реликтовый ооид, вероятно, органогенной природы. В породе присутствуют обломочные зерна кварца, отсутствующие в поле зрения. По-видимому, это доломитизированный глауконитовый калькарениит.

в — песчаный глауконитсодержащий доломит формации Савач (кембрий), округ Эль-Пасо, Колорадо. Полуокатанные зерна кварца и глауконитовые пеллеты «взвешены» в мозаичном агрегате доломита. Вероятно, это доломитизированный калькарениит. Сравните лишенный пор мозаичный агрегат ксеноморфных зерен доломита в нижней части с пористым агрегатом ромбоэдрических кристаллов доломита в верхней части микроразрисовки. Черное — выделения окислов железа.

морских организмов. В других случаях такие структуры связаны с растрескиванием илов на древних приливных равнинах в результате их усыхания. В возникших полостях мог предпочтительно формироваться доломит. Все такого рода структуры обычно концентрируются в отдельных пластах и располагаются более или менее параллельно поверхностям напластования.

Мономинеральные доломитовые породы представлены мозаичными агрегатами ксеноморфных или слабо идиоморфных зерен. В случае тесного прилегания ксеноморфных зерен агрегаты доломита в шлифах, как правило, не отличимы от шпатового кальцита (рис. 14-1, 14-12, *а*). Однако во многих случаях доломит образует характерные собственные кристаллические формы. В таких случаях наблюдаются межзерновые поры, разобщающие смежные идиоморфные кристаллы (рис. 14-11, *б*, 14-12, *в*). Структуру таких пород часто называют сахаровидной.

В целом доломиты более равномернозернисты, чем известня-

ки, для них менее характерны как очень тонкозернистые, так и очень крупнозернистые агрегаты. Кроме того, в них наблюдается очень мало различных микроструктур, а если они и обнаруживаются, то представляют теневые формы, унаследованные от первоначальных известняков. Маловероятно сохранение в доломитах кластических структур калькаренитов, однако для многих доломитов с примесью окатанных зерен кварца предполагается образование в результате доломитизации калькаренитов, от которых и был унаследован обломочный кварц, тогда как структура известковой части стерлась (рис. 14-1, *a*, 14-12, *в*). В таких породах зерна кварца могут концентрироваться в косых слойках, и это свидетельствует, что первичный известняк отлагался при участии течений. Окаменелости в доломитах также относительно редки. В условиях, благоприятных для сингенетического образования доломита, очевидно, обитают лишь немногие организмы. Вместе с тем поздняя доломитизация обычно нарушает внутреннюю структуру и даже внешние очертания окаменелостей. В связи с этими обстоятельствами в единичных толщах могут чередоваться известняки с обильными окаменелостями и совершенно лишенные последних доломиты. Тем не менее в некоторых породах полностью сохранились хорошо определяемые доломитизированные окаменелости. В других случаях они распознаются, но плохо определяемы.

Доломитизация часто осуществляется селективно. В немногих случаях в известняках замещаются только органогенные структуры. В других породах доломитом замещается основная масса, кальцитовые окаменелости сохраняются. Иногда в доломитах наблюдаются пустотелые отпечатки окаменелостей, возникшие в результате предпочтительного растворения кальцитовых и арагонитовых раковин. В общем арагонит и магниезальный кальцит как метастабильные фазы чаще доломитизируются, чем маломagneзиальный кальцит. Тонкозернистые агрегаты более чувствительны к доломитизации по сравнению с крупными зернами (рис. 14-11, *б*), что, вероятно, объясняется меньшей стабильностью первых, обусловленной их большей поверхностной энергией.

Ооиды, подобно скелетному материалу, вероятно, не бывают первоначально доломитовыми, однако многие оолитовые известняки доломитизированы. Обычна частичная доломитизация отдельных ооидов. Доломит может селективно замещать либо ооиды, либо окружающую их основную массу или цемент; имеются случаи частичного замещения обоих элементов породы. Нередко внутри ооидов наблюдаются идиоморфные кристаллы доломита, которые также могут пересекать их границы. В тех случаях, когда процесс идет до конца, оолитовая текстура либо полностью затушевывается, либо сохраняются только теневые реликты, которые не отличимы от первичных пеллет.

При полном замещении кальцита доломитом (ион на ион) должно происходить уменьшение объема примерно на 12%, а следовательно, должна возрастать пористость. Однако нет оснований предполагать, что в природе эта реакция протекает посредством точного обмена ион на ион. Петрографические исследования обычно свидетельствуют, что если при доломитизации и происходит изменение объема, то оно может быть только очень небольшим, а вероятнее, оно вообще не происходит. Идиоморфные зерна доломита в известняке обычно плотно контактируют с окружающим кальцитом, и во многих случаях оонды и окаменелости также доломитизированы без общего нарушения или образования пор. Это позволяет предполагать, что доломитизация осуществляется с замещением объема на объем. Тем не менее в некоторых мозаичных доломитовых агрегатах наблюдаются поры, возможно образовавшиеся при доломитизации (рис. 14-12, в), а опыт геологов-нефтяников, изучающих коллекторские свойства карбонатных пород, свидетельствует, что доломиты обычно имеют большую пористость, чем известняки.

Замещение кальцита и арагонита доломитом настолько очевидно для большинства геологов, что упускается из виду прямо противоположная реакция. Доломит далеко не всегда бывает наиболее поздним аутигенным карбонатным минералом. Во многих случаях доломиты секутся жилками кальцита. И более того, замещение доломита кальцитом может происходить во всей массе породы, причем наблюдаются заливообразные формы коррозии и пересечения зерен доломита кальцитом. Признаки этого процесса не всегда однозначны и легко могут быть пропущены.

Аутигенные силикаты в известняках и доломитах

Выше уже упоминались различные примеси силикатных минералов, часто присутствующих в известняках и доломитах. Наиболее обычны среди них опал, халцедон, кварц, полевой шпат, глауконит и иллит. Одни из них обломочные, но другие, представляющие большой интерес, имеют аутигенное происхождение (рис. 14-13).

Рассмотрим прежде всего кварц. В некоторых известняках он образует идиоморфные кристаллы, замещающие кальцит. Иногда такие кристаллы имеют обломочные ядра, которые окружены каемками дорастания с внешними идиоморфными границами. В каемках дорастания обычно присутствуют мельчайшие карбонатные включения. В других случаях кристаллы кварца полностью аутигенные и представлены тонкими призмами, с обеих сторон увенчанными пирамидальными вершинками. Такой габитус, свойственный низкотемпературному кварцу, особенно характерен для его аутигенных кристаллов в известняках.

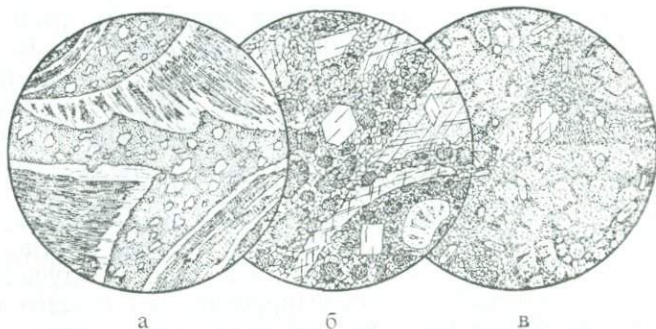


Рис. 14-13. Аутигенные минералы кремнезема и силикаты в известняках.

а — халцедон в известняке (мел), горы Гуадалупе, Аризона. Диамет. 3 мм. Обломки раковин устриц заключены в основную массу, состоящую из смеси песка, глины и микрокристаллического кальцита. Волокнистый кальцит раковин с краев частично замещен халцедоном (прозрачный с тонкими линиями).

б — аутигенный альбит в известняке (ордовик), Гленс-Фолс, Нью-Йорк. Диамет. 2 мм. Кластический известняк, состоящий из пеллет скрытокристаллического кальцита (интенсивный крап) и крупнокристаллических кальцитовых обломков морских лилий (в верхней половине), сцементированных очень тонкозернистым прозрачным кальцитом. Присутствуют четыре аутигенных идиоморфных кристалла альбита (светлые со спайностью), замещающие кальцит. Детальное описание опубликовано в *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 40, 1929, pp. 463—468.

в — аутигенный кварц в фузулиновом известняке (верхний пенсильваний, формация Нако), округ Кочис, Аризона. Диамет. 2,5 мм. Темные микрокристаллические панцири *Triticites* заключены в более прозрачном тонкозернистом кальците. Идиоморфные призматические кристаллы кварца с мельчайшими включениями кальцита замещают как панцири, так и связующую массу.

Призмочки кварца содержат обычно тончайшие включения кальцита, часто располагающиеся зонально. Аутигенный кварц никогда не встречается в больших количествах, однако немногочисленные его кристаллы встречаются во многих известняках. Они растут без какой-либо предпочтительной ориентировки, преимущественно в тонкозернистом, а не крупнокристаллическом кальците. Их метасоматическое происхождение подтверждается не только присутствием в них включений кальцита, но также ростом многих кристаллов с пересечением карбонатных структур, например оолитов или органогенных обломков (рис. 14-13, *в*). Однако в некоторых карбонатных породах, наоборот, обломочные зерна кварца могут корродироваться и замещаться с краев карбонатом. Эта реакция особенно обычна в доломитах, в которых также реже, чем в известняках, встречаются идиоморфные кристаллы кварца. Остается, однако, неясным, обусловлено ли последнее тем, что они вообще не кристаллизовались или были уничтожены при доломитизации.

Во многих известняках присутствуют аутигенные полевые шпаты, однако они встречаются реже, чем аутигенный кварц (рис. 14-13, б). Аутигенные полевые шпаты неизменно щелочные. Чаще это бывает чистый альбит, реже калишпат (адуляр). Они образуют идиоморфные или почти идиоморфные совершенно прозрачные кристаллы, обычно толстотаблитчатые с развитием лишь простейших кристаллографических форм $\{001\}$, $\{010\}$, $\{10\bar{1}\}$, $\{110\}$, $\{1\bar{1}0\}$. Кристаллы альбита обычно полисинтетически сдвойникованы по альбитовому закону, хотя из-за своих мелких размеров они могут казаться в шлифе лишенными двойников или обладающими простыми двойниками. В отличие от кварца аутигенные полевые шпаты всегда лишены включений. Так же как и кварц, они, видимо, наиболее часто образуются в тонкозернистых известняках.

Полагают, что глинистый материал в известняках и доломитах имеет терригенную природу. Однако в известняках настолько часто глинистые минералы представлены одним иллитом, что напрашивается предположение о наличии общей тенденции к перерождению других глинистых минералов в иллит в процессе диагенеза.

Литература

Общие сведения и библиографию можно найти в работах: *Bathurst R. G. C.*, *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*, 2nd ed., *Developments in Sedimentology*, no. 12 (New York: Elsevier, 1975); *Blatt H.*, *Middleton G.*, *Murray R.*, *Origin of Sedimentary Rocks*, 2nd ed. (New York: Prentice-Hall, 1980), chaps. 13 and 14. Классификация карбонатных пород приведена в материалах специального симпозиума: *Ham W. E.*, ed., *American Association of Petroleum Geologists Memoir 1* (1962). Наглядные микрофотографии минералов и структур карбонатных пород представлены в работе: *Schole P. A.*, *American Association of Petroleum Geologists Memoir 27* (1978).

О доломитистых известняках и доломитах см.: *Larsen G.*, *Chilingar G. V.*, *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, *Developments in Sedimentology*, no. 25A (New York: Elsevier, 1979); в главе о доломитах и доломитизации отражена дискуссия о характере и происхождении доломитов. В книге: *Pray L. C.*, *Murray R.*, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, special pub. 13 (1965) (материалы специального симпозиума) имеются три статьи, рассматривающие современное доломитообразование в районах Антилских и Багамских островов и в Персидском заливе.

См. также работы:

1. *Grabau A. W.*, *American Geologist*, vol. 33 (1904): pp. 228—247.
2. *Dunham R. J.*, *American Association of Petroleum Geologists Memoir 1* (1962): pp. 108—121.
3. *Folk R. L.*, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 43 (1959): pp. 1—38.
4. Хороший обзор разнообразных карбонатных песков, образующихся в различных частях современного рифового комплекса, и их характеристика, происхождение и обсуждение возможных древних аналогов приведены в работе: *Folk R. L.*, *Robles R.*, *Journal of Geology*, vol. 72 (1964): pp. 255—292.

5. *Sorby H. C.*, Quarterly Journal of the Geological Society of London, vol. 35 (1879), p. 75. Проблема, затронутая в этой книге, недавно рассматривалась в работах: *Sandberg P. A.*, *Sedimentology*, vol. 22 (1975): pp. 497—537; *Wilkinson B. H.*, *Geology*, vol. 7 (1979): pp. 524—527.
6. *Hay R. L.*, *Wiggins B.*, *Sedimentology*, vol. 27 (1980): pp. 559—576.
7. Например, см.: *Dunham J. B.*, *Olson E. R.*, *Geology*, vol. 6 (1978): pp. 556—559.
8. *Sander B.*, Contributions to the Study of Depositional Fabrics, trans. E. B. Кнопи, Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1951.

Глава 15. Прочие осадочные породы

Подавляющее большинство осадочных пород составляют рассмотренные в предыдущих главах обломочные и известковые образования, понимание которых служит основой для изучения многих осадочных толщ. Однако некоторые породы, встречающиеся в осадочных толщах только в виде отдельных слоев, местами концентрируются в самостоятельных толщах; таковы кремнистые сланцы, железняки, фосфориты и растворимые соли, а также битуминозные и углеродистые осадки — горючие сланцы и каменные угли. Некоторые из этих пород представляют промышленную ценность, и все они имеют существенное значение как специфические литофации, возникающие в определенных условиях седиментации. В этой главе рассматриваются кремнистые и железистые породы, фосфориты, ангидрит и гипс. Отложения растворимых солей, а также углеродистые и битуминозные осадки исключены главным образом в связи с тем, что при их изучении необходимы методики, выходящие за рамки, принятые в настоящей книге.

Кремни и опоки

По распространенности кремнистые породы занимают следующее место после глин, песчаников, известняков и доломитов. Они сложены преимущественно органогенным или аутигенным SiO_2 в форме опала, халцедона или микрокристаллического кварца.

*Опал*¹ содержит переменные количества воды, примерно до 10%, и в шлифах изотропен. Показатель преломления у него изменчив, но почти всегда настолько низок, что обуславливает резкий отрицательный рельеф в шлифах. Опал метастабилен и со временем переходит в микрокристаллический кварц. В связи с этим его особенно много в молодых осадках; он встречается практически лишь в кайнозойских породах.

¹ Это определение используется здесь в широком петрографическом смысле и включает следующие кристаллоструктурные формы, распознаваемые рентгеновски и под электронным микроскопом: опал-А (рентгеноаморфный биогенный и вулканогенный SiO_2), опал-СТ, или *люссатит* (неупорядоченный низкотемпературный кристобалит-тридимит), и опал-С (более упорядоченный α -кристобалит).

Халцедон — микроволокнистая, или «войлочная», разновидность кварца с показателем преломления (1,53—1,54) несколько меньшим, чем у нормального кварца. Пониженное светопреломление, судя по электронно-микроскопическим наблюдениям, обусловлено многочисленными тончайшими водными включениями, которые также, вероятно, придают халцедону буроватый оттенок в шлифах. Волокна халцедона обычно ориентируются нормально к поверхностям, от которых происходит их рост, однако их кристаллизация вместе с тем начинается от разобщенных центров, что приводит к возникновению войлокоподобных и радиально-лучистых агрегатов. Обычно удлинение отрицательное, что свидетельствует об ориентировке волокон перпендикулярно оптической оси, или оси z , кристаллов, но в некоторых разновидностях (кварцин) волокна вытянуты параллельно оси z и обладают положительным удлинением. Кварцин обычно ассоциируется с ангидридом, гипсом, и другими минералами соляных толщ и, очевидно, характерен для обстановок с высокой соленостью или щелочностью. В частности, халцедон с положительным удлинением развит в позднплейстоценовых (возраст 10—20 тыс. лет) кремнях, образовавшихся в соленом резко щелочном озере Магади в Восточной Африке [1].

Халцедон, замещающий карбонатные породы, иногда при небольших увеличениях выглядит как замутненный кварц с однородным погасанием в пределах относительно крупных участков. Однако при больших увеличениях в нем обнаруживается тонкая параллельная или сетчатая структура, несколько похожая на микропертитовые сростки полевого шпата, с отрицательным удлинением элементов внутренней структуры агрегата.

Микрозернистый кварц образует мозаичные агрегаты мельчайших изометричных зерен, характеризующиеся в шлифе точечным погасанием. Отдельные кристаллы обычно имеют диаметр менее 5 мкм и могут быть субмикроскопическими. В несколько более крупнозернистых разновидностях с диаметром зерен примерно до 20 мкм наблюдается волнистое неполное погасание, обусловленное наложением в шлифе отдельных кристаллов.

В современный период и в геологическом прошлом во многих участках дна океана накапливались кремнистые педагические илы, сложенные преимущественно опаловыми панцирями диатомей и радиолярий. В тех случаях, когда они не загрязняются другим осадочным материалом, за счет таких илов образуются скопления почти чистого биогенного кремнезема. Нередко, однако, появляется та или иная примесь глинистого и карбонатного материала. Рыхлые отложения диатомовых скелетов называются *диатомовым илом* или *диатомовой землей*, а их литифицированный аналог называют *диатомитом*. Определения

радиоляриевый ил и радиолярит относятся соответственно к рыхлым и литифицированным скоплениям панцирей радиолярий. В некоторых из этих осадков присутствуют также обильные спикулы губок, тоже сложенные опалом. Радиоляриты известны начиная с кембрия, а диатомиты появляются в стратиграфическом разрезе в мелу.

Прочные непористые осадочные породы, иногда обладающие стекляннм блеском и сложенные преимущественно аутигенным кремнеземом, называют *кремнями*. Они состоят преимущественно из опала, халцедона или микрокристаллического кварца, но обычно содержат также много примесей, обладают различной окраской и имеют разный общий вид¹. *Опоками* (в оригинале porcellanite) называют менее прочные, плотные или стекловатые, подобно типичным кремням, породы, сложенные преимущественно опалом. Они микропористые и имеют тусклый блеск, напоминая этим неглазурованный фарфор. В большинстве опок присутствует значительная примесь глинистого и карбонатного материала. Часто они постепенно переходят в окремненные глины или мергели, а также в загрязненные кремни².

Происхождение кремнистых осадков — предмет непрерывных дискуссий. Кремнезем обладает очень слабой растворимостью в воде при низких температурах, тем не менее он присутствует в растворенном состоянии в ощутимых количествах в большинстве рек³. В морской воде содержание SiO_2 меньше. Значительная часть кремнезема, вынесенного реками в моря, осаждается в виде кремневых панцирей организмов, особенно диато-

¹ Различают много разновидностей кремнистых пород, среди которых в англоязычной литературе наиболее распространены следующие. *Флинт* (flint) — крепкий кремь серой до черной окраски, обычно с характерным раковинным изломом; сложен микрозернистым кварцем и, вероятно, частично халцедоном; встречается преимущественно в виде стяжений в слоях мела. *Яшма* (jasper) — красная или бурая кремнистая порода, сложенная микрозернистым кварцем, окрашенным окисным железом. *Новакулит* (novaculite) — термин, применяющийся в США для определения особой разновидности белых кремней, распространенной в Арканзасе и Техасе, но в более общем смысле обозначающий крепкий, почти чистый беловатый кремь, сложенный микрозернистым кварцем. (В советской литературе из упомянутых разновидностей выделяют лишь яшму, тогда как новакулитом у нас называют тонкий точильный камень; нет и специфического собирательного наименования кремнистых пород, подобного английскому chert, но при наличии даже слабо выраженной листоватости породы принято называть кремнистыми сланцами. Кремнями у нас называют стяжения в карбонатных породах. Этот термин включает английский flint, но имеет более широкое значение. — *Прим. перев.*)

² Термины chert и porcellanite используются несколько неоднозначно. Здесь мы их различаем по физическим свойствам, устанавливаемымся микроскопически. В минералогическом смысле кремь (chert) сложен кварцем, а опока (porcellanite) — кристобалитовым опалом или люссатитом. В до третичных отложениях почти неизменно присутствуют кремни (chert).

³ Под «растворенным» SiO_2 здесь подразумевается не только истинно растворенное вещество, но и коллоидальная взвесь.

мей и радиолярий, но частично SiO_2 может осаждаться хемогенным путем. По-видимому кремнезем в той или иной форме более или менее непрерывно осаждается совместно с тонкозернистым детритовым материалом, накапливающимся в океанах. Тем не менее остается неясным, каковы источники огромного количества растворимого кремнезема, накопившегося в осадках, и каким образом происходила его концентрация при образовании наиболее чистых кремнистых образований.

Значительная часть растворенного кремнезема поступает при разложении силикатов в процессе выветривания. Этот процесс наиболее интенсивно должен протекать в регионах с низким рельефом и тропическим и субтропическим климатом, как это, например, имеет место при образовании латеритов. Предполагается, что существенно кремнистые морские осадки отлагались в периоды, когда на прилегающей суше господствовали именно такие условия. Однако в современных морских осадках распределение кремнезема, видимо, связано с системами циркуляции морской воды. Концентрации кремнезема приурочены к участкам восходящих из морских глубин течений (апвеллинга). Несомненно также, что часть растворенного в поверхностных водах кремнезема имеет вулканическое происхождение. Он может поступать как непосредственно с вулканическими эманациями, так и относительно медленно высвобождаться при разложении стекловатых туфов. Во многих случаях пластовые кремнистые породы и окремненные глинистые сланцы, а также диатомиты и радиоляриты формировались в периоды интенсивного вулканизма, и их образование часто связывают с обилием вулканического кремнезема. Однако не менее многочисленны и кремнеземистые осадки без сколько-нибудь ясной связи с вулканизмом.

Кремнеземистые осадки современных океанов, видимо, имеют преимущественно биогенную природу, хотя конечный источник кремнезема, использованного в скелетах организмов, остается недостаточно ясным. По многочисленным кернам подводного бурения установлено, что осадки раннетретичного и мелового возраста, которые первоначально были сложены биогенным опалом, превращены в кремнистые породы, состоящие в основном из микрозернистого кварца и халцедона. Это превращение, по-видимому, заключалось в последовательных переходах биогенного опала в люссатит (опал-СТ), а последнего — в микрозернистый кварц и халцедон. Превращение биогенного опала в кварц, видимо, представляет собой функцию времени, а скорость его зависит также от глубины погребения, температуры и состава ассоциирующихся осадочных фаз. Распространение люссатита практически ограничено послемеловыми толщами. Такого типа превращение, обусловленное глубиной погребения и соответствующим увеличением температуры, хорошо задокументировано в миоценовых диатомитах, диатомовых глинах и

кремнях формации Монтерей в Калифорнии [2].

Поскольку кремни и опоки слагают протяженные маломощные пласты, переслаивающиеся с аргиллитами или мергелями, можно предположить, что они образовались в результате диагенетического преобразования осадков, первоначально обогащенных биогенным кремнеземом [3]. Диагенетические процессы заключались в растворении биогенного опала и переосаждении кремнезема в виде люссатита, а затем кварца, что сопровождается и некоторым перераспределением SiO_2 . Несколько иные, но также диагенетические процессы проявляются при формировании кремнистых конкреций. Последние обычно замещают известняки, и, следовательно, для их образования был необходим привнос SiO_2 и соответственное удаление карбоната кальция.

Пластовые кремнистые породы и опоки

Для слоистых кремнистых формаций характерно тонкое ритмическое переслаивание кремнистых пород и опок с глинами или глинистыми сланцами. Отдельные слои обычно имеют толщину несколько сантиметров. Некоторые из них хорошо выдержанные, другие выклиниваются на коротких расстояниях. В одних случаях они массивные, в других имеют внутреннюю тонкую слоистость. Кремни обычно резко контактируют с переслаивающимися с ними глинами и в обнажениях в результате выветривания выступают над менее прочными прослоями.

Относительно древние слоистые кремнистые породы сложены в основном равномернoзернистым мозаичным агрегатом микрокристаллического кварца и часто секутся жилками более чистого и относительно крупнозернистого кварца или халцедона, выполняющего тектонические трещины. Некоторые слои кремней состоят почти из чистого кремнезема, но обычно в них присутствуют рассеянные окислы железа, глинистые минералы или мельчайшие кристаллики карбонатов, сообщающие более темную окраску тонкозернистому кремнистому материалу и общую замутненность в шлифе. В некоторых кремнистых пластах примеси концентрируются в очень тонких слоях, а иногда глинистые примеси и окислы железа обогащают мелкие стилолиты. Дотретичные кремнистые формации обычно радиоляриевые. Панцири последних, иногда хорошей сохранности, могут образовывать скопления в кремнистой основной массе, особенно очень тонкозернистой и загрязненной примесями. Чаще, однако, в радиоляриевых кремнях остатки организмов рассеяны и лишены деталей строения, представляя иногда просто округлые или овальные участки прозрачного кварца или халцедона в загрязненной пылевидными включениями микрокристаллической основной массе (рис. 15-1, а). Наиболее сохранившиеся панцири

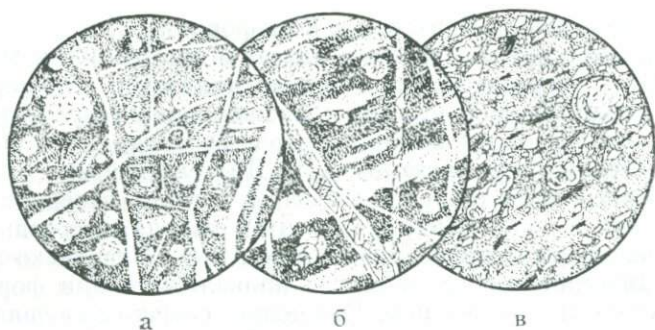


Рис. 15-1. Пластовые кремни и опоки.

а — радиоляриевый кремнь Францисканской формации, округ Марин, Калифорния. Д diam. 1 мм. В микрокристаллическом кварце, окрашенном в розовый цвет гематитовой пылью (крап), располагаются многочисленные плохо сохранившиеся панцири радиолярий и удлиненные спикулы губок. Панцири и спикулы замещаются относительно крупнозернистым чистым халцедоном (светлое). Кроме того, порода пересечена жилками прозрачного халцедона и микрокристаллического кварца.

б — известковистая опока формации Монтерей (миоцен), Беркли-Хилс, Калифорния. Д diam. 1 мм. Большая часть породы сложена темным опалом, испещренным мельчайшими зернышками карбоната (интенсивный крап); обособляются тонкие линзочки и слойки чистого микрокристаллического или микроволокнистого кварца с единичными зернышками карбоната (редкий крап). Только в опаловой части породы присутствуют остатки фораминифер, замещенные относительно крупнокристаллическим кальцитом. Кроме того, порода пересекается жилками крупнозернистого кальцита или халцедона (светлое). Одна более крупная жилка (слева), сложенная кальцитом, оторочена с краев каемками опала (светлое).

в — алевритистая опока формации Монтерей (миоцен), Монтерей, Калифорния. Д diam. 1 мм. Представляет собой смесь алеврита, глинистых частиц, панцирей фораминифер и опала. Основная масса сложена опалом и сообщаящим ему темную окраску глинистым материалом (крап). По всей породе рассеяны мелкие обломки кварца и полевого шпата (светлое), чешуйки слюды (с продольными линиями) и короткие карбонатные линзочки (темное). Частицы алеврита располагаются приблизительно вдоль поверхностей напластования. Кальцитовые панцири фораминифер представлены либо перекристаллизованным кальцитом, либо халцедоном (крупный панцирь справа вверх).

радиолярий обычно встречаются в прослоях окремненных глин, переслаивающихся с кремнями.

Слоистые радиоляриевые кремнистые породы встречаются во многих эвгеосинклинальных комплексах, и давно установлена их ассоциация с подушечными лавами, особенно в офиолитовых сериях, в которых кремнистые породы и лавы ассоциируются с серпентинитами. В настоящее время офиолиты обычно интерпретируются как сегменты океанической коры. Радиоляриты в основном накапливаются на больших глубинах в океане, и их образование может быть связано с подводной вулканической деятельностью. Однако в некоторых случаях в глубоковод-

ных отложениях, содержащих пласты радиоляритов, отсутствуют магматические породы.

Слоистые опаловые кремни и опоки обычно содержат остатки диатомей и имеют третичный возраст. В шлифах опаловые участки в этих породах обычно темные и буроватые вследствие заметного отрицательного рельефа опала и обилия глинистых, карбонатных и органических включений. Во многих из них, особенно в опоках, присутствуют мелкие угловатые кусочки обломочного кварца и слюды (рис. 15-1, в). Опаловая основная масса практически изотропная, но включает двупреломляющие пятнышки глинистых и карбонатных примесей. Во многих кремнистых породах этого типа опал частично превращен в микрокристаллический кварц, который слагает тонкие линзочки и слойки с неправильными границами, но в целом обычно параллельными напластованию. Кварцевые слойки чистые и бесцветные в отличие от более темных опаловых участков. Поэтому полагают, что в процессе превращения опала в кварц происходит очищение от примесей (рис. 15-1, б и 15-2, б).

В ходе преобразования первичных диатомовых осадков в кремнистые породы кремневые панцири обычно разрушаются или теряют ясность очертаний и плохо видны в шлифах, хотя их остатки часто удается все-таки наблюдать при сканировании под электронным микроскопом. Нередко обильные известковые фораминиферы легко различимы в шлифах. Полости в их панцирях могут быть заполнены либо чистым халцедоном, либо крупнокристаллическим кальцитом. Когда эти окаменелости включены в опал, они имеют хорошую сохранность, а в агрегате микрозернистого кварца карбонатные раковины обычно замещены кварцем и детали их строения становятся неразличимыми (рис. 15-2, б).

Переслаивание высококремнистых пород с глинистыми и известковыми, а также тонкая внутренняя слоистость кремней имеют первично седиментационную природу. Первоначальные особенности этой стратифицированности обычно сохраняются, несмотря на некоторое перераспределение биогенного кремнезема при диагенезе. Некоторые радиоляриевые кремнистые слои, например мезозойские осадки в Греции и северных Апеннинах, имеют типичную¹ градационную турбидитную слоистость, включая подошвенные знаки и постепенное уменьшение вверх размера обломков панцирей радиолярий по мере увеличения количества глинистого материала. Такие пласты интерпретируются как радиоляриевые илы, переотложенные турбидитными течениями с небольшой скоростью, которые генерировались на краевых склонах морских бассейнов [4]. В формации Монтерей, Калифорния, тонкую слоистость некоторых диатомитов можно непрерывно проследить в слоистые опоки и кремнистые породы. Такие наблюдения свидетельствуют, что кремнистые породы

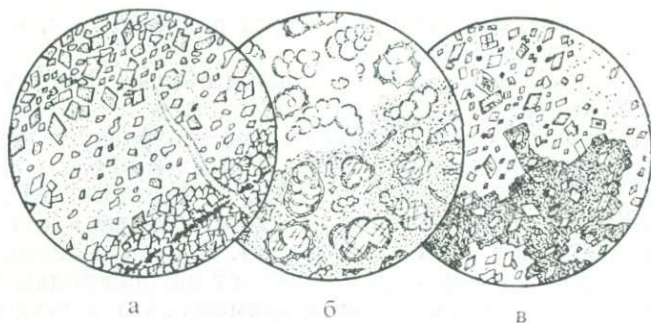


Рис. 15-2. Кремни.

а — кремнистый известняк формации Мадисон (миссисипий), хребт Бэр-Ривер, северная часть Юты. Диамет. 2,5 мм. Ромбоэдрические зерна доломита и редкие неправильные обломки кварца (светлое) располагаются в основной массе микрокристаллического кварца. Наблюдается чередование слоев почти чистого доломита (внизу справа) и относительно обогащенных кремнем (центральная полоса). Черный слой в доломите, вероятно, представлен органическим веществом. Видна вторичная жилка халцедона.

б — фораминиферовый кремнь из формации Мак-Люре (верхний миоцен), Риф-Ридж, Калифорния. Диамет. 2 мм. В нижней половине поля зрения хорошо сохранившиеся кальцитовые панцири выполнены частично крупнокристаллическим кальцитом (со спайностью в двух направлениях), а частично халцедоном (светлое). Они располагаются в связующей массе опала (крап). В верхней половине поля зрения основная масса представлена чистым халцедоном (светлое), а кальцитовые панцири (с менее четкими границами) преимущественно замещены халцедоном.

в — кремнь в известняке формации Хелдерберг (девон), округ Дженеси, Нью-Йорк. Диамет. 2,5 мм. Неправильные пятна кальцита с однородной ориентировкой (интенсивный крап и спайность) включаются в микрокристаллический кварц (редкий крап) и, видимо, замещаются им. Как в кремне, так и в кальците рассеяны идиоморфные кристаллики доломита, иногда зональные.

образуются после уплотнения первичных диатомитов, как это и можно было ожидать, поскольку превращение в кремнь, по-видимому, обусловлено глубоким погребением и повышенной температурой.

Кремни в известковых породах

В известняках и доломитах очень часто встречаются конкреции кремня. В большинстве случаев стяжения кремня удлинены параллельно слоистости и концентрируются в пределах определенных зон или вдоль некоторых поверхностей напластования. При особенно большой концентрации конкреции могут сливаться, образуя неправильные слои. Однако иногда кремни представлены более мощными правильными пластами, а в других случаях, наоборот, образуют весьма неправильные формы.

В основном кремни в известняках и доломитах представлены халцедоном и микрокристаллическим кварцем. Даже в наиболее чистых из них обычно присутствует немного кальцита или доломита либо в виде рассеянных кристаллов, либо в виде мелких неправильных агрегатов. Менее чистые разновидности представляют собой смесь ноздреватого кремня и карбоната.

Контакты кремней с вмещающими карбонатными породами в деталях неправильные (рис. 15-2, *а, в*). Очертания кремнистых конкреций макроскопически кажутся четкими; в шлифах же наблюдаются признаки проникновения кремня в карбонатные породы и видно, что краевые части конкреций замутнены включениями карбонатов. Эти соотношения позволяют предполагать метасоматическую природу хотя бы краевых частей кремнистых конкреций, что иногда дополнительно подтверждается сохранением в кремнях тневых структур известняка. В одних случаях последние представлены раковинами, замещенными кремнеземом, в других — это бывшие неорганические образования, например оолиты или кластические структуры калькаренитов. Иногда в кремнях встречаются относительно крупные зерна кварца, как бы взвешенные в кремнистом материале. Иногда они отличаются от зерен, слагающих кремень, лишь размерами (рис. 15-2, *а*), но часто имеют округлые формы абрадированных обломочных зерен, очевидно унаследованных от первичных песчаных известняков.

Каверны, присутствовавшие в породе во время силицификации, обычно выстилаются халцедоном, волокна которого ориентированы под большими углами к стенкам пустот, что дополнительно подчеркивает их первичную форму. Пустоты могут заполняться исключительно халцедоном, но чаще в их центральных частях присутствует несколько более крупнозернистый кварц, чем образующийся при непосредственном замещении известняков.

По отношению к конкрециям кремня в доломитах возникает вопрос об их возрастных взаимоотношениях с доломитизацией. В некоторых случаях замещение кремнем предшествует доломитизации, поскольку первичные структуры известняков (органические или оолитовые) хорошо сохраняются в виде тневых реликтов в кремнях, но полностью нарушаются в доломите. Иногда взаимоотношения неопределенны. Кремнистые конкреции в известковых породах обычно содержат идиоморфные ромбоэдры доломита (рис. 15-2, *а, в*). Если такие же рассеянные кристаллы доломита имеются и в известняке, можно предполагать селективное замещение кальцита кремнем, при котором первичные ромбоэдры доломита остаются «плавающими» в кремнистом веществе. Однако такое объяснение неприемлемо при отсутствии во вмещающем несилицифицированном известняке доломита. Следовательно, приходится предполагать либо совмест-

ное замещение известняка кремнем и доломитом, либо селективную доломитизацию кремня. Ассоциация идиоморфных кристаллов доломита с кремнями в известняках наблюдается настолько часто, что приходится предполагать их генетическую связь. Вероятно, образованию тех и других при диагенезе благоприятствует сходная обстановка, чем и обусловлено взаимное перекрытие силицификации и доломитизации [5].

Пиритсодержащие и глауконитовые породы, железняки и полосчатые железистые кварциты

Небольшие количества железа присутствуют в большинстве пород и особенно легко обнаруживаются при наличии бурой или красной окраски, обусловленной его окислами. Такие красноватые породы из-за их окраски обычно называют железистыми, хотя в действительности содержание железа в них, как правило, не больше, чем при отсутствии такой окраски, которая отображает не столько содержание этого элемента, сколько степень его окисленности. Однако при комбинациях определенных факторов в осадках возникают концентрации железистых минералов и резко повышенные содержания железа. Окраска их может быть не только бурой или красноватой, но и черной, серой, зеленой — в зависимости от преобладающих в них железосодержащих минералов.

Последние очень чувствительны к вариациям окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и щелочности (pH) при осадкообразовании. Выделяется ряд резко различных минеральных фаций железистых осадков. При очень восстановительных условиях в ограниченных областях накопления органического вещества, характеризующихся недостатком кислорода, в качестве главного железосодержащего минерала кристаллизуется пирит FeS_2 . При наличии достаточных количеств железа и H_2S , образующегося в результате разложения бактериями органического вещества, могут возникать крупные скопления пирита. Наоборот, для окислительных условий характерны окислы трехвалентного железа — гётит («лимонит») и гематит. Окисножелезистая и пиритовая фации проявляются вместе крайне редко, а скорее их совместное нахождение вообще невозможно. В промежуточных условиях образуются железистый карбонат сидерит FeCO_3 , обычно с небольшими изоморфными примесями Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , а также силикаты — глауконит, шамозит или гринадит и магнетит $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Наиболее крупные осадочные скопления железа представлены двумя типами пород — железистыми кварцитами и железняками. Содержание железа в этих породах обычно достаточно

для их промышленного использования в качестве железных руд. В железистых кварцитах перемежаются тонкие кремнистые и обогащенные железом слои. Они образуют самые мощные и наиболее протяженные осадочные скопления железа и имеют огромное промышленное значение. Железистые кварциты имеют лишь докембрийский, преимущественно раннепротерозойский, возраст и формировались в эпиконтинентальных бассейнах, некогда существовавших на всех континентах. Железняки слагают менее мощные и не столь протяженные толщи и обычно переслаиваются с терригенными осадками или известняками. Кремнистые породы для этой ассоциации нехарактерны. Железняки имеют почти исключительно палеозойский, мезозойский и третичный возраст.

Большинство железистых кварцитов и железняков несомненно отлагалось в морских водах, однако обстановки седиментации варьировали от мелководной со свободной циркуляцией до замкнутых бассейнов с затрудненным водообменом. Источник железа, причины его концентрации и способы отложения недостаточно ясны, но несомненно связаны со специфическими сочетаниями тектонических, физико-географических, климатических и биологических факторов. Массовое осаждение железа в протерозойских морях в мировом масштабе — одно из оснований для предположения о специфических физических и химических свойствах древних океанических вод.

Пиритсодержащие осадки

Пирит обычно осаждается в относительно застойных водах, лишенных кислорода в результате разложения органического вещества бактериями. Это обычный аутигенный минерал *сапропелевых* отложений, обогащенных органическим веществом известняков и глинистых сланцев. Осадки с обильным пиритом относительно редки, но тем не менее образуют специфическую фацию железистых осадочных пород. Очень богаты пиритом некоторые докембрийские черные графитовые сланцы, ассоциирующиеся с граувакками в регионе озера Верхнего. Так, в горно-рудном районе Айрон-Ривер в некоторых черных сланцах содержание пирита составляет 40%. Здесь пирит имеет явно первично-осадочную природу, но несколько перекристаллизовался при диагенезе и слабом метаморфизме. Он равномерно рассеян в массе породы в виде мелких довольно идиоморфных кристаллов, ясно различимых лишь на полированных поверхностях. В ордовикской железорудной формации Уобана на Ньюфаундленде в некоторых граптолитовых сланцеватых глинах очень много пиритовых оолитов.

Глауконитовые породы

Глауконит — водный алюмосиликат калия, в состав которого входят также закисное и окисное железо и немного магния¹. Это типичный осадочный минерал, образующийся при морском аутигенезе и обычно встречающийся в виде зеленых микрокристаллических пеллет песчаного размера с агрегатной поляризацией в шлифах (рис. 15-3, 15-4). В свежем состоянии глауконитовые пеллеты имеют ярко-зеленую окраску, но при выветривании быстро окисляются в бурые лимонитовые агрегаты, а затем в результате выщелачивания превращаются в серые каолиноподобные сростки. Таким образом, минерал неустойчив при гипергенных процессах.

Одно из наиболее характерных свойств этого минерала — его зеленая окраска, которая, однако, сама по себе не позволяет уверенно отличать его от других железистых силикатов — шамозита и гриналита, а иногда и иллита. Соответственно зеленую окраску имеют также глауконитовые породы, в том числе наиболее типичные *зеленые пески*, состоящие преимущественно из глауконитовых пеллет. Существуют постепенные переходы от зеленых песков к песчаникам, глинам, глинистым сланцам и известнякам с подчиненной примесью глауконита.

В глауконитовых пеллетах и тонком пигменте некоторых морских илов не обнаруживается слюдяная кристаллическая структура глауконита, которая хорошо заметна в крупных аутигенных кристаллах, образующихся в результате перекристаллизации микрозернистых пеллет. Эти кристаллы напоминают зеленую слюду, хотя и обладают лишь умеренным двупреломлением и очень слабым плеохроизмом. Вместе с тем очертания их сохраняют ооидную форму былых пеллет. Некоторые кристаллы имеют червеобразную форму с обликом растянутых мехов гармошки и с удлинением, перпендикулярным спайности. Для таких форм нельзя предполагать сколько-нибудь заметный перенос, они должны были кристаллизоваться на месте (рис. 15-3, б, 15-4, в). На промежуточной стадии перекристаллизации пеллет наблюдаются пятна и зазубренные чешуйки слюдopodobного глауконита в микрозернистой его массе.

В настоящщее время глауконит образуется в таких участках морского дна, где другие осадки практически не отлагаются. Вероятно, он возникает на морском дне в результате перестройки морских глинистых минералов слюдяного типа. Он обычно выполняет внутренние полости раковин фораминифер (рис. 15,3, б

¹ В последние годы удалось доказать, что глауконит представляет собой четырехкремнистую слюду с двухвалентным железом, а обычные глауконитовые пеллеты являются сростками глауконита и смектита (см.: Е. Д. Белянкина и В. П. Петров, Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1983 г.). — *Прим. ред.*

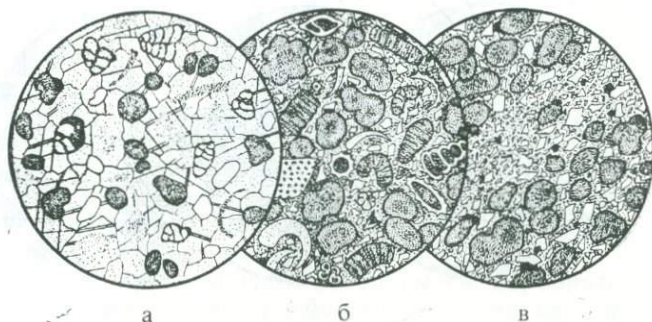


Рис. 15-3. Глауконовые породы.

а — глауконовый фораминиферовый известняк, Холлибаш-Хилл, Молверн, Великобритания. Диамет. 2 мм. Пеллеты глауконита (интенсивный крап), полуокатанные зерна кварца (светлое) и микрокристаллические фораминиферовые панцири заключены в мозаичном изометрично-зернистом агрегате кальцита (редкий крап). В центральных частях кристаллов кальцита присутствуют многочисленные теньевые пеллеты (умеренный крап). В настоящее время их кальцитовый материал оптически непрерывен с включающими их кристаллами. Порода, вероятно, представляет собой перекристаллизованный калькаренит.

б — известковый зеленый песок (олигоцен), Дантрун, южная часть Новой Зеландии. Диамет. 2,5 мм. Микрокристаллические пеллеты (интенсивный крап) и червеобразные кристаллы (со спайностью, интенсивный крап) глауконита, а также обломки крупнокристаллического органогенного кальцита (внизу слева), панцири фораминифер и угловатые зерна кварца (светлое) сцементированы микрокристаллическим кальцитом (редкий крап). Панцири фораминифер заполнены глауконом (в центре и справа). Внизу справа два зональных треугольных зерна представляют собой фосфатные зубы рыб.

в — «зеленый песок» из группы Уайлдкат (плиоцен), округ Гумбольдт, Калифорния. Диамет. 2,5 мм. Сильно обогащенная глауконом песчанистая глина. Пеллеты глауконита и мелкие угловатые песчаные и алевритовые зерна кварца и полевого шпата (светлое) находятся в глинистой основной массе. Глауколит концентрируется в определенных слоях (вверху и внизу). Мелкие рассеянные непрозрачные выделения — микроконкреции пирита.

и 15-4,б), и это побуждает предполагать участие в его образовании органического вещества, что дополнительно подтверждается также формированием глауконита за счет фекальных пеллет донных илоедов. Представляется, что во всех случаях глауколит образуется в довольно ограниченных условиях, возникающих, однако, довольно часто и во многих местах преимущественно, если не исключительно на морском мелководье в слабо восстановительных условиях.

Подобно другим аутигенным минералам, глауколит может перемещаться из места своего образования. Большинство пеллет глауконита, вероятно, транспортировалось по морскому дну, особенно в тех случаях, когда они смешивались с обломочным песком и участвовали в общей с ним сортировке. Поскольку

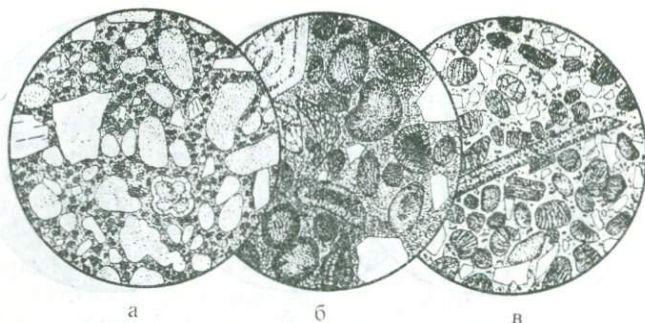


Рис. 15-4. Глауконовые породы.

а — зеленый песок (золен), глубина 1600 м, западнее Стоктона, Калифорния. Диамет. 2,5 мм. Многочисленные pellets желтовато-зеленого глауконита в зеленой глинистой основной массе (крап), вероятно, также глауконовой. Кроме того, присутствуют темные зерна сидерита или анкерита, а также многочисленные более крупные угловатые зерна кварца (светлое) и единичные зерна полевого шпата. Виден один панцирь фораминиферы, заполненный глауконом.

б — глауконосодержащий нумулитовый известняк, Крессенберг, Бавария. Диамет. 2,5 мм. Темно-бурые pellets глауконита, неравномерно окрашенные окислами железа, угловатые зерна кварца и панцири фораминифер заключены в тонкозернистой кальцитовый основной массе. Обратите внимание на присутствие глауконита в порах двух фораминифер (в центре и внизу).

в — зеленый песок (мел), Хазлет, Нью-Джерси. Диамет. 2,5 мм. Червеобразные кристаллы и микрокристаллические pellets глауконита находятся в зеленой глинистой основной массе, вероятно, также глауконовой (крап). Кроме того, присутствуют обильные угловатые алевритовые и тонкопесчаные частицы (светлое) кварца и полевого шпата, обломки фосфатной раковины (в центре), а также рассеянные мелкие обособления пирита и лимонита (черное).

этот минерал легко выветривается, он, вероятно, не сохраняется при размыве пород на суше и поэтому может свидетельствовать об образовании содержащих его пород в море.

Сидеритовые и шамозитовые железняки

Сидерит и шамозит — два минерала, обогащенные закисным железом; они представляют собой компоненты многих железняков. В некоторых случаях присутствует один сидерит, в других — оба минерала совместно, и лишь немногие железняки — чисто шамозитовые. Предположительно оба минерала образуются в мелководных морских слабо окислительных условиях. Сидерит — закисножелезистый карбонат FeCO_3 . Он обычно бесцветный или светло-желтый, в свежем состоянии прозрачный и образует достаточно крупные кристаллы, пригодные для индивидуального изучения. Из-за вариаций состава они нередко зональны, и их окраска меняется от желтой до бурой. Шамозит — водный алюмосиликат закисного железа, иногда образует срав-

нительно крупные кристаллы, в которых различим его слюдоподобный облик, но обычно он представлен микро- и скрытокристаллическими агрегатами. В свежем состоянии — голубовато-зеленый, но при частичном окислении — желтовато-зеленый.

В некоторых сидеритовых железняках присутствуют лишь незначительные примеси других минералов. Наиболее железистые *сидерититы* сложены микро- или тонкозернистыми агрегатами этого карбоната. Они имеют морское происхождение и отлагались, вероятно, в виде тонких сидеритовых илов, впоследствии перекристаллизовавшихся в плотные агрегаты. *Сидеритовые известняки* представляют собой смеси карбонатов — кальцита, доломита, анкерита и сидерита. Так же как доломит в известняках, сидерит в этих породах может встречаться в виде рассеянных ромбоэдрических кристаллов или более или менее неправильных агрегатов. Весьма обычно замещение кальцита сидеритом, особенно хорошо заметное при сидеритизации органических остатков. Однако иногда в сидеритовую основную массу включены неизменные известковые окаменелости. Существуют постепенные переходы между чисто сидеритовыми породами и сидеритсодержащими известняками с небольшим содержанием железа.

Зеленые микрокристаллические породы, сложенные преимущественно шамозитом, называют *шамозитовыми железняками*. Обычно они ассоциируются с сидерититами. Часто эти два минерала образуют тесные смеси. Наиболее характерны шамозитовые породы с оолитовой структурой. Шамозитовые ооиды неизменно имеют луковичное концентрическое строение. Кристаллики в ооидах расположены так, что их больший показатель преломления ориентирован тангенциально. Агрегатное двупреломление низкое, однако каждый ооид имеет хорошо заметное крестообразное погасание в скрещенных николях. Во многих ооидах отсутствуют какие-либо зародыши, другие росли вокруг относительно крупных чешуек шамозита или инородных частиц — песчинок, алевритовых частиц или зерен карбоната. При особенно большом количестве ооидов они могут быть уплотненными и нарушенными как пластические тела.

Основная масса между ооидами в шамозитовых железняках может быть различной. В одних случаях это шамозитовый же ил, обычно с примесью сидерита и рассеянными песчаными зернами, и тогда порода имеет общую зеленоватую окраску. В других случаях основная масса тонкозернистая карбонатная (рис. 15-5, б). Структурные взаимоотношения сидерита и шамозита часто позволяют предполагать некоторое замещение второго первым. Ооиды шамозита в сидеритовой основной массе могут иметь неправильные очертания, в них проникают языки сидерита, последний иногда интенсивно замещает шамозит. При полном замещении образуется зернистый агрегат сидерита, в

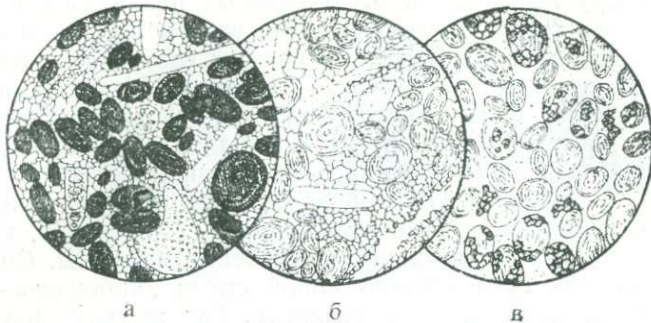


Рис. 15-5. Железняки.

а — железняк Фроддингем (лейас), Линкольншир, Великобритания. Диамет. 2 мм. Ооиды лимонита в раковинном известняке. Ооиды имеют бурюю окраску, концентрическое строение и просвечивают в шлифе. Основная масса состоит из тонкозернистого кальцита, включающего также абрадированные обломки различных раковин, частично имеющих волокнистую, а частично изометричнозернистую структуру. Пустоты в трех обломках раковин (в центре и внизу) выполнены зеленым шамозитом (крап).

б — песчаный железняк Нортхемптон (лейас), Нортхемптоншир, Великобритания. Диамет. 2 мм. Сидеритовый известняк с многочисленными ооидами шамозита (редкий крап), а также обломками раковин и зернами детритового кварца (светлое). В одном из ооидов присутствует зародыш кварца. Ниже центра расположен обломок фосфатной раковины (крап), заметно абрадированной. Два обломка раковин с волокнистой структурой с краев частично замещаются сидеритом.

в — песчаный железняк Нортхемптон (лейас), Нортхемптоншир, Великобритания. Диамет. 2 мм. Шамозитовые ооиды находятся в шамозитовом иле. Как ил, так и ооиды частично замещаются зернистым сидеритом.

в котором сохраняются лишь теньевые округлые реликты ооидов. В одной и той же породе часто присутствуют почти чисто шамозитовые и более или менее сидеритизированные ооиды (рис. 15-6, *б*), которые, возможно, образовались в различной обстановке, а затем механически смешались при перемещениях по морскому дну. Такие движения, очевидно, способствовали и раскалыванию ооидов. Сидерит часто корродирует также обломочные зерна кварца.

Закисное железо сидерита и шамозита легко окисляется; при выветривании и на дневной поверхности сидерит-шамозитовые породы обычно превращаются в агрегаты лимонита. Гётит, водный окисел железа, встречается в них и в виде темно-бурых ооидов, называемых *железной дробью*, которые могут быть либо первичными, либо образовавшимися в результате окисления шамозитовых ооидов при диагенезе (рис. 15-5, *а*).

Смеси глинистых минералов и сидерита называются *глинистыми железняками*. Оба их компонента совместно отлагались на морском мелководье или в застойных лагунах и озерах. Иногда эти породы образуют выдержанные маломощные пла-

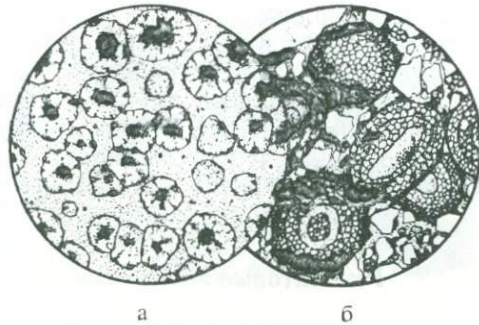


Рис. 15-6. Железняки.

а — сфероиды сидерита в глинистой массе (карбон), округ Лоуренс, Огайо. Диамет. 2,5 мм. Центральная зона большинства сфероидов окрашена окислами железа. Вдоль отдельных почти плоских поверхностей сфероиды сливаются, и в таких сращениях они приобретают полигональную форму. В глинистом материале между сближенными сфероидами чешуйки расположены более или менее тангенциально по отношению к поверхностям сфероидов, что создает участки агрегатной поляризации.

б — песчанистый железняк (эоцен), департамент Бояка, Колумбия. Диамет. 2,5 мм. Образец из пласта, подстилающего гематитовую породу с высоким содержанием железа. Угловатые обломочные зерна кварца (светлое) и сидерит-шамозитовые ооиды включены в шамозитовую основную массу (круп). В основной массе встречаются рассеянные изометричные зернышки сидерита и лимонита (черное). В левой части виден ооид с хорошо выраженным концентрическим строением, сложенный почти исключительно шамозитом; верху — ооид, сложенный исключительно изометричнозернистым сидеритом, тогда как в других тельцах присутствуют оба минерала. Сидерит, вероятно, замещал шамозит. Справа внизу — разломленный ооид.

сты, но чаще — конкреции и линзы в сланцеватых глинах, вмещающих пласты каменного угля.

Особенно интересны глинистые железняки с сидеритовыми сфероидами. Обычно сфероиды имеют диаметр 0,5—1 мм и располагаются в глинистой массе. При малом количестве сидеритовых стяжений такие породы представляют лишь научный интерес, но местами их содержание возрастает настолько, что они непосредственно соприкасаются, и в таких случаях глинистые железняки иногда имеют промышленную ценность (рис. 15-6, *а*). Эти сфероиды, вероятно, образуются в результате перекристаллизации рассеянного сидерита. В угленосных толщах глинистые железняки со сфероидами сидерита часто встречаются в основании пластов глин, подстилающих каменные угли.

Сидерит в сфероидах образует либо волокнистые агрегаты, либо секториальные радиально ориентированные кристаллы, удлиненные параллельно оси *с*, поскольку в положении, перпендикулярном плоскости колебаний поляризатора, они имеют наиболее высокий рельеф. Зональное распределение окраски (различные оттенки бурого цвета) подчеркивает концентрическое строение сфероидов. Помимо железа в состав карбоната обыч-

но входят небольшие количества магния и кальция. В большинстве случаев зародыши в сфероидах отсутствуют, но некоторые из них включают без определенного порядка алевритовые частицы, очевидно встречающиеся на пути роста кристаллов карбоната. Более тонкие частицы, по-видимому, отеснялись большинством сфероидов, и чешуйки глинистых минералов во вмещающей основной массе грубо ориентированы вокруг сфероидов.

Гематитовые железняки

Хорошо известны и иногда имеют важное промышленное значение железняки с преобладанием гематита. К их числу относятся силурийские железные руды формации Клинтон в Аппалачах. Во многих частях света существуют близкие месторождения, как более древние, так и относительно молодые.

Одна из разновидностей железняков этого типа примечательна гематитовыми ооидами. Последние, видимо, возникали в результате осаждения гематита вокруг зародышей и имеют тонкоконтрическое сложение. Гематит микрокристаллический и почти непрозрачный в шлифах, так что внутреннее строение ооидов видно лишь в очень тонких срезах. Однако концентрическая структура хорошо заметна в полированных шлифах благодаря различиям в оттенках темно-красной и бурой окраски отдельных слоев. В некоторых ооидах присутствуют тонкие оболочки шамозита. Последние, видимо, не всегда различимы, так как замаскированы красноватым гематитом.

Обычно в ядрах гематитовых ооидов находятся песчаные или алевритовые зерна, кусочки раковин или обломки ооидов, хотя иногда такие зародыши отсутствуют. В большинстве случаев оолитовые гематитовые железняки фактически представляют собой кластический осадок, поскольку ооиды механически смешаны и более или менее сортированы совместно с другим детритовым материалом. В участках их преобладания ооиды тесно упакованы и заметно уплощены параллельно поверхности напластования. Такие агрегаты с дисковидными, а не сферическими тельцами имеют характерный облик, послуживший поводом для их названия — *руда льняное семя*.

Гематит может образовывать цемент песчаников и алевритистых глин. В связи с большим количеством кварца содержание железа в таких породах меньше, чем в оолитовых железняках, но эти два типа пород постепенно переходят друг в друга. Обычны, например, случаи, когда гематитовые ооиды с ядрами обломочного кварца рассеяны в связующей массе гематитового песка или алеврита (рис. 15-7, в).

Некоторые гематитовые железняки, по существу, представляют собой биогенные породы, в которых гематит осаждался

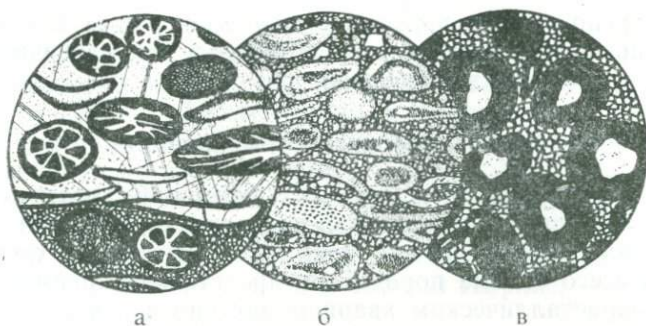


Рис. 15-7. Гематитовые железняки формации Клинтон, Аппалачи.
 а — гематитовый известняк с окаменелостями. Диаметр 3 мм. Все обломки раковин заключены в темно-красный гематит (черное), а затем сцементированы кальцитом. Обратите внимание на ветвящиеся формы мшанок (*Helopora*), нацело заполненные гематитом. В этом образце органогенный кальцит слабо замещается гематитом, но в других случаях такое замещение проявляется гораздо интенсивнее. В верхней части поля зрения основную массу составляет крупнокристаллический кальцит, а в нижней — тонкозернистый агрегат ромбоэдрических кристаллов карбоната, сцементированных гематитом.
 б — шамозитовый прослой в гематитовом известняке, западная часть штата Нью-Йорк. Диаметр 3 мм. Искривленные и удлиненные оолиты шамозита (крап) окружены изометричнозернистым кальцитом, пропитанным гематитом. Концентрически-полосчатые выделения шамозита (крап) обычно образуются вокруг карбонатных зародышей или органогенных обломков и зернистых пеллет. Повсеместно рассеяны мелкие угловатые обломки кварца (светлое). Справа — обломки раковины, сложенные перекристаллизованным кальцитом.
 в — песчаный оолитовый гематитовый железняк. Диаметр 3 мм. Темно-красные гематитовые оолиты, включающие обломочные зерна кварца, располагаются в тонкозернистом кварцевом песке, пропитанном ярко-красным гематитом. Оолиты имеют характерное концентрическое строение, не показанное здесь.

вокруг каждого обломка окаменелостей и выполнял поровое пространство между скелетными обломками (рис. 15-7, а). Местами гематит замещает известковые обломки, в связи с чем возникают особенно высокие концентрации железа. В Аппалачах, где обычны такие железняки, их называют *рудой с окаменелостями* (*fossil ore*). В некоторых из таких гематитовых известняков встречается и сидерит, но его гораздо меньше, чем кальцита.

Обогащенные гематитом осадки обычно переслаиваются с другими мелководно-морскими отложениями. Гематитовые железняки обычно имеют небольшую мощность, но выдержаны по простиранию и более или менее однородны. Поэтому можно предполагать их первично-осадочное происхождение. Гематит мог непосредственно осаждаться в благоприятных условиях из морской воды или замещать другие минералы при раннем диагенезе. Тесное переслаивание гематита и шамозита (соответст-

венно окисно- и закисножелезистого минералов) в некоторых ооидах позволяет полагать, что гематит в них первичный, а не возникал в результате окисления шамозита.

Полосчатые железистые кварциты

Для докембрийских железистых формаций характерна тонкая полосчатость, обусловленная чередованием железорудных и кремнистых слоев. Обычно кремнистый материал составляет 30—40% всего объема породы. Он представлен преимущественно микрокристаллическим кварцем обычно с небольшой примесью железосодержащих минералов. Окисные, силикатные и карбонатные фации железистых формаций, различающиеся по характерным ассоциациям железорудных минералов [6], более или менее сопоставимы с аналогичными фациями относительно молодых железняков. Тем не менее между ними существует несколько примечательных минералогических различий. В докембрийских формациях окислы железа неизменно представлены безводными гематитом или магнетитом, присутствующими порознь или совместно, тогда как водный окисел гётит в них не встречается. Далее, силикаты железа в докембрийских породах безглиноземистые и представлены преимущественно гриналитом, тогда как алюмосиликат шамозит, характерный для фанерозойских железняков, в них не встречается. В обоих случаях железистый карбонат представлен сидеритом, но в качестве второстепенного карбоната в железистых кварцитах чаще встречается доломит, а не кальцит.

Главные железорудные минералы полосчатых железистых кварцитов регионов озера Верхнего и Лабрадора — гематит и магнетит. Чисто окисная фация представлена тонкими пластинами и слоями обычно стально-серого гематита, переслаивающегося с кремнем. Некоторые гематитовые прослои оолитовые, причем отдельные ооиды также состоят из чередующихся concentрических зон гематита и кварца с общим преобладанием того или другого. В других случаях преобладает магнетит, но в отличие от гематита он обычно ассоциируется с силикатами железа и сидеритом. Для карбонатной фации характерен тонкозернистый сидерит, переслаивающийся с кремнем. Иногда сидерит встречается один, но обычно он ассоциируется с силикатами железа и магнетитом. Менее распространен пирит, однако местами, например в горнорудном районе Айрон-Ривер, Мичиган (с. 135), его очень много. Он не встречается в ассоциации ни с магнетитом, ни с гематитом.

Как можно было ожидать, учитывая их докембрийский возраст, многие железистые кварциты в различной степени перекристаллизовались в процессе регионального метаморфизма. В частности, с увеличением степени метаморфизма связано

увеличение размеров зерен в кремнистых пластах. Породы с халцедоновыми и очень тонкозернистыми кремнями, очевидно, слабо изменены и содержат первично-осадочные железосодержащие минералы. Действительно, в некоторых кремнях, например из формации Ганфлинт в Онтарио, выявлены даже остатки примитивных микроскопических растений. Для этих пород характерен силикат гриналит. В метаморфизованных железистых кварцитах присутствуют другие силикаты — миннесотаит, стильпномелан и железистый хлорит, а в некоторых регионах, особенно в Западной Австралии и Южной Африке, — волокнистый рибекит (крокидолит).

Фосфатные осадки

Фосфаты в породах представлены преимущественно апатитом $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$, широко распространенным акцессорным минералом магматических, осадочных и метаморфических горных пород. В осадочных породах встречается обломочный терригенный апатит, особенно характерный для тяжелой фракции многих песчаников, однако в существенно фосфатных осадках он осаждается из морских вод. Ниже поверхностных слоев морская вода практически насыщена в отношении трикальций-фосфата. Это, конечно, чрезвычайно разбавленный раствор, но для поддержания равновесия должно отлагаться столько фосфата кальция, сколько его непрерывно привносится в океан реками. Общий объем осаждающегося апатита очень велик, однако он в основном рассеян в качестве малой примеси во многих осадочных породах.

Местами образуются концентрации этого минерала, слагающего *фосфориты*, в которых чаще всего представлена осадочная разновидность фосфата кальция — *коллофан*. Последний представляет собой скрытокристаллическое вещество с рентгенограммой апатита. Коллофан может быть одной из нескольких известных разновидностей апатита, получивших самостоятельные наименования, в связи с их характерным обликом. Очень мелкие кристаллы коллофана и его низкое двупреломление обуславливают практическую изотропность его в шлифах, хотя иногда видны очень слабое двупреломление и намеки на микроволокнистую структуру агрегатов. От других изотропных или почти изотропных минералов осадочных пород коллофан отличается высоким рельефом (показатель преломления 1,59—1,63). Окраска его варьирует. В шлифах он может быть прозрачным и почти бесцветным, но чаще полупрозрачен и окрашен в коричневато-желтые тона. Интенсивно окрашенные волокнистые разновидности могут плеохроировать. В случае присутствия тонких включений, обычно представленных органическим веществом, коллофан может быть черным и непрозрачным. При диагенезе,

перекристаллизации и при метасоматозе может возникать кристаллический апатит. Последний иногда выстилает каверны, образует кристаллический цемент песчаников и рассеян в различных осадках.

Коллофан в значительной мере имеет биогенное происхождение. Он играет роль главного компонента костей и зубов позвоночных и некоторых морских раковин (например, определенных видов брахиопод) и в такой форме широко рассеян во многих осадках. Фекальные остатки многих организмов также в основном фосфатные, и такое происхождение приписывается многим ооидным фосфатным пеллетам в осадках. Подобно глаукониту органический фосфат накапливается лишь в тех случаях, когда отложение другого осадочного материала идет замедленно. Глауконит и частицы органического коллофана часто встречаются вместе в зеленых песках (рис. 15-3, б и 15-4, в).

Широко распространен и неорганический хемогенный коллофан. Многие фосфориты представляют собой попросту пески, алевроиты или глины, сцементированные коллофаном. В большинстве случаев он образует желваки в глинах. В таких желваках обломочные частицы распределены в замутненном коллофановом материале; создается впечатление, что фосфат осаждался, захватывая и включая в себя небольшое количество детритуса. Эти желваки, видимо, сродни современным коллофановым конкрециям, образующимся в результате медленного хемогенного осаждения на подводных банках, где очень мало накапливается детритуса. Некоторые из них невелики, но другие гораздо крупнее и состоят из множества тонких слоев с различной примесью песка, алевроита, глинистых частиц окислов марганца, а также панцирей фораминифер. Пласты с желваками могут перемежаться с бесфосфатными сланцеватыми глинами, глинами, песчаниками, известняками и кремнями.

В некоторых фосфоритах коллофановый цемент выполняет интерстиции между песчаными зернами. Здесь структура определяется обломочным материалом, а фосфат, вероятно, осаждался при диагенезе. Он обычно бесцветный со слабым дупреломлением. Каждая песчинка окаймляется тонким слоем призматических кристаллитов апатита, ориентированных нормально к поверхности зерен и выступающих в поровое пространство. Поры в случае частичной цементации легко различимы и имеют вид мелких жеод, выстланных мельчайшими кристаллами апатита (рис. 15-8). При заполнении всего порового пространства коллофан кажется скрытокристаллическим, но при внимательном наблюдении выявляется тонкая волокнистость цемента в каемках вокруг каждой обломочной частицы.

Во многих фосфоритах обычны коллофановые ооиды. Они почти всегда округлые и имеют тонкое концентрическое строение, заметное по изменениям окраски (рис. 15-9, а). Большинст-

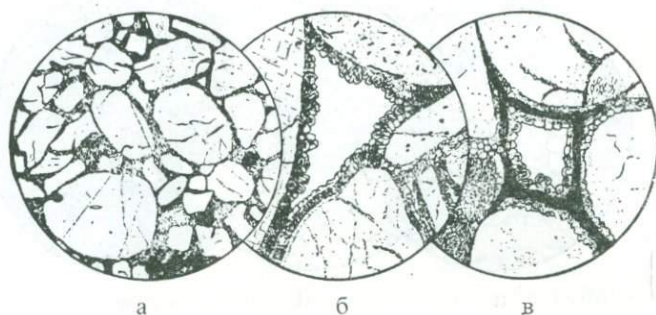


Рис. 15-8. Песчаники с фосфатным цементом, Отаго, Новая Зеландия. Рисунок Хаттона (см.: *Royal Society of New Zealand, Transactions, no 72, pt. 3, 1942, p. 196*).

а — зерна кварца с небольшим количеством альбита и глауконита (темные пеллеты внизу справа) располагаются в микрокристаллическом франколитовом цементе. Диамет. 3 мм.

б — жеодоподобная пустота между детритовыми песчаными зернами. Кристаллы франколита растут радиально от поверхности зерен кварца и альбита. Диамет. 0,7 мм.

в — жеода франколита между зернами кварца. Участки близ зерен глауконита (внизу слева) целиком заполнены франколитом. Диамет. 0,7 мм.

во ооидов кажутся изотропными, хотя в некоторых концентрических слоях проявляется тонкая волокнистость и слабое двупреломление. Во многих фосфатных ооидах ядра отсутствуют, хотя в шлифах они могут просто не попасть в срез, однако в некоторых из них видны центральные зародыши, представленные обломочными зернами, тонкими фосфатными пеллетами или их группами. Иногда в ооидных коллофановых зернах концентрическая структура отсутствует. Они называются *овулями* (рис. 15-9, *в*) в отличие от концентрических слоистых ооидов несомненно аккреционной природы. Такие структуры часто встречаются среди пород пермской формации Фосфория в северной части региона Скалистых гор (рис. 15-9) [8].

По-видимому, коллофан в значительной части представляет собой первичный осадок, но иногда он явно отлагался при диагенетических замещениях. Например, коллофаном замещались некоторые известковые раковины и участки в известняках, вплоть до образования сплошных фосфоритов.

В кластических фосфоритах, отложившихся из морской воды, коллофан может присутствовать в ооидах, овулях, обломках костей и зубов, фосфатизированных обломках раковин и обломках более древних фосфоритов. В конкретных случаях проявляется несколько (рис. 15-9, *а*) или какая-либо одна преобладающая форма выделений коллофана из числа перечисленных выше. Существуют переходы от фосфоритов к обычным осадкам. Не-

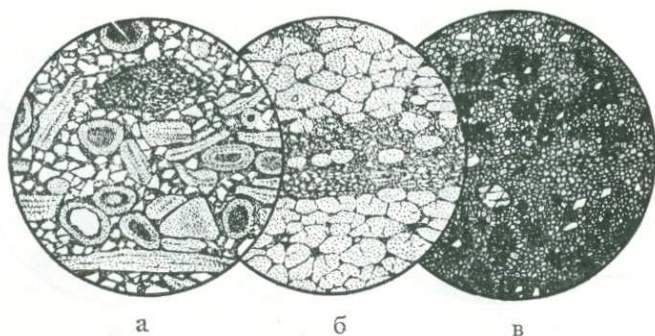


Рис. 15-9. Фосфориты формации Фосфория (пермь).

а — песчаный кластический фосфорит, окрестности Джексона, Вайоминг. Диамет. 3 мм. Коллофан показан крапом, угловатые и полуугловатые обломочные зерна кварца — светлым. Видны обломки костей и фосфатные раковины (некоторые из них, несомненно, были фосфатизированы). Коллофан представлен ооидами и овулями. Вверху, выше центра поля зрения — осколок алевритистой фосфатной породы. Все эти частицы сцементированы коллофаном.

б — фосфатная слоистая глина, Прис, Айдахо. Диамет. 3 мм. Коллофановые овули (слабый крап) в массе слюистой глины (интенсивный крап) с обильными алевритовыми зернами прозрачного кварца. Фосфатные овули плотно упакованы и отчасти деформируют друг друга, хотя и разделены пленками алевритистой глины. Фосфат концентрируется в отдельных слоях (наверху и внизу зарисовки).

в — фосфатный известняк, Конда, Айдахо. Диамет. 3 мм. Темно-бурый или непрозрачный коллофан (черное) образует неправильные выделения в мозаичном агрегате изометричнозернистого кальцита. В последнем также присутствует немного межзернового фосфатного материала. Видны рассеянные обломки кварца (светлое). Обособления коллофана концентрируются в двух горизонтальных слоях. Неправильная форма выделения коллофана, вероятно, обусловлена замещением первичных коллофановых пеллет кальцитом.

которые кластические фосфориты представляют собой концентрации фосфатных желваков, возникших в результате субаэрального выветривания и размыва более древних фосфоритов. Одни из них в основном остаточные, другие перемещены, как, например, фосфоритно-галечные отложения Флориды.

Ангидрит и гипс

Ангидрит CaSO_4 и гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ образуют, по существу, лишь хемогенные осадки. Биогенным путем они вообще не отлагаются, а кластические их отложения крайне редки. Совместно с галитом эти два сульфата — наиболее частые минералы *эвапоритовых* осадков, названных так в связи с их образованием в результате выпаривания (эвапоризации) воды.

Мощные эвапоритовые толщи связаны с многочисленными внутрикратонными бассейнами, например пермским цехштейновым бассейном в северной части Европы и бассейном Салайна силурийско-девонского возраста в регионе Мичиган—Огайо. В них мощность эвапоритов достигает нескольких тысяч метров, а протяженность — многие километры. Полагают, что такие эвапориты осаждались из застойных вод в полузамкнутых или полностью окруженных сушей участках моря. Однако обширные эвапоритовые отложения могут возникать за счет поровых вод в осадках, обнажающихся на аридных надлиторальных равнинах, а также в мелководных озерных соляных бассейнах и плайях. Гипс и ангидрит, например, отлагаются в настоящее время в себхах на южном побережье Персидского залива, где скорость испарения высока, а прибрежные равнины периодически затопляются морской водой. Имеются основания полагать, что по крайней мере некоторые древние морские эвапориты также не осаждались из застойных вод, а представляют собой мощные скопления хомогенных осадков, первоначально отлагавшихся на прибрежных равнинах, а затем после погребения интенсивно преобразовавшихся при диагенезе.

Вследствие большей растворимости по сравнению с другими породами эвапориты особенно чувствительны к диагенетическим изменениям. Насыщенные рассолом, они при воздействии относительно высоких температур и давлений при глубоком погребении перекристаллизовываются с замещениями одних минералов другими. В некоторых эвапоритах в таких взаимозамещениях участвуют различные сложные высокорстворимые соли, как это имеет место на Штасфуртских месторождениях в ФРГ. В последних, как это показал Вант-Гофф в начале нашего столетия, такие перестраивающиеся соляные ассоциации представляют, по существу, метаморфические системы, находящиеся в состояниях термодинамического равновесия. Одно из диагенетических изменений, превращение ангидрита в гипс, сопровождается резким увеличением объема, которое обычно вызывает очень напряженное и сложное смятие пластов. Можно ожидать, что при глубоком погребении должно происходить и обратное превращение гипса в ангидрит. Установлено, что гипс обычно встречается лишь на относительно небольших глубинах.

Во многих случаях отложения гипса и ангидрита встречаются вместе с обломочными породами, илами или песками, и в большинстве эвапоритовых бассейнов отложение сульфатов непосредственно предворялось и сменялось седиментацией известняков и доломитов. Гипс и ангидрит могут также замещать литифицированные карбонатные породы или выполнять в них каверны, а также образовывать аутигенный цемент в детритовых отложениях. В связи с этим наряду с очень чистыми осадками гипс и ангидрит нередко образуют отложения с примесями пес-

ка, алеврита, глинистых частиц и карбонатов, особенно доломита. Кроме того, малые примеси в них представлены магнезитом, гематитом, углеродистым пигментом, пиритом, баритом и целестином.

Ангидрит — бесцветный ромбический минерал с хорошо выраженной спайностью в трех направлениях под прямым углом друг к другу. Двупреломление у него умеренное (цвета интерференции второго и третьего порядка), а показатель преломления довольно высокий (1,57—1,62), что обуславливает заметный рельеф. У гипса, напротив, низкий показатель преломления (1,53±), слабое двупреломление, а совершенная спайность наблюдается только в одном направлении, тогда как в двух других, располагающихся не под прямыми углами, она плохо выражена.

Для ангидрита характерны: 1) мозаичные агрегаты тесно прилегающих друг к другу зерен, обычно с прямоугольным габитусом, но иногда бесформенных; 2) агрегаты удлиненных или пластинчатых кристаллов с неправильными границами, часто образующих веерообразные группы, но иногда ориентирующихся взаимно параллельно; 3) неоднородные агрегаты, в которых прямоугольные порфиробласты или радиально-лучистые группы удлиненных кристаллов располагаются среди мозаики мелких ксеноморфных зерен. Размеры зерен изменяются от очень мелких до крупных. Неясно, какие агрегаты ангидрита следует считать кристаллобластовыми. Однако несомненно, что при глубоком погребении ангидрит перекристаллизовывается. Наиболее обычные формы ангидрита показаны на рис. 15-10.

В большинстве ангидритовых пород присутствуют магнезительные карбонаты. Это преимущественно доломит, но обычны и магнезит, тогда как кальцит относительно редок. Иногда агрегаты доломита включены в ангидрит и, возможно, замещены им (рис. 15-10, а, б). Наиболее характерны тонкозернистые массы доломита, зажатые между радиальными пластинками ангидрита. Однако в некоторых случаях присутствуют идиоморфные ромбоэдры доломита (рис. 15-10, в) или мелкие округлые его зерна, рассеянные в мозаичном агрегате ангидрита и иногда включенные в его монокристаллы. Это значит, что наряду с замещением доломита ангидритом возможна и одновременная их кристаллизация, а также замещение ангидрита доломитом.

В некоторых пластах ангидрита повсеместно рассеяны слюдяные глинистые минералы, обычно сопровождающиеся песком и выделениями кирпично-красных окислов железа. В таких случаях осаждение ангидрита, очевидно, происходило одновременно с привнесом тонких кластических обломков. Чаше осаждение ангидрита чередуется с привнесом детритуса, и тонкие слои последнего в виде песка, глины или мергеля перемежаются с ангидритовыми. Такие относительно выдержанные переслаивания

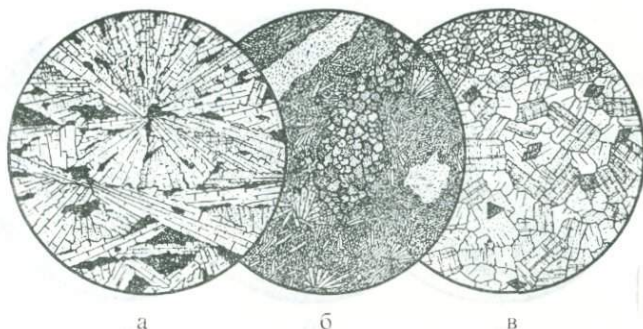


Рис. 15-10. Ангидрит.

а — радиально-лучистые агрегаты крупнокристаллического ангидрита (пермь), Штасфурт, ФРГ. Диамет. 3 мм. Пластинчатые кристаллы ангидрита (слабый крап и спайность) растут радиально из одного центра в поле зрения и из еще нескольких вне поля зрения. Между кристаллами ангидрита располагаются микрозернистые агрегаты доломита или магнезита. Края зерен ангидрита неправильные.

б — неоднородное строение ангидрита (миссисипий), округ Хантс, Новая Шотландия. Диамет. 3 мм. В тонкозернистом ангидрите рассеяны более крупные призматические кристаллы этого минерала, а также радиально-лучистые их скопления. Повсеместно присутствуют неправильные пятнышки изометричнозернистого доломита (в центре), частично замещенного ангидритом. Местами ангидрит замещается гипсом, образующим мелкие жилки и неправильные пятна (светлая штриховка).

в — гранобластовый агрегат ангидрита (пермь), Эйсleben, Тюрингия. Диамет. 3 мм. Мозаичный агрегат короткопризматических прямоугольных кристаллов ангидрита со спайностью в двух взаимно перпендикулярных направлениях с рассеянными включениями идиоморфных кристаллов доломита (интенсивный крап). Слоистость обусловлена различиями в зернистости ангидрита.

постепенно переходят в полосчатые глины с линзочками ангидрита. Последний также обычно присутствует в виде примеси во многих месторождениях каменной соли.

На умеренных глубинах, где имела место частичная гидратация грунтовыми водами, ангидрит и гипс встречаются совместно. Гипс здесь образует неправильные гнезда или жилы, замещающая ангидрит (рис. 15-10, *в*). Встречаются монокристаллы ангидрита, пересеченные сложной сетью жилок гипса, или крупные порфиробласты последнего, включающие мелкие реликты ангидрита с единой оптической ориентировкой.

Близ поверхности обычны породы, сложенные одним гипсом. Размер и форма зерен в этих породах даже в пределах одного образца могут изменяться. Некоторые пласты гипса сложены тонкозернистыми, плотно прилегающими друг к другу ксеноморфными зернами, которые, по-видимому, представляют собой волокна, плохо определяемые при скрещенных николях. В таких агрегатах почти невозможно распознать границы между кристаллами. Иногда в них обособляются более крупные кристал-

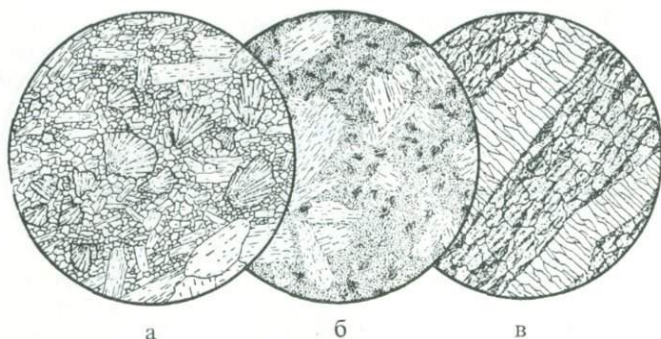


Рис. 15-11. Гипс.

а — гипс с примесью барита (кейпер), Вюртемберг, ФРГ. Диаметр 3 мм. Относительно крупные таблитчатые кристаллы гипса располагаются в массе мелких изометричных его зерен. Рассеянные радиально-лучистые группы кристаллов барита, вероятно, частично замещены гипсом.

б — гипс (плиоцен), остров Сан-Маркос, Калифорнийский залив, Мексика. Диаметр 3 мм. Мозаичный тонкозернистый агрегат неясноволокнистого гипса с включениями более крупных кристаллов (порфиробластов) этого минерала. Большинство порфиробластов имеют неправильные очертания, но некоторые почти идиоморфны (вверху).

в — глинистый гипс (силур), округ Монро, Нью-Йорк. Диаметр 3 мм. Гранобластовый мозаичный агрегат среднезернистого гипса с удлиненными линзочками слюдистой глины (более темное) сечется двумя жилками чистого гипса. Отметим, что границы зерен гипса не связаны с глинистыми линзочками. Две жилки, выполненные поперечно ориентированными призматическими кристаллами гипса, располагаются приблизительно параллельно напластованию. Порода, вероятно, представляет собой перекристаллизованный содержащий гипс глинистый сланец.

лы также с нечеткими границами и имеющие форму волокон (рис. 15-11, *б*). В других случаях волокнистость отсутствует, и тесно прилегающие ксеноморфные изометрические зерна гипса со сложными границами погасают резко. Иногда такие породы равномернозернистые (обычная структура алебаstra), но чаще размеры зерен в них заметно различаются (рис. 15-11, *а*). В жилках и жилкоподобных линзочках, как параллельных напластованию, так и секущих его, призматические и волокнистые кристаллы гипса ориентируются нормально к стенкам жилок (рис. 15-11, *в*). Гипс легко деформируется при стрессе в условиях небольшого всестороннего давления. В связи с этим в гипсовых породах зерна часто изогнуты, что хорошо наблюдается в сечениях, параллельных $\{100\}$.

Гипсовые, как и ангидритовые, слои иногда загрязнены примесями, среди которых наиболее обычны глинистые минералы, песок и карбонаты. Примеси либо обогащают тонкие выдержанные слои, либо образуют рассеянные прерывистые линзочки, параллельные поверхности напластования (рис. 15-11, *в*). Эти

примеси обычно первичные и отлагались совместно с сульфатом кальция в усыхающем бассейне. Однако во многих аридных регионах гипс кристаллизуется как более поздний минерал в почвах и приповерхностных пластах, образуя тонкозернистые смешанные породы, называемые *гипситами*. В отличие от последних крупные прозрачные кристаллы называют *селенитом*¹. Он часто отлагается грунтовыми водами в глинистых сланцах, обогащенных органическим веществом, а также в песках, где монокристаллы гипса могут включать бесчисленные обломочные зерна.

Литература

Серия статей по петрографии и происхождению известковых и кремнеземистых пелагических осадков, а также обобщение данных глубоководного бурения см. в книге: *Hsu K. J., Jenkyns H. C., Pelagic Sediments on Land and under the Sea, Special publication of the International Association of Sedimentologists, no. 1 (1974).*

Сжатый современный обзор особенностей и генетических проблем железняков и железистых кварцитов см. в работе: *Stanton R. L., Ore Petrology, New York: McGraw-Hill, 1972, pp. 399—453.*

Фосфориты, отложившиеся на континентальных шельфах у побережий Перу и Южной Африки, описаны соответственно в двух статьях: *Manheim F., Rowe G. T., Jipa D., Journal of Sedimentary Petrology, vol. 45 (1975): pp. 243—251; Birch G. F., Journal of Sedimentary Petrology, vol. 49 (1979): pp. 93—110.*

Общие сведения об эвапоритах можно найти в сборнике избранных наиболее важных статей: *Kirkland D. W., Evans R., eds., Marine Evaporites: Origins, Diagenesis, and Geochemistry (Stroudsburg, Pa: Dowden, Hutchinson, and Ross, 1973).*

См. также работы:

1. См. *Folk R. L., Pitman J. S., Journal of Sedimentary Petrology, vol. 41 (1971): pp. 1045—1058.* О позднплейстоценовых кремнях, образовавшихся в озере Магади, см.: *O'Neil J. R., Hay R. L., Earth and Planetary Science Letters, vol. 19 (1973): p. 259.*
2. *Bramlette M. N., U. S. Geological Survey Professional Paper, no. 1212 (1946); Murata K. J., Larson R. R., U. S. Geological Survey Journal of Research, vol. 3 (1975): pp. 553—566.*
3. См., например: *Robertson A. H. F., Sedimentology, vol. 24 (1977): pp. 11—30.*
4. *Folk R. L., McBride E. F., Journal of Sedimentary Petrology, vol. 48 (1978): pp. 1069—1102.*

¹ В отечественной литературе селенитом называют тонковолокнистые кристаллы гипса, обладающие шелковым блеском и иногда окрашенные в красивый розовато-желтый цвет. Такой селенит в больших количествах добывается близ города Кунгура на Урале и издавна используется как недорогой, но очень красивый поделочный камень. Селенит здесь образует в палеозойских мергелях поперечно-волокнистые жилки, как на рис. 15-11, в, но имеющие мощность 10—15 см и более. Для крупных прозрачных кристаллов гипса можно применить старое русское название «марьино стекло». — *Прим. ред.*

5. См., например: *Knauth L. P.*, *Geology*, vol. 7 (1979): pp. 274—277.
6. *James H. L.*, *Economic Geology*, vol. 49 (1954): pp. 235—293; *James H. L.*, *U. S. Geological Survey Professional Paper*, no. 440-W (1966).
7. *Barghoorn E. S.*, *Tyler S. A.*, *Science*, vol. 147 (1965): p. 563.
8. Сведения о стратиграфии и литологии формации Фосфория в западной части Вайоминга см.: *Sheldon R. P.*, *U. S. Geological Survey Professional Paper*, no. 313-B (1963).

Часть третья

Метаморфические породы

Глава 16. Метаморфизм и его литологические признаки

Метаморфизм: природа и общий обзор

Минералы изверженных пород кристаллизовались как стабильные фазы в контакте с силикатным расплавом главным образом при температурах приблизительно 650—1100 °С и давлениях, варьирующих от приповерхностных до соответствующих более глубинным уровням коры (5—10 кбар). Многие изверженные породы сами по себе приближаются к многофазным системам, внутренне равновесным при определенном *PT*-режиме в пределах указанных выше интервалов. Некоторые аутигенные и органогенные минералы осадков стабильны в условиях поверхности (а такие, как адуляр, арагонит и опал, лишь метастабильны). Даже обычные обломочные минералы — кварц, полевые шпаты и белые слюды, хотя и образовались в обстановке более высоких температур, сохраняются в течение долгих циклов выветривания, переноса, отложения и захоронения, обнаруживая, таким образом, относительную устойчивость в поверхностных условиях и в присутствии воды.

Большие массы осадков и вулканических пород, испытавших погружение под действием тектонических сил — например, при опускании бассейна или при погружении и деформации продуктов заполнения океанических глубоководных желобов — попадают таким образом в чужую обстановку высоких температур и давлений, что само по себе с течением времени приводит к устойчивому состоянию. Это положение может еще осложниться глубинной интрузией, особенно гранитной или гранодиоритовой магмы. Поднимающиеся плутоны создают около себя очаги высокой температуры. Там, где крупная интрузия более или менее синхронна с орогенией, как это обычно бывает, она может существенно влиять на тепловой режим региона. Даже сами плутонические породы в процессе постконсолидационного охлаждения и частичной эрозии кровли подвергаются воздействию физических условий, существенно отличных от тех, при которых они кристаллизовались. Таким образом, на глубинных уровнях коры, где породы пребывают миллионы лет, господствуют существенно иные *PT*-условия по сравнению с теми, в которых они сформировались. Внутренние минералогические и

структурные изменения, самопроизвольно происходящие в ответ на изменение внешних условий, и представляют в совокупности процесс метаморфизма — процесс, происходящий в твердой породе без участия расплава. Все метаморфические изменения, поскольку они являются самопроизвольными, должны в соответствии с законами термодинамики приводить к понижению свободной энергии системы; другими словами, они ведут к новому состоянию равновесия, регулируемого внешними условиями температуры и давления. Будет ли когда-нибудь достигнуто истинное состояние равновесия, зависит от кинетических факторов — достаточной продолжительности процесса и ускоряющего влияния проникающих водных флюидов, сдвигового напряжения (способствующего течению в твердом состоянии и порождающего энергию напряжения в отдельных кристаллах) и прежде всего высокой температуры (поскольку с повышением температуры скорости реакций возрастают экспоненциально).

Продуктами метаморфизма и предметом нашего внимания являются *метаморфические породы*. Между метаморфическими породами, с одной стороны, и осадочными или магматическими, с другой, нельзя провести резкой границы. Минералы, возникающие при начальном метаморфизме в условиях низких температур, идентичны тем, которые седиментологи обычно считают диагенетическими, — это «хлориты», «белые слюды» (оба термина в широком смысле), цеолиты, альбит, кварц и карбонаты. Петрологическая интерпретация в этих случаях просто отражает позицию отдельного исследователя. Сейчас всеми признано, что новообразованные цеолиты, прениты и хлориты, в виде матрицы включающие обломочные кварц и полевошпат в граувакках, — нормальные предшественники более глубоких преобразований, которые только и могут быть названы метаморфическими.

На другом конце шкалы глубин, несомненно, должны переключаться режимы метаморфизма и частичного плавления. Породами, которые, как полагают, отражают эти условия, являются *мигматиты*: в штуфе или обнажении они выглядят полосчатыми и грубослоистыми породами с чередующимися слоями темного метаморфического и светлого «гранитного» (вероятно, магматического) материалов. Мигматиты широко распространены на обширных площадях континентальных щитов и на глубинных уровнях подвижных поясов.

Различные типы метаморфизма

В соответствии с общим описательным подходом, принятым в этой книге, мы будем рассматривать минералогические и структурные характеристики метаморфических пород, основываясь на микроскопических наблюдениях с учетом условий их

залегания в поле. Вопросы петрогенезиса выходят за рамки данного обзора и обсуждаются в петрологической литературе (например, F. J. Turner, 1981). Мы полностью исключаем из рассмотрения тектонические модели, включающие метаморфизм. Они должны строиться на основе объективных данных петрографии и полевых геологических наблюдений, а не наоборот.

Предлагаемая читателю схема различных типов метаморфизма негенетична, что вполне соответствует принятому нами описательному подходу, и достаточно проста. Эта двучленная схема, основанная на давно устоявшихся классических определениях, приводит в соответствие весь комплекс данных многочисленных лабораторных исследований с соответствующими полевыми геологическими наблюдениями. Два главных типа метаморфизма — *контактовый* и *региональный*, причем последний гораздо более важен как по площадному распространению, так и по тектоническому значению. К этим главным типам мы добавим более мелкую категорию ограниченного *дислокационного*¹ метаморфизма, продукты которого проливают свет на процессы нарушения пород, залегающих вдоль глубинных разломов. Для облегчения последующего изложения вводятся дополнительные термины; некоторые из них имеют генетический оттенок: например, метаморфизм «погребения» и метаморфизм «океанического дна», относящиеся к региональному метаморфизму, и «гидротермальный» метаморфизм как особая разновидность контактового метаморфизма, развивающаяся под воздействием горячих водных флюидов.

Контактовый метаморфизм

Контактовый метаморфизм развивается в непосредственном окружении интрузивного plutона и прямо связан с интрузивным актом. Породы, испытавшие воздействие контактового метаморфизма, образуют *контактовый ореол* шириной от нескольких метров до 2—3 км, окаймляющий интрузивный контакт. В таких ореолах обычно наблюдается концентрическая зональность; от периферии к контакту вмещающие породы теряют свой первоначальный облик, в них развиваются новые явно метаморфические минеральные ассоциации, изменяются структуры и размер зерен. Явление прогрессивного метаморфизма, при котором, по мере возрастания интенсивности метаморфизма, появляются ряды последовательных минеральных ассоциаций, впервые было описано Розенбушем столетие назад в контактовом ореоле в Вогезах. Ореол отчетливо отражает радиальный градиент температуры, создаваемый центральным плутоническим телом. Возь-

¹ В советской литературе этот тип обычно называется *динамометаморфизмом*. — Прим. перев.

мом обычный случай — гранодиоритовый плутон и допустим, что уже начавшая кристаллизоваться при 750—800 °С магма быстро внедряется. Разработанные Джегером модели остывания показывают, что в непосредственном контакте температуры, по видимому, достигают максимума (вероятно, 550—600 °С) вскоре после акта внедрения. Далее от контакта в ореоле, развитом в кварцитах и глинистых сланцах, максимальные температуры должны понижаться и достигаться все позже, например температура в 350 °С (минимум, необходимый для эффективного протекания реакций) на расстоянии 3—4 км от контактов цилиндрического плутона, имеющего в поперечнике 5 км, будет достигнута через несколько миллионов лет после внедрения. Контактное воздействие зависит главным образом от минимального измерения плутона и в меньшей степени — от температуры магмы. Широко известно, например, что вдоль контактов многих пластовых тел диабазов и габбро мощностью в сотни метров (внедрившихся, вероятно, при 1000 °С) контактовый метаморфизм проявлен лишь в пределах нескольких метров от их подошвы, тогда как под крупными расслоенными интрузиями габбро мощностью в несколько километров метаморфизм может быть значительным.

В ореолах, окружающих гранодиоритовые плутоны (особенно вблизи контактов), могут встречаться удивительные гидротермальные изменения, вызванные системами циркуляции воды, которые возникают во вмещающих породах под термальным воздействием внедряющегося магматического тела. Часть воды, вероятно, имеет магматическое происхождение, но изотопный состав кислорода измененных пород свидетельствует о том, что значительная часть содержащейся в них воды привнесена из самих вмещающих пород. Этот аспект контактового метаморфизма, очень важный для исследователей рудогенеза и составляющий интересное направление в минералогии контактового метаморфизма, в данной книге не может быть освещен сколь угодно подробно.

Дислокационный метаморфизм

Дислокационный метаморфизм в значительной мере микроструктурное явление, пространственно связанное с разломами глубокого заложения. Он также эффектно проявлен в некоторых докембрийских поясах интенсивной региональной проникающей деформации. Сопоставимые структуры были получены в гранитных породах и перидотитах, подвергавшихся одностороннему сжатию в лабораторных условиях при общих давлениях около 5 кбар, температурах 300—500 °С и высокой скорости нарастания напряжений (сокращение размера на несколько процентов в час). В таких условиях многие кристаллические

породы испытывают течение без нарушения сплошности, при котором они сохраняют прочность и сцепление, хотя слагающие их кристаллы изгибаются, разрываются и частично перекристаллизуются. Дислокационный метаморфизм связан только с таким типом нарушений, который, и это следует подчеркнуть, не нужно путать с хрупким разрывом, дроблением и потерей прочности, широко проявляющимися в условиях поверхности.

Региональный метаморфизм

Наиболее распространены и минералогически наиболее разнообразны метаморфические породы, издавна традиционно относившиеся к очень обширной категории пород, связанных с *региональным метаморфизмом*. Большинство регионально-метаморфизованных пород обладает характерной листоватой (сланцеватой) текстурой — признаком интенсивной деформации; но это ни в коем случае не является обязательным, особенно для начальных стадий метаморфизма. Некоторые минералы (скажем, альмандин, ставролит и кианит) — типичные продукты регионального метаморфизма; но лишь очень немногие являются исключительно метаморфогенными и имеют ограниченную область существования. Единственный универсальный критерий регионального метаморфизма — это большая площадь распространения (обыкновенно многие тысячи квадратных километров) и отсутствие какой-либо отчетливой связи проявлений метаморфизма с интрузивными телами того же возраста. Для нынешнего образа геологического мышления с позиций тектоники особенно удобно выделение единого всеобъемлющего типа регионального метаморфизма. Таким образом сводятся воедино все многочисленные и разнообразные термодинамические режимы, сопоставимые с конкретными тектоническими позициями. Породы, испытавшие региональный метаморфизм, действительно служат наиболее надежными данными для построения количественных моделей тектоники плит.

На обширных площадях эродированных тектонических поясов оказалось возможным откартировать, в каждом случае на базе пород какого-либо выбранного литологического типа (например, пелитов), серии зон возрастающей интенсивности метаморфизма. Каждой зоне присуща своя характерная минеральная ассоциация. Увеличение интенсивности (или повышение степени) метаморфизма приблизительно соответствует повышению температуры, хотя и другие факторы, особенно давление и флюидный состав, также могут влиять на характер зональности. Границы зон, *изограды*, отмечаются появлением или исчезновением минералов-индикаторов в последовательности *прогрессивных* (проградационных) минеральных преобразований. Классическая последовательность зон в пелитовых сланцах Грампи-

анского нагорья в Шотландии характеризуется последовательным появлением биотита, альмандинового граната, ставролита, кианита и силлиманита. Изограды и зоны, которые они разделяют, носят соответственные названия: ставролитовая зона, например, лежит между изографами ставролита и кианита. Довольно близкие, но не идентичные типы зональности были прослежены в песчано-сланцевых толщах других метаморфических поясов, особенно в Скандинавии, Японии, Аппалачах, Альпах и Новой Зеландии. Изучены также зональные серии, сформировавшиеся в других литологических типах пород, особенно в породах базальтового состава в широком смысле.

Большинство споров, которые одно время велись вокруг причин регионального метаморфизма и возможной роли деформаций, плутонических интрузий и даже коровых глубин, теперь утихли. Сегодня установлено, что региональный метаморфизм — явление многогранное, где причины и следствия не всегда четко разделены. Метаморфизм проявляется на различных глубинах в широком диапазоне тектонических и географических условий — под океаническим ложем, на нижних уровнях глубоких бассейнов осадконакопления, в мощной архейской коре и, конечно, в эродированных корнях континентальных подвижных поясов. Во всех случаях он связан с температурами и давлениями, значительно превосходящими поверхностные. В целом он, вероятно, охватывает диапазон от 3 до 15 кбар и от 200 до 750—800 °С. Любой известный или заданный набор условий метаморфизма в пределах этого общего спектра, вероятно, реализуется сегодня в некоторых участках континентальной коры на глубинах свыше 5 км. В океанической коре возможные условия метаморфизма ограничиваются более низкими значениями температур и давлений. Следует отдавать себе отчет в том, что режимы теплового потока в подвижных секторах коры, если рассматривать их в масштабе миллионов лет, по большей части оказываются временными.

Таким образом, региональный метаморфизм в самом общем виде можно рассматривать как разнообразную минералогическую и структурную реакцию пород коры на временные *PT*-условия ограниченного диапазона. Последние в свою очередь отражают термические пертурбации в подстилающей мантии и флуктуации локальной способности пород коры самих генерировать тепло внутри себя, например, за счет радиоактивного распада урана и калия или за счет экзотермических метаморфических реакций (особенно гидратации или карбонатизации). С отклонениями от состояния тепловой стабильности тесно связаны длительные и повторяющиеся динамические возмущения и вспышки «гранитного» плутонизма. Признаками первых в метаморфических породах являются складчатые структуры, а в более мелком масштабе — проникающие структуры течения (слан-

цеватость, плейчатость). Едва ли можно сомневаться в том, что стресс и вызываемое им течение (напряжение), о котором свидетельствуют эти структуры, оказывают сильное влияние на ускорение метаморфических реакций. Поэтому неудивительно, что нерассланцованные породы низкой степени метаморфизма, драгированные с океанического дна или образовавшиеся в прогибающихся бассейнах и геосинклинальных толщах при «метаморфизме погребения», как правило, преобразованы лишь частично.

Взаимоотношения регионального метаморфизма и «гранитно-го» плутонизма заслуживают дальнейших комментариев. Многие из крупных «гранитных» батолитов, обнажающихся в подвижных поясах, не имеют прямого отношения к региональному метаморфизму пород, в которые они внедрились. Радиологическое датирование в таких случаях показывает разрыв во много миллионов лет между метаморфическим циклом и гораздо более поздним актом внедрения. Но гранитный магматизм, более или менее синхронный с региональным метаморфизмом, — также обычное явление. Глубоко под областями развития метаморфизма или в любом месте, где благодаря еще не вполне понятным процессам интенсифицировался тепловой поток, получили развитие прожилки гранитного расплава мощностью обычно несколько сантиметров и даже до метра и более, связанные с частичным плавлением метаморфических пород. Везде, где это имеет место, метаморфический и магматический процессы сопрягаются. Если количество жидкой фазы становится значительным, то большая масса, частью жидкая, частью состоящая из кристаллов, может стать достаточно подвижной, чтобы перемещаться в виде единого целого. Другие полностью жидкие гранитные магмы могут развиваться вследствие отжимания фазы расплава от нерасплавленного метаморфического остатка. По мере гравитационного всплывания таких тел они могут оставлять на своем пути след в виде пород, нагретых до точки начала плавления. Мигматиты — породы, сложенные вмещающим метаморфическим субстратом, пронизанным полосами и жилами «гранита», — имеют региональное распространение во многих областях регионального метаморфизма высокой степени. Многие такие породы, особенно в докембрийских толщах, вероятно, представляют вышеописанные условия: гранитные полосы в них образовались за счет частичного плавления метаморфических вмещающих пород. Другие мигматиты, особенно возле крупных интрузивных тел гранитов, по-видимому, являются результатом густой инъекции гранитного расплава в прилегающие метаморфические породы. К таким породам применяется термин *инъекционные гнейсы* или *артериты*. В обоих типах мигматитов, по мере кристаллизации жидкой фазы, между жидкими и твердыми компонентами мигматита происходят ин-

тенсивные реакции, в результате которых границы между гранитной и метаморфической составляющими мигматитов становятся постепенными и нечеткими. Такие постепенные переходы некогда рассматривались, на наш взгляд, в большинстве случаев ошибочно, как свидетельство того, что твердая порода гранитизируется без участия фазы силикатного расплава.

Изложенная выше общая картина метаморфизма — предварительная и в деталях отличается от той, какую дают другие авторы. Она предлагается в качестве рабочей основы для интерпретации петрографии метаморфических пород.

Некоторые особенности строения метаморфических пород

Рост кристаллов в твердой среде

Студенты, до сих пор знакомые лишь с петрографией магматических пород, должны прежде всего осознать, что метаморфические структуры совершенно отличны по значению от некоторых магматических структур, которые они внешне напоминают. Это объясняется тем, что метаморфическая структура образуется путем роста кристаллов обычно нескольких различных минеральных видов, конкурирующих друг с другом за пространство; они не погружены в гомогенный расплав, а находятся в непрерывной твердой среде. Физические свойства кристаллических тел — особенно связанные со скоростью роста и стабильностью пограничных поверхностей отдельных зерен — меняются не только от одного минерала к другому, но и по различным направлениям отдельного кристалла. Этими различиями в значительной мере обусловлены детали структуры метаморфических пород. Подобные различия играют роль также и при формировании магматических структур, но здесь они затушеваны гораздо большими физическими различиями между кристаллическими твердыми телами вообще и фазой расплава, внутри которого эти твердые тела развиваются.

Ниже перечислены некоторые из наиболее характерных особенностей строения метаморфических пород и кратко отмечено их значение.

Кристаллобластический ряд

Термин *кристаллобластический* применяется к текстурным и структурным соотношениям, возникающим при росте кристаллов в процессе метаморфизма. Зерно метаморфогенного минерала, ограниченное собственными кристаллическими гранями, называется *идиобластическим*, а бесформенное кристаллическое

зерно — *ксенобластическим*. Вслед за Бекке, основателем современной метаморфической петрографии, метаморфогенные минералы можно разместить в обобщенной последовательности — *кристаллобластическом ряду (в порядке идиобластичности)*, где каждый минерал проявляет тенденцию к развитию идиобластических поверхностей в контакте с любым другим минералом, расположенным в этом ряду ниже:

Рутил, сфен, магнетит, турмалин, кианит, ставролит.

Гранат, андалузит.

Эпидот, цоизит, лавсонит, форстерит.

Пироксены, амфиболы, волластонит.

Доломит, кальцит.

Скаполит, кордиерит, полевые шпаты, кварц.

Из этого общего правила есть исключения, например в хлоритовых сланцах сфен, несмотря на его высокое положение в кристаллобластическом ряду, встречается в виде округлых каплевидных зерен. Тем не менее это правило выдерживается достаточно хорошо, чтобы служить ценным критерием разграничения метаморфических и магматических пород. Роговообманково-плаггиоклазовая порода с идиоморфными кристаллами плаггиоклаза определенно должна быть магматогенной, т. е. должна представлять собой диорит или уралитизированное габбро, а не метаморфический амфиболит. Те же, кто все еще считает возможным приписывать гранитам происхождение за счет метасоматизма твердых пород (вид метаморфизма), должны как-то объяснить, почему для плаггиоклазов гранитов хорошо развитые грани обычны, а в плаггиоклазах типичных метаморфических пород они никогда не наблюдаются. Пока этот факт удовлетворительно объяснялся только тем, что на некоторых, а возможно, и на всех стадиях эволюции структуры гранита кристаллы соприкасаются с силикатным расплавом.

Место минерала в кристаллобластическом ряду, очевидно, некоторым образом связано с кристаллическими структурами составляющих его минералов. Ортосиликаты, характеризующиеся относительно плотной упаковкой ионов, занимают верхнюю часть ряда; затем следуют силикаты цепочной, ленточной и листовой структур и, наконец, в самом низу ряда проявляются силикаты со свободной упакованными открытыми решетками трехмерного типа. Стабильность растущей поверхности раздела определяется свойствами решеток соприкасающихся кристаллов.

Порфиробласты

Во многих метаморфических породах крупные кристаллы (порфиробласты) одного или более минералов ассоциируются с гораздо более мелкими зернами других минералов (рис. 16-1, а, в и 17-1, а, б). Поскольку некоторые минералы (напри-

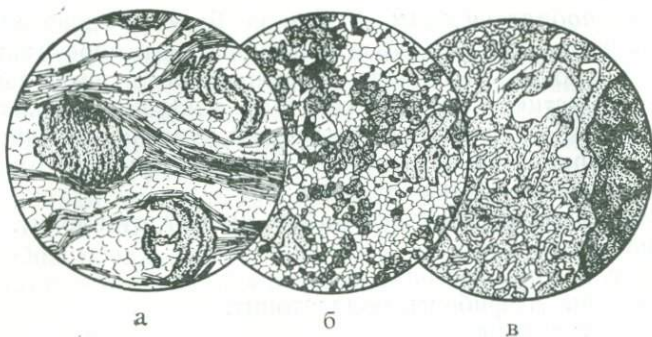


Рис. 16-1. Метаморфические структуры.

а — порфиробластовая структура кварц-гранат-слюдяного сланца. Пертшир, Шотландия. Диамет. 5 мм. Порфиробласты граната содержат изогнутые дожки графитовых включений, расположение которых указывает на вращение растущих порфиробластов по часовой стрелке.

б — гранобластовая структура гранат-гиперстен-плагноклазового гранулита, Хартмансдорф, Саксония. Диамет. 2 мм. Два самых крупных зерна — алмандиновый гранат.

в — пойкилобластовая (ситовидная) структура скарна, Даутфул-Саунд, Новая Зеландия. Диамет. 1 мм. Справа розовый андрадитовый гранат, слева часть большого зерна эпидота с включениями кварца и кальцита.

мер, гранат, кианит, ставролит, андалузит, кордиерит, альбит) обычно образуют порфиробласты и так как большинство из них занимают высокое положение в кристаллобластическом ряду, то, по-видимому, способность минерала образовывать зерна больших размеров, по крайней мере частично, зависит от его кристаллической структуры. Однако играют роль и другие факторы. В некоторых случаях (например, когда вблизи гранитов в сланцах развиваются порфиробласты микроклина) определяющим фактором является наличие некоторых ионов (в данном случае K^+) в поровых флюидах, поступающих из внешнего источника (гранита). Однако такое объяснение неприемлемо для тех случаев, когда порфиробласты минерала (например, слюды) заключены в основной массе, содержащей гораздо более мелкие кристаллы того же минерала. Здесь порфиробласты и мелкие зерна могли развиваться на разных стадиях метаморфизма.

Часто, но далеко не всегда порфиробласты стремятся принять идиобластические очертания; замечательное исключение представляют кордиерит и альбит. Они переполнены включениями других минералов, захваченных растущим порфиробластом, в результате чего образуется *ситовидная*, или *пойкилобластовая*, структура (рис. 16-1, *в*). Поскольку эти включения сохранились с дометаморфической или раннеметаморфической стадии развития породы, они могут содержать интересные сведения об истории метаморфизма. Следует, однако, быть внимательными

и не путать их с включениями более позднего происхождения, например включениями слюды, образованной при гидротермальном изменении вмещающего полевого шпата, или хлорита, развивающегося за счет граната. Во многих порфиروبластах эти вторичные включения часто заметно ориентированы по отношению к кристаллической решетке самого порфиробласта, например плоскости $\{001\}$ чешуек мусковита могут быть параллельными плоскостям $\{001\}$ или $\{010\}$ вмещающего альбита.

Сланцеватость (листоватость) и линейность

Термин *сланцеватость* (или *листоватость*) может применяться ко всякой параллельной текстуре метаморфогенного происхождения, которая обуславливает свойство породы расщепляться на плоские пластинки. В породах, испытавших деформацию при метаморфизме, сланцеватость проявляется почти всегда. Правильный *кливаж* (slaty cleavage) аспидных сланцев (slates), плоскопараллельная отдельность слюдяных сланцев и менее бросающаяся в глаза и несколько неправильная листоватость кварц-полевошпатовых сланцев (иногда называемая *гнейсовидной* текстурой) — все они попадают в общую категорию сланцеватости. В некоторых породах наблюдается несколько пересекающихся сланцеватостей. Термин «s-поверхности», введенный Зандером, является почти синонимом сланцеватости, но имеет несколько более широкое значение в том смысле, что он применяется к любому набору параллельных поверхностей, метаморфического или иного происхождения, которые можно различить в текстуре метаморфической породы. Например, реликтовая слонистость представляет собой разновидность s-поверхности, хотя к породе, в которой она сохранилась, не следует применять термин «сланцеватость».

Сланцеватость обычно сопровождается следующими особенностями текстуры или некоторыми из них:

1. Тенденция пластинчатых кристаллов слюдистых минералов и призматических кристаллов таких минералов, как амфибол или эпидот, располагаться субпараллельно плоскости сланцеватости (рис. 16-2, а, б). Это пример того, что в структурной петрологии называют «предпочтительной ориентировкой минералов в соответствии с внешней формой зерен» в противоположность *гранобластовым* структурам равномерно-зернистых несланцеватых пород типа роговиков (рис. 17-3, в), зерна которых имеют случайную ориентировку.

2. Еще более сильная, хотя и труднее распознаваемая тенденция большинства минералов к кристаллографической ориентировке, несмотря на то что их внешняя форма может быть совершенно неправильной: ксенобластические зерна кварца могут стремиться к ориентировке своих оптических осей параллельно

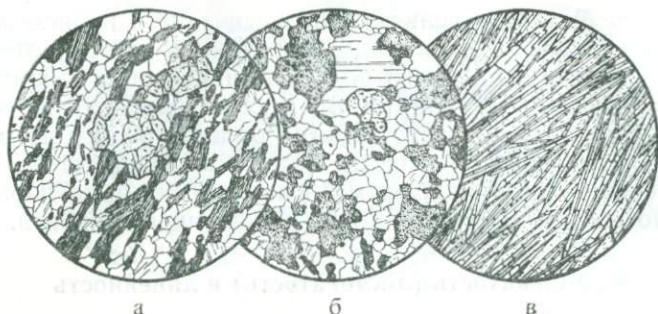


Рис. 16-2. Метаморфические структуры: сланцеватость.

а — параллельная ориентировка листочков слюды в андезин-кварц-биотит-гранатовом сланце, Лейк-Манапури, Новая Зеландия. Диамет. 2,5 мм. Срез, перпендикулярный сланцеватости и линейности. Зерна с высоким показателем преломления — сфен.

б — та же порода. Диамет. 2,5 мм. Срез, параллельный сланцеватости. Спайность {001} большинства зерен биотита субпараллельна плоскости шлифа.

в — вытянутые параллельно иглы амфибола в антофиллит-талек-хлоритовом сланце, Честнат-Хилл, Пенсильвания.

сланцеватости, бесформенные зерна кальцита могут направлять свои оптические оси приблизительно перпендикулярно к сланцеватости и так далее. Это называется «предпочтительной ориентировкой в соответствии с кристаллографической структурой».

3. Плоские поверхности внутренних дислокаций, соответствующие главной сланцеватости или (так называемый «кливаж сдвига», strain-slip cleavage) пересекающие более раннюю систему *s*-поверхностей.

4. Структуры течения, возникающие при обособлении простых минеральных ассоциаций контрастного состава в перемежающихся прослоях мощностью обычно от 1 до 10 мм и параллельные сланцеватости (например, чередование кварцево-альбитовых прослоев с мусковит-хлорит-эпидотовыми). Такая слоистость, результат «метаморфической дифференциации» первично однородной породы, иногда ошибочно принимается за слоистость, унаследованную от материнской породы. Ее не следует смешивать с магматогенной полосчатостью мигматитов.

5. Параллельное расположение вытянутых элементов текстуры в одном направлении, лежащем в плоскости сланцеватости, называемое *линейностью*. Этими параллельными элементами могут быть призматические кристаллы (например, роговой обманки или эпидота, рис. 16-2, *в*), шестоватые минеральные агрегаты (например, кварца или полевого шпата), оси микроскладок или линии пересечения различных систем сланцеватости. Линейность придает поверхностям сланцеватости характерную «зернистость», легко распознаваемую в поле. *Брусчатая текстура*

представляет собой очень грубомасштабную линейность, при которой линейными элементами служат макроскопически различимые шестоватые выделения минералов (обычно кварца).

Возможное динамическое значение сланцеватости обсуждалось на протяжении более столетия. Она всегда считалась явлением, связанным с напряжениями, изучение которого может дать сведения относительно динамики и кинематики регионального метаморфизма. Однако интерпретации контролирующих систем стресса и реологических моделей течения и растрескивания породы вызвали споры. Развивается ли сланцеватость под прямыми углами по отношению к направлению простого регионального сжатия, вызванного нагрузкой вышележащих толщ или стискивающими движениями соседних жестких сегментов коры? Или же, наоборот, это результат послойного скольжения на плоскостях высоких сдвиговых напряжений? Играет ли метаморфизм решающую роль в процессе течения? Или ориентировка пластинчатых и игольчатых минералов происходит за счет их пассивного вращения в текучей массе? Сегодня большинство таких вопросов кажутся чересчур примитивными, хотя и не бессмысленными. Лучшему пониманию смысла тонких и разнообразных структурных соотношений особенно способствовали два фактора.

Первый — это предположение Зандера о том, что наибольшее значение следует придавать кинематике (режимам течения), а не динамике (системам сил) деформации породы и что ключ к пониманию кинематики лежит в симметрии общего сланцеватого, линейного и складчатого строения породы. Решающее значение в этой связи приобретают данные геометрических измерений на обнажениях, в штуфах и прежде всего под микроскопом. Появлению второго фактора способствовали идеи Зандера. Начатые и энергично проводимые Григгсом, лабораторные эксперименты при высоких всесторонних давлениях, дифференциальных стрессах и температурах привнесли в петрологию новые представления о прочностных свойствах, механизмах течения и возникающих напряжениях (в таких обычно хрупких каменных материалах, как кальцит и кварцит) в условиях метаморфизма на разных уровнях коровых глубин.

Накопившиеся к настоящему времени данные по структурному анализу и лабораторным экспериментам позволили сделать некоторые простые обобщения, полезные для описательной петрографии. Плоскопараллельная сланцеватость, по-видимому, обычно соответствует плоскости максимального растяжения (перпендикулярной максимальному сжатию) в испытываемом напряжении блоке породы. «Кливаж осевой плоскости», который действительно легко развивается вблизи осей складок скалывания, представляет собой проявление проникающего ламинарного скольжения и приблизительно совпадает с плоскостью

максимального растяжения в массе интенсивно смятых пород. Главная линейность в таких породах обычно представляет собой пересечение кливажа (сланцеватости) — плоскости активного скольжения¹ — с *s*-поверхностями первичной слоистости (или более ранней сланцеватости), которая претерпела пассивное вращение в нынешнюю конфигурацию в ходе процесса скольжения. Такая линейность, рассматриваемая сама по себе, может не иметь однозначного кинематического значения. Структурные исследования свидетельствуют о том, что в *s*-поверхности главной сланцеватости скольжение обычно направлено под большим углом, реже параллельно или точно перпендикулярно к региональному направлению скольжения. Наконец, петрографы давно различают кливаж сдвига и связанные с ним плоскости кливажа, выраженные в виде отдельных поверхностей позднего скольжения.

Реликтовые структуры

Реликтовые структуры, унаследованные от материнской породы, дают ценные сведения о происхождении и дометаморфической истории некоторых метаморфических пород. В ряде метаморфических роговообманково-плагиоклазовых пород (амфиболитов) наблюдаются порфиновые и офитовые структуры, называемые соответственно *бластопорфировыми* и *бластоофитовыми*, которые, очевидно, были унаследованы от материнской породы изверженного происхождения. В метаморфизованных конгломератах обычно также можно различить первоначальные гальки, несмотря на то что они обычно бывают вытянуты и расплющены. Во многих метаморфизованных осадках слоистость в ходе метаморфизма сохраняется и позволяет судить о структурной эволюции метаморфической области.

Общая классификация метаморфических пород

Основы классификации и терминология

Общепринятые классификации метаморфических пород основаны в первую очередь на структурных признаках, легко различимых в штуфах. Объективно выделяемые структурные группы полностью метаморфизованных пород однозначны и немногочисленны и позволяют ориентироваться в широком диапазоне условий метаморфизма — отличать региональный метаморфизм от контактового, низкую степень от высокой и так далее. Минералогические критерии также учитываются, а в нескольких первич-

¹ Реологическое поведение сланцеватых пород в условиях медленно нарастающего напряжения в присутствии воды, по-видимому, довольно близко к вязкому течению на внутренних поверхностях при слабом сдвиговом стрессе.

ных определениях даже преобладают (например, амфиболит, мрамор, кварцит). Но так же как и в случае магматических пород, между типами метаморфических пород, связанных постепенными переходами, ни на структурной, ни на любой другой основе резких границ провести нельзя. То, что один наблюдатель именуется *филлитом*, другой назовет *кристаллическим сланцем* (schist). К одной и той же породе могут одинаково хорошо подходить термины «загрязненный сланцеватый мрамор» и «известковый сланец». Происходили целые баталии по поводу наименования конкретной породы *кристаллическим сланцем* или *гнейсом*, и за каждым термином стояли солидные доказательства опытных геологов. Такие споры обычны, когда речь идет скорее о семантике, чем о самих породах, потому что нельзя установить точный количественный барьер между двумя типами пород, от природы связанными постепенными переходами.

Явления метаморфизма слишком разнообразны, чтобы их можно было обсуждать только с точки зрения структуры. Поэтому в общепринятую терминологию входят и другие критерии, дополняющие или идущие вразрез с первичной классификацией. Широко используются три категории объективных описательных признаков.

1. *Минералогические*: преобладающие минералы используются в качестве приставки (обычно сложной) к более общему термину, например биотит-гранатовый сланец, роговообманково-пироксеновый гнейс, андалузитовый роговик.

2. *Химические*: отражают простые особенности химизма породы, например магнезиальный сланец, железистый кварцит.

3. *Протолитические*: подчеркивают природу материнской породы (протолита), например пелитовый роговик (образовавшийся по глинистому сланцу), гранодиоритовый гнейс, метабаза́лт, метаграувакка.

Название, данное в поле согласно этой схеме, требует дальнейшего петрографического подтверждения. Эта терминология проста и легко усваивается даже на элементарном уровне, она достаточна для обсуждения самых широких и фундаментальных вопросов метаморфического петрогенезиса и не перегружена минералогическими или географическими деталями и редкостями, которые не имеют большого значения. Тем не менее она достаточно гибка, чтобы в ней нашлось место и для открываемых вновь разновидностей пород, могущих иметь важное значение для петрологии; в этой связи можно упомянуть сапфириновые гранулиты и кварц-жадеитовые метаграувакки. Остается надеяться, что к общей пользе петрологов, геохимиков и тектонистов классификация метаморфических пород сохранится в ее нынешней свободной, но практической форме, не скованной какой-либо всеобъемлющей международной схемой точной номенклатуры.

Первичная терминология на основе структуры

Цели и ограничения. Употребляющаяся ныне широкая терминология во многом наследует классическую номенклатуру, разработанную почти сто лет назад. Она предназначена для простой цели — обеспечить необходимую основу для общего обсуждения явлений метаморфизма между геологами независимо от их специализации. Как показано ниже, определения обычных типов метаморфических пород являются описательными и не затрагивают генетических представлений. Даже для новичка очевидно, что названия некоторых типов пород сами по себе содержат генетическую информацию: роговики предполагают наличие контактового ореола; кристаллические сланцы отражают степень метаморфизма более высокую, чем глинистые сланцы и филлиты, и т. д. На такого рода выводах основана общая схема изложения, принятая в гл. 17—20; но здесь, поскольку мы сталкиваемся с породами впервые, представляется логичным опустить генетическую сторону в интересах их объективного определения.

В предлагаемой схеме наименований пород полностью отсутствует количественная сторона: структура, главный из используемых критериев, не поддается рассмотрению в количественных категориях. Даже размер зерна трактуется свободно и не связан какими-либо жесткими рамками, как это оказалось удобным в системах номенклатур изверженных и осадочных пород.

Естественные переходы между типами пород в метаморфической литологии представляют собой общее правило. По этой причине, а также в связи со свободным употреблением структурных терминов геолог, изучающий метаморфические породы, не найдет на этих страницах точную систему номенклатуры, в которой любая обычная порода занимала бы вполне определенное место. Вместо исчерпывающих четких определений мы предлагаем набор описательных характеристик, каждая из которых применима к большинству, но, безусловно, не ко всем породам, отнесенным к какой-либо определенной группе. Можно сказать, чем *большинство* кристаллических сланцев отличается от *типичных* гнейсов и как *большинство* роговиков отличить от *большинства* гранулитов. Именно этим мы теперь собираемся заняться. Это не означает, однако, что мы отрицаем существование переходных типов (некоторые из них имеют глобальное распространение), к которым с равным успехом можно приписать либо то, либо другое наименование. Мы полагаем, что полезны неоднозначные описательные термины: «сланцеватый роговик», «филлитовый сланец», «рассланцованный мрамор» и т. д.

Соотношение сланцеватости и размера зерен. В приводимой ниже схеме особое внимание уделяется степени, виду и правильности и рассланцовки и тесно связанной с ней характеристи-

ке — размеру зерна (свободно определяемому как мелкий, средний и крупный, не устанавливая количественных пределов). Достаточно беглого взгляда на штуф, чтобы определить, рассланцован он или нет, и выяснить степень и характер сланцеватости. От этих свойств зависит, как колется образец молотком (лучше всего это делать на обнажении). Аспидные сланцы расщепляются очень тонко; кристаллические сланцы (как и аспидные сланцы) выкалываются из обнажения в виде пластин; гнейсы раскалываются менее правильно; излом роговиков обычно бывает раковистым или неровным.

Если исходный материал первоначально был мелкозернистым (глина, илстые осадки, тонкий вулканический пепел), то в претерпевших складчатость породах рано развивается кливаж сланцеватости. Доминирующий признак текстуры в этом случае — максимально правильная плоскопараллельная рассланцовка (кливаж). В то же время размер зерна начинает возрастать, но все еще остается по принятому здесь определению *мелким* (кристаллы листовых силикатов, вероятно, не более 100 мкм в поперечнике). При прогрессивном метаморфизме через филлит к кристаллическому сланцу сланцеватость становится более заметной, но менее правильной, а размер зерна постепенно возрастает до 1—2 мм (среднее зерно). Если исходная порода сама была средне- или крупнозернистой, деформационный метаморфизм приводит к развитию довольно грубой рассланцовки, которая под действием нарастающих напряжения и перекристаллизации постепенно становится более правильной. Однако в то же время в перекристаллизующейся основной массе, включающей более грубые реликтовые зерна, сохранившиеся от исходной фазовой ассоциации, размер зерна поначалу уменьшается. Затем, по мере дальнейшего развития метаморфизма, порода, теперь уже во всех отношениях вполне метаморфическая, становится более крупнозернистой. В результате опять образуется среднезернистый кристаллический сланец, сланцеватость которого в большинстве случаев подчеркивается сегрегацией светлых и темных компонентов в чередующихся полосах мощностью в несколько миллиметров.

Совершенство рассланцовки зависит не только от истории деформации породы, но даже в большей степени от кристаллографического габитуса главных минералов. Преобладание субпараллельных пластинчатых чешуек листовых силикатов — особенно слюд и хлоритов — или вытянутых призм и волокон амфибола существенно влияет на столь характерное для кристаллических и глинистых сланцев свойство расщепляться.

Сильно рассланцованные породы. *Аспидные сланцы* — это мелкозернистые метаморфические породы с совершенной плоскопараллельной сланцеватостью (*кливаж сланцеватости*), которая обычно под большим углом сечет реликтовую слоистость

(все еще различимую в штуфах и обнажениях по чередованию различно окрашенных полос). Сегрегационная полосчатость в них отсутствует. Исходными породами для большинства из них служили глины, илы или тонкий вулканический пепел. Главные минералы представлены бесцветными листовыми силикатами и хлоритами, точно определить которые можно только с помощью рентгенометрии. Во внешней зоне некоторых контактовых ореолов находят узловатые сланцы, испещренные бугорками относительно грубых зернышек слюды и хлорита или порфиробластами андалузита (рис. 17-1, а).

Филлиты — переходные породы от аспидных сланцев к более высокометаморфизованным породам, местами сходного состава. Размер зерна заметно крупнее, чем в аспидных сланцах, поверхность излома обычно обладает шелковистым блеском (благодаря более крупной зернистости), который придают ей чешуйки слюды и хлорита, уже ясно различимые и вытянутые вдоль плоскостей сланцеватости. Сама сланцеватость, будучи все еще заметной и правильной, может осложняться секущими вторичными s-поверхностями (как при кливаже скольжения), линейностью и зарождающейся сегрегационной полосчатостью.

Кристаллические сланцы — сильно сланцеватые породы, обычно обладающие линейностью, средне- и крупнозернистые (размер зерен приблизительно от 0,2 мм до 1 см в максимальном измерении), в большинстве случаев богатые листовыми силикатами, среди которых в пелитовых сланцах преобладают мусковит, биотит и хлорит (в некоторых породах присутствует хлоритоид), а в магнезиальных — антигорит и тальк. Они легко расщепляются при ударе молотком, распадаясь на пластинки с параллельными краями. Как правило, хорошо заметны сегрегационная полосчатость и линейность. Расщепляемость некоторых пород связана с параллельным расположением призм и волокон амфибола, а не только с присутствием листовых силикатов, но в целом в данной группе пород преобладают последние.

Гнейсы в большинстве более крупнозернистые, чем кристаллические сланцы, и минералы изометрического габитуса (особенно кварц, полевой шпат, а в некоторых породах гранат, роговая обманка или пироксен) сильно преобладают над листовыми силикатами (последние представлены почти исключительно биотитом и мусковитом). Сланцеватость, хотя все еще заметная в штуфах и обнажениях, менее правильна, чем в кристаллических сланцах. Слюды и роговые обманки проявляют тенденцию к обособлению в виде прерывистых полос и изогнутых линзочек, плавно огибающих порфиробласты граната и крупные кварц-полевошпатовые глазки. Таким образом, сланцеватость хотя еще и заметна, но расплывчата; это отражается в тенденции образцов иметь неправильный скол поперек рассланцевания. Несмотря на ясно видимую сланцеватость, гнейсы обычно

расщепляются слабо. Между сланцеватыми гнейсами и кварц-полевошпатовыми сланцами имеются постепенные структурные и минералогические переходы.

Слабо сланцеватые и несланцеватые породы. Для описываемого ниже типа пород рассланцовка, хотя и в отдельных случаях имеется (иногда заметная), не является диагностическим признаком. А в некоторых из них, особенно роговиках, кварцитах и мраморах, обычно совсем нет признаков сланцеватости.

Гранулиты — обычно довольно равнозернистые породы с размером зерна от среднего до крупного, почти или полностью лишенные минералов слюдистого или игольчатого габитуса. Преобладающие минералы — кварц, полевые шпаты, альмандинный гранат и (в одной группе) пироксены. Гранулиты большей частью лишены каких бы то ни было водных минералов, за исключением тонких листочков биотита и, в породах, переходных к амфиболитам, переменных количеств роговой обманки. Имеются два главных типа гранулитов (с обычными переходными разновидностями): светлые кварц-полевошпатовые породы¹ и плотные темноокрашенные породы (первоначально базиты), сложенные главным образом кристаллами пироксена и плагиоклаза. В кварц-полевошпатовых гранулитах обычно видна сланцеватость, обусловленная субпараллельными тонкими линзочками агрегатов среднезернистого кварца, а в некоторых из этих пород рассланцовка подчеркивается изолированными чешуйками темной слюды. Во многих пироксеновых гранулитах сланцеватость практически отсутствует и структура является гранобластовой (рис. 16-1, б). Некоторые из них литологически не отличаются от крупнозернистых пироксеновых роговиков и граница между этими двумя группами может быть проведена лишь на основе полевых наблюдений.

Амфиболиты — темноокрашенные метаморфические породы от средне- до довольно крупнозернистых, главными минералами которых являются роговая обманка и плагиоклаз (в качестве дополнительных подчиненных минералов могут присутствовать эпидот, хлорит, биотит или гранат). Степень сланцеватости широко варьирует. Если кристаллы роговой обманки имеют призматический габитус или если есть биотит и хлорит, порода может иметь явно сланцеватый облик. В других амфиболитах рассланцовка совершенно отсутствует, и порода раскалывается на неправильные обломки.

Кварциты — большей частью несланцеватые метаморфические породы, сложенные кварцем.

Мраморы — породы, сложенные главным образом кальцитом, реже доломитом. Некоторые мраморы обнаруживают резкую

¹ Сюда попадает большинство *лептитов* и *лептинитов* некоторых европейских петрологов.

сланцеватость, связанную с обособлением второстепенных силикатных составляющих — флогопита, амфиболов, пироксенов и окислов железа — или, в некоторых случаях, с параллельным расположением блестящих чешуек графита. Некоторые мраморы несут на себе следы напряжений, в том числе пластического течения отдельных зерен кальцита, которые вследствие этого приобретают линзовидные очертания, придавая породе макроскопически незаметную, но выявляющуюся под микроскопом проникающую сланцеватость.

Эклогиты — эффектные средне- и крупнозернистые породы, в которых кристаллы густо-красного граната заключены в среднезернистую массу зеленого пироксена — натрового омфациита. Некоторые разновидности содержат зеленый амфибол или кианит.

Роговики обычно лишены всяких следов сланцеватости, тонкозернистые разности их имеют раковистый излом. Для них характерна гранобластовая структура, но во многих роговиках гранобластовая основная масса включает беспорядочно ориентированные крупные порфиробласты таких минералов, как андалузит, кордиерит, биотит, роговая обманка и гранат. В некоторых роговиках имеются признаки сланцеватости, обусловленные тенденцией чешуек слюды к параллельной ориентировке. В других видимость сланцеватости (но не сопровождающейся способностью расщепляться) придает породе реликтовая слоистость, теперь выраженная различиями в минеральном составе. Роговики охватывают большой диапазон химических и минеральных составов, что отражает большое разнообразие в протолитологии. Для пелитовых роговиков типичны слюды, андалузит и кордиерит. В известково-силикатных роговиках, развившихся по загрязненным карбонатным осадкам, обильны такие минералы, как диопсид, гроссуляр-андрадит, эпидот, везувиан, волластонит и тремолит. Большинство роговообманково-плагноклазовых и пироксен-плагноклазовых роговиков образовалось по основному магматическим породам.

Породы, испытавшие механические напряжения. *Милониты* — тонкозернистые породы, образовавшиеся при механической переработке более крупнозернистых, химически стабильных пород. Их характерные признаки — стекловатый облик и близкий к раковистому излом, полосчатость и присутствие овоидов или миндалевидных глазков недеформированных исходных пород, плавающих в развальцованной и тонкокристаллической массе (рис. 18-1). То, что выглядит в милонитах как «грануляция», теперь приписывают отжигу сильно напряженных зерен, а не растиранию. В самом деле, милониты — это крепкие, прочно спаянные породы.

Филлониты — породы, напоминающие филлиты и макроскопически обычно от них неотличимые, но образовавшиеся, подоб-

но милонитам, за счет «грануляции» первоначально более крупнозернистых пород. В них широко протекают процессы химической переработки, приводящие к образованию шелковистых пленок слюды на плоскостях сланцеватости. Истинная природа филлонитов выявляется только по видимым под микроскопом реликтам исходной породы — особенно по реликтовым зернам таких минералов высокой ступени метаморфизма, как гранат.

Тип породы и ступень метаморфизма: предварительные замечания. Классическая терминология, на которой, по существу, основан предыдущий раздел, прочно установилась задолго до того, как были разработаны представления о ступенях метаморфизма. По этой причине, а также идя навстречу очевидным нуждам общего образования, мы тщательно избегаем вопроса о ступенях метаморфизма в связи с обычной петрографической терминологией. Тем не менее очевидно, что имеется широкая, но ни в коем случае не точная корреляция между типом породы, условиями ее залегания и режимом метаморфизма. Эта тема развивается в последующих главах. Однако с самого начала следует усвоить, что дать породе название в соответствии с учебными или музейными требованиями — само по себе только начало. Даже начинающий исследователь должен отдавать себе отчет о сущности обобщений, подобных перечисленным в нижеследующих кратких замечаниях, и быть готовым встретиться со многими исключениями.

Роговики встречаются почти исключительно в ореолах контактового метаморфизма, и роговиковые ассоциации, такие, как пироксен + плагиоклаз и кварц + ортоклаз + силиманит (или андалузит), лишенные водных минералов, представляют в этой обстановке максимальную ступень метаморфизма.

Кристаллические сланцы того или иного типа являются наиболее обычными породами во всем поле регионального метаморфизма, кроме самой низкой и самой высокой ступеней. Глинистые сланцы и филлиты встречаются только в зонах начального метаморфизма низкой ступени. На другом конце шкалы, где породы почти полностью обезвожены, максимальную ступень метаморфизма представляют гранулиты. Амфиболиты и гнейсы типичны для средней и высокой (но не максимальной) ступеней.

Некоторые породы очень простого минерального состава, например кварциты и мраморы, встречаются почти в любой метаморфической обстановке, другие — более ограничены, например серпентиниты распространены в низкотемпературных зонах регионального метаморфизма и особенно метаморфизма погребения. Эклогиты, в основном биминеральные, но сложные по химизму, являются метаморфическими породами, вынесенными из очень глубоких источников в нижней коре или верхней мантии.

Наконец, милониты и филлониты ограничены зонами интенсивных кратковременных напряжений, какие обычно наблюдаются вдоль зон достоверных крупных разломов. В такой обстановке приспособление минеральной ассоциации к местному *PT*-режиму не в состоянии успеть за чисто механическим напряжением, вызывающим вязкое течение без разрыва сплошности или полную потерю прочности породами, испытываемыми это воздействие (как показывают лабораторные эксперименты).

Таким образом, определение типа породы на основе широко трактуемых структурных критериев дает важные ключи как для понимания природы исходных пород, так и физического режима и вероятной обстановки метаморфизма. Но для того чтобы детально исследовать и проверить такие представления, мы должны обратиться к самим метаморфическим минеральным ассоциациям и геологическим соотношениям пород, которые отражены на карте.

Нетектониты в региональном метаморфизме. На начальных стадиях регионального метаморфизма в таких первично массивных породах, как граувакки и базальты, начинают развиваться новые минеральные ассоциации, в которых отсутствует как сланцеватость, так и какие-либо иные различимые признаки предпочтительной ориентировки минералов. Таким образом, текстура сохраняет нетектонический характер. Породы такого типа — нерассланцованные метаграувакки, спилиты и массивные серпентиниты — могут обнажаться на площадях, измеряемых сотнями квадратных километров. Этим породам, считавшимся ранее «неметаморфизованными», сейчас придается большое значение как продуктам метаморфизма низкой ступени. Они состоят из реликтовых минералов, сохранившихся от материнской породы, в различных количествах (в зависимости от степени метаморфизма) рассеянных в мелкозернистой массе истинно метаморфических минералов — кварца, цеолитов, альбита, белых слюд, хлоритов, пренита, пумпеллиита, эпидота и других. По мере того как породы этой общей категории испытывают все возрастающую деформацию, в них развивается заметная сланцеватость, и, таким образом, через стадию *полусланцев*¹ они постепенно превращаются в полностью переработанные кристаллические сланцы.

Химические классы метаморфических пород

Многие классы пород, ранее выделяемые по структурам, можно подразделять по минеральному составу, который отражает валовой химический состав и метаморфическую фацию.

¹ Этимологически неудачный термин, введенный одним из нас (Тернером), но ставший теперь общеупотребительным.

Детали минералогии излагаются в последующих главах. Пока достаточно отметить, что распространенные метаморфические породы по химизму делятся на шесть главных классов. В каждом из них удобно выделять два подкласса. Породы первого подкласса отличаются избытком SiO_2 и содержат кварц; вторые характеризуются дефицитом SiO_2 и кварца не содержат.

1. Производные пелитовых (глиноземистых) осадков (глины, глинистые сланцы, илы).

2. Производные кварц-полевошпатовых пород (песчаники и кислые магматические породы).

3. Производные известковых осадков (известняки и доломиты, которые в качестве примесей могут содержать кварц и глинистые минералы).

4. Производные основных и близких к ним магматических пород, включая туфы, — спилиты, зеленые сланцы, амфиболиты и другие.

5. Гидротермально измененные перидотиты — серпентиниты, талькиты и связанные с ними породы и их производные, например тальково-антофиллитовые сланцы.

6. Производные железистых осадков (особенно кремнистых).

Чтобы избежать повторений, эти широко определенные классы в дальнейшем будут именоваться (1) пелитовым, (2) кварц-полевошпатовым, (3) известковым, (4) основным, (5) магниезальным и (6) железистым (с марганцовистыми вариантами).

Метаморфические фации: введение в петрогенезис

Возможности и ограничения петрографии

Минеральный состав отдельного образца метаморфической породы обычно однозначно раскрывает ее литологическое происхождение (протолитологию) в общих категориях. Порода определяется как метабазаальт, метаграувакка, доломитовый мрамор и т. д. Но в породе имеется также скрытая информация, позволяющая судить о более широких вопросах, касающихся *PT*-режимов регионального метаморфизма и возможной роли проникающего напряжения в метаморфическом процессе. Эти сложные предметы соответствующим образом изложены в более специализированных книгах по метаморфическому петрогенезису (например, F. J. Turner, 1981) и структурному анализу. Но здесь уместно познакомить читателя с основами петрогенезиса, введя минералогически обоснованное понятие о метаморфических фациях и показав его роль в выяснении физических условий метаморфизма в региональном масштабе.

Понятие метаморфической фации

Во втором десятилетии нашего века финский геолог Эскола ввел и разработал минералогическую концепцию, которая стала краеугольным камнем всей современной метаморфической петрологии. Она основана на изучении петрографии и химизма метаморфических пород и минералов. Продукты метаморфизма рассматриваются не как отдельные образцы, а в совокупности как природные ассоциации пород различных типов — и чем шире разнообразие их химизма, тем лучше. Отдельная метаморфическая фация — это единица, охватывающая все типы метаморфических пород, залегающих обычно в тесной взаимосвязи в региональных областях сравнимой степени метаморфизма. Следует подчеркнуть, что в понятие фации не входит возраст или географическое положение. Все минеральные ассоциации хлоритовой и биотитовой зон в Шотландских нагорьях, в Аппалачах, в Альпах или на юге Новой Зеландии принадлежат одной фации. К другой относятся андалузит-кордиеритовые и роговообманково-плагноклазовые роговики и ассоциирующиеся с ними тремолит-диопсидовые мраморы контактовых ореолов Сьерра-Невады в Калифорнии и в любой другой провинции, где развит посттектонический гранодиоритовый магматизм. Каждая фация, таким образом, характеризуется сложным парагенезисом — набором минеральных ассоциаций, неповторимая *совокупность* которых и определяет фацию¹. Равным образом неповторима общая, а нередко и точная корреляция в пределах любой фации между минералогией и химизмом породы. В одной фации породы базальтового состава неизменно представлены амфиболитами (роговая обманка + плагноклаз), а ассоциирующиеся с ними метапелиты — парагенезисом кварц + слюда + гранат (с кианитом или ставролитом); в другой химически эквивалентными ассоциациями будут соответственно хлорит + альбит + эпидот + актинолит (\pm кальцит) и кварц + мусковит + хлорит + альбит + эпидот.

Несмотря на то что каждая фация на основании петрографических данных, наблюдаемых непосредственно на обнажении, определяется негенетически, генетическое понятие фации исключительно велико. Привлекая опыт экспериментальной геохимии, петрологи законно вступают в более субъективную область, где они могут ввести данные метаморфических фаций в модели *PT*-режимов метаморфизма, в системы с циркулирующим флюидом и даже в имеющие более отдаленную связь с метаморфизмом тектонические системы. Короче говоря, с помощью понятия

¹ Некоторые ассоциации, например кварц + мусковит + биотит + полевой шпат и диопсид + кальцит, встречаются более чем в одной фации. Несмотря на неоднократные попытки использовать понятие фации как основу для классификации отдельных типов пород, этот подход неправильный.

фации объективные данные метаморфической петрографии вводятся в русло никогда не стоящей на месте петрогенетической мысли.

Наименования фаций

Чтобы охватить все минералогические явления метаморфизма, достаточно дюжины фаций. В соответствии с терминологией Эсколы каждую фацию (за исключением одной или двух) называют по типичному, но не обязательно уникальному типу породы. Попытки усовершенствовать эту систему путем ввода более точно определенных субфаций — как это делалось время от времени — приводили к путанице. В любом конкретном регионе действительно обычно можно выделить местные субфации; но их индивидуальность отражает лишь вариации местных условий, обусловленные геологической обстановкой. Попытки придать этому более общее значение не служат пользе дела и вносят элемент искусственности, способный лишь ввести в заблуждение.

В принятой здесь схеме мы по возможности стараемся сохранить окончательную терминологию, предложенную Эсколой, изменяя ее лишь для согласования с более новыми данными и ставшими общепринятыми отклонениями (см. F. J. Turner, 1981, pp. 204—210).

Фации контактового метаморфизма (перечислены в порядке повышения ступеней)

1. Альбит-эпидот-роговиковая.
2. Роговообманково-роговиковая.
3. Пироксен-роговиковая.
4. Санидинитовая.

Фации регионального метаморфизма низкой ступени

В породах, подвергшихся начальному метаморфизму:

5. Цеолитовая.
6. Пумпеллиитовая (с пренитом или актинолитом).

В существенно или полностью переработанных породах:

7. Лавсонит-альбит-хлоритовая.
8. Голубых (глаукофановых) сланцев.
9. Зеленых сланцев.

Фации регионального метаморфизма высокой ступени

10. Амфиболитовая.
11. Гранулитовая.
12. Эклогитовая.

Краткая характеристика каждой фации будет дана в последующих главах.

Графическое изображение данных

Диаграммы состав — парагенезис. Основные соотношения между минеральным парагенезисом и химизмом породы, характерные для данной фации, могут быть наглядно изображены

с помощью диаграмм состав — парагенезис типа разработанных Эсколой свыше шестидесяти лет назад. Составы минералов, слагающих породу, наносятся на треугольные диаграммы, построенные для трех выбранных важных химических компонентов. Каждый минерал изображается на диаграмме в виде точки или, чтобы отразить определяемые современными методами тонкие вариации состава, в виде небольшой округлой площади. Пары сосуществующих минералов соединяются линиями. Мы подчеркиваем, что основа и назначение этих фациальных диаграмм чисто описательные; они не отражают точного состояния равновесия¹.

Одиночная диаграмма не может должным образом отразить весь спектр химических и минералогических вариаций фации или даже местной субфации. Для изображения более широкого интервала условий можно использовать несколько диаграмм, каждая из которых строится для иллюстрации различных сторон общей модели с разной степенью детальности. Минеральные ассоциации, содержащие кварц (класс пересыщенных кремнеземом составов), и ассоциации, не содержащие его (класс недосыщенных кремнеземом составов), обычно рассматривают порознь. Первые гораздо многочисленнее, и поэтому сначала мы рассмотрим два типа диаграмм (*ACF*, *AKF*), применимых к насыщенный кремнеземом парагенезисам.

Диаграммы *ACF* и *AKF*. Из дальнейшего рассмотрения исключаются два окисных компонента — SiO_2 и Na_2O . Первый находится «в избытке» в виде кварца, второй целиком связан в плагиоклазе — допущение, близкое к реальности, за исключением фаций голубых сланцев и эклогитовой. Различные малые компоненты полностью связаны в повсеместно присутствующих аксессуарных фазах: TiO_2 в сфене (или рутиле), P_2O_5 в апатите, CO_2 в кальците. В большинстве метаморфических пород K_2O входит в состав слюд, за исключением недосыщенных Al_2O_3 пород, где присутствует также калиевый полевой шпат.

Для *ACF*-диаграмм три выбранных окисных компонента, пересчитанные на 100% (мольных), представляют собой:

$$A = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)^2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

$$C = \text{CaO}$$

$$F = (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$$

Эта диаграмма изображена на рис. 16-3 в том виде, как она впервые была построена Эсколой в 1915 г. для сравнения двух

¹ В противоположность трехкомпонентным треугольным диаграммам, основанным на экспериментальных данных, которые широко используются в петрологии для отображения истинных минеральных равновесий.

² Включение Fe_2O_3 в компонент *A* всегда кажется сомнительной процедурой. При современных методах анализа представляется более практичным пересчитывать все железо на FeO .

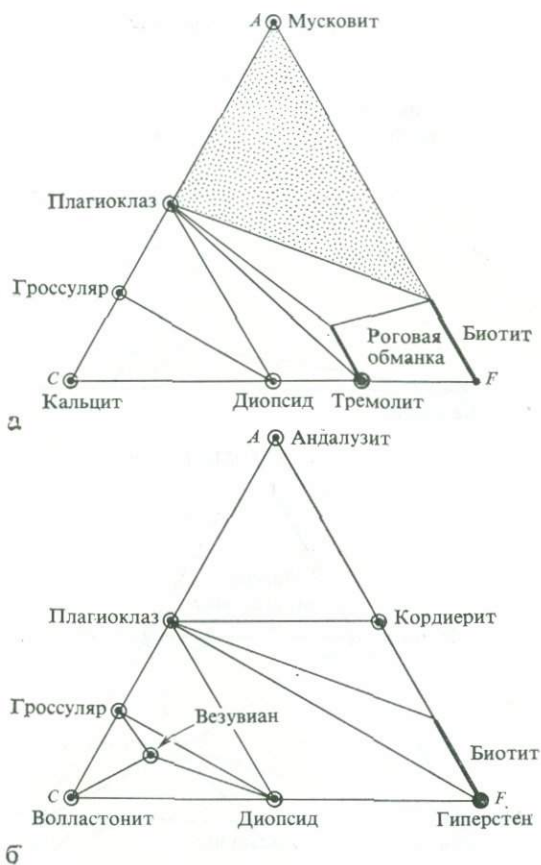


Рис. 16-3. *ACF*-диаграмма минеральных ассоциаций с избытком SiO_2 и K_2O . Неизменно присутствует кварц; калишпат — возможная дополнительная фаза в пелитовых и кварц-полевошпатовых породах.

а — амфиболитовая фация, район Ориярви, юго-западная Финляндия.

б — пироксен-роговиковая фация, район Осло, Норвегия.

химически сходных, но минералогически различных парагенезисов — из района Ориярви в Финляндии (амфиболитовая фация) и из окрестностей Осло в Норвегии (фация пироксеновых роговиков), которые четырьмя годами ранее были изучены Гольдшмидтом¹.

Несмотря на очевидные недостатки, связанные с исключением из рассмотрения одних компонентов и объединением других, *ACF*-диаграмма с пользой служит трем практическим целям.

¹ Именно контраст между этими двумя парагенезисами позволил Эсколе в 1915 г. разработать концепцию метаморфических фаций.

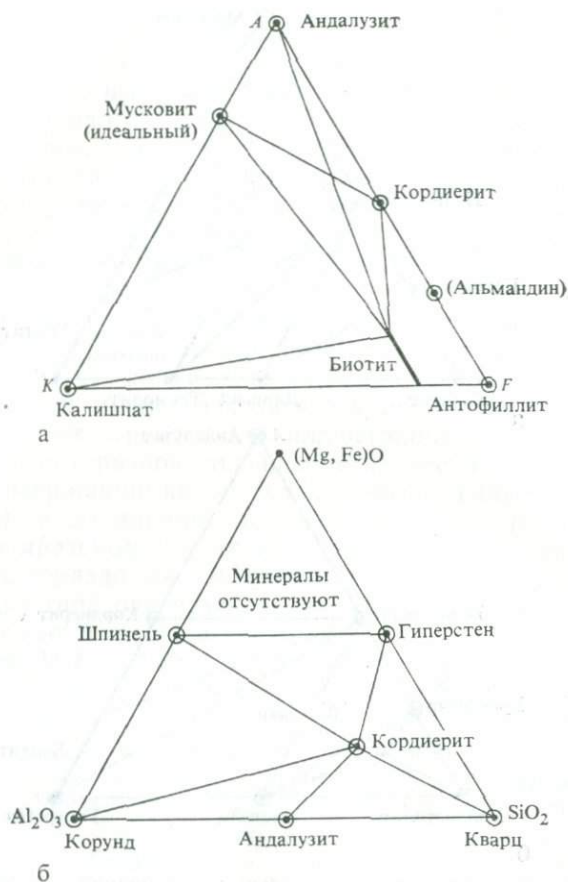


Рис. 16-4. Пелитовые парагенезисы низкого давления.

a — АКФ-диаграмма минеральных ассоциаций с избыточным кремнеземом в единственной кальциевой фазе (плагноклаз). Кварц и плагноклаз — дополнительные фазы. Диаграмма Эсколы для пород амфиболитовой фации, район Ориярви, юго-западная Финляндия. Ср. с рис. 16-13, *a*.

b — диаграмма (Fe, Mg)O — Al₂O₃ — SiO₂, использованная в 1924 г. Тилли для трехфазных глиноземистых ассоциаций; возможные дополнительные фазы: калишпат, биотит и плагноклаз. Пироксен-роговиковая фация, Комри, Шотландия.

Она выявляет контрасты между фациями или между более локальными парагенезисами в пределах одной и той же фации. Она иллюстрирует совместимость и несовместимость минералов в пределах одного и того же широкого парагенезиса; например, на рис. 16-3, *b* показано, что диопсид совместим со всеми изображенными на диаграмме фазами, за исключением андалузи-

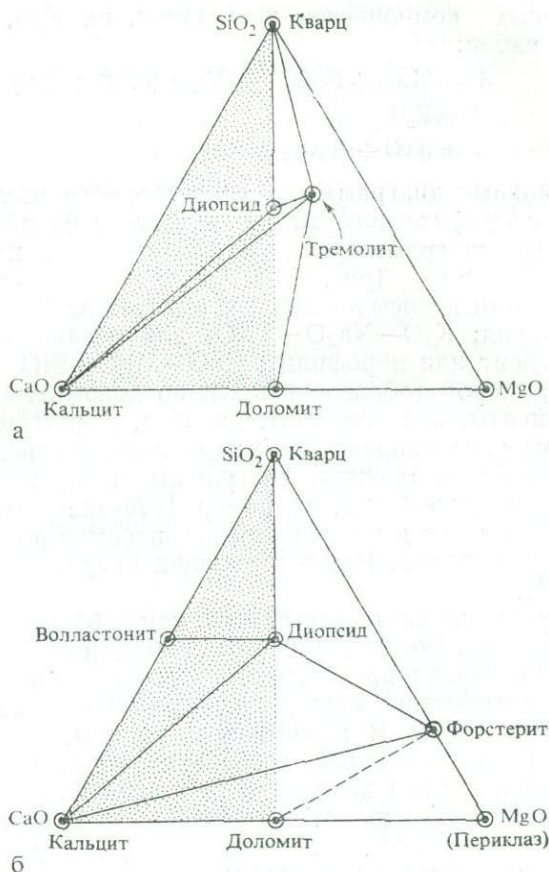


Рис. 16-5. Диаграмма $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ для кремнистых доломитовых мраморов. Составы пород попадают в покрытое крапом поле.
 а — роговообманково-роговиковая фация (средняя ступень).
 б — пироксен-роговиковая фация; периклаз стабилен (и пунктирная коннода исчезает) только на максимальной ступени.

та и кордиерита. И наконец, ACF -диаграмма дает возможность изучающему метаморфические породы усвоить общее химико-минералогическое понятие парагенезиса.

AKF -диаграмма (рис. 16-4, а) имеет более ограниченное применение по сравнению с ACF -диаграммой и служит дополнением к последней. Она отражает независимую роль K_2O в парагенезисах, включающих единственную кальцийсодержащую фазу — плагиоклаз (покрытый крапом треугольник на рис. 16-3, а). Это условие позволяет заменить CaO , один из

трех главных компонентов диаграммы, на K_2O , в результате получаем набор:

$$A = (Al_2O_3 + Fe_2O_3)^1 - (Na_2O + K_2O + CaO)$$

$$K = K_2O$$

$$F = (FeO + MgO + MnO)$$

Специальные диаграммы. Для детального исследования ассоциаций специфического химического состава полезно строить специальные диаграммы состав — парагенезис, например $(Fe, Mg)O-Al_2O_3-SiO_2$ (рис. 16-4, б), для высокоглиноземистых пород с такими недосыщенными кремнеземом фазами, как шпинель и корунд; $K_2O-Na_2O-Al_2O_3$ для метапелитов, содержащих парагонит или пиррофилит; $CaO-MgO-SiO_2$ для магниевых мраморов (образовавшихся по доломитам), в которых такие силикаты, как тремолит, диопсид, форстерит или волластонит, могут ассоциироваться с карбонатами (рис. 16-5). Существуют еще более сложные диаграммы, изображающие четыре компонента и даже более, например *AFM*-диаграммы, построенные Томпсоном для демонстрации независимой роли MgO и FeO в пелитовых ассоциациях, содержащих кварц, мусковит и плагиоклаз [2].

Все эти специальные диаграммы, как и более общие *ACF*- и *AKF*-диаграммы, которые они дополняют, имеют общее описательное назначение: представить в графической форме то постоянное соответствие между петрографически наблюдаемыми минеральным составом и химизмом породы, которое является одним из фундаментальных требований концепции метаморфических фаций. Но эти данные (и диаграммы), если они объективны, тем не менее имеют и генетическое значение. Здесь мы на некоторое время оставим петрографию и обратимся к более умозрительной области петрологии.

Пути эволюции фаций

Прогрессивный и ретроградный метаморфизм. Обычно принято считать, что прогрессивный путь метаморфических реакций, по которому, например, глина в конечном счете превращается в кварц-слюдяно-гранат-кианитовый сланец высокой степени, проходит через серию фазовых ассоциаций (фациальную серию), которые слагают зоны между последовательными изоградами. Ход рассуждений, применяемый в этой концепции, частично интуитивен, но достаточно обычен для большинства областей геологии: явления, действительно наблюдающиеся в пространстве, переносятся в категорию времени. В частности, это положение относительно пути прогрессивного метаморфизма ста-

¹ Fe_2O_3 можно пересчитать на FeO и добавить к компоненту F .

ло общепринятым, но тем не менее в нем есть неясные места. Каждая отдельная ступень на этом пути традиционно описывается сбалансированным уравнением химической реакции между двумя химически идентичными ассоциациями по разные стороны соответствующей изограды; для пород, непосредственно прилегающих к этой изограде, данная процедура, несомненно, представляется вполне оправданной.

Как это ни странно, при изучении шлифов структурных признаков прогрессивной реакции обычно не наблюдается. Непосредственных свидетельств замещения ассоциации хлорита и мусковита биотитом или псевдоморфоз силлиманита по кианиту сравнительно мало. По-видимому, нельзя полностью сбрасывать со счетов вероятность несовершенства общей суммы петрографических знаний, но, скорее всего, более фундаментальное объяснение (в которое здесь нет возможности вдаваться) этому следует искать в теории кинетики реакций.

Наоборот, бросаются в глаза обильные и разнообразные свидетельства частичной обратной (ретроградной) реакции: ассоциации более высокой ступени в процессе замещения их фазами низкой ступени отчетливо наблюдаются под микроскопом. Видно, как отдельные зерна андалузита или кордиерита, биотита, граната или ставролита замещаются каемками и прожилками хлорита; порфиробласты андалузита и кордиерита могут полностью превращаться в псевдоморфные тонкозернистые агрегаты «серицитовый» слюды или «хлорита». В низкотемпературных слюдистых филлонитах сохраняются рассеянные, частично разрушенные реликты ставролита, граната или кианита, образовавшиеся на более высокой ступени. Большинство ретроградных изменений сопровождаются реакциями гидратации или карбонизации; они обычно ускоряются под влиянием местных интенсивных сдвиговых деформаций и грануляции.

Там, где под микроскопом видны признаки ретроградных реакций, в поле зрения можно различить две разные метаморфические фации (или субфации), одна из которых находится в процессе перехода в другую. Общую двухфациальную ассоциацию в этом случае характеризуют как «структурно неравновесную». Наоборот, об ассоциации, в которой не видно признаков внутренней реакции, можно сказать, что она «структурно равновесна». Употребление обоих этих терминов оправданно. Но могут спросить, можно ли «структурное равновесие» приравнивать к равновесию в строгом термодинамическом смысле слова?

Физический смысл фации

Основное положение. Перед экскурсом в область теоретической петрологии еще раз напомним о том, как петрографические наблюдения в сочетании с экспериментальными данными можно

использовать для ответа на вопросы типа только что поставленного и количественного исследования главной проблемы — *PT*-режимов при метаморфизме. В более поздних своих трудах, а также когда он формулировал понятие фации, Эскола дополнял объективное определение фации положением, которому он отводил важное место в связи с его глубоким физическим смыслом. Он вступил тем самым в область умозрительных построений; однако его интерпретация выдержала испытание временем и стала одним из наиболее надежно обоснованных положений теории метаморфизма. Его суть в следующем: если нет структурных признаков обратного, любая метаморфическая фазовая ассоциация представляет химическую систему, приближающуюся к состоянию равновесия, регулируемого некоторым определенным ограниченным диапазоном температуры и давления. В более широком масштабе; все ассоциации, слагающие отдельную фацию, достигли равновесия в одном и том же интервале температур и давлений. Приняв это исходное положение, попытаемся затем охарактеризовать некоторые *PT*-режимы количественно. Первый успешный шаг в этом направлении сделал молодой Гольдшмидт в 1912 г., основав тем самым направление, быстро подхваченное геохимиками всего мира, объединившими усилия в определении *PT*-полей устойчивости ключевых метаморфических минералов и их ассоциаций.

Равновесие и стабильность. Законы термодинамики применимы как к магматическим, так и к метаморфическим равновесным системам. Но поскольку теория метаморфизма такое большое внимание уделяет *PT*-режимам, зафиксированным в метаморфических минеральных ассоциациях, — тогда как при изучении магматических пород большое значение придается валовому химизму развивающихся магматических систем — теперь желательнее с природой термодинамических законов познакомиться несколько глубже, чем это было сделано во введении в магматический петрогенезис (см. гл. 2 первой части). Понятия равновесия и стабильности здесь также могут быть использованы только в самом строгом смысле термодинамических определений. Но в отличие от нашего предыдущего предварительного обзора здесь мы будем применять и иллюстрировать их в количественном, а не в качественном плане. Необходимые данные, экспериментально определенные для химически чистых фаз, соответствующим многим стехиометрическим идеальным метаморфическим минералам и газам, теперь легкодоступны¹.

¹ Эти свойства, отнесенные к молю, следующие: V (см³) и калориметрически определенные или вычисленные тепловые величины, выраженные в калориях или джоулях (1 кал=4,184 Дж) на моль, — энтропия S (кал/моль·К) и теплоты и свободные энергии образования из слагающих элементов — соответственно ΔH_f° и ΔG_f° (обе в калориях на моль). Эти данные для фаз при стандартной комнатной температуре (25 °C=298,15 К) и атмосферном

Две химически эквивалентные фазовые ассоциации считаются *равновесными* в определенных условиях P и T , если отсутствует тенденция к спонтанному переходу одной в другую. Они связаны *обратимой* теоретической реакцией типа



Равновесие имеет место, когда сопровождающее реакцию изменение свободной энергии равно нулю:

$$\Delta G_r = 0$$

или

$$\Delta H_r = T\Delta S_r,$$

где ΔG_r , ΔH_r и ΔS_r — изменения соответственно свободной энергии, теплоты (энтальпии) и энтропии системы, сопровождающие реакцию в любом направлении. Любая реальная *спонтанная* реакция, как, например, доломит + 2 кварц → диопсид + 2 CO_2 , является *необратимой*, и это должно приводить к понижению свободной энергии системы:

$$\Delta G_r < 0$$

или

$$T\Delta S_r > \Delta H_r.$$

Именно так обстоит дело в случае реакции доломит → диопсид при атмосферном давлении и температуре выше $\sim 200^\circ\text{C}$; но при комнатной температуре ΔG_r имеет положительную величину (около +7000 кал на моль CO_2), и реакция тогда не протекает.

При определенных условиях фазу или многофазную систему данного химического состава называют *стабильной*, если в ней не могут протекать никакие внутренние реакции. Термодинамическим условием стабильности является минимум свободной энергии в системе; таким образом, для любого гипотетического фазового перехода, который может происходить в пределах системы,

$$\Delta G_r > 0$$

или

$$\Delta H_r > T\Delta S_r.$$

При комнатной температуре и атмосферном давлении для фазовой ассоциации кальцит + доломит + кварц ($\pm \text{CO}_2$), встре-

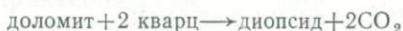
давлении (либо 1,013, либо 1 бар) приведены в таких публикациях, как Geological Society of America Memoir, 97 (1968), 437—458, и U. S. Geological Survey Bulletin № 1452 (1978). Простые примеры использования их для расчета равновесия при метаморфизме приведены Тернером (F. J. Turner, 1981, pp. 108—124).

Их взаимные соотношения охарактеризованы в приложении А.

чающейся во многих загрязненных метадоломитах, это условие выполняется. Однако при температуре свыше $\sim 200^\circ\text{C}$ и атмосферном давлении это не так; как уже говорилось, стабильные производные кремнисто-доломитистых известняков в этих условиях содержат диопсид: например, диопсид + кальцит + доломит ($\pm\text{CO}_2$) или диопсид + кальцит + кварц ($\pm\text{CO}_2$) в зависимости от валового состава системы. Опять простой расчет показывает, что в том же диапазоне составов теоретическая реакция



при температуре около 290°C становится обратимой ($\Delta G_r = 0$), что означает равновесие между всеми пятью фазами. Но это равновесие *нестабильно* (*метастабильно*); при любых температурах выше 200°C пара доломит + кварц сама нестабильна по отношению к паре диопсид + CO_2 . Другими словами, между 200 и 290°C ΔG_r обеих реакций



и



имеет отрицательную величину.

Для любого данного набора физических условий законы термодинамики однозначно запрещают одни реакции и разрешают другие. Но термодинамика не может предсказывать, будут ли разрешенные реакции протекать в действительности. Эффективность любой разрешенной реакции определяется кинетическими факторами: скоростями диффузии ионов и нуклеации новых фаз (оба процесса экспоненциально зависят от абсолютной температуры) и величиной ΔG_r , «движущей силы» реакции. Итак, когда происходит реальный переход $A \rightarrow B$, нет гарантии, что B — самая стабильная из возможных форм. Она может быть нестабильной (метастабильной) по отношению к альтернативной, химически эквивалентной ассоциации C .

Ограничения, налагаемые правилом фаз

Правило фаз Гиббса — это положение, выведенное из первого закона термодинамики, которое устанавливает точные простые арифметические соотношения между тремя величинами, свойственными любой гетерогенной системе в состоянии внутреннего равновесия (стабильного или нестабильного): числом фаз f , вариантностью ω и числом компонентов c . Эти величины требуют отдельного определения.

Фазы — это отдельные, физически обособленные тела, в совокупности образующие системы; например, в системе каль-

цит — волластонит — кварц — CO_2 (газ) $\varphi=4$. Следовательно, ω определяется просто подсчетом фаз.

Выбор химических компонентов довольно свободен; в вышеприведенном случае за компоненты могут быть взяты либо три окисла (CaO , SiO_2 и CO_2), либо четыре элемента (Ca , Si , C , O), либо четыре имеющиеся фазы, либо различные количества условных ионов. Величина c , однако, однозначна: это наименьшее число химических компонентов независимо от их выбора, с помощью которого совокупно описываются все фазы, составляющие данную систему. В нашем случае $c=3$.

Вариантность (или число степеней свободы) ω — наименьшее число из нескольких возможных «неизвестных» или «переменных» — давления, температуры и составов каждой фазы переменного состава, — достаточное для автоматического фиксирования величин всех остальных переменных.

Правило фаз обычно записывается в виде $\omega=c+2-\varphi$, где 2 — число физических переменных (температура и давление), которые влияют на состояние любой данной системы. Для простой системы кальцит — кварц — волластонит — CO_2 (газ)

$$\omega = (3 + 2 - 4) = 1.$$

Эта система *моновариантна*: если одна из переменных (T или P) задана (например, $T=100^\circ\text{C}$), то другая фиксируется автоматически. Эти четыре фазы могут сосуществовать в равновесии только в точке, которая попадает на моновариантную кривую, нанесенную на PT -диаграмму (рис. 16-6).

Не углубляясь более детально в данную тему, отметим несколько важных обобщений, вытекающих из правила фаз:

1. Простота минеральных ассоциаций — обычное условие — согласуется с равновесием, но не доказывает его. Многофазная ассоциация в малокомпонентной системе указывает на неравновесность ($\omega < 0$).

2. В распространенных ассоциациях равновесие, по-видимому, характеризуется вариантностью 2 или более; частая их встречаемость в различных географических провинциях свидетельствует о значительной изменчивости P , T и, возможно, также состава газовой фазы ($X^{\text{газ}}_{\text{CO}_2}$, $X^{\text{газ}}_{\text{H}_2\text{O}}$).

3. Исходя из нашего определения c , две химически идентичные смежные ассоциации, разделенные изоградой, могут рассматриваться как система в состоянии моновариантного равновесия:

а. Изограда силлиманита в Шотландии

кианит \rightleftharpoons силлиманит ($c=1$, $\varphi=2$, $\omega=1$).

б. Вторая изограда силлиманита в Новой Англии

мусковит + кварц \rightleftharpoons калишпат + силлиманит + H_2O

($c=4$, $\varphi=5$, $\omega=1$).

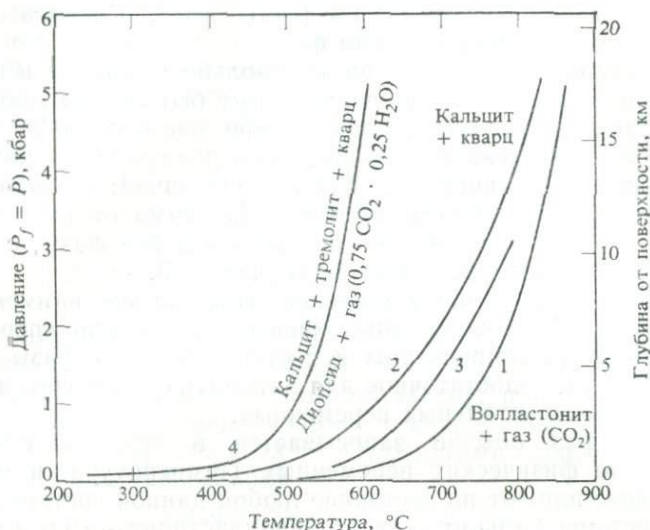
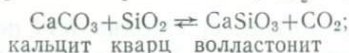
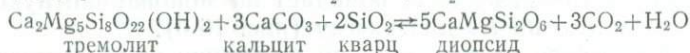


Рис. 16-6. Равновесие кальцит — кварц — волластонит.
1—3 — кривые моновариантного равновесия ($P_{\text{CO}_2} = P_f = P$):



4 — расчетная кривая моновариантного равновесия ($P_f = P$; состав газа буферирован на величине $X_{\text{CO}_2} = 0,75$; $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,25$):



4. При лабораторных исследованиях фазовых равновесий неопределенность составов обычно исключается. Используются либо чистые фазы, либо простые твердые растворы, а составы газовой фазы буферуются на некотором постоянном уровне. К таким системам правило фаз может применяться совершенно однозначно (топология равновесных фазовых диаграмм, так знакомых изучающим петрологию магматических пород, фактически строго подчиняется требованиям правила фаз). Для большинства же природных равновесий это не так, поскольку составы почти всех фаз отличаются от теоретических.

5. Правило фаз подтверждает общую правомочность использования экспериментально полученных значений параметров в геотермометрии и геобарометрии, основанных на метаморфических фазовых равновесиях или на распределении общих компонентов между равновесно сосуществующими фазами. Возьмем кальцит и доломит, сосуществующие в магнезиальном мраморе. Кальцит в такой паре всегда содержит ощутимые, но переменные количества Mg, а доломит несколько отклоняется от стехио-

метрического состава $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Компонентов в этой системе два: CaCO_3 и MgCO_3 . Переменными являются $P, T, X_{\text{MgCO}_3}^{\text{кальцит}}$ и $X_{\text{MgCO}_3}^{\text{доломит}}$. Правило фаз дает $\omega = 2 + 2 - 2 = 2$. Так что если известны два переменных P и $X_{\text{MgCO}_3}^{\text{кальцит}}$, то другие два — T и $X_{\text{MgCO}_3}^{\text{доломит}}$ — автоматически фиксированы. Поскольку обнаружено, что составы этой пары гораздо более чувствительны к T , чем к P , то химического анализа одной кальцитовой фазы достаточно, чтобы определить T_E — равновесную температуру с точностью до 25°C в пределах любого оцененного диапазона давлений (около 5 кбар) [3].

Заключение: равновесие и масштаб наблюдения

Возьмемся теперь к первоначальному вопросу, на котором построено все здание термобарометрии метаморфических минеральных ассоциаций. Термодинамическое равновесие — условие, требующее строгих определений и экспериментальной проверки. Структурное равновесие — понятие субъективное, которое невозможно определить в точных терминах. Приравнивание второго к первому — это постулат, требующий тем не менее общей проверки в свете накапливающегося опыта. Однако в тех случаях, когда петрографические данные нужно перевести на точный язык физики, использование таких постулатов неизбежно.

Исследования последнего времени позволили заключить, что то, что петрограф называет структурным равновесием, зависит от масштаба. Минералы, выглядящие гомогенными фазами, находящимися в видимом равновесии, при наблюдении под гораздо большим увеличением (например, при исследовании с помощью электронного микроскопа или микрозонда) оказываются гетерогенными. Выявлено, что оптически гомогенный санидин представляет собой прораствание двух твердых растворов $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ и $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$. Даже на микроскопическом уровне ильменит и магнетит обнаруживают структуру двухфазных сростаний. Здесь мы видим фазы, которые, будучи гомогенными и стабильными при высоких температурах, по мере того как система приходит к новому равновесию при более низких температурах и давлениях в процессе постметаморфического охлаждения, замещаются другими фазовыми ассоциациями — продуктами распада твердых растворов. Такие наблюдения, однако, ни в коей мере не противоречат нашему первоначальному постулату. Совсем наоборот, они показывают, что предсказанные термодинамикой возможные ретроградные изменения действительно происходят, но в таком мелком масштабе, что тождественность метаморфических фазовых ассоциаций все еще четко различается под микроскопом. И это та метаморфическая ассоциация, с помощью которой мы оцениваем температуру и давление.

Понятие о петрогенетической сетке

Когда Боуэн в 1940 г. предложил понятие петрогенетической сетки, это было действительно едва ли больше, чем понятие [4]. Любое простое моновариантное равновесие между ключевыми фазами, аналогичными метаморфическим минералам, может быть изображено в виде кривой на PT -диаграмме (все другие переменные, такие, как $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{газ}}$, принимаются постоянными). Эта кривая разделяет соответственные поля устойчивости двух химически эквивалентных дивариантных фазовых ассоциаций, которые могут сосуществовать в моновариантном равновесии во всех точках этой кривой. Первоначальная сетка Боуэна содержала лишь одну такую кривую — кривую классического равновесия кальцит + кварц \rightleftharpoons волластонит + CO_2 , вычисленную Гольдшмидтом по несовершенным термодинамическим данным, полученным четверть века назад. Но Боуэн осознавал потенциальные возможности нового экспериментального метода, с помощью которого, построив много моновариантных кривых сравнительно или даже большего значения, однажды будет получен инструмент для оценки всей гаммы температур и давлений метаморфизма. Это была основа, пока еще в зачаточной стадии, которую он назвал *петрогенетической сеткой*.

В наши дни реальностью стала сложная сетка, вполне обладающая возможностями, предсказанными Боуэном. Был добавлен целый ряд новых кривых, и с каждым годом их становится больше. Правда, качество их не безупречное. Ни одна из них не может считаться незыблемой. Большинство ранних кривых теперь модифицировано и заменено более поздними вариантами. Таким образом, петрологи оказываются во все более затруднительном положении, когда каждый должен решать для себя, какую из нескольких альтернативных кривых он выберет для оценки какого-либо конкретного равновесия. Петрограф, не желающий вдаваться в подробности, должен помнить, что критериями приемлемости не могут служить ни новизна данных, ни видимая изощренность нового экспериментального метода. Настоящей проверкой является степень внутренней согласованности между кривыми, представляющими равновесия с общими фазами, поскольку топология каждой кривой в таком наборе отражает термодинамические данные, выведенные из общих параметров (величин ΔH_f , S и V для каждой фазы, принимающей участие в реакции). Термодинамические закономерности, полученные по равновесию кальцит + кварц \rightleftharpoons волластонит + CO_2 , распространяются на другие карбонато-силикатные равновесия, такие, как тремолит + кальцит + кварц \rightleftharpoons диопсид + $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

К счастью, недавняя обширная ревизия, предпринятая Хельгесоном и его соавторами, пролила свет на эту ставшую запутанной и очень сложной ситуацию [5]. Они пересмотрели мно-

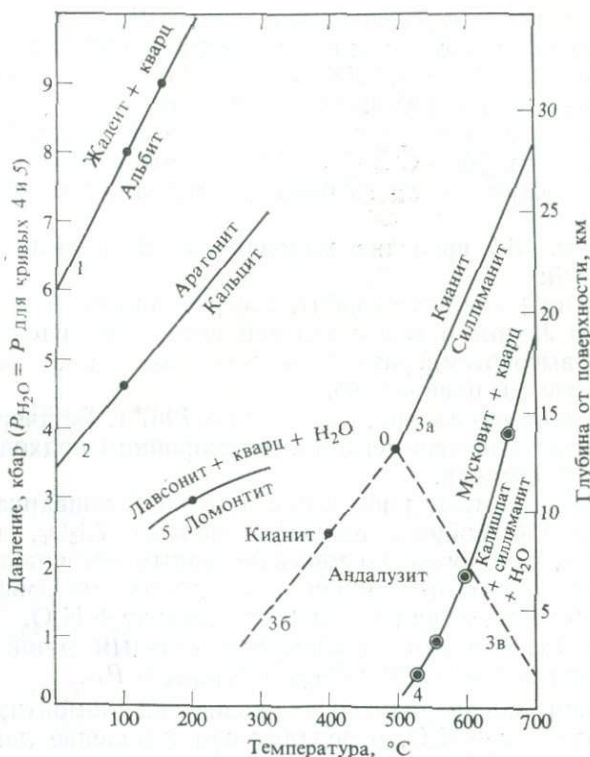


Рис. 16-7. Некоторые кривые моновариантных равновесий:

- 1 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_6 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$;
жадеит кварц альбит
- 2 — арагонит \rightleftharpoons кальцит;
- 3а-в — полиморфные превращения Al_2SiO_5 ;
- 4 — $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$;
мушкетер кварц калишпат силлиманит
- 5 — ломонтит \rightleftharpoons лавсонит + кварц + H_2O .

жество важных для метаморфизма кривых равновесий, взаимно согласованных в изложенных выше отношениях. Авторами данной книги эти кривые принимаются условно, с сознанием того, что весь набор кривых время от времени требует ревизии в свете новых, уточненных экспериментальных данных.

Возможности петрогенетической сетки иллюстрируются несколькими избранными моновариантными кривыми (подобными приведенным ниже), создающими количественную основу для оценки температур и давлений, как это мы будем делать в последующих главах.

На рис. 16-6 изображены три альтернативных варианта равновесия кальцит + кварц \rightleftharpoons волластонит + CO_2 :

1 — вычисленное по несовершенным термодинамическим данным Гольдшмидтом в 1912 г.

- 2 — вычисленное по уточненным данным Даниельсоном в 1950 г.
 3 — экстраполированное по экспериментальным данным с двухсторонним подходом Харкером и Таттлом в 1956 г.; последнее используется большинством авторов.

Показанное для сравнения равновесие 4 (кальцит + тремолит \rightleftharpoons диопсид + газ (0,75 CO₂ + 0,25 H₂O) моновариантно, если стехиометрический состав газовой фазы поддерживается постоянным.

На рис. 16-7 показаны моновариантные кривые следующих равновесий:

- 1 — жадеит + кварц \rightleftharpoons альбит, экстраполирована в 1961 г. Берчем и Лехомом путем термодинамических расчетов по данным высокотемпературного эксперимента с двухсторонним подходом к равновесию.
 2 — арагонит \rightleftharpoons кальцит, построена в 1967 г. Беттчером и Уилли на основе экспериментов с двухсторонним подходом и проверена расчетами.
 3 — моновариантные равновесия и точка *O* неинвариантного равновесия («тройная точка») в системе Al₂O₃, построены в 1971 г. Холдауэем по многочисленным источникам.
 4 — моновариантная кривая разложения мусковита¹ мусковит + кварц \rightleftharpoons калишпат¹ + силлиманит + H₂O, построена в 1965 г. Эвансом по экспериментальным данным с двухсторонним подходом при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{флюида}} + P_{\text{тв}}$.
 5 — кривая моновариантного равновесия ломонит \rightleftharpoons кварц + лавсонит¹ + H₂O, определяющая появление лавсонита, построена в 1976 г. Ли по экспериментальным данным с подходом к равновесию с двух сторон.

Схема изложения петрографических данных

В настоящей главе приводится схема изложения всего спектра данных метаморфической петрографии, которая способствует дальнейшему их применению в более широких геологических вопросах, — например, в связи с эволюцией коры, тектоникой, рудогенезом и магматизмом. Среди многих альтернативных подходов мы выбрали один, который уделяет основное внимание общим геологическим ситуациям, где встречаются одни и те же продукты метаморфизма. В то время как отдельные типы пород в любой из этих ситуаций определяются преимущественно петрографически (по минералогическим и структурным признакам), в каждой из последующих глав они сгруппированы (по

¹ Разложение природных мусковитов — непрерывный процесс, сопровождающийся преимущественным выносом натрового компонента. Эта кривая, следовательно, представляет упрощенный вариант процесса, который при любом заданном давлении охватывает определенный небольшой интервал температуры.

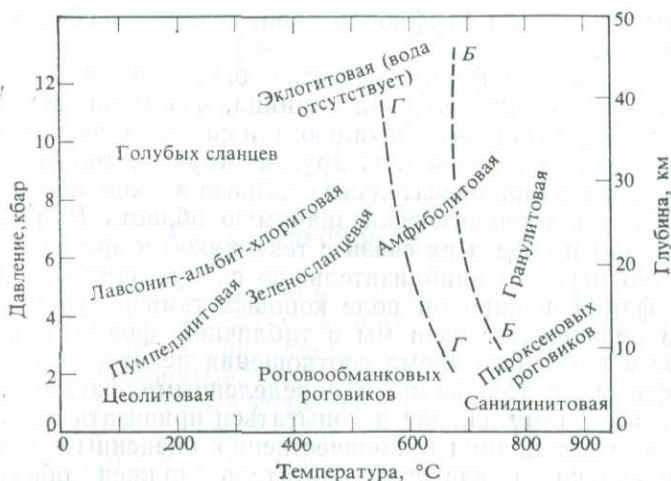


Рис. 16-8. Приближенное относительное расположение метаморфических фаций в поле давление — температура. Диаграмма основана на упрощающем допущении $P_{H_2O} = P$, за исключением эклогитовой фации. ГГ и ББ — приближенные низкотемпературные пределы начала плавления гранитных и базальтовых пород в присутствии избытка воды, поступающей извне (по Тернеру с упрощениями, Turner, 1981, fig. 11-1).

петрографическим данным) в несколько категорий, с большей степенью свободы отражающих их протолитолию и первичный химизм. Валовые химические составы в этой схеме не используются (как это делалось при рассмотрении магматических пород), поскольку они являются результатом наложения на первичный химизм более поздних изменений (в значительной мере гипотетических), которые в большинстве случаев нельзя оценить сколько-нибудь достоверно.

Наша описательная часть построена с учетом этого обстоятельства в следующем порядке:

1. Продукты контактового метаморфизма: пятнистые сланцы, роговики, контактовые мраморы, скарны и сопутствующие породы.

2. Продукты метаморфизма, вызванного механическим напряжением (как при дислокационном метаморфизме): милониты, филлониты, полусланцы и подобного рода породы.

3. Продукты регионального метаморфизма низкой ступени:
 а. Частично перекристаллизованные (незрелые) породы — глинистые сланцы, нерассланцованные нетектониты.

б. Полностью перекристаллизованные (зрелые) породы — филлиты и сланцы зеленосланцевой фации, фации голубых сланцев и близких фаций.

4. Продукты регионального метаморфизма средней и высокой ступени: кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты,

гранулиты и эклогиты (амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций).

Метаморфическая фация, как уже было показано, — слишком широкая и неопределенная единица, чтобы на ее основе можно было строить классификацию или систематическое описание метаморфических пород. С другой стороны, только через понятие фации наши описательные данные можно перевести в более широкую и геологически значимую область *PT*-режимов метаморфизма в коре и их связи с тектоникой и временем. Так, на рис. 16-8 мы даем приблизительную схему взаимного расположения фаций в широком поле коровых температур и давлений. И в большинстве глав мы в табличной форме приводим известные в настоящее время соотношения некоторых обычных метаморфических ассоциаций с определенными фациями. Чтобы развить эту тему дальше и попытаться привязать отдельные минеральные ассоциации к количественно оцененным интервалам температур и давлений, читатель должен обратиться к теоретическим работам (например, F. J. Turner, 1981).

Литература

На эти работы делаются неоднократные ссылки и в других главах третьей части книги.

Harker A., Metamorphism (London: Methuen, 1932). Приведены ценные иллюстрации типов пород из классических районов Великобритании и других регионов Европы.

Turner F. J., Metamorphic Petrology, 2d ed. (Washington, D. C.: Hemisphere, 1981). Расширенный обзор концепций и аспектов петрогенезиса, кратко упомянутых в данной книге.

См. также работы:

1. Например, *Turner F. J.*, *Weiss L. E.*, Structural Analysis of Metamorphic Tectonites (New York: McGraw-Hill, 1963); *Ramsay J.*, Folding and Fracturing of Rocks (New York: McGraw-Hill, 1967).
2. *Thompson J. B.* American Mineralogist, vol. 42 (1957): pp. 842—858.
3. *Goldsmith J. R.*, *Newton R. C.*, цитировано по Turner, 1981, pp. 131—133.
4. *Bowen N. L.*, Journal of Geology, vol. 48 (1940): pp. 272—274.
5. *Helgeson H. et al.*, American Journal of Science 278A (1978).

Глава 17. Продукты контактового метаморфизма

Геологическое положение

Роговики и близкие к ним породы чаще всего залегают в контактовых ореолах, окружающих тела интрузивных пород (особенно гранитов, гранодиоритов и тоналитов), прорывающих породы, не затронутые, или слабо затронутые метаморфизмом другого типа. Крупные гранитные батолиты, например Сьерра-Невада, имеют также крутопадающие перегородки (между смежными плутонами) и сложенные роговиками остатки кровли; размер последних может достигать нескольких квадратных километров.

Во многих ореолах, в непосредственной близости от интрузивного контакта, температуры были достаточно высокими для появления минеральных ассоциаций пироксен-роговиковой фации. Дальше от контакта, а также в менее высокотемпературных ореолах развиваются минеральные ассоциации роговообманково-роговиковой фации. По периферии большинства хорошо развитых ореолов располагаются частично метаморфизованные породы — пятнистые сланцы, в которых порфиробласты или крупнозернистые срастания новообразованных минералов кристаллизуются в основной массе, все еще сохраняющей минералогические и структурные черты исходных пород. В этом случае новообразованные минеральные ассоциации могут соответствовать даже сравнительно низким температурам альбит-эпидот-роговиковой фации.

Роговики, иногда необычного минерального состава, указывающего на исключительно высокую температуру и низкое давление метаморфизма (санидинитовая фация), встречаются также в виде включений диаметром несколько сантиметров в базальтовых дайках и лавах, обеспечивающих необходимый для метаморфизма нагрев. Примеры таких пород известны в толетовых дайках острова Малл в западной Шотландии и в потоках контаминированных базальтов вблизи Клар-Лейк в Калифорнии. Похожие породы встречаются также в приконтактных участках вулканических некков, где благодаря продолжительному воздействию базальтовой магмы на малой глубине поддерживались высокие температуры.

В некоторых случаях при контактовом метаморфизме химический состав пород не претерпевает каких-либо заметных изменений, за исключением привноса или выноса воды. Отделяю-

щиеся от гранитов флюиды обычно приносят небольшие количества таких элементов, как бор, сера, фтор и хлор, что вызывает появление в роговиках соответствующих акцессорных минералов — турмалина, аксинита, пирита, флюорита, скаполита и других. В иных же случаях (например, при преобразовании известняка в скарн, состоящий из силикатов Ca, Fe и Mg) при контактовом метаморфизме могут приноситься очень большие количества таких элементов, как Si и Fe¹. Изотопный состав кислорода в породах некоторых внутренних контактовых зон свидетельствует о том, что основной поток воды был направлен внутрь (со стороны вмещающих пород), а не наружу (со стороны плутона). Это открытие заставляет поставить под сомнение принимавшийся до сих пор магматический источник некоторых малых элементов, концентрирующихся в роговиках вблизи интрузивных контактов.

Роговиковые породы, полностью или частично лишенные сланцеватости, могут иметь также региональное распространение в тех участках, где региональный метаморфизм высокой степени не сопровождался значительными напряжениями, что случается редко.

Структура

Многие из главных минералов роговиков — кварц, полевые шпаты, пироксены, гроссуляр, кальцит — обычно образуют изометричные зерна. Даже слюды и амфиболы в роговиках имеют гораздо слабее выраженный пластинчатый и призматический габитус, чем в сланцах и магматических породах, а также очень слабую предпочтительную ориентировку, если она вообще заметна. Большинство роговиков представляет собой мозаику изометричных, неориентированных зерен, и их структура называется *гранобластовой* или *роговиковой* (рис. 17-2, б, 17-3, в и 17-5, а). Некоторые минералы, образовавшиеся при контактовом метаморфизме, особенно кордиерит и андалузит, почти всегда встречаются в виде порфиробластов, наполненных мелкими включениями. Другие минералы, такие, как биотит, мусковит, турмалин, гроссуляр, везувиан и скаполит, в определенных условиях также могут образовывать порфиробласты. Таким образом, многие роговики характеризуются сочетанием порфиробластовой и гранобластовой структур (рис. 17-3, а, б и 17-10, в).

Поскольку при формировании типичных роговиков деформация не играет роли, то даже в полностью метаморфизованных породах этого класса обычны реликтовые структуры. В строении многих роговиков по вулканическим породам легко разли-

¹ В советской литературе такие процессы принято относить к контактово-метасоматическим, а не к контактово-метаморфическим. — *Прим. перев.*

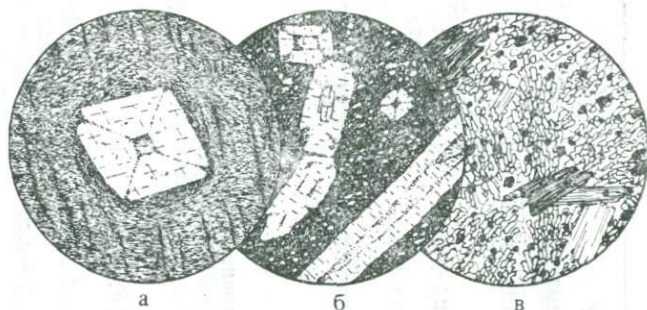


Рис. 17-1. Пелитовые роговики и пятнистые сланцы.

а — хиастолитовый сланец. Горы Фихтель, Бавария. Диамет. 3 мм. В порфиробласте хиастолита (теперь превращенном в агрегат неопределимых бесцветных слюдястых минералов), срезанном поперек оси *c*, видны геометрически правильно расположенные включения графита. Основная масса состоит из тонкокристаллических бесцветных слюд, бледно-коричневого биотита и небольших количеств кварца и графита. Обратите внимание на то, как около растущего порфиробласта искажены квиваж сланцеватости (горизонтальный) и секущий квиваж напряжения (круто наклоненный).

б — хиастолитовый сланец из окрестностей Марипосы, Сьерра-Невада, Калифорния. Диамет. 7 мм. Срез сделан параллельно квиважу сланцеватости. Порфиробласты измененного хиастолита заключены в матрицу, состоящую из биотита, графита и кварца. Обратите внимание на неизменное ядро, сохранившееся в верхней части среднего порфиробласта.

в — андалузитовый роговик из окрестностей Андлау. Диамет. 3 мм. Игольчатый андалузит, биотит, мусковит и окислы железа в матрице, состоящей из кварца.

чаются следы офитовой, порфиритовой и амигдалоидной структур. В пелитовых роговиках первичная слоистость аргиллитов может сохраняться в виде тонкой полосчатости, выраженной вариациями в количестве и размере зерен слюды и андалузита. Довольно любопытно, что метаморфизм способен изменять соотношения размеров зерен на обратные: первоначально более тонкозернистые глинистые прослои, будучи высокочувствительными к метаморфизму, превращаются в крупнозернистые полосы, в которых четко видны крупные чешуйки слюды и ситовидные зерна андалузита, тогда как песчаные слои перекристаллизуются без заметного укрупнения зерен в относительно мелкозернистые кварц-полевошпатовые полосы.

Наиболее сильный контактовый метаморфизм глинистых сланцев во внутренней части ореола обычно приводит к уничтожению первичной сланцеватости; но дальше от контакта эта структура может сохраниться и даже усилиться за счет роста порфиробластов роговой обманки или слюды на плоскостях сланцеватости. В других слабометаморфизованных производных глинистых сланцев первоначальная сланцеватость может сохраняться и даже подчеркиваться перекристаллизованной тонкозернистой слюдой. При этом зарождающиеся порфиробласты

Таблица 17-1. Некоторые характерные минеральные ассоциации контактовых ореолов (акцессорные фазы опущены)

Тип пород	Фация роговообманковых роговиков	Фация пироксеновых роговиков
<i>Пелиты</i>	Мусковит + биотит Андалузит ¹ + мусковит + биотит Андалузит ¹ + кордиерит + мусковит + биотит Ставролит + биотит + андалузит ¹ Ставролит + кордиерит + мусковит	<i>Кварцсодержащие</i> Калишпат + силлиманит ² + кордиерит Калишпат + силлиманит ² <i>Бескварцевые</i> Кордиерит + корунд + шпинель Кордиерит + корунд + силлиманит ²
<i>Известковые породы</i> 1. Известковые мраморы ³ 2. Магнезиальные мраморы (метадоломиты) ³	{ Кальцит + тремолит (+ кварц) Кальцит + диопсид (+ кварц) Кальцит + тремолит + диопсид Кальцит + диопсид + гроссулярь { Кальцит + доломит + тремолит + клиногумит Кальцит + доломит + форстерит Кальцит + доломит + форстерит + флогопит	Кальцит + волластонит (+ диопсид) Кальцит + диопсид (+ форстерит) Кальцит + волластонит + диопсид + гроссулярь Кальцит + форстерит + периклаз Кальцит + форстерит + монтичеллит Кальцит + форстерит + шпинель Кальцит + форстерит + диопсид
3. Известково-силикатные породы	{ Диопсид + эпидот + роговая обманка Диопсид + гроссулярь + эпидот Диопсид + везувиян + гроссулярь + волластонит Диопсид и гроссулярь, обычно довольно железистые	Диопсид + волластонит + гроссулярь + везувиян Диопсид + гроссулярь + анортит (или основной плагиоклаз)
<i>Основные</i>	Роговая обманка + плагиоклаз (+биотит, альмандин) Роговая обманка + плагиоклаз + диопсид	Диопсид + гиперстен + плагиоклаз Диопсид + оливин + плагиоклаз
<i>Магнезиальные</i>	1. Метасерпентиниты 2. Глиноземистые породы	Антигорит + форстерит + тремолит Форстерит + тальк + тремолит Форстерит + антофиллит + тремолит Антофиллит + тальк Кордиерит + антофиллит (+ биотит) Антофиллит + куммингтонит + биотит

¹ Или силлиманит. ² Или андалузит. ³ Возможные второстепенные фазы — калишпат или плагиоклаз, или тот и другой вместе.

андалузита или кордиерита или рассеянные овоидные узелки более крупнозернистой слюды могут придавать породе пятнистый вид, и тогда последняя называется *пятнистым сланцем* или *пятнистым аспидным сланцем* (рис. 17-1). В таких породах иногда встречаются поддающиеся определению окаменелости.

Минеральные парагенезисы

Поскольку в контактовых ореолах могут оказаться породы любого исходного состава, а *PT*-режим в каждом ореоле может колебаться в широких пределах (*P* от 100 бар до 2—3 кбар, *T* в большинстве случаев, по-видимому, от 300 до 700 °С), соответственно варьируют и минеральные парагенезисы контактового метаморфизма. На табл. 17-1 показаны многие из широко распространенных минеральных ассоциаций (за исключением таких обычных аксессуаров, как сфен, турмалин, апатит и рудные окислы) по отношению к общему составу породы и фациям контактового метаморфизма. Эта таблица, безусловно, не является исчерпывающей. Некоторые из приведенных в ней ассоциаций подробно рассматриваются в последующих петрографических разделах.

Наиболее обычные ассоциации, охватывающие большинство контактовых ореолов, относятся к роговообманково-роговиковой и пироксен-роговиковой фациям. Они приведены в табл. 17-1. При минимальной степени метаморфизма в краевых частях некоторых ореолов минеральные ассоциации полностью не развиваются; здесь уверенно диагностируется только ассоциация альбит + эпидот + роговая обманка в основных породах. На другом конце температурного диапазона располагаются редкие и удивительные минеральные ассоциации санидинитовой фации. К ним мы вернемся в дальнейшем.

Петрография главных типов пород

Пелитовые роговики

Большинство пелитовых роговиков содержит достаточное количество Al_2O_3 для кристаллизации в них андалузита или кордиерита или обоих этих минералов вместе — обычно в виде порфиробластов среди тонкозернистой гранобластовой основной массы, состоящей из кварца, полевого шпата, слюды и графита. Ассоциация минералов основной массы показывает, к какой метаморфической фации принадлежит данная порода. Если андалузит или силлиманит сопровождаются ортоклазом или микроклинном, а мусковит отсутствует, то ассоциация принадлежит пироксен-роговиковой фации, так как при более низких температурах калиевый полевой шпат неустойчив с силикатами глинозема и вместо него образуются слюды. Следовательно, соответствующими ассоциациями роговообманково-роговиковой фа-

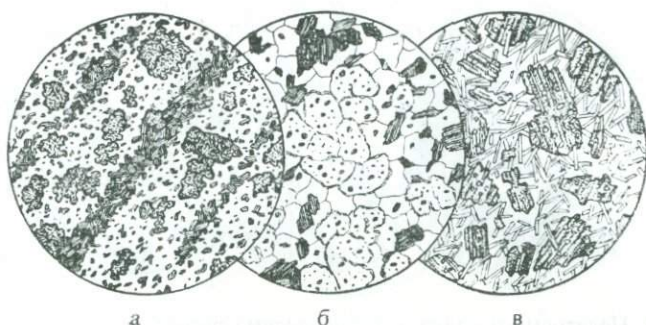


Рис. 17-2. Пелитовые роговики.

а — недосыщенный кремнеземом корунд-биотит-кордиеритовый роговик (пироксен-роговиковая фация), Комри, Шотландия. Диамет. 3 мм. Полосчатость, вероятно, отражает первичную слоистость.

б — кордиерит-биотит-кварцевый роговик, Оденвальд, ФРГ. Диамет. 3 мм. Неправильные зерна кордиерита наполнены мелкими включениями, главным образом биотита, и начинают замещаться с краев и по трещинкам бледно-зеленым хлоритом («пинитом»).

в — биотит-мусковит-кварцевый роговик, Каскад-Валли, Уэстленд, Новая Зеландия. Диамет. 3 мм. Обратите внимание на ситовидную структуру порфиробластов биотита.

ции, характеризующейся более низкими температурами, будут мусковит + андалузит + биотит + кварц, мусковит + биотит + кордиерит + кварц и изредка (в высокощелочных породах) мусковит + биотит + микроклин + кварц.

Андалузит встречается в двух характерных формах: в виде крупных ситовидных ксеноморфных зерен, переполненных включениями кварца, графита и биотита (рис. 17-1, *в*), и в виде хорошо оформленных призматических кристаллов хиастолита, в поперечных сечениях которых видны темные крестообразные фигуры — следствие концентрации пылевидных включений графита вдоль ребер и центральных частей растущих порфиробластов (рис. 17-1, *а, б*). Во многих роговиках кристаллы андалузита частично или полностью замещены тонкозернистым агрегатом белой слюды («серичит»), образующийся в результате реакции андалузита со щелочными водными флюидами при падении температуры (рис. 17-1, *б*). Кордиерит также встречается почти исключительно в виде порфиробластов. Они имеют неправильную форму и наполнены включениями кварца, графита и других минералов. Их можно отличить от плагиоклаза только по характерным секториальным двойникам¹, наличию желтых

¹ Свежий кордиерит с пластинчатыми двойниками легко принять за плагиоклаз; но в разрезах, ориентированных под большими углами к пересекающимся пластинкам, видно, что последние сходятся друг с другом под углом 60°, тогда как в плагиоклазе двойники по альбитовому и периклиновому законам пересекаются под углом почти 90°.

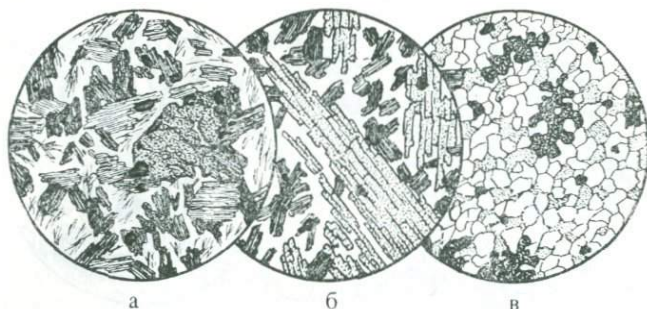


Рис. 17-3. Пелитовые и кварц-полевошпатовые роговики.

а — биотитовый роговик у контакта с гранитом, Донегол, Ирландия. Диамет. 3 мм. Центральный порфиробласт сложен желтым турмалином. В гранобластовом кварце видны включения волокон силлиманита.

б — биотит-силлиманитовый роговик у контакта с гранитом, Донегол, Ирландия. Диамет. 3 мм. Состоит из крупных зерен силлиманита, чешуек коричневого биотита и гранобластового кварца.

в — кварц-полевошпатовый роговик, Эберштадт, Гессен, ФРГ. Диамет. 3 мм. Гранобластовый агрегат состоит из кварца, олигоклаза и небольшого количества микроклина. Неправильные темные зерна — зеленая роговая обманка. Второстепенные минералы — биотит и окислы железа.

плеохроических двориков вокруг включений циркона или сфена и по характерной тенденции к замещению с краев и по трещинкам бесцветным или желтоватым минералом группы хлорита (рис. 17-2, *б*). Красно-коричневый биотит присутствует почти во всех пелитовых роговиках, а мусковит — лишь в породах роговообманково-роговиковой фации. Оба минерала наблюдаются в виде мелких неориентированных чешуек в гранобластовой основной массе, а иногда в виде рассеянных порфиробластов (рис. 17-2, *в*) или овальных поликристаллических узелков. Полевые шпаты обычно образуют мелкие несдвойникованные ксеноморфные зерна в основной массе, но в роговиках, подвергавшихся К- или Na-метасоматизму вблизи контактов с гранитами, могут развиваться крупные порфиробласты микроклина или альбита. Почти всегда присутствуют акцессорные апатит и турмалин. Если материнская порода представляла собой морскую глину, то первичного содержания бора в ней должно быть достаточно для образования турмалина в виде равномерно рассеянного акцессорного минерала. Обильные выделения турмалина, особенно вблизи различных микротрещин, обычно связаны с привнесением бора из внешнего, вероятно магматического, источника (рис. 17-5, *а, в*).

В некоторых пелитовых роговиках вместо андалузита появляется силлиманит. Он наблюдается в виде тонковолокнистого агрегата, образующегося за счет биотита (рис. 17-3, *а*), или в сноповидных скоплениях гораздо более крупных призмочек

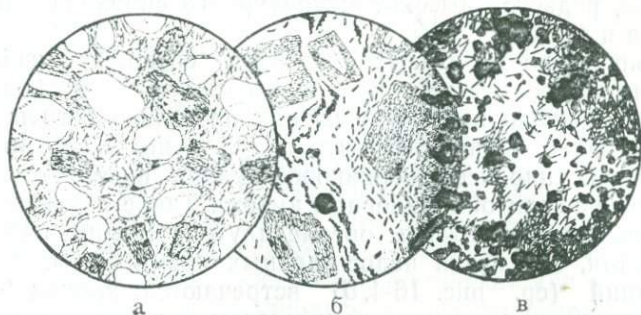


Рис. 17-4. Бухиты.

а — остеклованный песчаник из зоны контакта со слюдяным лампрофиром, заповедник Навахо, Аризона. Диамет. 3 мм. Видны губчатые реликты «оплавленных» зерен плагиоклаза и калишпата, частично остеклованные по спайности, и корродированные зерна кварца; матрица представлена бледно-коричневым стеклом, включающим короткие волокна муллита (?).

б — частично остеклованное включение гранодиорита в базальте, Тейбл-Маунтин, окрестности Оровилла, Калифорния. Диамет. 3 мм. Бесцветное стекло, образовавшееся при плавлении кварца и полевого шпата, через зону бурого стекла постепенно переходит в базальт, основная масса которого сложена черным стеклом (справа). Реликтовые зерна плагиоклаза имеют частично остеклованные «оплавленные» каймы, содержащие многочисленные выделения бесцветного стекла. Полосы магнетитовой пыли и полевошпатовые микролиты свидетельствуют о течении в плавившейся массе кварцевого диорита.

в — роговик, образовавшийся в результате локального высокотемпературного метаморфизма выветрелого базальта на контакте с диабазовым некком, Тевбаллаиф, Антрим, Ирландия. Диамет. 0,5 мм. В кордиеритовой матрице включены магнетит, густо-зеленая шпинель и иглы муллита.

(рис. 17-3, б). Присутствие силлиманита, по-видимому, связано с длительным сохранением высоких температур и, возможно, с воздействием магматических флюидов, поскольку оно особенно характерно для пород, находящихся в непосредственной близости от контактов с гранитами. Некоторые разновидности таких пород настолько богаты силлиманитом, что их следует рассматривать как продукты сложной реакции между магмой и роговиками, в ходе которой неглиноземистые компоненты были частично перенесены в магму и доля Al_2O_3 в метаморфическом остатке возросла. В базальтовых породах иногда встречаются ксенолиты обогащенных глиноземом роговиков, принадлежащих к санидинитовой фации. Они могут содержать так много избыточного Al_2O_3 (по отношению к SiO_2), что в них кристаллизуется один из двух недосыщенных кремнеземом минералов — корунд (сапфир) или шпинель. В результате частичного плавления этих ксенолитов образуются породы (переходные между магматическими и метаморфическими), называемые *бухитами* (рис. 17-4). Пелитовые бухиты могут состоять из кордиерита,

шпинели, редкого высокотемпературного силиката глинозема муллита и стекла.

Большинство пелитовых роговиков содержит избыточный SiO_2 , так что совместно с силикатами глинозема кристаллизуется кварц. Однако некоторые из них настолько богаты Al_2O_3 и соответственно бедны SiO_2 , что кварц в них отсутствует, и в ассоциациях пироксен-роговиковой фации появляются корунд или шпинель или оба минерала вместе. Такие соотношения наблюдаются в контактовом ореоле плутона Комри в Пертшире, Шотландия, где среди недосыщенных кремнеземом пелитовых ассоциаций (ср. рис. 16-4, б) встречаются: корунд + кордиерит + биотит с небольшим количеством ортоклаза и магнетита (рис. 17-2, а); кордиерит + корунд + шпинель (биотит + ортоклаз) и андалузит + кордиерит + корунд [1].

Раньше полагали, что некоторые глиноземистые метаморфические минералы — ставролит, альмандиновый гранат и кианит — нехарактерны для контактовых ореолов, но теперь известно, что они там отнюдь не редки. Например, во внешних зонах ореола Санта-Роза в Неваде, имеющего ширину около 1400 м, ставролит-андалузит-биотитовые роговики ассоциируются с другими пелитовыми породами, содержащими ассоциацию кордиерит + андалузит + биотит. Ассоциации альмандин + кордиерит + андалузит известны в ореоле массива Тоно в Японии. Одновременное появление альмандина и ставролита связано с высоким содержанием в породе Al_2O_3 и отношением FeO/MgO . Кианит встречается гораздо реже, чем альмандин или ставролит. Его присутствие свидетельствует о сочетании сравнительно высокого давления и низкой температуры. Примеры этого известны в роговиках из ореолов, окружающих некоторые гранодиоритовые плутоны Донегола, а в некоторых из этих пород андалузит и кианит встречаются в одном образце.

Пелитовые пятнистые сланцы

Во внешних зонах ореолов, развитых в глинистых сланцах или филлитах, типичные продукты контактового метаморфизма имеют характер сланцев, а не роговиков. Этому есть две причины: во-первых, метаморфизм недостаточно интенсивен для того, чтобы затухевать сланцеватость исходной породы, а во-вторых, температура метаморфизма (соответствующая фации роговообманковых роговиков) достаточно низка, чтобы мусковит и биотит оставались стабильными минералами. Эти слюды имеют четко пластинчатую форму (хотя обычно она гораздо менее правильна, чем в других сланцах) и обладают отчетливой предпочтительной ориентировкой, при которой плоскость $\{001\}$ субпараллельна первоначальному кливажу сланцеватости, и, таким образом, последний может не только сохраняться, но и усили-

ваться. Породы, изначально богатые K_2O , что характерно для многих пелитовых осадков, обычно содержат крупные порфиробласты биотита или мусковита, переполненные включениями кварца. Они могут быть совершенно лишены правильной ориентировки и в этих случаях придают породе пятнистый или бугорчатый вид. В некоторых породах, однако, порфиробласты слюды обладают заметно пластинчатым обликом и тенденцией к ориентировке плоскости $\{001\}$ вдоль сланцеватости, и тогда на свежем сколе, параллельном сланцеватости, бросаются в глаза яркие крупные блестящие слюды. Андалузит или кордиерит, а иногда и оба вместе, развиваясь в виде порфиробластов в сланцеватой основной массе, состоящей из слюд, кварца и плагиоклаза, могут также придавать породе такого типа пятнистый облик (рис. 17-1, а, б). Однако следует иметь в виду, что здесь эти минералы имеют более ограниченное развитие, чем в породах семейства роговиков, поскольку при температурах фации роговообманковых роговиков они могут кристаллизоваться только в тех породах, где отношение Al_2O_3/K_2O слишком высоко для того, чтобы весь Al_2O_3 был поглощен слюдами.

Будучи наиболее типичными во внешних частях контактовых ореолов, пятнистые сланцы могут также развиваться и в региональном масштабе независимо от наличия магматических тел. Широко известным примером могут служить порфиробластические андалузитовые сланцы и ставролит-андалузитовые сланцы, обнажающиеся на большей части Абердина в Шотландии (рис. 20-3).

Кварц-полевошпатовые роговики

Кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат, главные составляющие песчаников и кислых вулканических пород (риолитов, дацитов), в температурном интервале пироксен-роговиковой и роговообманково-роговиковой фаций остаются стабильными. Образовавшиеся по таким породам роговики состоят главным образом из гранобластовой мозаики кварца и полевых шпатов (рис. 17-3, в). Блестопорфировые структуры, возникающие благодаря сохранению частично перекристаллизованных реликтовых фенокристаллов кварца и полевого шпата, указывают на вулканическое происхождение некоторых пород. Реликтовый плагиоклаз в этих породах обычно сохраняет идиоморфные очертания и сложное двойникование, характерное для вулканических пород. Реликтовый щелочной полевой шпат (в некоторых высокотемпературных роговиках — ортоклаз, в породах более низкой степени метаморфизма — микроклин) может иметь грубую пертитовую структуру, являющуюся результатом несовместности в условиях метаморфизма натрового и калиевого компо-

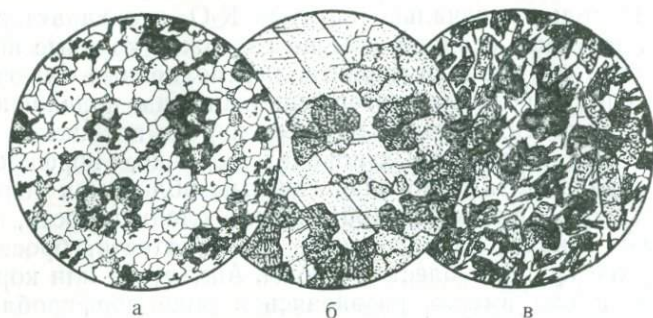


Рис. 17-5. Пневматолитовые роговики.

а — турмалинизированный кварцевый роговик, Энджелмайн, Сьерра-Невада, Калифорния. Диам. 2,5 мм. Кварц перекристаллизован в гранобластовую мозаику. Первоначально глинистая матрица перекристаллизована в тонкозернистую бесцветную слюду. Она представляла собой глиноземистую среду, в которой под воздействием привнесенного бора свободно кристаллизовался турмалин. Черные пятнышки — магнетит и гематит.

б — флюоритовый скарн, Риддархиттан, Швеция, Диам. 2 мм. В единое зерно флюорита включены зеленый геденбергит и бледно-коричневый андрадитовый гранат.

в — турмалинизированный кварц-роговообманковый роговик, Лили-Лейк, к западу от озера Тахо, Калифорния. Диам. 3 мм. Шлиф сделан из образца, взятого в нескольких сантиметрах от турмалиновой жилки. Видны крупные зерна турмалина в кварц-роговообманковой основной массе.

нентов, первоначально смешанных в $K-Na$ -санидине или анортотклазе вулканических пород.

В кварц-полевошпатовых роговиках почти непременно присутствует биотит. В породах пироксен-роговиковой фации могут появляться небольшие количества кордиерита или андалузита; мусковит как в порфиробластах, так и в виде мелких чешуек в гранобластовой мозаике типичен для роговиков, принадлежащих к фации роговообманковых. Роговая обманка менее обычна. Типичными аксессуарными минералами являются турмалин, циркон, апатит, сфен и непрозрачные окислы.

Кварц-полевошпатовые бухиты, образующиеся при частичном плавлении включений в вулканических породах, показаны на рис. 17-4, *а, б*. Турмалинизированные роговики, формирование которых связано с привнесением бора в песчаники (преимущественно в газовой фазе), показаны на рис. 17-5, *а*. Участками турмалинизированный кварц-полевошпатовый роговик показан на рис. 17-5, *в*.

Контактные мраморы

В результате воздействия контактового метаморфизма высокой степени на известняки и доломиты развиваются гранобластовые породы, сложенные в основном мозаикой равновеликих

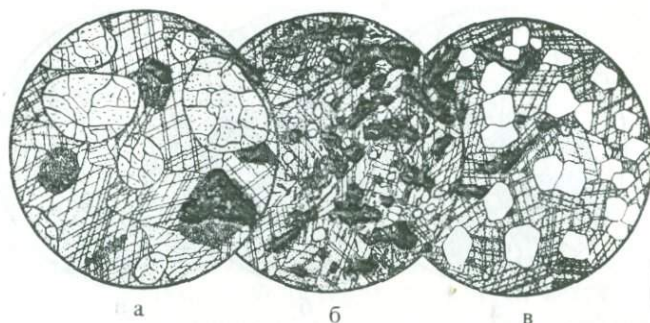


Рис. 17-6. Магнезиальные контактовые мраморы.

a — хондродит-шпинелевый мрамор, Амити, Нью-Йорк. Дdiam. 3 мм. Бледно-желтый хондродит и густо-зеленый плеонаст находятся в матрице из кальцита. Виден единственный кристалл пирита (справа) и чешуйка графита с равными краями (слева внизу). Присутствие хондродита и пирита указывает на привнос фтора и серы.

б — людовигит-форстерит-шпинелевый мрамор, Туин-Лейкс, Сьерра-Невада, Калифорния. Дdiam. 2 мм. В кальцит включены округлые зерна форстерита и зеленого плеонаста и тонкие призмы магнезиально-железистого бората людовигита (N_g — темно-коричневый, N_p — темно-зеленый, показатель преломления 1,85—2,0; удлинение параллельно N_g). Присутствие людовигита указывает на привнос бора и железа.

в — бруситовый мрамор (предацит), Предаццо, Италия. Дdiam. 2 мм. Чистые бесцветные участки — брусит, образующий псевдоморфозы по периклазу; в зернах брусита при скрещенных николях видно сложное concentрическое расположение изогнутых чешуек. Присутствует несколько округлых зерен форстерита.

зерен кальцита. Большинство таких пород содержит небольшую примесь SiO_2 и Al_2O_3 . Довольно часто типичные контактовые мраморы бедны кремнеземом и не содержат кварца; в них появляются минералы, не совместимые с кварцем при высоких температурах. К таковым относятся форстерит, минералы группы гумита (особенно клиногумит), периклаз, брусит, шпинель, корунд и множество редких силикатов Ca и Mg (ларнит, спуррит, тиллеит, монтичеллит и т. д.). Там, где SiO_2 больше, как, например, в породах, переходных к известково-силикатным роговикам, могут появляться минералы, совместимые с кварцем, особенно волластонит, диопсид, тремолит и тальк. В доломитовых известняках, содержащих кремнезем, по мере роста температуры может развиваться сложная последовательность минеральных ассоциаций, определяемая частично относительными количествами кальцита, доломита и кварца в исходной породе, а частично температурой и давлением, существовавшими во время реакции (ср. с рис. 16-5). Если в первоначальном известковом осадке имелся иллит, то в производных мраморах появляется флогопит.

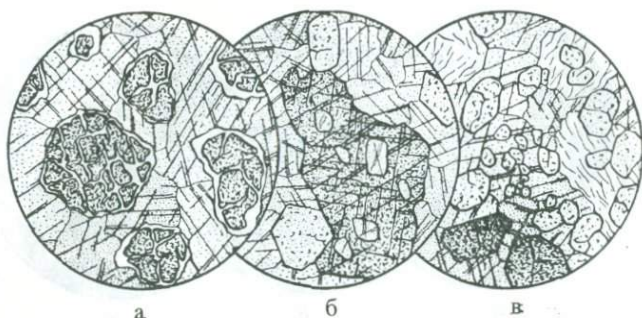
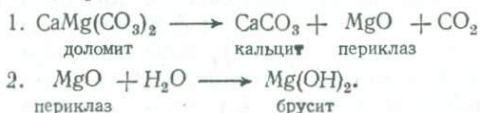


Рис. 17-7. Магнезиальные контактовые мраморы.

а — форстеритовый мрамор, Барстоу, Калифорния. Диам. 3 мм. Заметна частичная серпентинизация форстерита. Карбонат представлен кальцитом.
б — диопсид-везувиановый мрамор, Крестмор, Калифорния. Диам. 3 мм. Расположенное в центре крупное зерно диопсида, в котором видны спайность $\{110\}$ и отдельность $\{100\}$, включает несколько зерен везувиана. Другие зерна везувиана окружены кальцитом.
в — хондродит-шпинель-бруситовый мрамор, Крестмор, Калифорния. Диам. 3 мм. Бесцветные октаэдры шпинели (у нижнего края) и бесцветные и желтые зерна минералов хондродит-клиногумитового семейства включены в крупнокристаллический брусит (справа) или в кальцит (в центре и у нижнего края).

Мраморы, образовавшиеся из первоначально чисто доломитовых пород, сложены мозаикой зерен кальцита, содержащей округлые скопления тонкокристаллического брусита (рис. 17-6, *в*), в которых составляющие их чешуйки располагаются в виде более или менее концентрических оболочек; внутри таких скоплений могут содержаться мелкие остаточные зерна периклаза¹. Эти породы обычно рассматриваются как продукты дедоломитизации, происходящей в две стадии:



Периклазовые мраморы без брусита встречаются редко. Это естественно, поскольку известно, что периклаз устойчив в контакте с H_2O только при температурах около 900°C , а водный флюид под достаточным для преобразования периклаза в бру-

¹ Эта очень характерная структура псевдоморфоз брусита возникает в результате сильного повторяющегося изгибающего усилия, развивающегося при радиальном росте пластинок $\{0001\}$ в условиях стресса, вызванного большим увеличением объема при реакции гидратации. Таким образом, общее направление видимой спайности $\{0001\}$ радиальное, но то тут, то там она испытывает резкий излом, что и придает окончательной структуре концентрический или тангенциальный элемент.

сит давлением обычно всегда имеется на более низкотемпературных стадиях метаморфизма. В некоторых мраморах встречаются более крупные пластинки брусита (рис. 17-7, в), что указывает на прямой переход доломита в брусит и кальцит, без появления периклаза в качестве промежуточной фазы, для чего необходимым условием является высокая концентрация воды во флюидной фазе.

Обычными производными магнезиальных известняков, содержащих кремни или другую форму кремнезема в качестве небольшой примеси, являются форстерит-бруситовые и форстерит-диопсидовые мраморы. Форстерит и диопсид встречаются в виде изолированных, бесцветных, округлых или идиобластических зерен, выделяющихся в прозрачных шлифах благодаря их высокому показателю преломления и ярким интерференционным окраскам. Форстерит обычно частично серпентинизирован (рис. 17-7, а). Другие минералы, которые могут присутствовать в такого типа ассоциациях (рис. 17-6, а и 17-7, в), — это шпинель, клиногумит или другие минералы группы гумита и реже корунд. Шпинель обычно бесцветна и распознается по изотропности и октаэдрическому габитусу. Большинство минералов группы гумита плеохроирует в золотисто-желтых тонах; но некоторые из них бесцветны, и, если они не обнаруживают простых двойников, их трудно отличить от форстерита.

Отмеченные выше минеральные ассоциации характеризуют относительно высокие температуры метаморфизма, соответствующие пироксен-роговиковой и верхней части роговообманково-роговиковой фации. Магнезиальные мраморы более низкой ступени состоят из кальцита с тремолитом или тальком. Тремолит обычно образует в матрице кальцита длинные бесцветные призмы; тальк встречается гораздо реже и, по-видимому, представляет наиболее низкотемпературную реакцию между доломитом и кремнеземом.

Безмагнезиальные мраморы, содержащие кремнезем в качестве единственной примеси, перекристаллизуются без реакций, образуя кварцевые мраморы, но только пока они не достигают высоких температур, соответствующих переходу от роговообманково-роговиковой фации к пироксен-роговиковой. При таких температурах происходит реакция с образованием волластонита. Для высокотемпературных мраморов, таким образом, типичны ассоциации волластонит + кальцит и волластонит + диопсид + кальцит (ср. с рис. 15-5, б).

Существует группа интересных, но редких бедных кремнеземом метаморфических пород, образующихся при низких давлениях и исключительно высоких температурах санидинитовой фации на контактах между содержащим кремнеземом мелом и интрузивными некками таких магматических пород, как диабазы. В них кальцит ассоциируется с различными редкими силиката-

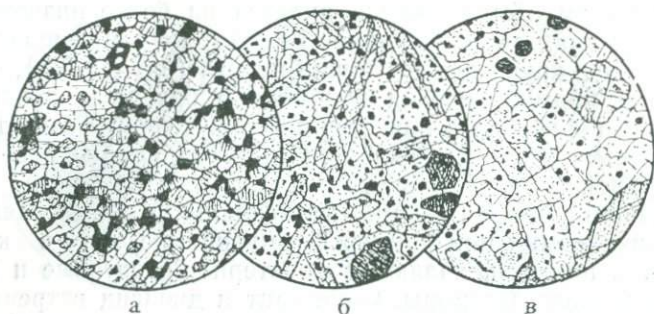


Рис. 17-8. Недосыщенные кремнеземом известково-силикатные породы (сандвинитовая фация) на контакте мела с диабазом, Ирландия.

а — ларнит-спуррит-магнетитовая порода, Скаут-Хилл, Антрим. Диамет. 2,5 мм. Порфиробласты спуррита включают зернистый ларнит (с высоким показателем преломления) и магнетит.

б — мервинит-спурритовая порода, Скаут-Хилл, Антрим. Диамет. 3 мм. Крупные сдвойникованные таблитчатые кристаллы мервинита включены в спуррит. Три темных зерна внизу справа — ларнит, образовавшийся при инверсии его высокотемпературной полиморфной модификации бредигита, гексагональный поперечный срез которого отчетливо сохранился. Присутствуют также зерна магнетита и кальцита и несколько мелких зерен желтовато-коричневого перовскита (изотропный, с очень высоким показателем преломления).

в — тиллеит-мелилитовая порода, Карлингфорд. Диамет. 3 мм. Бледно-желтые таблички мелилита включены в бесцветный тиллеит. Видны несколько зерен зеленого плеонаста (наверху) и многочисленные мелкие зерна перовскита.

ми кальция, большинство из которых бесцветные минералы со средним или высоким показателем преломления и умеренно высоким двупреломлением, обычно с пластинчатыми двойниками. К ним относятся ларнит (Ca_2SiO_4 ; угол между α и двойниковой плоскостью $\{100\}$ равен 13°); бредигит (Ca_2SiO_4 ; псевдогексагональные двойники, $2V$ 30° , оптически положительный); спуррит ($\text{CaCO}_3 \cdot 2\text{Ca}_2\text{SiO}_4$; $2V$ 40° , оптически отрицательный); ранкинит ($\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$; $2V$ 64° , оптически положительный, двупреломление 0,009); тиллеит ($2\text{CaCO}_3 \cdot \text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$; $2V$ 90°); куспидин [$\text{Ca}_4(\text{F}, \text{OH})_2\text{Si}_2\text{O}_7$; сравнительно низкий показатель преломления (1,6), и двупреломление (0,012)]; мервинит ($\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_8$; две системы косых двойников, $2V$ 70° ; оптически положительный); монтичеллит (CaMgSiO_4 ; похож на форстерит, но с более низким двупреломлением, 0,011); мелилит [$\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Mg})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$; одноосный, оптически отрицательный, не двойникуется]. Некоторые из этих минералов показаны на рис. 17-8.

Известково-силикатные роговики и скарны

Известково-силикатные роговики и скарны сложены преимущественно или полностью силикатами кальция. Собственно роговики являются производными глинистых известняков; термин

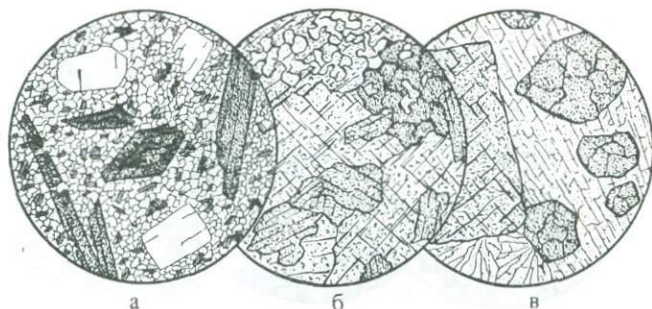


Рис. 17-9. Скарны.

а — скаполит-актинолит-флогопитовый мрамор, центральная Европа, Диам. 2,5 мм. Три бесцветных идиобластовых зерна с относительно низким показателем преломления — скаполит.

б — скарн, Донегол, Ирландия. Диам. 2,5 мм. В нижней половине везувиян окружает зеленый диопсидовый пироксен; гроссуляр (вверху справа) и везувиян (верхний край) включают зерна эпидота и клиноцоизита.

в — скарн, Абердин, Шотландия. Диам. 2 мм. Большой призматический кристалл везувияна (слева) и более темные зерна гроссуляр-андрадита с неправильными трещинами включены в бесцветный, радиально-призматический пренит.

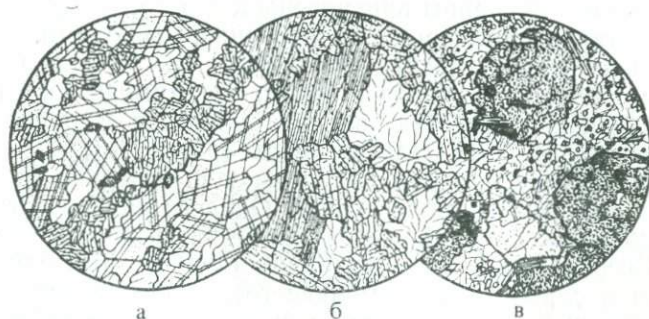


Рис. 17-10. Известково-силикатные мраморы.

а — диопсид-скаполитовый мрамор, Три-Риверс, Сьерра-Невада, Калифорния. Диам. 2 мм. Состоит из зеленоватого диопсида, бесцветного скаполита, крупнозернистого кальцита и аксессуарных зерен сфена.

б — диопсид-волластонитовый роговик. Уосатч-Маунтинс, Юта. Диам. 2 мм. Состоит из крупных призматических кристаллов волластонита (левая половина) и крупнозернистого диопсида; интерстиции выполнены радиальными агрегатами пренита (относительно низкий показатель преломления, бесцветный).

в — гроссуляр-везувиян-диопсидовый мрамор, Сиско, Сьерра-Невада, Калифорния. Диам. 3 мм. Более темный из двух высокопреломляющих минералов — гроссуляр, а другой — везувиян. Видны мелкие призмы волластонита, а гранобластовая матрица сложена кальцитом.

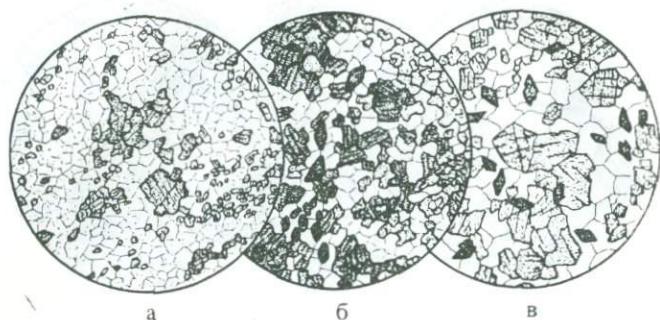


Рис. 17-11. Известково-силикатные роговики.

а — диопсид-плагиоклазовый роговик с небольшим количеством кварца, восточнее Висейлии, Сьерра-Невада, Калифорния. Диамет. 2 мм.

б — геденбергит-андрадит-лабрадоритовый роговик, Висейлия, Сьерра-Невада, Калифорния. Диамет. 1 мм. Андрадит сконцентрирован преимущественно в правой половине шлифа, геденбергит — в левой половине. Цепочка ромбовидных зерен сфена проходит почти вертикально, левее центра.

в — сфен-диопсид-кварцевый роговик, Донегол, Ирландия. Диамет. 2,5 мм.

«скарн» обычно относится к петрографически сходным породам, образовавшимся из почти чистых известняков и доломитов за счет привноса больших количеств Si, Al, Fe и Mg. Эти две генетические группы обычно различаются по геологической обстановке, поскольку скарны приурочены к строго определенным зонам в контактах мраморов с интрузивными породами, тогда как роговики, по мере удаления от контакта, постепенно переходят в менее измененные породы такого же химического состава. С увеличением количества кальцита скарны постепенно переходят в известково-силикатные мраморы (рис. 17-10).

Состав скарна или роговика может значительно меняться в пределах штуфа или даже шлифа. Одна из наиболее типичных минеральных ассоциаций состоит из бесцветного или буроватого граната серииgrossуляр — андрадит (в некоторых случаях зонального и слабо двупреломляющего), неплеохроирующего зеленоватого диопсид-геденбергита и бледно-розового или буроватого везувияна (рис. 17-9, *б*, *в*). Последний с трудом можно отличить от двупреломляющего граната. В более глиноземистых прослоях эта ассоциация может также содержать основной плагиоклаз (рис. 17-11, *б*), минерал группы эпидота (рис. 17-9, *б*) или скаполит (рис. 17-10, *а*); более известковые ассоциации в условиях пироксен-роговиковой фации содержат волластонит (рис. 17-10, *б*), а в роговообманково-роговиковой фации — кальцит и кварц. Вопреки тому, что можно было бы ожидать от внутренне равновесных ассоциаций, в эпидотсодержащих роговиках часто встречаются клиноцоизит и цоизит одновременно. Эти два минерала можно уверенно различать толь-

ко по углу оптических осей ($0-40^\circ$ у цоизита, $80-90^\circ$ у клиноцоизита), так как оба они — бесцветные минералы с высоким показателем преломления и для обоих характерны аномальные синие или желтовато-коричневые цвета интерференции. Во многих породах крупнозернистый эпидот включает червеобразные вроски кварца (рис. 16-1, *в*). В роговиках, содержащих много бесцветного диопсида, может встречаться волластонит, который при беглом просмотре легко пропустить, но если его присутствие подозревается, его просто подтвердить, измерив угол погасания ($\alpha : [001] = 34^\circ$) и угол оптических осей и знак ($2V \ 35-40^\circ$, оптически отрицателен). Скаполит отличается от всех сопутствующих минералов одноосностью, отрицательным знаком, низким показателем преломления и умеренно высоким двуупределением.

В любой из указанных выше ассоциаций, особенно в скарнах, могут присутствовать сфен (рис. 17-11, *в*), микроклин, флогопит, магнетит и сульфиды. Роговая обманка, в ассоциации с диопсидом, встречается только в породах, сравнительно бедных СаО и принадлежащих к фации роговообманковых роговиков. В скарнах, содержащих железистые пироксены и гранаты, нередко встречается флюорит (рис. 17-5, *б*).

Основные роговики

В результате высокотемпературного контактового метаморфизма пород семейств базальта и андезита возникают плотные темные роговики, которые под микроскопом оказываются сложенными гранобластовой мозаикой из лабрадора, бледно-зеленого или бесцветного диопсида, розового гиперстена (плеохроирующего более отчетливо, чем гиперстен изверженных пород) и акцессорных магнетита, апатита и сфена (ср. с рис. 17-13, *в*). В породах очень основного исходного состава к этой ассоциации может присоединяться оливин, иногда в виде крупных пойкилобластических зерен. Таков роговик из ФРГ (рис. 17-13, *в*), первоначально описанный как неметаморфизованная основная дайковая порода*. Роговики, образовавшиеся по андезитам, обычно содержат биотит (рис. 17-12, *б* и 17-13, *а*); в них иногда возможно различить признаки первоначальной порфировой структуры — например, на месте фенокристаллов роговой обманки может образоваться смесь зерен диопсида и гиперстена.

Соответствующие породы роговообманково-роговиковой фации сложены ассоциацией плагиоклаз + роговая обманка + диопсид, часто с магнетитом, апатитом и сфеном в качестве второстепенных минералов (рис. 17-13, *б*). Если присутствуют также биотит и кварц, то исходная порода, скорее всего, была ан-

* Беербахит.

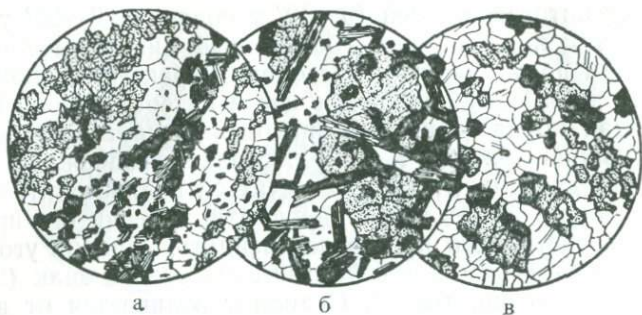


Рис. 17-12. Основные роговики, Комри, Пертшир, Шотландия.

- a* — роговообманково-биотит-плаггиоклазовый роговик. Диамет. 3 мм.
б — гиперстен-биотит-плаггиоклаз-кварцевый роговик. Диамет. 3 мм.
в — гиперстен-кордиерит-плаггиоклаз-магнетитовый роговик. Диамет. 3 мм.

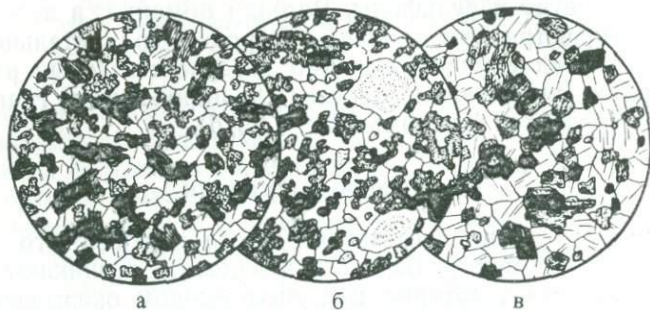


Рис. 17-13. Основные роговики.

- a* — диопсид-плаггиоклаз-биотитовый роговик, район Сиско, Сьерра-Невада, Калифорния. Диамет. 3 мм. Диопсид показан крапом; видны отдельные зерна магнетита.
б — роговообманково-плаггиоклазовый роговик, район Сиско, Сьерра-Невада, Калифорния. Диамет. 3 мм. Реликтовые фенокристаллы плаггиоклаза сохраняют зональность, указывающую на магматическое происхождение.
в — «беербахит», Оденвальд, ФРГ. Диамет. 3 мм. Состоит из гиперстена, диопсида, плаггиоклаза и магнетита; пироксены в результате ретроградного изменения замещаются волокнистым бледно-зеленым амфиболом; присутствует также оливин (не показан).

дезитом (рис. 17-12, *a*). В роговообманковых роговиках обычно заметны следы порфировой, офитовой и других типично магматических структур, которые описываются такими терминами, как «бластопорфировая» и «бластоофитовая». Типичный пример бластопорфировой структуры — псевдоморфные агрегаты роговой обманки по восьмигранным призматическим кристаллам авгита, заключенным в гранобластовую основную массу, состоящую из роговой обманки и плаггиоклаза. Плаггиоклаз, в силу

своего низкого положения в кристаллобластическом ряду, всегда перекристаллизовывается в массу ксенобластических зерен, так что любое пластинчатое или таблитчатое зерно плагноклаза в роговиках (например, в бластоофитовых структурах) неизбежно должно оказаться унаследованным от исходной породы (рис. 17-13, б). В роговообманковых роговиках сравнительно низкой ступени метаморфизма может быть очень заметна реликтовая амигдалоидная структура: в обычной плагноклаз-роговообманковой мозаике рассеяны овальные включения перекристаллизованных кварца, кальцита и эпидота или альбита и эпидота.

Магнезиальные роговики и сланцы

Магнезиальные метаморфические ассоциации в породах контактовых ореолов обычно развиваются в одной из двух определенных ситуаций. Одна представляет собой местный магнезиальный метасоматоз, синхронный с метаморфизмом, другая имеет место, когда тела серпентинитов попадают в контактовый ореол и в них развиваются новые минеральные ассоциации. В последнем случае любой возможный метасоматоз происходил до контактового воздействия.

Типичными продуктами магнезиального метасоматоза являются крупнозернистые роговиковые породы, сложенные преимущественно магнезиальными амфиболами (антофиллитом или куммингтонитом), кордиеритом, а во многих случаях биотитом, альмандиновым гранатом или обоими минералами вместе. На рис. 17-14 показаны два примера из Швеции. Для контактовых ореолов в условиях роговообманково-роговиковой фации типична ассоциация антофиллит + кордиерит¹. На более высоких ступенях контактового метаморфизма (пироксен-роговиковая фация) эквивалентные по химическому составу роговики состоят главным образом из кордиерита и гиперстена (ср. с рис. 17-12, в).

Тромсдорфом и Эвансом описана последовательность минеральных ассоциаций, развившихся в метасерпентинитах, оказавшихся в контактовом ореоле тоналитового плутона Берджель в Итальянских Альпах [2]. Вне ореола исходная порода представляет собой метасерпентинит низкой ступени регионального метаморфизма, состоящий из антигорита, оливина и диопсида. С приближением к плутону Берджель наблюдается смена контактовых ассоциаций в такой последовательности: антигорит +

¹ Если те же минеральные ассоциации развиваются локально в контактах с гранодiorитовыми плутонами, синхронными с региональным метаморфизмом гораздо большего площадного распространения, они могут быть с равным успехом помещены в амфиболитовую фацию. Именно такова ситуация в классическом, описанном Эсколой районе Ориярви, Финляндия.

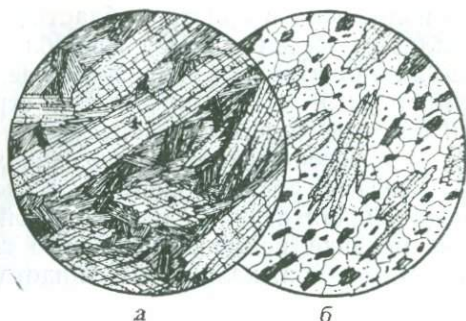


Рис. 17-14. Магнезиальные контактовые сланцы.

а — антофиллит-куммингтонит-биотитовый сланец, Риддархиттан, Швеция. Диамет. 4 мм. Крупные зерна в центре и у левого края — прорастания двух амфиболов.

б — кордиерит-антофиллит-биотитовый сланец, Риддархиттан, Швеция. Диамет. 3 мм. Крупные кристаллы — бледноокрашенный антофиллит.

+ оливин + тремолит, тальк + оливин + тремолит, антофиллит + оливин + тремолит. Все они находятся в пределах фации роговообманковых роговиков. На юге Сьерра-Невады, Калифорния, в контакте адамеллита с серпентинитом местами появляются ассоциации еще более высокой ступени. Это роговики, состоящие из оливина, энстатита, шпинели и клинохлора, — минеральная ассоциация, по-видимому почти повторяющая таковую исходного перидотита, из которого первоначально образовались сами серпентиниты.

Литература

1. *Tilley C. E.* Quarterly Journal of the Geological Society of London, vol. 80 (1974): pp. 22—41.
2. *Trommsdorff V., Evans B. W.* American Journal of Science, vol. 272 (1972): pp. 423—437.

Глава 18. Продукты метаморфизма, вызванного преимущественно механическим напряжением

Природа дислокационного метаморфизма

Для простоты можно считать, что метаморфизм вообще складывается из двух тесно взаимосвязанных серий процессов, один из которых имеет «механическую», а другой — «химическую» природу. Образующаяся в результате минеральная ассоциация наиболее очевидно отражает общее воздействие химических процессов — химических реакций, перекристаллизации, ионной диффузии, роста кристаллов и т. д. Видимые последствия напряжения, наоборот, связаны с режимом внутреннего течения в пределах метаморфической системы под влиянием наложенного извне негидростатического стресса, и новообразованная текстура запечатлевает механические элементы метаморфического процесса. В большинстве примеров регионального метаморфизма, на всех стадиях, кроме начальной, оба этих эффекта отчетливо проявляются, хотя обычно невозможно уверенно оценить роль химических процессов в составляющей напряжения и влияния «механических» (особенно кинематических) факторов на эффективность химической перестройки.

Существуют некоторые ситуации, особенно в контактовых ореолах и в областях метаморфизма погребения, когда влияние напряжения минимально и метаморфизм, по существу, представляет собой лишь химическую реакцию системы на режим температуры и гидростатического давления. Но с другой стороны, имеются и другие примеры, когда структура метаморфической породы обнаруживает отчетливые признаки существенно механических процессов. Главными среди них являются узкие зоны сильных коровых дислокаций, например, вдоль разлома Сан-Андреас (Калифорния) и Альпийского разлома (Новая Зеландия).

Образующиеся в таких ситуациях породы могут быть названы продуктами *дислокационного метаморфизма*, поскольку их характерные структуры отражают проникающее внутреннее напряжение, вызванное относительным перемещением соприкасающихся блоков коры. Идеальные условия для этого, очевидно, создаются в зонах поперечных разломов. Но похожие породы могут также развиваться в более размытых, менее резко очерченных поясах интенсивного напряжения, которые, как, например, архейские массивы центральной Австралии, могут достигать региональных масштабов. Все эти породы вместе и

составляют предмет данной главы, наиболее характерными их представителями являются *милониты*. Сам по себе метаморфический процесс представляет собой длительное вязкое течение твердой породы лишь с минимальной внутренней перестройкой чисто химической природы. Некоторые авторы называли это *катакластическим* течением. Но этот термин предполагает существенную роль хрупкого дробления в процессе течения; однако, как показано ниже, теперь это ни в коем случае нельзя считать бесспорной истиной. Таким образом, мы избегаем пользоваться этим термином.

Течение без разрыва сплошности в твердых породах, вызванное механическими силами

Сначала следует сказать несколько слов о самом процессе течения. Классические интерпретации милонитов были основаны на повседневном опыте в отношении того, как различного рода твердые тела реагируют на приложенные к ним системы негидростатического стресса при атмосферном давлении (т. е. при всестороннем давлении около 1 бар). Обычно считают, что при комнатной температуре и атмосферном давлении твердые тела являются либо хрупкими, либо вязкими (пластичными). Когда приложенная сила превышает некую предельную величину («сила разрушения»), *хрупкие* материалы разрушаются, раскалываясь на обломки; образец теряет свою сплошность, но повторное приложение силы к отдельным обломкам (как в ступе) вызывает прогрессивное дробление и уменьшение размеров зерна. Образец как таковой теперь полностью потерял внутреннее сцепление. Большинство минералов при атмосферном давлении хрупки, даже при температурах чуть ниже точки плавления. *Вязкие* материалы, например большинство металлов, на приложенное усилие реагируют совершенно иным образом, даже при низких всесторонних давлениях. Когда усилие возрастает и превышает предел прочности, твердое тело начинает течь без потери сплошности и сцепления. Однако между хрупким и вязким поведением резкой границы нет.

Из обширных экспериментальных исследований Григгса, Патерсона, Хандина и других, выполненных за последние тридцать лет, явствует, что высокое всестороннее давление (несколько килобар) и чрезвычайно длительные интервалы времени (обеспечивающие медленный рост напряжений), которыми характеризуется внутрикоровая обстановка, создают такие режимы напряжений, какие до сих пор практически не удалось воспроизвести, кроме как в металлургии. И все же хрупкое и вязкое (пластичное) поведение образцов можно различать. Но в таких «нормально» хрупких материалах, как кальцит, доло-

мит, оливин и даже кварц, можно вызвать или усилить вязкие свойства. Этому способствует несколько факторов: высокое всестороннее давление и температура, медленное нарастание напряжений и (для кварца абсолютно необходимо) наличие водной пленки. Более того, в таких условиях, происходит ли разрушение образца главным образом за счет хрупких внутренних трещин или это результат вязких напряжений, он стремится сохранить сцепление и прочность. Вызванный напряжением процесс можно называть *течением без потери сплошности*. Под действием контролируемых условий эксперимента течение без потери сплошности вызывает в структурах горных пород многочисленные и разнообразные изменения, которые точно фиксируются в структурах милонитов и связанных с ними пород. Среди разнообразных эффектов наблюдаются следующие:

1. При вязком течении отдельных кристаллов (или поликристаллических агрегатов) таких минералов, как кальцит, оливин или кварц, отдельный кристалл стремится сохранить свою целостность без дробления. Но при этом он меняет форму за счет расплющивания, вытягивания и изгибания (вплоть до резкого скручивания) одних внутренних доменов относительно других. Изгиб и скручивание можно наблюдать под микроскопом в виде давно известного явления волнистого угасания в оптически анизотропных кристаллах. Механизм внутрискристаллического течения включает взаимные перемещения ионов, определяемые кристаллографическими особенностями (скольжение кристаллической решетки). В некоторых минералах в результате процесса скольжения возникают видимые пластинчатые двойники (по $\{01\bar{1}2\}$ в кальците, по $\{02\bar{2}1\}$ в доломите и т. д.).

2. Хрупкое разрушение порождает множество мелких неправильных обломков, распределенных внутри образца в различных зонах сдвигового нарушения. Такие обломки обычно имеют внутреннее волнистое угасание — показатель постоянного напряжения, действовавшего на каждую отдельную элементарную ячейку до наступления хрупкого разрушения.

3. Вследствие накопленной энергии напряжения, слагающейся из мириад новообразованных нарушений решетки (*дислокаций*), видимых только под электронным микроскопом, любой напряженный кристалл имеет более высокую свободную энергию и, следовательно, менее стабилен, чем его ненапряженный сосед. По прошествии достаточного времени напряженный кристалл, выдерживаемый при высокой температуре, стремится перекристаллизоваться в мозаику ненапряженных (а потому более стабильных) зерен меньшего размера¹. С петрографической точки зрения важно отметить, что «грануляция», так часто на-

¹ Этот процесс аналогичен хорошо знакомому процессу отжига металлов.

блюдаемая под микроскопом в минералах деформированных пород, ни в коем случае не означает ни мелкого дробления за счет хрупкого разрушения (хотя это и может иметь место), ни потери сплошности и прочности в породах, где она наблюдается. Термин *катакластический* можно употреблять лишь в отношении пород, структуры которых отчетливо отражают хрупкое разрушение (крайние случаи представляют брекчии дробления и глинки трения).

Петрографическое описание пород

Разрабатывать номенклатуру пород, образовавшихся за счет дислокационного метаморфизма, нет нужды. Каждый тип можно называть просто по первичной литологии (поскольку ее следы всегда можно различить) и типу текстуры. Таким образом, две породы одинаковой текстуры в соответствии с их первичной литологией могут быть названы *дунитовым милонитом* и *гранитным милонитом*. В последующем описании основное внимание уделяется особенностям текстуры.

Милониты

Милониты — продукты крайне локальной деформации химически стабильных пород, образующиеся обычно в зонах разломов при высоких сдвиговых усилиях, вызванных относительным движением пород по обе стороны разлома. Развитию характерной для них текстуры, по-видимому, благоприятствует высокая скорость нарастания напряжений при довольно высоком всестороннем давлении — одно время считали, что при этом происходил сильное дробление и перемалывание исходного материала (отсюда термин «милониты»). В целом милониты представляют собой тонкозернистые полосчатые породы, в которых отдельные полосы различаются по размеру зерен, цвету и обычно по минеральному составу. Полосчатость отражает общую кинематическую картину течения; при этом длинные оси мелких зерен минералов стремятся располагаться субпараллельно направлению полосчатости. В большинстве милонитов реликты исходных пород сохраняются в виде овальных или вытянутых глазков, ориентированных параллельно полосчатости, которая их обтекает, усиливая впечатление *общей кинематической картины* (рис. 18-1). Минералы, слагающие эти реликтовые глазки, сами обнаруживают отчетливые признаки внутреннего напряжения: волнистое погасание, изгибание кристаллической решетки, выраженное изогнутыми двойникованными пластинами или спайностью, и почти повсеместную «грануляцию» по краям (последнее скорее результат воздействия начального отжига, а не дробления). В зернах кварца, в частности, развиваются полосы с

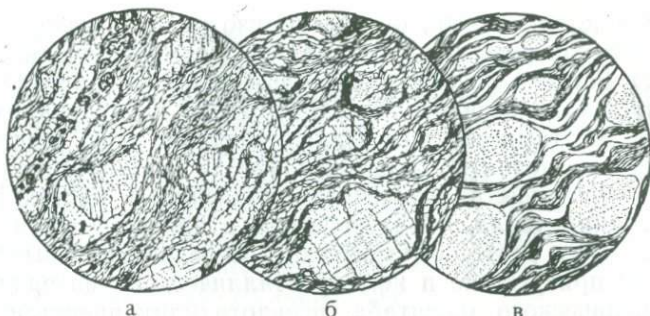


Рис. 18-1. Милониты.

а — горы Сан-Габриель, Калифорния. Диамет. 5 мм. Напряженные и раздробленные крупные зерна (порфирокласты) полевого шпата и печочка зерен граната погружены в тонкозернистую сланцеватую матрицу из кварца и полевого шпата с прожилками гранобластового кварца.

б — гранитный милонит, горы Сан-Габриель, Калифорния. Диамет. 5 мм. Крупные напряженные частично гранулированные кристаллы плагиоклаза, микроклина и кварца находятся в зернистой матрице, сложенной кварцем, полевым шпатом и биотитом.

в — милонитовый очковый гнейс, Дедмен-Лейк, Британская Колумбия. Диамет. 6 мм. Реликтовые оvoidные зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата погружены в матрицу из мусковита, хлорита и кварца, пересеченную многочисленными прожилками более позднего недеформированного кварца.

волнистым угасанием, субпараллельные осям $[0001]$. Во многих кварцевых зернах наблюдаются также линейные системы пылевидных включений и множество тонких линзовидных «полосок Бёма», наклоненных под крутым углом к $\{0001\}$ и заметных в скрещенных николях по слабому отклонению их погасания от погасания вмещающего кристалла. Кривизна двойниковых пластин в плагиоклазе (ср. с рис. 18-2, б) и карбонатах (ср. с рис. 18-3, б) или пластинок распада в пироксенах и следов спайности в слюдах свидетельствует о сильной внутренней деформации (изгибе решетки) кристаллов, поскольку, за некоторыми исключениями, такие видимые структуры, будучи изогнуты во всех точках, сохраняют рациональную кристаллографическую ориентировку.

Милониты, которые так долго считали интенсивно «растертыми» породами, в штуфе тверды, прочны и даже стекловаты. Этот парадокс, связывавшийся со «сваренным» состоянием «растертого» материала, объясняется с помощью экспериментальных исследований. То, что мы видим, это главным образом результат отжига (снятия напряжений), посредством чего накопленная энергия напряжения высвобождается из первоначально более крупных зерен в процессе перекристаллизации в более мелкозернистый агрегат свободного от напряжений материала. Крайним продуктом воздействия напряжения во многих мило-

нитах является темный, оптически изотропный материал *псевдотахилит*, который, как видно при большом увеличении, обычно облекает многочисленные реликтовые обломки кристаллов. Жилы и прожилки псевдотахилита, частично следуя направлению текстуры, местами секут ее и даже внедряются по трещинкам в более грубые реликты. Действительно ли этот материал — стекло, образующееся в результате плавления в местах высокой концентрации тепла, образующегося в процессе течения? Или же, поскольку рентгенометрическое исследование обычно обнаруживает присутствие в нем кристаллического материала субмикроскопического масштаба, псевдотахилит представляет собой результат предельного измельчения зерна? А может быть, это частично девитрифицированное стекло? Все эти альтернативы имеют своих сторонников.

Кварц и полевые шпаты — преобладающие компоненты многих милонитов, поскольку эти минералы стабильны в широком диапазоне температур и давлений даже в условиях больших сдвиговых усилий и доступа водных флюидов. В связи с этим милониты обычно развиваются по гранитам, гранодиоритам, кварцитам и кварц-полевошпатовым метаосадкам. Зерна кварца, слагающие отдельные тонкозернистые кварцевые прослои и линзы, обычно обнаруживают высокую степень предпочтительной ориентировки: их оси $[0001]$ ($=\gamma$) преимущественно располагаются в одном направлении (возможно, в направлении течения в кинематической картине) на поверхностях течения. Это явление можно наблюдать, если поместить гипсовую пластинку между скрещенными николями: при вращении столика агрегат ведет себя как целый кристалл, изменяя преимущественную окраску через каждые 90° (синюю на желтую и наоборот). Для кварца милонитов известны и другие закономерности ориентировки.

Основные и ультраосновные породы, состоящие главным образом из пироксенов, оливина и основного плагиоклаза, также могут превращаться в аналоги милонитов при быстро растущих напряжениях в отсутствие воды. Милонитовые структуры локально распространены в дунитах и гарцбургитах, слагающих ультраосновные тела «альпийского типа». Вынесенные из мантии крупные ксенолиты аналогичного состава, столь обычные в базанитах и нефелинитах, часто сохраняют отчетливые признаки напряжения — очевидно, запечатленные в месте их залегания до извержения, — но в них редко развивается настоящая милонитовая текстура. Оливин ультраосновных милонитов особенно склонен к превращению в тонкозернистый стекловатый агрегат, пересеченный цепочками хромитовых зерен. В этой основной массе плавают крупные реликтовые зерна энстатита в состоянии высокого внутреннего напряжения, для которых характерны изогнутые пластинки $\{100\}$ распада в зоне $[101]$.

Очень редко сильно напряженные домены (особенно в местах изгибов) превращаются в клиноэнстатит, отличающийся косым угасанием по отношению к следам пластинок $\{100\}$ и заметно более высоким двупреломлением ($\sim 0,014$) по сравнению с соседним энстатитом¹. Классический пример богатого оливином перидотит-милонита с интенсивно изогнутым (но не испытывавшим превращения) энстатитом представляют скалы Сан-Паулу, уникальный островной обломок субокеанической ультраосновной мантийной породы, выжатой сквозь кору на Срединно-Атлантическом хребте немного южнее экватора.

Во многих местах известны также габбро-милониты. Они широко распространены вместе с гранат-гранулитовыми милонитами в зоне шириной свыше 100 км в комплексе Гайлс (деформированная расслоенная интрузия) в архейском фундаменте хребта Тонкинсон, центральная Австралия. Здесь в типичных габбро-милонитах наблюдаются многочисленные крупные, дробленные и напряженные кристаллы (порфинокласты) основного плагиоклаза, диопсидового авгита и бронзита, погруженные в тонкозернистую полосчатую матрицу из тех же минералов, местами рассеянную мелкими прожилками псевдотахилита. Сильно изогнутые пластинки альбитовых двойников в плагиоклазе и пластинки распада $\{100\}$ в обоих пироксенах свидетельствуют о высокой степени внутреннего структурного напряжения в большинстве порфинокластов. В пироксенах обоих типов наблюдается также сильное скручивание под большими углами к $\{100\}$ (ось скручивания $[010]$), и скрученные домены некоторых кристаллов бронзита обнаруживают редкое явление инверсии в клиноэнстатит.

Очковые гнейсы

Описательный термин *очковые гнейсы* издавна применяется к кварц-полевошпатовым породам разнообразного происхождения, в которых тонкозернистая, сланцевая, часто слюдистая основная масса содержит хорошо заметные невооруженным глазом глазки полевого шпата. Некоторые очковые гнейсы в действительности являются милонитовыми; крупные зерна полевых шпатов в них представляют собой порфинокласты, сохранившиеся от «грануляции», результатом которой является структура окружающей матрицы. Другие имеют протокластическое происхождение, т. е. их текстура развилась при течении плутонической массы на последних стадиях кристаллизации. Третьи — существенно метасоматические, и крупные зерна полевых шпатов

¹ Этот эффект был впервые отмечен в энстатите из пироксенита, подвергнутого быстро нарастающему напряжению в лаборатории при температурах 300—500 °C и всесторонних давлениях в несколько килобар.

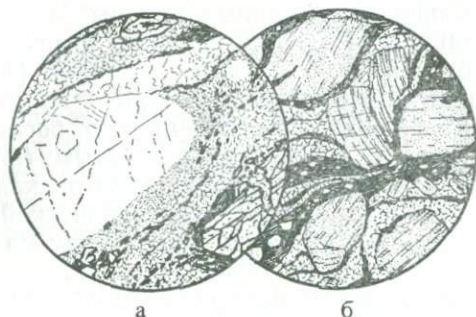


Рис. 18-2. Очковые гнейсы.

а — кианит-биотит-полевошпатовый гнейс, район Нангапарбат, северо-западные Гималаи. Диаметр 8 мм. Внизу справа и наверху — кианит, слева — крупный порфиробласт (?) микропертита, возможно замещающий основную массу, состоящую главным образом из кварца и олигоклаза.

б — гранодиоритовый гнейс, деформированный при высокой температуре, Каталина-Маунтин, Аризона. Диаметр 8 мм. Порфирокласты плагиоклаза (с искривленными двойниковыми пластинами, свидетельствующими об изгибе решетки, вблизи центра) находятся в зернистой матрице из биотита, кварца и небольшого количества полевого шпата.

в них (микроклин или олигоклаз) выросли при воздействии щелочных флюидов. В поле бывает трудно отличить чисто милонитовые очковые гнейсы от таких, где крупные зерна полевых шпатов представляют собой порфиробласты, образовавшиеся метасоматически в процессе или после деформации. Оба этих типа представлены на рис. 18-2.

Вполне может быть, что многие метаморфические кварц-полевошпатовые гнейсы — некоторые из них с крупными глазками граната — хотя теперь относительно крупнозернисты и не обнаруживают следов внутрикристаллических напряжений, прошли через милонитовую стадию развития. Возможно, ключ к их происхождению следует искать в металлургических процессах. Отжиг напряженного металла может быть достигнут несколькими путями. Один из них заключается в уже описанной «регенерации», когда накопленная в крупных кристаллах энергия напряжения высвобождается за счет роста мелких ненапряженных зерен вокруг быстро развивающихся нуклеусов. Другой процесс известен как «полигонизация». В этом случае напряженный кристалл преобразуется в серию из нескольких ненапряженных секторов за счет центробежной миграции дислокаций, которые оказываются сконцентрированными в тесно расположенных субпланарных зонах, представляющих границы секторов. Резко ограниченные, оптически гомогенные полосы (отличающиеся друг от друга по угасанию на несколько градусов) в кварце, слегка наклоненные к $[0001]$, вероятно, имеют такое происхождение. Наконец, существует процесс «роста зерен» в

свободном от напряжений агрегате, образовавшемся в результате «регенерации». Укрупнение нескольких зерен за счет остальных снижает общую свободную энергию, но этот процесс исключительно медленный (если он не происходит при высоких температурах), так как его движущая сила ΔG слаба; для протекания этого процесса необходима широкая ионная диффузия в кристаллическом агрегате.

Многие очковые гнейсы вполне могут представлять собой конечный продукт целой серии процессов: быстро растущее напряжение и частичная регенерация (милонитизация), за которыми следует медленное укрупнение зерен в первоначально тонкозернистых продуктах первой стадии. В результате возникает агрегат ненапряженных кристаллов — крупные реликтовые глазки, окруженные матрицей более мелких, но не слишком тонких зерен; единственным напоминанием первоначального процесса течения в твердом состоянии остается предпочтительная ориентировка листочков слюды и сама по себе гнейсовая текстура. Очковые гнейсы, в которых полевыми наблюдениями можно проследить такой эволюционный процесс, получили название *бластомилонитов*; но этот термин петрографически некорректен, поскольку претендует на постулирование процесса, который в большинстве случаев не может быть подтвержден петрографическими методами.

Пластически деформированные мраморы

Среди пород, подвергавшихся воздействию геологического стресса, кальцитовые мраморы представляют собой особый случай, поскольку при всестороннем давлении в несколько килобар и температурах свыше 300°C кальцит становится слабым и высокопластичным материалом гораздо в большей степени, чем доломит. Сами мраморы — продукты метаморфизма, в котором обычно принимают участие механические напряжения. Но эффекты, о которых пойдет речь, характеризуют реакцию мрамора на приложенный впоследствии (посткристаллический) стресс, особенно в зонах интенсивной деформации пород.

В таких условиях отдельное зерно кальцита стремится заметно уменьшиться в одном направлении и соответственно вытянуться в перпендикулярном направлении. Снятие напряжения достигается за счет внутрикристаллического пластического течения, главным образом при сочетании скольжения двойников по $\{01\bar{1}2\}$ и трансляций по $\{10\bar{1}\bar{1}\}$. Последний механизм, оказывающийся наиболее эффективным в отношении степени возможного снижения напряжения, обычно не оставляет видимых под микроскопом следов. Но скольжение двойников — менее эффективный механизм, он оставляет хорошо видимые под микроскопом следы в виде множества тонких двойниковых пластин, круто наклоненных к направлению главной оси сжатия кри-

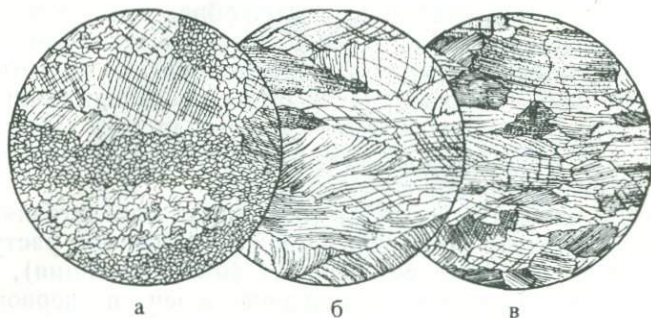


Рис. 18-3. Мраморы с признаками посткристаллизационной деформации. *а* — кальцитовый мрамор, Ланс у Инсбрука, Австрия. Диаметр, 2,5 мм. *б* — кальцитовый мрамор, Туин-Лейкс, Сьерра-Невада, Калифорния. Диаметр, 2,5 мм. Обратите внимание на кривизну двойниковых пластинок $\{01\bar{1}2\}$, отражающую внутреннюю пластическую деформацию зерен. *в* — искусственно деформированный мрамор (образец из Юл-Крик, Колорадо). Диаметр, 2,5 мм. Этот образец был на 20% укорочен в направлении, параллельном вертикальному диаметру рисунка за счет пластического течения при 300 °С и всестороннем давлении 5000 атм. Обратите внимание на четкие двойниковые пластины $\{01\bar{1}2\}$, ориентированные под большими углами к направлению сдвигания и субпараллельные плоскости удлинения зерен.

сталлического агрегата (рис. 18-3, *б*, *в*). В то же время развивается характерная кристаллографическая ориентировка, при которой оси $[0001]$ располагаются в направлении, близком к оси наибольшего сжатия. Обычно бросается в глаза кривизна двойниковых пластин (рис. 18-3, *б*). В природных мраморах это, как правило, отражает внутрикристаллическую кривизну самой решетки, поскольку в любой точке зерна угол между осью $[0001]$ ($=N_e$ индикатрисы) и следом кривизны пластины сохраняет свою величину ($\sim 74^\circ$) и зерно в целом обладает сильным волнистым угасанием. Таким образом, сами эти пластины фиксируют лишь небольшой поздний компонент общего напряжения, наложенного на уже сильно напряженный кристалл. Другая распространенная особенность напряженного кальцита — заметная двуосность (доломит, наоборот, остается совершенно одноосным).

В сильно напряженных мраморах практически не наблюдается образования хрупких трещин микроскопического масштаба, разве только в материале, быстро деформированном при низких температуре и всестороннем давлении. Довольно обычен, однако, постдеформационный отжиг с образованием тонкозернистых агрегатов мелких кристаллов (рис. 18-3, *а*)¹.

¹ Тот же результат получен в лаборатории для предварительно напряженного при комнатной температуре кальцита при его прокаливании в течение часа при температуре свыше 500 °С и всестороннем давлении в диапазоне нескольких килобар.

Филлониты и полусланцы

В областях регионального метаморфизма встречаются две ситуации, когда возможно порознь различить признаки двух тесно связанных процессов: течения в твердом состоянии без потери сплошности и химически регулируемого роста новых минеральных ассоциаций. Эти явления в региональном масштабе обычно наблюдаются в двух типах пород — *филлонитах* и *полусланцах*.

Филлониты. Филлониты (филлит-милониты), подобно милонитам, представляют собой тонкозернистые породы, образовавшиеся при исключительно сильных деформациях (ср. с милонитизацией) первоначально крупнозернистых пород. Уменьшение размера зерна при течении без потери сплошности, однако, сменяется или сопровождается перекристаллизацией некоторых минералов (например, кварца и кальцита) и ростом других, появляющихся впервые (например, слюды, хлорита, альбита и эпидота). Важным элементом в эволюции филлонитов является

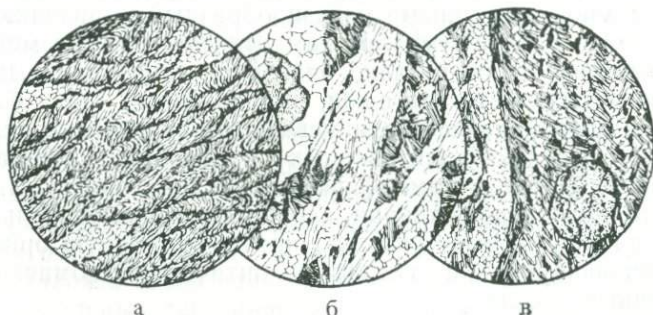


Рис. 18-4. Филлониты.

а — кварц-мусковит-графитовый филлонит, окрестности Инсбрука, Австрия. Диамет. 3 мм. Графит переотложен вдоль поверхностей сдвига (сланцеватости), секущих микроскладчатость, выявляемую по ориентировке чешуек слюд. Справа сверху и слева внизу — линзы зернистого кварца с субпараллельной ориентировкой осей [0001].

б — гранатсодержащий филлонит из окрестностей Инсбрука, Австрия. Диамет. 3 мм. Сдвиговая полосчатость (сланцеватость) проявлена в виде скоплений отдельных минералов и параллельной ориентировки чешуек мусковита. Обильные чешуйки хлорита ориентированы под углом к сланцеватости. Реликтовые зерна алмандинового граната, заключенные в кварцевой линзе слева, унаследованы от более раннего периода высокотемпературного метаморфизма.

в — гранатсодержащий филлонит, графство Датчес, Нью-Йорк. Диамет. 7 мм. Чешуйки мусковита и менее распространенного хлорита ориентированы большей частью под углом к сегрегационной полосчатости (сланцеватости сдвига). Слева видна часть линзы зернистого кварца с заметной предпочтительной ориентировкой осей [0001]. Два округлых реликтовых зерна алмандинового граната сохранились от более раннего периода высокотемпературного метаморфизма. Черные чешуйки — графит.

дифференциальное движение по видимым поверхностям скольжения, расположенным близко одна от другой, что вскоре делает породу сильно сланцеватой. Характерна мелкая напряженная складчатость *s*-поверхностей (например, реликтовой слоистости или ранее образовавшихся поверхностей скольжения). По мере развития деформации крылья этих складок, часто имеющих микроскопические размеры, срезаются, и скольжение продолжается главным образом по старым *s*-поверхностям, смятым складчатостью в новом направлении (рис. 18-4, *a*). Конечный продукт этих процессов — типичный филлонит — представляет собой породу, минералогически и структурно напоминающую филлит, но отличающийся своим происхождением, некоторыми особенностями структуры и второстепенными реликтовыми фазами. Подобно филлиту, он сложен минеральной ассоциацией низкой ступени метаморфизма, обычно зеленосланцевой фации; в текстуре преобладает одна или несколько хорошо развитых систем поверхностей сланцеватости, хорошо заметных благодаря параллельной ориентировке тонкозернистых шелковистых слюд и хлорита. Микроскопическая структура характеризуется многочисленными и разнообразными признаками дифференциального движения. К ним относятся замки микроскладок, заметные исключительно благодаря криволинейным цепочкам изогнутых листочков слюд, направленных под большими углами к преобладающей сланцеватости; реликтовые включения частично перекристаллизованных минеральных агрегатов, сохранившихся от дометаморфической стадии; плоские линзы перекристаллизованного кварца, сложенные зернами, большинство которых обнаруживает сильную предпочтительную ориентировку, выявляющуюся с помощью оптического компенсатора в скрещенных николях.

В некоторых орогенических зонах филлониты образовались под воздействием сравнительно позднего дислокационного метаморфизма при низкой температуре по породам, предварительно метаморфизованным при более высокой температуре, — случай ретроградного метаморфизма. Для таких пород типичны сложные минеральные ассоциации, указывающие на химическую неравновесность. Например, кварц-мусковит-хлоритовый филлонит может содержать частично разложенные крупные реликтовые зерна таких высокотемпературных минералов, как гранат, ставролит, биотит и андалузит, сохранившихся от более раннего метаморфизма (рис. 18-4, *б, в*). Дополнительным свидетельством неравновесия служит хлоритизация с краев зерен первых трех минералов и замещение андалузита бесцветной слюдой. Кроме того, более крупные зерна реликтовых минералов обычно содержат цепочки включений, наклоненных теперь под разными углами к сланцеватости окружающей филлонито-

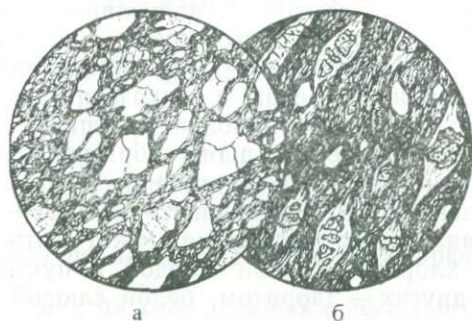


Рис. 18-5. Полусланцы, образовавшиеся по песчанистым осадкам.
 а — рассланцованный грит (крупнозернистый песчаник), Дьюнун, Шотландия. Реликтовые дробленые и напряженные песчаные зерна, представленные кварцем (светлое) и полевым шпатом (крап), погружены в рассланцованную частично перекристаллизованную матрицу из белой слюды, хлорита, кварца, альбита и сфена.
 б — полусланец, образовавшийся по туфогенной граувакке, Лейк-Уакатипу, Новая Зеландия. Диамет. 7 мм. Видны реликтовые зерна кварца (светлое), авгита и роговой обманки. Зерна авгита вытянуты и частично замещены каймами бледного волокнистого тремолита. Перекристаллизованная сланцеватая матрица состоит из хлорита, эпидота, белой слюды, кварца, альбита и сфена.

вой матрицы и представляющих собой разорванные остатки *s*-поверхностей, связанных с более ранним метаморфизмом.

Тектоническое значение мощных зон филлонитов, которые могут картироваться как формации, несомненно, велико. Такие зоны, как показали свыше полувека назад Зандер и Нопф, могут представлять собой единственные сохранившиеся свидетельства региональных тектонических перемещений в таких структурно сложных метаморфических областях, как Австрийские Альпы (инсбрукские филлониты Зандера) и части Аппалачей. А идентифицировать филлониты, неотличимые в штуде от настоящих филлитов (ср. со стр. 174), возможно только по различимым под микроскопом рассеянными реликтовыми зернам минералов высокой степени, особенно граната, ставролита, кианита.

Полусланцы. Термин *полусланец* был введен для обозначения некоторых пород с незначительной сланцеватостью, которые развиваются в процессе перехода от массивных пород таких, как граувакки, к типичным сланцам на ранних стадиях прогрессивного регионального метаморфизма. Такие породы на разных стадиях перехода были успешно закартированы в Новой Зеландии, Калифорнии и других местах с целью отрисовать зоны прогрессивной структурной эволюции, грубо параллельные зонам минералогической перестройки, выявляемым с помощью минеральных изоград.

В метаграувакках семейства полусланцев (рис. 18-5) осадочные зерна кварца и полевого шпата, обнаруживающие волнистое погасание и пограничную перекристаллизацию («грануляцию»), в изобилии рассеяны в тонкозернистой матрице перекристаллизованных кварца и полевого шпата. Но в этой же матрице имеется множество вновь образованных зерен метаморфических минералов низкой ступени, дающих ценные сведения относительно господствовавшего в регионе *PT*-режима. В одних случаях новая ассоциация может быть сложена главным образом хлоритом, белой слюдой и пумпеллиитом (или пренитом), в других — хлоритом, белой слюдой и эпидотом, в третьих — жадеитом и лавсонитом.

Значение полусланцев впервые было установлено с помощью полевых и петрографических наблюдений. Но современные рентгенометрические методы значительно повышают ценность чисто петрографических данных. Эта общая тема будет продолжена далее в гл. 19. Тонкозернистые метаграувакки, в которых деформация и одновременная перекристаллизация достигают уровня, когда почти все крупные реликтовые зерна, сохранившиеся от исходной граувакки, исчезают, можно назвать теперь истинными кристаллическими сланцами (рис. 19-4). С генетической и структурной точек зрения их можно также рассматривать как тип филлонитов.

Глава 19. Продукты регионального метаморфизма:

I. Породы низкой степени метаморфизма

План рассмотрения

Первостепенная роль степени метаморфизма

Породы, несущие на себе признаки регионального метаморфизма, будут рассматриваться прежде всего с точки зрения минералогических критериев, причем большее внимание будет уделяться тем из них, которые наиболее отчетливо отражают степень метаморфизма и протолитолию. Структурные характеристики, будучи важными для определения отдельных типов пород (сланцы, филлиты и т. д.), в общем плане их рассмотрения играют лишь второстепенную роль.

Степень метаморфизма зависит главным образом от температуры, поскольку повышение степени по определению сопровождается увеличением общей энтропии метаморфической системы, состоящей из минеральной ассоциации и газовой фазы (водной или углекислотной), которая могла принимать участие в метаморфическом процессе. Основные подразделения в принятом нами плане рассмотрения характеризуют произвольно определяемую относительную степень: «низкая», «средняя» и «высокая». Данная глава посвящена породам низкой степени, верхним пределом которой произвольно выбран переход от фации зеленых или голубых сланцев к амфиболитовой фации. Хотя совершенно невозможно установить точные температурные пределы для определенной таким образом низкой степени метаморфизма, некоторое представление об общем температурном режиме этой степени можно получить из рис. 16-7 и 16-8. Само поле низкой степени метаморфизма пересечено произвольно проведенной расплывчатой границей, отделяющей незрелые породы, куда относится большая часть не полностью метаморфизованных пород очень низкой степени, от зрелых пород, обнаруживающих вполне выраженные признаки типичного метаморфизма низкой степени. Некоторые типы пород, такие, как глинистые сланцы и полусланцы, занимают промежуточное положение.

Второстепенная роль давления

Минералогическими показателями относительного давления нельзя пренебрегать. Так, андалузит, деолиты и пренит — показатели низкого давления; арагонит, лавсонит и изредка (в по-

родах низкой ступени) кианит свидетельствуют о средних давлениях; жадеит + кварц и глаукофан говорят об очень высоком давлении (ср. с рис. 16-7). Здесь опять характеризующие давление термины употребляются в относительном смысле. Общий диапазон давлений метаморфизма низкой ступени покрывает интервал от примерно 1 кбар, возможно, до 10 или даже 15 кбар. В нашем плане рассмотрения выделено лишь несколько крупных подразделений, учитывающих давление и пересекающих температурные ступени.

Требования, предъявляемые к петрографическим исследованиям

Большинство продуктов регионального метаморфизма — сланцеватые породы, и во многих из них на главной плоскости сланцеватости можно видеть один или несколько линейных элементов. Рассланцовка обычно подчеркивается тонкой сегрегационной полосчатостью. Получающаяся в результате структурная неоднородность по отношению к произвольно выбранным координатам накладывает особые ограничения на методику петрографических исследований. Чтобы получить полную картину минералогических и структурных особенностей любого конкретного образца, необходимо исследовать и сравнить три взаимно перпендикулярных шлифа: один параллельный, а два других перпендикулярных главной плоскости рассланцовки; один из двух последних должен быть сделан перпендикулярно к любой заметной линейности. Даже таким образом подготовленный дополнительный материал лишь очень грубо позволяет оценить модальные составы, поэтому они не фигурируют в нашем изложении. Также немного мы можем сказать об общей картине кинематики напряжений, которая может быть реконструирована путем корреляции геометрических соотношений между видимыми текстурными элементами и аналогичными данными, наблюдаемыми в масштабе обнажения или карты территории¹. Хотя петрографы должны обращать внимание на наличие, природу и общие соотношения таких структурных характеристик, они не играют роли в наименовании породы и в последовательности ее изучения.

Незрелые продукты метаморфизма очень низкой ступени

Существуют два особых типа геологических обстановок, где породы, которые несомненно следует относить к метаморфическим, обнаруживают признаки незавершенности метаморфизма

¹ Это — предмет структурной петрологии, которая в большой степени базируется на петрографических наблюдениях.

(очень низкой ступени). Такими являются районы, подверженные метаморфизму захоронения, и зоны начального метаморфизма, обрамляющие более обширные провинции регионально-го метаморфизма, где главную роль играли напряжения. В обоих случаях процессы метаморфизма вели к превращению нестабильных минеральных ассоциаций в более стабильные. Но последние могут содержать метастабильные фазы (такие, как хризотилловый серпентин, адуляр и частично разупорядоченный альбит), а также фазы, особенно некоторые цеолиты, присутствие которых зависит не только от температуры или давления, но также и от состава порового флюида. Во вполне развитых, зрелых (полностью перекристаллизованных) продуктах метаморфизма низкой ступени, по представлениям классических петрографов, такие фазы стремятся заместиться другими, которые, как считается, истинно стабильны в условиях доминирующего *PT*-режима.

В породах очень низкой ступени метаморфизма обычно в большом количестве сохраняются реликты исходных минеральных ассоциаций. А унаследованные структуры, особенно в продуктах метаморфизма захоронения (таких, как спилиты), могут сохраняться почти неизменными. Такие унаследованные черты, минералогические или структурные, в конце концов исчезают, если метаморфизм достигает полного развития.

Во многих случаях полная идентификация новых минеральных ассоциаций в породах очень низкой ступени метаморфизма возможна только с помощью рентгенометрии и других подобных методов, выходящих за рамки микроскопической петрографии. Фактически это главная причина того, что минералогические аспекты метаморфизма очень низкой ступени так долго оставались неизученными. Сегодня, однако, мы знаем достаточно, чтобы с определенной долей уверенности реконструировать пути сложных минеральных реакций, знаменующих начало прогрессивного регионального метаморфизма. Переходная область, где перекрываются диагенез и метаморфизм, среди некоторых европейских петрологов получила название анхиметаморфизма.

Систематическая петрография

Преобладание метастабильных фаз и переменная роль водных флюидов на ранних стадиях метаморфизма обуславливают значительную неопределенность в общем минералогическом характере метаморфизма на очень низкой ступени. Приведенный ниже обзор, следовательно, ни в коем случае нельзя считать полным. В нем подчеркиваются закономерности парагенезисов (поскольку они, безусловно, выявляются), особенно там, где они дают возможность оценить *PT*-режим при метаморфизме. В частности, мы выбрали обычные типы пород и отказались от

рассмотрения многих менее знакомых, хотя и интересных вариантов.

Метапелиты. Породы глинистого состава обычно первыми реагируют на наступление регионального метаморфизма. Наиболее заметные их свойства — кливаж сланцеватости и очень тонкая зернистость. В этом отношении они напоминают полностью переработанные аспидные сланцы (описаны ниже) с той, может быть, разницей, что этот кливаж менее совершенный и зерно настолько тонкое, что минеральная ассоциация может быть идентифицирована микроскопически только как смесь неопределимых листовых силикатов (зеленоватых «хлоритов», бесцветных «слюд»), черного углистого материала и бесцветных зернистых минералов (вероятно, кварца и полевого шпата). Рентгенометрические исследования позволили идентифицировать в них монтмориллониты, иллиты и в некоторых случаях пиррофиллит. Углистые прослойки сложены полуантрацитом или антрацитом, еще не превратившимися в графит.

Метаграувакки. Даже там, где следов сланцеватости нет или они незначительны, в массивных граувакках можно обнаружить заметные признаки перестройки слагающих их минералов. В прожилках, выполняющих трещины (свидетельствующие о хрупкости), или в тонкозернистой матрице между более крупными реликтовыми обломочными зернами (особенно кварца и полевого шпата) начинают появляться минеральные парагенезисы отчетливо метаморфического характера. В последнем случае обычно заметны признаки напряжения — волнистое угасание, искривленные двойниковые пластины (в зернах полевого шпата) и «грануляция» по краям зерен (вызванная отжигом, а не дроблением). Обломочные реликты нестабильных минералов, таких, как биотит, роговая обманка и пироксен, по краям замещены минералами новой ассоциации, среди которых наиболее заметны хлориты и тонковолокнистый актинолит. В результате совместного действия механических напряжений и минералогической перестройки образуются породы с повышенной сланцеватостью, переходные между граувакками и вполне развитыми кристаллическими сланцами. Такие породы мы уже рассматривали в связи с влиянием напряжений под именем *полусланцев* (см. стр. 231).

Последовательные произвольно выделенные стадии структурного перехода от граувакк к полностью переработанным кварц-полевошпатовым сланцам были успешно использованы в Новой Зеландии и Калифорнии для картирования зон прогрессивного метаморфизма в региональном масштабе. Более или менее параллельные, но не повторяющиеся точно изменения метаморфических минеральных ассоциаций в удаленных друг от друга районах уточняют общую картину метаморфизма. Первые две стадии структурного развития характеризуются соответ-

венно несланцеватыми граувакками начальной стадии метаморфизма и отчетливо сланцеватыми полусланцами, в которых обильные более крупные реликтовые зерна плавают в значительно более мелкозернистой матрице новообразованных минералов. На третьей и четвертой стадиях происходит дальнейшее преобразование в почти или полностью переработанные кристаллические сланцы с более крупным размером зерна. Они будут рассматриваться позже, а сейчас мы будем иметь дело только с новообразованными минеральными ассоциациями массивных метаграувакк и полусланцев второй структурной зоны.

Во вновь возникших ассоциациях граувакк и песчаников, претерпевших метаморфизм захоронения или региональный метаморфизм самой низкой ступени (цеолитовая фация), главную роль играют цеолиты. Обобщенная последовательность дальнейших прогрессивных изменений низкой ступени имеет следующий характер (с многочисленными отступлениями):

гейландит + кварц

гейландит + пренит + кварц.

ломонтит + пренит + кварц

ломонтит + пренит + пумпеллит + кварц

Сопутствующими фазами могут быть селадонит, монтмориллонит, тонко расщепленная бесцветная слюда, альбит и сфен. В гейландитсодержащих ассоциациях может появляться анальцит; в других случаях может возникать метасоматический адуляр (метастабильный разупорядоченный моноклинный калиевый полевой шпат).

Вдоль северо-восточной границы сланцевого пояса Хаст-Шист на юге Новой Зеландии [1] в метаграувакках триасового возраста, массивных, или с зарождающейся рассланцовкой, появляются метаморфические ассоциации несколько более высокой ступени. Все эти породы состоят из обломочных зерен кварца (0,1—0,5 мм в диаметре), частично альбитизированного плагиоклаза, ортоклаза, реже мусковита, биотита, амфибола, обломков пород и аксессуарных минералов, погруженных в тонкозернистую основную массу новообразованных метаморфогенных минералов. Последние включают белую слюду, хлорит, зеленый плеохроичный пумпеллит, пренит и сфен — типичную ассоциацию пренит-пумпеллитовой фации. В несколько более сланцеватых породах (полусланцах) пренит исчезает и впервые появляется актинолит, а в некоторых породах и эпидот. Полная метаморфическая ассоциация имеет вид: кварц + альбит + слюда (бесцветная) + хлорит + пумпеллит (бледноокрашенный) + сфен + актинолит, эпидот, кальцит и стильномелан. Породы такого типа постепенно переходят в тонкозернистые сланцы, в

которых обломочные зерна редки и пумпеллит полностью исчезает.

Все описанные до сих пор ассоциации должны кристаллизоваться при давлениях ниже 3 кбар (см. рис. 16-7). В других сланцеватых граувакках (пермского возраста) вдоль северо-западного края сланцевого пояса Хаст-Шист локально распространены лавсонитсодержащие ассоциации, сформировавшиеся при заметно более высоких давлениях. Среди новообразований здесь типична ассоциация кварц + альбит + пумпеллит + лавсонит + хлорит + мусковит + сфен (лавсонит-альбит-хлоритовая фация).

Метаморфические ассоциации, появляющиеся в слабо сланцеватых или даже массивных метаграувакках, залегающих в метаморфических поясах фации голубых сланцев калифорнийских Береговых хребтов (Францисканская группа) и других местах, свидетельствуют об исключительно высоких давлениях и низких температурах. Типичный образец из Калифорнии (окрестности Валли-Форд) состоит в основном из угловатых обломков кварца, плагиоклаза, кремня и вулканического материала с реликтовой слоистостью, хорошо прослеживающейся по прослойкам тонко расщепленной бесцветной слюды, хлорита и карбонатного материала [2]. Существенной новообразованной фазой является бесцветный жадеит (с низким двупреломлением и сильной дисперсией). Он встречается в виде рассеянных одиночных кристаллов и агрегатов субрадиально расходящихся зерен, замещающих обломочный плагиоклаз. Иногда в небольших количествах присутствуют глаукофан и лавсонит, также типичные для фации голубых сланцев.

Метабазальты. Первичная минеральная ассоциация основных и близких к ним вулканических пород, столь характерных для эвгеосинклиналей, плагиоклаз + пироксен + оливин весьма нестабильна при низких давлениях в присутствии водных и углекислотных флюидов. Неудивительно поэтому, что некоторые из них в результате глубокого погребения оказываются полностью измененными минералогически (при почти полном сохранении структуры). Проницаемость в отношении флюидов значительно усиливает этот процесс. Поэтому в мощных потоках метаморфические ассоциации обычно приурочены к верхним поверхностям и пузыристым участкам. Это явление прекрасно представлено в крупных сегментах геосинклинали южноамериканских Анд. Ярким примером служат частично альбитизированные порфиновые андезитобазальты прибрежных хребтов Чили к западу от Сантьяго [3]. Обильные идиоморфные зерна лабрадора, сохранившиеся неизменными в менее пронизываемых нижних частях потоков мощностью от 10 до 40 м, в верхних более пузыристых частях полностью замещены замутненным альбитом. Его мутно-белый вид в штупе придает таким

породам неповторимо характерный облик. В то время как первичные пироксены остаются большей частью неизмененными, в основной массе образуются характерные метаморфические ассоциации низкой ступени, особенно в материале, заполняющем пустоты, где остальные фазы достаточно крупны и легко идентифицируются. Представлены все сочетания ломонита, прениита, пумпеллита и кальцита. Другие метаморфогенные фазы включают альбит, адуляр, эпидот, хлорит, белую слюду и кварц. Общий метаморфический парагенезис в основном аналогичен таковому спилитов (см. ниже).

Спилиты, кератофиры и серпентиниты. В слабометаморфизованных или «неметаморфизованных» эвгеосинклинальных разрезах обычно имеются магматические породы, которые, не обнаруживая признаков внутренней деформации, в значительной степени превращены в метаморфические минеральные ассоциации очень низкой или низкой ступени. К таким породам относятся спилиты, кератофиры и серпентиниты — последние обычно тесно связаны со спилитами и кремнистыми породами в офиолитовых комплексах. Они большей частью или полностью сохраняют свои первоначальные структуры, и мы рассматривали их уже в соответствующих разделах первого тома. Во многих из них реликтовые минералы остаются неизмененными и в качестве существенных составляющих входят в общий парагенезис. Это — свежий авгит в спилитах, оливин и хромит в некоторых серпентинитах, фенокристаллы кварца в кератофирах. Здесь мы кратко отметим некоторые основные черты метаморфических парагенезисов, относящихся к различным фациям. Подчеркиваем, что метаморфизм включает широко проявленный метасоматизм, предположительно связанный с действием морской воды или отщепленных флюидов. Последние, по мере циркуляции в толще океанической коры, непрерывно меняют свой состав (особенно это касается относительных концентраций Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+}), все время реагируя с минеральными ассоциациями магматических пород, встречающихся на их пути.

В спилитах и минералогически сходных метаднабазах полевой шпат в значительной степени или полностью преобразован в чистый низкотемпературный альбит или, реже, в кислый олигоклаз. Незамедленно высокие значения $+2V$ ($85-90^\circ$ вместо $\sim 76^\circ$) указывают на некоторую степень разупорядоченности альбита (признак метастабильности). Обильны также хлорит и либо эпидот, либо пумпеллиит, а в некоторых породах первичный пироксен начинает замещаться актинолитом. Параллельное развитие эпидота или пумпеллиита как в спилитах, так и в сопутствующих метаграувакках — красноречивое свидетельство метаморфического происхождения спилитового парагенезиса (исключая пироксен). В пустотах многих спилитовых

пород появляются ассоциации, типичные для очень низкой степени метаморфизма: сочетания цеолитов, пренита, пумпеллита и особенно кальцита (ср. с рис. 3-5, б, в в т. 1).

Типичные кератофиры отличаются от риолитов главным образом широким развитием чистого альбита (замещающим как фенокристаллы олигоклаза, так и калишпат основной массы). Встречаются, однако, кератофиры, в которых метасоматически развившийся полевой шпат представлен адуляром, метастабильным с момента кристаллизации. Адуляр появляется также в очень редких типах спилитов. Очевидно, что характер метасоматического процесса чувствителен к относительным концентрациям Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и других ионов в агенте метасоматизма, которым в настоящее время обычно считают морскую воду или некоторые типы отщепленных рассолов.

Метасоматизм перидотита в верхней части океанической коры под воздействием просачивающейся морской воды, приводящий к образованию серпентинита, вероятно, играет главную роль в развитии серпентинитовых тел в офиолитах. Главными метаморфическими (метасоматическими) продуктами являются минералы семейства серпентина — чаще всего хризотил. Это — полиморфная модификация, метастабильная с момента образования (истинно стабильной фазой является антигорит). Обычный компонент серпентинитов — рассеянные листочки брусита (последний труден для петрографического определения, но отличается от минералов группы серпентина более высоким двупреломлением). Некоторые породы содержат также немного талька, магнезита или тремолита. Мелкие белые даечки и прожилки, обычно встречающиеся в телах серпентинитов, состоят из альбита или различных ассоциаций водных известково-глиноземистых силикатов — гидрогроссуляра (почти неотличим от гроссуляра), клиноцоизита или цоизита, везувиана и других. Эти породы (*родингиты*) представляют собой ограниченно развитые дополнительные побочные продукты процесса серпентинизации. Было показано, что некоторые из них являются метасоматически измененными дайками и линзами габбро или диабазы. Различия между отдельными минеральными ассоциациями — например, пелитовых сланцев по сравнению с основными — зависят главным образом от валового состава. Нижеследующие замечания касаются главных фаз, встречающихся в обычных породах, содержащих типичные акцессорные минералы. Этот список ни в коем случае не является исчерпывающим.

Кварц в пелитовых и кварц-полевошпатовых породах (в первую очередь метаграувакках) является главной составляющей, а в большинстве других пород — второстепенной или возможной фазой (исключение представляют метасерпентиниты). Плаггиоклаз, единственный полевой шпат в большинстве пород, пред-

ставлен альбитом, обычно практически чистым (но в некоторых породах Ap_5 и Ap_7); это полностью упорядоченная низкотемпературная модификация ($+2V \sim 76^\circ$). В некоторых кварц-полевошпатовых сланцах с высоким отношением K_2O/Al_2O_3 также встречается микроклин.

Мусковит (с заметным содержанием фенгита) — самый распространенный тип слюды, но в некоторых более глиноземистых метаосадках может также встречаться тонкозернистый парагонит или пиррофиллит (оптически неотличимый от мусковита). Почти повсеместно развиты хлориты и эпидоты (клиноцоизит или зеленый железистый эпидот)¹. Стильпномелан широко распространен во всех сланцах хлоритовой зоны, за исключением магнезиальных, в большинстве пород он присутствует в качестве второстепенного, но оптически различного компонента.

Зрелые продукты метаморфизма умеренных давлений

Вполне развитые, совершенно перекристаллизованные продукты метаморфизма низкой ступени представляют собой средне- или даже крупнозернистые сланцеватые породы, в которых не сохраняется следов исходной минеральной ассоциации, за исключением перекристаллизованных зерен тех фаз (подобно кварцу), которые остаются стабильными при изменяющемся *PT*-режиме во время метаморфизма. Первоначальные структуры также стираются, за некоторыми исключениями, такими, как видимая в обнажениях реликтовая слоистость, и порода принимает полностью метаморфический облик. Мы разделим такие породы на две категории, помня о том, что существуют также и переходные типы. К первой мы отнесем породы, метаморфизованные при умеренных давлениях (по-видимому, до 5 кбар), ко второй — при значительно более высоких давлениях (достигающих, вероятно, 10—12 кбар). Первая категория охватывает породы зеленосланцевой фации, вторая — фации голубых сланцев (ср. с рис. 16-8). Прежде всего познакомимся с породами первой категории. Они встречаются главным образом в зонах хлорита и биотита, на какой бы основе ни картировалась изограда биотита в пелитовых породах. В некоторых регионах, как, например, на юге Новой Зеландии, найдены также породы несколько более низкой ступени (пумпеллит-актинолитовая зона). Точно так же на противоположном конце этой ступени

¹ В некоторых породах отдельные зерна хлорита частично окисляются с образованием коричневого, плеохроичного продукта с более высоким дву-преломлением, который обычно принимают за биотит или стильпномелан. Его вторичное происхождение ясно видно в тех случаях, когда он развивается пятнами в зернах хлорита, прилегающих к кристаллам лимонитизированного магнетита.

метаморфизма породы зеленосланцевой фации могут простира́ться за изограду альмандина (в качестве примера опять можно привести юго-запад Новой Зеландии).

Краткий обзор общей минералогии

Породы *хлоритовой зоны*, там, где она картируется по пелитовым сланцам, по общему характеру минералогии согласуются между собой.

Амфиболы в хлоритовой зоне представлены тремолитом (в известковистых породах и метасерпентинитах) или зеленым плеохроичным актинолитом (во многих основных сланцах). Некоторые актинолиты зеленых сланцев резко плеохроируют от зеленоватых тонов до густо-синих; хотя они и содержат заметные (но небольшие) количества натрового кросситового компонента, их не следует путать с лавандово-синими амфиболами группы глаукофана. Кальцит и доломит, главные компоненты известковых сланцев и мраморов, в небольших количествах встречаются также во многих других породах. Обычными аксессуарами во всех сланцах, кроме магнезиальных, являются сфен (рутил редок, за исключением глинистых сланцев), апатит (в виде бесформенных или округлых зерен), магнетит, пирит, турмалин (особенно в метаосадках), марганцовистый гранат и циркон.

Антигорит, тальк, брусит и аксессуарные хромит и магнезит—минералы, практически встречающиеся только в метасерпентинитах. Марганцовистые породы (метакремни) характеризуются обилием сосуществующих пьмонтита и спессартинового граната.

Вблизи нижнего предела этой ступени метаморфизма в составе метаграувак и metabазальтов может встречаться почти бесцветный пумпеллит, а на ее противоположном конце минералом-индикатором *биотитовой зоны* является биотит, повсеместно распространенный в большинстве метаосадков (кроме известковых сланцев). Только в редких породах биотит сосуществует с стильпномеланом, который исчезает из большинства ассоциаций с биотитом и высокотемпературных зон. В некоторых регионах, таких, как юго-запад Новой Зеландии, зеленосланцевая фация выходит за пределы изограды альмандина. Здесь, на верхнем пределе данной ступени, альмандин встречается в кварц-полевошпатовых и пелитовых сланцах, а в ассоциирующихся с ними metabазальтах (альбитовых амфиболитах) амфибол представлен глиноземистой роговой обманкой.

Аспидные сланцы и филлиты

Аспидные сланцы и филлиты (рис. 19-1 — тонкозернистые производные первоначально еще более тонкозернистых осадков. Следовательно, они обычно относятся к пелитовым. Их главны-

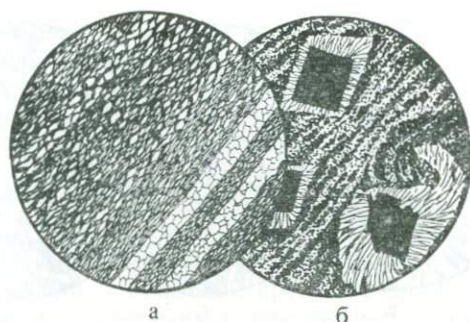


Рис. 19-1. Метапелиты низкой ступени.

а — пелитовый филлит, Айлей, Шотландия. Диамет. 3 мм. Разрез, перпендикулярный сланцеватости. Состоит из кварца, белой слюды, хлорита и небольшого количества непрозрачных минералов. Кварцевые прожилки параллельны сланцеватости.

б — пиритсодержащий графитовый аспидный сланец из окрестностей Карсон-Хилл, Сьерра-Невада, Калифорния. Диамет. 5 мм. В «теньях давления» вокруг порфиробластов пирита кристаллизуются волокнистый кварц и немного хлорита. Искривленность кварцевых волокон внизу справа указывает на вращение порфиробласта.

ми составляющими являются почти одноосная белая слюда, бледно-зеленый хлорит, кварц, и в некоторых породах — пылевидный непрозрачный графит; обычные акцессории — турмалин, рутил, эпидот, сфен, магнетит и пирит. Присутствие турмалина не обязательно указывает на воздействие магматогенных флюидов, так как морские илы в большинстве случаев содержат достаточно бора для образования турмалина в их метаморфических производных. Рутил аспидных сланцев химически эквивалентен анатазу и брукиту многих алевролитов и аргиллитов. Эпидот обилен только в зеленых аспидных сланцах, производных туфогенных осадков, и, следовательно, может сопровождаться альбитом, который в очень тонкозернистых породах бывает трудно отличить от сопутствующего кварца. Обычны октаэдры магнетита, кубики пирита (рис. 19-1, б) или чешуйчатые агрегаты гематита.

Для аспидных сланцев очень характерен кливаж сланцеватости, создаваемый одной преобладающей системой *s*-поверхностей, которая определяется сильной предпочтительной ориентировкой чешуек слюды и хлорита. Кливаж сланцеватости, представляющий собой очень правильную плоскостную расщеповку, может пересекать слоистость, распознаваемую по различно окрашенным полосам, под любыми углами. Во многих аспидных сланцах этот кливаж развивается параллельно поверхностям дифференциального движения (скольжения или сдвига), синхронного с перекристаллизацией. Кливаж сланце-

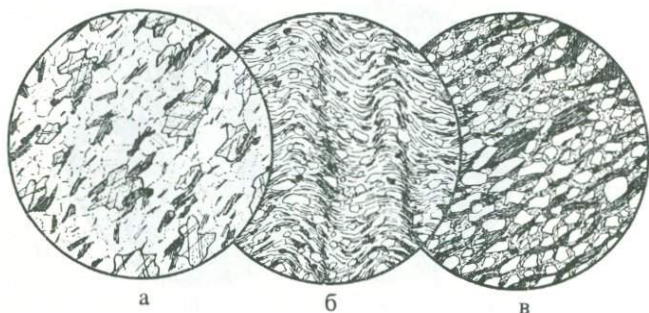


Рис. 19-2. Кристаллические сланцы низкой ступени, Шотландия.

а — кальцит-альбит-хлоритовый сланец, Данкелд, Инвернесс. Диамет. 2,5 мм. Главные минералы сопровождаются небольшим количеством мусковита и окислов железа.

б — мусковит-хлорит-кварцевый сланец (пелитовый), Глен-Эск, Ангус. Диамет. 2,5 мм. Главная сланцеватость (горизонтальная) пересекается более поздним кливажом скольжения (вертикальный), вызванным микроскладчатостью.

в — полусланец, Фоллс-оф-Лени, Пертшир. Диамет. 2,5 мм. Частично разрушенные реликтовые песчаные зерна (в основном кварц) находятся в сланцеватой матрице, состоящей из крупных изогнутых чешуек хлорита, тонкозернистого мусковита и зернистого магнетита.

ватости может подчеркиваться микроскопическими прослойками тонкозернистого кварца (рис. 19-1, *а*), но невооруженным глазом сегрегационная полосчатость становится видна лишь тогда, когда метаморфизм достигнет стадий филлитов и кристаллических сланцев. Во многих сланцах можно различить две или более пересекающихся системы *s*-поверхностей, отвечающих различным стадиям деформации породы. К более ранним стадиям относятся *s*-поверхности докристаллической или паракристаллической деформации, подчеркнутые вытянутыми в линии хорошо ограниченными недеформированными пластинками слюды и хлорита, которые кристаллизовались, по крайней мере частично, позже скользящих движений по этим *s*-поверхностям. Посткристаллические движения по *s*-поверхностям более позднего происхождения частично вытягивают благоприятно ориентированные чешуйки слюды и хлорита, изгибая и скручивая их в этом процессе. Поскольку такая переориентировка слюды ограничена пространством, непосредственно прилегающим к посткристаллическим поверхностям скольжения, развивающаяся в результате сланцеватость менее совершенна, чем в случае до или паракристаллических движений. Некоторые авторы склонны называть до- или паракристаллические *s*-поверхности *кливажом сланцеватости* или *течения* и отличать их от посткристаллических *s*-поверхностей, называемых *ложным кливажом, кливажом разлома* или *скольжения*. Эти термины имеет смысл применять только в том случае, если возможно определить вре-

меньше соотношения между деформацией и кристаллизацией (ср. с рис. 17-1, а и 19-2, б).

При возрастающем метаморфизме, вызванном более высокой температурой, большей продолжительностью метаморфизма или большей активностью проникающих флюидов, аспидные сланцы переходят в *филлиты*. Минералогически они подобны аспидным сланцам, но значительно более крупнозернисты, так что содержащиеся в них слюды образуют достаточно крупные чешуйки, придающие шелковистый блеск поверхностям сланцеватости или кливажа. Появление время от времени в филлитах коричневого биотита показывает, что температуры поднимались заметно выше тех, при которых происходит превращение аргиллита в аспидный сланец. Сланцеватость в филлитах может быть подчеркнута тонкими, но макроскопически видимыми чередующимися сегрегационными полосами, сложенными кварц-полевошпатовым и слюдястым материалом, образовавшимся в результате малопонятных процессов метаморфической дифференциации — локальной концентрации отдельных минералов одновременно с химической перестройкой, вызванной диффузией флюидов по путям наименьшего сопротивления, каковыми являются *s*-поверхности механического происхождения.

Пелитовые слюдяные сланцы

Прогрессивный региональный метаморфизм пелитовых осадков возрастает постепенно в ряду аспидные сланцы — филлиты — слюдяные сланцы (рис. 19-2, а, б) и сопровождается увеличением размера зерна (до $>0,5$ мм). Типичные минеральные парагенезисы слюдяных сланцев можно наблюдать повсеместно в хлоритовых зонах. Главный среди них — мусковит + хлорит + кварц; альбит, эпидот (или клиноцоизит) и доломит (или кальцит) могут присутствовать в качестве второстепенных фаз. Обычные акцессории — сфен, турмалин, апатит и магнетит; нередко также марганцовистый гранат, графит и рутил (вместо сфена).

Мусковит и хлорит обнаруживают тенденцию к образованию сложных кристаллов, чередуясь в них в виде слоев, параллельных {001}. Во вполне развитых сланцах мусковит имеет отчетливо выраженный фенгитовый характер (с заметным замещением Al на Mg^{2+} и Fe^{2+}); он обычно крупнозернист, практически бесцветен и имеет довольно малый угол оптических осей ($-2V$ 20—40°). Могут также присутствовать и другие листовые силикаты, в зависимости от вариаций валового состава: синезеленые порфиобласты хлоритоида (рис. 19-3) встречаются в глиноземистых породах с высоким отношением Fe/Mg; парагонит (оптически почти неотличимый от мусковита) — в глиноземистых породах с высоким отношением $Al/(K+Na)$; небольшие

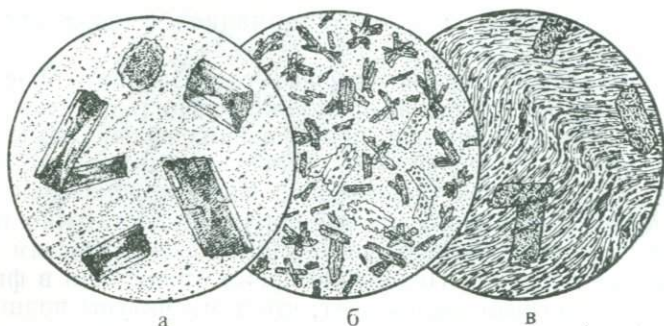


Рис. 19-3. Хлоритоидные пелитовые сланцы.

а — оттрелитовый сланец, Оттрец, Бельгия. Диамет. 3,5 мм. Порфиробласты оттрелита (хлоритоид), имеющие структуру песочных часов благодаря расположению скоплений включений, заключены в матрицу из кварца, мусковита и непрозрачной пыли. Случайная ориентировка кристаллов оттрелита по отношению к сланцеватости свидетельствует о поздней его кристаллизации.

б — хлоритоид-андалузитовый сланец, Корея. Диамет. 3,5 мм. Кристаллы хлоритоида, часто образующие звездообразные двойники, и мелкие игольчатые порфиробласты андалузита содержатся в матрице из кварца, мусковита и небольшого количества биотита.

в — хлоритоид-мусковит-графит-хлоритовый сланец, Шетландские острова, Шотландия. Диамет. 3,5 мм. Порфиробласты хлоритоида кристаллизовались в последнюю очередь и поэтому содержат цепочки включений, параллельные смятой в складки сланцеватости.

количества стильпномелана — только в породах с относительно низким содержанием Al_2O_3 , образующихся из алевролитов, а не из типичных глин. В большинстве пород весь глинозем распределяется между альбитом и листовыми силикатами; изредка, однако, избыток глинозема при низких давлениях идет на образование небольшого количества андалузита (рис. 19-3, *б*), а при более высоких давлениях — кианита (как в Аппалачах на территории Новой Англии).

Появление в сравнимых ассоциациях (кроме содержащих парагонит или стильпномелан) коричневого биотита означает заметное повышение степени метаморфизма. Однако между изоградами биотита, откартированными в различных провинциях и при разной литологии, невозможно установить точной корреляции, потому что в породах, которые можно отнести к пелитовым, биотит может возникать в результате многих межфазовых реакций в зависимости от валового состава. В некоторых районах (например, в Шотландских нагорьях) появление в пелитовых ассоциациях альмандинового граната знаменует дальнейшее ощутимое повышение степени метаморфизма, остающейся все же в пределах зеленосланцевой фации (что следует из устойчивости ассоциации альбита с клиноцоизитом). В пределах всех этих изменений состав плагиоклаза остается тем же —

почти чистым альбитом, содержащим не более 5% анортитового компонента; это упорядоченная полиморфная модификация с $+2V$ 76—78°. Несмотря на то что мусковит и хлорит участвуют в большинстве реакций с образованием биотита и граната, они остаются существенной составляющей типичных пелитовых пород зеленосланцевой фации. Конечную ассоциацию представляют кварц + альбит + биотит + мусковит + хлорит (\pm хлориноид, клиноцоизит, альмандин).

Слюдяные сланцы низкой ступени, подобно большинству кристаллических сланцев провинций регионального метаморфизма, обычно обладают превосходной сланцеватостью (как правило, более чем с одной системой различных s-поверхностей), линейностью и сегрегационной полосчатостью. Последнюю, выраженную чередованием тонких слоев контрастного минерального состава (слюдистых и кварц-полевошпатовых), не следует путать со слоистостью. Реликты слоистости, не считая мелких цветных полосок в некоторых породах и литологической слоистости, прослеживаемой при картировании, в основном стираются процессами метаморфизма, сложное воздействие которых на структуру большинства пелитовых сланцев определяется повторяющимися деформациями, которые сопровождаются межфазовыми реакциями и перекристаллизацией. Ориентировка слюды в большинстве пород — результат пассивного роста кристаллов в плоскостях и направлениях наименьшего сопротивления росту и наибольшей проницаемости для флюидов; те и другие определяются элементами структуры, связанными с напряжениями. В некоторых породах кливаж скольжения (рис. 19-2, б) несет следы более поздних напряжений, наложенных на уже полностью сформировавшийся сланец. Общий интервал времени, в течение которого происходит превращение глины в слюдяной сланец, может охватывать несколько миллионов (возможно, 10 млн.) лет.

Кварц-полевошпатовые слюдяные сланцы (метаграувакки)

Общая минералогия слюдяных сланцев, образовавшихся по грауваккам, очень близка таковой пелитовых сланцев, с той разницей, что в первых кварц и полевой шпат (альбит) становятся главными составляющими; слюда и хлорит играют важную, но подчиненную роль; повсеместно развиты эпидот или клиноцоизит более обильные, чем в метапелитах. В сланцах, развивавшихся по грауваккам, первоначально содержащим значительную примесь обломков вулканических пород, может появляться актинолит (при высоком содержании эпидота и хлорита). Пумпеллит (почти бесцветная разновидность) встречается только в мелкозернистых сланцах низшей ступени, с едва заметной сегрегационной полосчатостью.

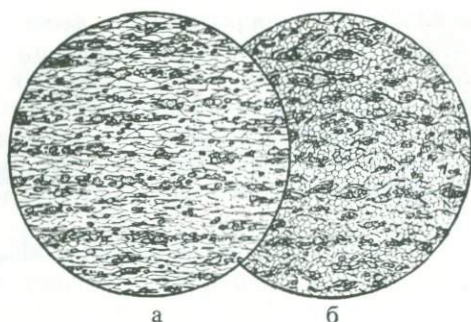


Рис. 19-4. Сланцеватость в кварц-альбит-мусковитовом сланце. Тонкозернистый кварц-альбит-эпидот-хлорит-мусковитовый сланец, образовавшийся по граувакке, восточная часть Отаго, Новая Зеландия. Диамет. 1 мм. *а* — разрез, перпендикулярный сланцеватости и параллельный линейности. *б* — разрез, перпендикулярный и к сланцеватости, и к линейности. Обратите внимание на то, что чешуйки мусковита и хлорита обладают более заметной предпочтительной ориентировкой параллельно линейности, чем параллельно сланцеватости.

В то время как эволюция слюдяного сланца из глинистого сопровождается непрерывным увеличением размера зерна, при переходе метаграувакка — полусланец — сланец (см. стр. 171) имеет место обратное явление. Здесь на первых стадиях образуются почти полностью переработанные мелкозернистые сланцы, в которых большинство реликтовых зерен уничтожено; в них обычно наблюдается отчетливая линейность (рис. 19-4), но сегрегационная полосчатость развита лишь очень слабо. На заключительной стадии развития зерно сильно укрупняется и ярко проявляется сегрегационная полосчатость (доказательство того, что она никоим образом не связана с реликтовой слоистостью). Альбит в кварц-полевошпатовых сланцах хлоритовой зоны представляет собой почти чистый конечный член ряда плагиоклазов Al_2O_3 . Во многих породах он образует крупные порфиробласты с простыми двойниками по альбитовому закону, часто содержащие цепочки темных включений (остатки прежних *s*-поверхностей), S-образная кривизна которых свидетельствует о вращении порфиробластов в процессе роста. Как характерно вообще для сланцев низкой ступени, большинство зерен альбита не sdвойниковано, но в некоторых иногда наблюдается пластинчатое двойникование по периклиновому или альбитовому закону. Кварц-полевошпатовые сланцы недостаточно насыщены Al_2O_3 для образования хлоритонда или парагонита. Стильпно-мелан, широко развитый в хлоритовой зоне, вблизи биотитовой изограды практически исчезает. Сосуществование биотита и стильпно-мелана наблюдается редко, хотя оно отмечено на биотитовой изограде в Швейцарских Альпах и на юге Новой Зе-

ландии. Типичная ассоциация вполне развитой метаграувакки зеленосланцевой фации — кварц + альбит + мусковит + хлорит + эпидот (или клиноцоизит) с биотитом в качестве дополнительной фазы в породах биотитовой зоны и алмандином у верхнего предела ступени. В породах аркозового исходного состава возможной дополнительной фазой на всех ступенях является микроклин. Обычные акцессории — сфен, апатит и непрозрачные окислы. В рассматриваемых зрелых сланцах всех ступеней обнаруживается та же сложность структур, которая типична и для сопутствующих пелитовых слюдяных сланцев. Однако кливаж скольжения выражен гораздо слабее, зато в кварце могут наблюдаться признаки небольшого позднего напряжения — волнистое угасание, «полоски Бёма» и субпараллельные цепочки тонких пылевидных включений.

Метакремни

Метакремни любой ступени можно узнать по обилию кварца, обычно крупнозернистого, и полному отсутствию полевых шпатов. Их минералогия довольно разнообразна в зависимости от относительных концентраций железа и марганца, состояния окисленности последних и возможного присутствия тонких глинистых частиц в исходных осадках.

Железистые метакремни. Во внешних (более низкой ступени) зонах сланцевого пояса Хаст-Шист в Новой Зеландии то здесь, то там появляются розовые слабо сланцеватые метакремни. Они состоят в основном из довольно мелкозернистого кварца и чешуйчатого гематита. На рис. 19-5, в показана порода более сложного состава, состоящая из множества кристаллов густоокрашенного красно-коричневого стильномелана, мелких додекаэдров почти бесцветного марганцовистого граната и редких чешуек мусковита. Интересный тип метакремня низкой ступени широко развит в докембрийских железистых формациях Южной Африки и Западной Австралии; он состоит из обильного бледно-голубого крокидолита, как рассеянного в кремне, так и сконцентрированного в прожилках голубого асбеста. Крокидолит $\text{Na}_2(\text{F}^{2+}, \text{Mg})_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, магнезиальная разновидность рибекита, не является показателем высокого давления, как обычно принято считать в отношении глиноземистых натровых амфиболов серии глаукофан — кроссит $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ в породах фации голубых сланцев.

В северном Мичигане и других районах железорудной провинции Великих озер породы железистой формации (переслаивание кремнистых и карбонатных осадков) в результате метаморфизма превратились в разнообразные минеральные ассоциации, в составе которых преобладают железистые силикаты и



Рис. 19-5. Метакремни низкой ступени, Лейк-Уакатипу, Новая Зеландия.

а — кварц-мусковит-пьемонтитовый сланец, образовавшийся по марганцовистому кремню. Диамет. 1 мм. Главная составляющая — кварц. Рассланцовка заметна по тонким полоскам, сложенным мусковитом или пьемонтитом и магнетитом. Пьемонтит образует идиоморфные призмы. Обратите внимание на отсутствие альбита.

б — магнетит-гранат-эпидот-актинолитовый сланец, образовавшийся по кремнистой железо-марганцевой руде. Диамет. 2 мм. Состоит из плотных агрегатов марганцовистого граната, включающих желтый эпидот, игольчатого актинолита, находящегося в прорастаниях с прохлоритом, и порфирибластов магнетита.

в — кварц-гранат-стильпномелановый сланец, образовавшийся по железистому кремню. Диамет. 1 мм. Состоит из густоокрашенного красно-коричневого стильпномелана, мелких идиоморфных додекаэдров марганцовистого граната, небольшого количества мусковита и гранобластовой кварцевой матрицы. Обратите внимание на отсутствие альбита.

карбонаты — главным образом сочетания стильпномелана, миннесотаита, хлорита, сидерита и магнетита. Миннесотаит, железистый аналог талька, — высокодвупреломляющий одноосный (оптически отрицательный) минерал, обычно волокнистый и с положительным удлинением. Он почти бесцветен, слабо плеохроит в бледно-зеленых тонах. Поскольку миннесотаит трудно определить в шлифе по одним только оптическим свойствам, для его уверенной диагностики необходимо учитывать характер минеральной ассоциации, в которую он входит.

Марганцовистые метакремни. На рис. 19-5, *а, б* показаны два контрастных типа пород из хлоритовой зоны с юга Новой Зеландии. Первый из них, розовый сланец, характеризуется сильной сланцеватостью и линейностью; субпараллельное расположение чешуек мусковита придает поверхностям, сколотым вдоль главной сланцеватости, шелковистый блеск. Главный минерал — кварц, образующий мозаику полигональных зерен. Рассланцовка подчеркивается тонкими полосками, обогащенными мусковитом или ассоциацией марганцовистого эпидота пьемонтита с магнетитом. Пьемонтит образует тонкие идиоморфные призмы, вытянутые параллельно $[010] = N_m$; он обладает эффектными цветами плеохроизма: N_p — канареечно-желтый, N_m — бледно-

аметистовый, N_g — густой винно-красный. Максимальная абсорбция перпендикулярна направлению вытянутости кристалла. Аксессуарии во всех образцах представлены тонкими призмами почти бесцветного турмалина, образующего скопления в пределах пьезонит-магнетитовых полос, и мелкими сдвойникованными призмами рутила; обычен апатит. В некоторых образцах появляются отдельные крупные зерна барита. Совместное нахождение барита и турмалина заставляет предполагать, что исходными породами были глубоководные морские осадки. Аналогичные марганцовистые сланцы из того же района наряду с пьезонитом содержат также спессартин, а за пределами биотитовой изограды дополнительной составляющей является флюопит.

На рис. 19-5, б изображена несланцеватая прочная густо-коричневая порода, часто встречающаяся в хлоритовой зоне района Хаст-Шист. Кварц здесь — лишь второстепенный компонент. Плотные агрегаты бледного спессартина включают зерна желтого эпидота, игольчатый голубовато-зеленый актинолит и густо-зеленый хлорит. В этой основной массе рассеяны неправильные порфиробласты магнетита.

Известковые сланцы низкой ступени

В результате метаморфизма низкой ступени известняки превращаются в известковые сланцы, главными составляющими которых являются кальцит или доломит или оба вместе. Второстепенными составляющими в зависимости от исходного состава могут быть кварц, альбит (реже микроклин), мусковит, хлорит, клиноцоизит, сфен и графит в любых сочетаниях. За пределами изограды биотита доломит, в присутствии H_2O , начинает реагировать с SiO_2 с образованием талька или тремолита (см. рис. 19-6, б). На этой стадии, в результате реакций с участием доломита и калишпата, может развиваться также и биотит. Известковые ассоциации низкой ступени, развивающиеся по загрязненным известковым прослоям среди преобладающих кварц-полевошпатовых сланцев (поздний докембрий) в Шотландских нагорьях, состоят в основном из альбита, цоизита, кальцита, биотита и гроссуляр-андрадита.

Рассланцовка в известковых сланцах и сланцеватых мраморах проявляется в параллельной ориентировке неправильных линзовидных зерен кальцита и в предпочтительной ориентировке и локальной концентрации листочков слюды и хлорита. Она может подчеркиваться вариациями размеров зерен, связанными с различной устойчивостью к деформации и более позднему отжигу (ср. с рис. 18-3, а). Пластинчатое двойникование, отражающее небольшие поздние посткристаллизационные напряжения, в зернах кальцита, наблюдается почти всегда, но гораздо

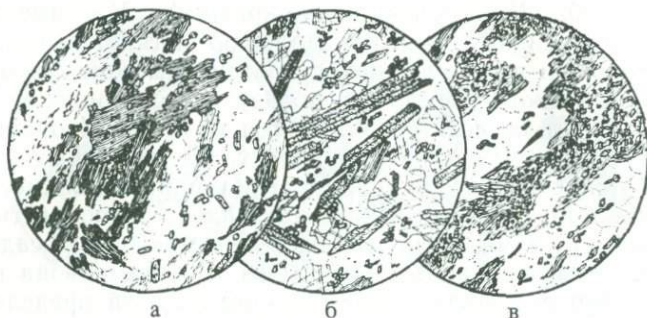


Рис. 19-6. Зеленые сланцы (основные сланцы низкой ступени), Лейк-Уака-типу, Новая Зеландия.

а — альбит-стильпномелан-хлорит-эпидотовый сланец. Диамет. 2 мм. Густоокрашенный красно-коричневый стильпномелан (N_g 1,73) ассоциируется с меньшим количеством зеленого прохлорита (N_g 1,62). Мелкие высокопреломляющие призмы — эпидот, бесцветная гранобластовая матрица — альбит.

б — актинолит-альбит-эпидот-хлорит-кальцитовый сланец. Диамет. 2 мм. Стоит из тонких призматических порфиробластов густо-сине-зеленого актинолита, оптически отличимого от роговой обманки лишь несколько более низким показателем преломления (N_g 1,65—1,66), ксеноморфного несдвоенного альбита, мелких призм желтого железистого эпидота, ксеноморфного кальцита с редкими тонкими двойниковыми пластинками $\{0\bar{1}12\}$, густо-зеленого прохлорита и аксессуарных сфена и апатита.

в — альбит-эпидот-хлоритовый сланец с аксессуарными сфеном, апатитом и магнетитом. Диамет. 2 мм.

менее характерно для доломита (или анкерита). Когда оба минерала присутствуют одновременно, их можно различить по противоположному характеру двойникования по отношению к направлению погасания быстрого луча $N_{e'}$. В кальците угол между $N_{o'}$ и швом четко выделяющихся пластинок $\{01\bar{1}2\}$ больше 50° (максимальное значение 65°). В доломите соответствующий угол более острый ($25\text{--}40^\circ$), поскольку в этом минерале двойникование происходит по острому ромбоэдру $\{02\bar{2}1\}$. В тех зернах, где резко наблюдаются две системы двойниковых пластинок, $N_{e'}$ кальцита лежит в тупом углу между пересекающимися пластинками, а у доломита — в остром.

Зеленые сланцы

Зеленые сланцы — продукты низкотемпературного регионального метаморфизма основных и близких к ним магматических пород. Это сланцеватые зеленые породы, цветом своим обязанные обилию одного или более зеленых минералов: хлорита, эпидота и актинолита. Для них характерно чередование хлорит-эпидот-актинолитовых сегрегационных прослоев с прослоями, богатыми альбитом.

Типичными минеральными ассоциациями являются (рис. 19-6): хлорит + эпидот + альбит + (кальцит), хлорит + эпидот + актинолит + альбит, актинолит + эпидот + альбит. Альбит (Ap_{0-3}) может образовывать мозаику бесформенных зерен или крупные идиоморфные порфиروبласты, включающие параллельные цепочки зерен эпидота или иголок актинолита. Там, где кристаллизация альбита была в основном постдеформационной, эти цепочки включений ориентированы грубо параллельно сланцеватости окружающего матрикса; но если, как это часто бывает, деформация и кристаллизация происходили одновременно, растущие порфиروبласты альбита медленно вращались в образующейся хлоритовой матрице, и цепочки включений приобрели S-образный характер, отражающий направление и характер вращения. Метаморфический альбит, в отличие от плагиоклаза магматических пород, большей частью бывает несдвоенным и внешне напоминает кварц, отличаясь лишь более низким показателем преломления ($<1,54$) и двуосностью. Там, где двойникование наблюдается, оно почти всегда происходит по альбитовому или периклиновому закону; простые двойники в порфиробластах, которые легко принять за карлсбадские, в большинстве случаев следуют альбитовому закону (в разрезах, перпендикулярных оси $[100]$, следы спайности $\{001\}$ в разных половинках двойника наклонены друг к другу под углом 8°). Хлорит зеленых сланцев несколько варьирует по составу, но в большинстве случаев это железистый прохлорит с сильным плеохроизмом, относительно высоким показателем преломления ($1,61-1,63$), малым углом оптических осей, положительным знаком и фиолетово-коричневыми аномальными цветами интерференции. Некоторые разности имеют более высокий показатель преломления ($1,63-1,64$), отрицательный знак и аномальные синие цвета интерференции. Эпидот варьирует по составу от желтых железистых разностей до почти бесцветного клиноцоизита (с синими аномальными оттенками интерференции), который по мере повышения степени метаморфизма становится все более распространенным. Минералы группы эпидота обычно образуют идиоморфные призмы, вытянутые (параллельно N_m) в направлении сланцеватости и линейности. Актинолит встречается в виде тонких призм и иголок с гранями $\{110\}$ и неразвитыми головками. В некоторых породах он представлен бледно-зеленой тремолитовой разностью, но гораздо типичнее интенсивно окрашенный минерал, плеохроирующий от бледно-желтого (N_p) до глубокого синевато-зеленого (N_g) и оптически неотличимого от сине-зеленой глиноземистой роговой обманки амфиболитов. Эти сине-зеленые актинолиты могут содержать небольшие, но заметные количества кросситовой «молекулы», но в отличие от роговых обманок они бедны глиноземом.

Из второстепенных составляющих почти во всех зеленых сланцах встречаются хорошо ограненные октаэдры магнетита, округлые каплевидные или веретенообразные зерна и зернистые скопления сфена и ксеноморфные зерна апатита. Немного кварца присутствует всегда, а в породах, образовавшихся из туфов, он может быть обилен наряду с зеленоватым биотитом. Стильпномелан распространен широко (рис. 19-6, а), обычно в виде сноповидных сростков пластинчатых кристаллов, выросших на поверхностях сланцеватости после прекращения деформации. Его легко принять за биотит, от которого он отличается поперечными трещинками, пересекающими совершенную спайность $\{001\}$, более высоким двупреломлением (около 0,08—0,10) и оттенками окраски и плеохроизма.

Магнезиальные сланцы

Большинство магнезиальных сланцев образовалось за счет гидротермального метаморфизма перидотитов либо непосредственно, либо через раннюю стадию метаморфизма погребения, на которой тела перидотитов уже были превращены в серпентиниты (см. стр. 240) или в близкие к ним частично карбонатизированные породы («офикарбонаты» в европейской литературе). Независимо от того, был ли этот путь прямым или нет, типичным продуктом метаморфизма низкой ступени является одна из форм *антигоритового сланца*, поскольку даже при низких температурах стабильная полиморфная модификация серпентина — антигорит. Его пластинчатый габитус и тенденция к субпараллельной пространственной ориентировке придают таким породам сланцеватость, которая нередко подчеркивается субпараллельными неправильными прожилками перекристаллизованного хромита. Небольшое количество СаО усваивается либо диопсидом, либо тремолитом. Брусит в прогрессивной последовательности исчезает очень рано в результате реакции с антигоритом, приводящей к регенерации форстеритового оливина — первой ступени в прогрессивной дегидратации серпентинита. Ниже приводятся типичные бескарбонатные ассоциации, изученные Троммсдорфом и Эвансом в биотитовой зоне Швейцарских Альп (в порядке возрастания содержания SiO_2): антигорит + форстерит + диопсид, антигорит + диопсид + тремолит, антигорит + тремолит + тальк. Главная составляющая всех этих ассоциаций — антигорит, образующий бесцветные пластинки слюдястого габитуса с хорошей спайностью по $\{001\}$; двупреломление и показатель преломления низки, последний лишь немного выше, чем у кварца. Возможной дополнительной фазой, усваивающей весь имеющийся глинозем, является бледно-зеленый плеохроичный хлорит с аномальными оттенками интерференции.

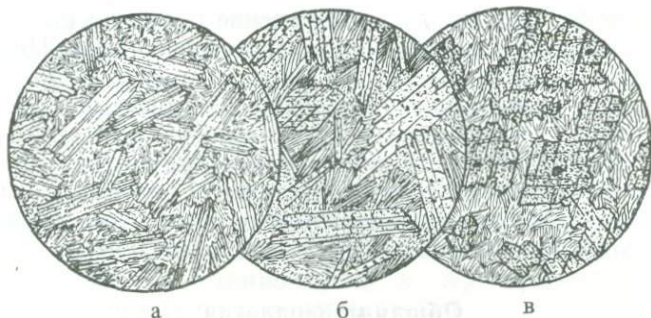


Рис. 19-7. Метасоматические магниальные сланцы низкой ступени.
a — хлорит-талковый сланец, лист Акейдеми, Сьерра-Невада, Калифорния. Диамет. 2,5 мм. Крупные идиоморфные листочки бледно-зеленого хлорита располагаются в матрице, состоящей из собранных в пучки пластинок талька. Порода образовалась при низкотемпературном гидротермальном метаморфизме амфиболита в контакте с кварц-диоритовым пегматитом.
б — хлорит-талк-тремолитовый сланец из того же проявления. Диамет. 2,5 мм. В основном состоит из грубых бесцветных призм тремолита и листочков бледно-зеленого хлорита. Интерстиции выполнены тонкозернистым тальком.
в — магнетит-талковый сланец, залегающий среди серпентинитов, Соапстоун-Хилл, лист Бидуэлл-Бар, Сьерра-Невада, Калифорния. Диамет. 2,5 мм. Обратите внимание на субидiomорфную ромбоэдрическую форму центрального зерна магнетита.

Не все магниальные сланцы низкой ступени являются антигортитовыми метасерпентинитами. Некоторые из них образовались путем метасоматизма других пород, примыкающих к гранитным или гранодиоритовым плутонам. Таковы хлорит-талковые и хлорит-тремолит-талковые сланцы, показанные на рис. 19-7, *a, б*.

Большинство сланцев низкой ступени, производных «офи-карбонатов» в Швейцарских Альпах, состоят из антигортита, талька и кальцита. Сланцы другого, обычного типа, связанные с локальным $\text{CO}_2 - \text{SiO}_2$ -метасоматизмом серпентинита, состоят в основном из талька и магнетита — у последнего наблюдается тенденция к кристаллизации в виде идиоморфных простых ромбоэдров $\{10\bar{1}1\}$ (рис. 19-7, *в*).

Зрелые продукты метаморфизма при высоких давлениях

Распространение

Глаукофановые сланцы и связанные с ними породы фации голубых сланцев обязаны своим происхождением своеобразному метаморфическому режиму, при котором высокие давления (до 10—12 кбар) сочетаются с низкими температурами (обыч-

но не выше 400 °С). Их распространение практически ограничено молодыми подвижными поясами, в особенности Циркумтихоокеанским альпийским поясом Европы и Малой Азии. Петрография их детально изучена, особенно в Альпах, Японии, Береговых хребтах Калифорнии и в Новой Каледонии (подробнее см. F. J. Turner, 1981). В этом разделе будут описаны вполне развитые члены фации голубых сланцев и затронуты два ряда переходных пород, представляющих соответственно режимы более низкого и более высокого давлений (и ступеней).

Общая минералогия

По характеру минералогии породы фации голубых сланцев имеют много общего с породами зеленосланцевой фации. В обеих широко распространены хлориты, фенгитовый мусковит, стильпномелан, альбит, эпидот и сфен. Однако альбит Al_0-3 и эпидот менее обычны в породах фации голубых сланцев, причем эпидот более характерен для голубых сланцев несколько более высокой ступени (в Новой Каледонии вне эпидот-гранатовой изограды). Кварц содержится во всех породах, кроме некоторых основных.

Типичный Ca—Al-гидросиликат в голубых сланцах — лавсонит; а пумпеллит, встречающийся в зеленосланцевой фации только в не полностью метаморфизованных породах самой низкой ступени, в ассоциациях голубых сланцев распространен гораздо шире, иногда играя роль главной фазы. Оба этих минерала по мере роста содержания эпидота постепенно исчезают. Некоторые голубые сланцы относительно высокой ступени содержат альмандиновый гранат. Для минералогии голубых сланцев наиболее типично присутствие особых типов натровых амфиболов и пироксенов: первые представлены рядом глаукофан — кроссит, а вторые — либо омфацитами (Jd_{40-50}), либо жадеитами (Jd_{80}), относящимися к твердым растворам серии диопсид — жадеит. В породах фации голубых сланцев и лавсонит-альбит-хлоритовой фации спорадически развит арагонит, особенно в виде жилок. Это — существенный показатель высокого давления и низкой температуры, но если постметаморфическая разгрузка происходит не слишком быстро, он превращается в кальцит. Для голубых сланцев, даже на самых высоких ступенях, характерно отсутствие биотита (упоминавшийся в ранних сообщениях биотит оказался стильпномеланом).

Следует остановиться на микроскопических свойствах главных диагностических минералов, поскольку в этой фации их очень мало и большинство из них можно обнаружить в зальбандах секущих прожилков или в мономинеральных сегрегационных полосах в сильно рассланцованных породах, где их оптические свойства легко определить.

Глаукофан хорошо распознается по плеохроизму: N_p — от бледно-желтого до бесцветного, N_m — фиолетовый или лавандово-синий, N_g — глубокий синий, хотя глубина цвета зависит от состава. Он обладает положительным удлинением и малым углом погасания c : N_g , образует длинные простые призмы, обычно зональные (внутренние или внешние части представлены бесцветным тремолитом). Глаукофаны образуют непрерывный ряд твердых растворов с кросситом, имеющим состав, промежуточный между глаукофаном и рибекитом. Кроссит обладает более глубоким цветом, N_m — темно-синий и N_g — фиолетово-синий; он почти одноосен и оптически отрицателен.

Обычный для рассматриваемых пород пироксен омфациит — бледно-зеленый, слабо плеохроичный, имеет c : N_g 41—54°, +2V 65—80°. Упрощенный состав, выраженный через конечные члены диопсид, жадеит и акмит, $Di_{40-50}Jd_{40-50}Ac_{0-10}$. Жадеит, также широко распространенный в метаграувакках, сравнительно чистый, он содержит не более 20% примесей диопсида и акмита. В шлифах это неприметный бесцветный пироксен, но его можно отличить по сравнительно низкому двупреломлению $N_g - N_p = 0,012 \div 0,015$, +2V около 70—80°, сильной дисперсии и углу погасания c : N_g около 35°. Помимо кристаллизации в открытых жилах оба пироксена образуют бесформенные зерна, в которых при внимательном изучении видна характерная спайность по призме. Изредка, как, например, на рис. 19-9, в, кристаллы жадеита бывают достаточно большими и хорошо развитыми, так что в них можно измерить все диагностические свойства.

Лавсонит чаще всего образует резко ограниченные порфиروбласти, обычно бесцветные, со взаимно перпендикулярными совершенными спайностями по {001} и {100} (рис. 19-9, б), пластинчатым двойникованием по {110} (две системы двойниковых полосок, пересекающиеся под острым углом), умеренным двупреломлением и показателем преломления. Опытный петрограф легко отличит арагонит от кальцита, который он напоминает по цвету, показателю преломления и исключительно высокому двупреломлению. В большинстве разрезов видимое двойникование или спайность отсутствуют. В разрезах с минимальным двупреломлением, субпараллельных {001}, можно наблюдать все отличительные свойства этого минерала — тонкие двойниковые пластинки по {110}, образующие две системы, пересекающиеся под углом 60°; яркая интерференционная фигура в сходящемся свете (угол оптических осей — 2V ~ 20°); след осевой плоскости совпадает с биссектрисой острого угла между спайностями.

Свойства стильпномелана и пумпеллиита нигде не проявляются лучше, чем в голубых сланцах. Стильпномелан обычно резко плеохроит от светлого золотисто-коричневого до глубоко-

го красновато-коричневого. У него совершенная спайность по {001}; диагностическая, хотя и тривиальная особенность — наличие редких прерывистых трещинок, перпендикулярных спайности (у биотита она не наблюдается). Подобно биотиту, он одноосен, отрицателен, но его двупреломление еще выше ($N_g - N_p = 0,08 \div 0,10$). Пумпеллит несколько напоминает эпидот по показателю преломления, двупреломлению и очертаниям зерен (вытянуты вдоль N_m). Но его плеохроизм обладает уникальной особенностью: почти бесцветный по N_p и N_g и синевато-зеленый до травяно-зеленого (или бледно-желтого) по N_m . Разрезы, перпендикулярные оптической оси, обладают максимальным эффектом плеохроизма, а в скрещенных николях — сильно аномальными цветами интерференции; коноскопическая фигура необычна — сильно изогнутая изогира, заметно красная на вогнутой стороне (очень сильная дисперсия, $r < v$), $+2V$ 25—60°.

Петрография голубых сланцев и связанных с ними переходных пород

Наиболее яркие особенности петрографии голубых сланцев проявляются в обычных породах: пелитах, граувакках и вулканитах основного (или близкого к ним) состава. Нижеследующая сводка основана главным образом на двух обширных регионах — северной части Новой Каледонии и Береговых хребтах Калифорнии [4]. Различия минералогии голубых сланцев каждого из этих регионов в значительной мере отражают разницу в степени метаморфизма. Тщательное картирование в Новой Каледонии показало хорошую корреляцию минералогии со степенью метаморфизма; там выявлена детальная последовательность изоград. В Калифорнии такая корреляция в значительной степени основана на предположениях, поскольку большинство ассоциаций «высокой ступени» залегает в тектонически перемещенных блоках, многие из которых занимают на поверхности менее 100 кв. м.

Все эти голубые сланцы (за исключением частично переработанных массивных и грубсланцеватых кварц-жадеитовых метаграувакк, уже описанных нами) представляют собой сланцеватые среднезернистые породы, обычно с ярко выраженной сегрегационной полосчатостью.

Метапелиты. Пелитовая ассоциация, характерная для низких ступеней метаморфизма в провинции Новая Каледония, представлена кварцем, альбитом, мусковитом (фенгитом), парагонитом (определен рентгенометрически), лавсонитом, хлоритом, сфеном; в некоторых породах появляется немного спессартина или кальцита. На более высоких ступенях лавсонит замещается элидотом, появляется глаукофан, количество которого возра-

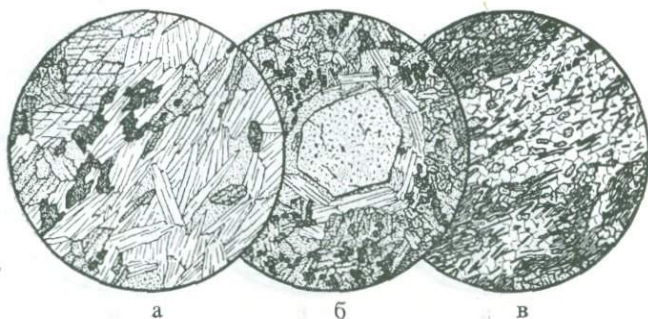


Рис. 19-8. Глаукофановые сланцы.

а — глаукофан-мусковит-хлоритовый сланец с обильным сфеном, Береговые хребты, Калифорния. Диамет. 3 мм.

б — гранатосодержащий глаукофановый сланец, Береговые хребты, Калифорния. Диамет. 2 мм. Состоит из розового альмандинового граната, частично замещенного и окруженного хлоритом; мусковита, около граната, ассоциирующегося с хлоритом; обильного глаукофана, включающего зернистые эпидот и сфен.

в — глаукофан-эпидот-кварцевый сланец, Моньюмент, Англии, Северный Уэльс. Диамет. 2,5 мм. Справа сверху — цепочка чешуек гематита. Местами в шлифе много зернистого сфена (на рисунке не показан).

стает, и в конце концов к нему присоединяется роговая обманка (при этом сфен замещается рутилом).

В Калифорнии, где метапелиты распространены не так широко, среди них встречаются породы, сложенные преимущественно кварцем, мусковитом, кросситом и гранатом. На рис. 18-8, *а* показана пелитовая ассоциация глаукофан + мусковит + хлорит. Еще один необычный тип глаукофанового сланца, распространенный среди голубых раннеальпийских сланцев в западной части европейских Альп, помимо глаукофана, белых слюд и граната содержит много хлоритоида, а иногда также и кианита.

Метаграувакки. Метаграувакки особенно широко развиты в Калифорнии. Типичная ассоциация состоит главным образом из кварца, жадеита, мусковита, хлорита, лавсонита и сфена (\pm глаукофан). В породах предположительно более высокой ступени (см. рис. 19-8, *б*) могут появляться альмандин или эпидот или оба вместе. Такое же происхождение, вероятно, имеет глаукофан-эпидот-кварцевый сланец из Англии, Северный Уэльс (рис. 19-8, *в*).

Метабазальты. На нижних ступенях метаморфизма метабазальты Новой Каледонии состоят из альбита, лавсонита, пумпеллита, глаукофана, актинолита, хлорита, стильномелана и сфена. На более высоких ступенях (выше эпидот-гранатовой изограды) появляется ассоциация альбит + эпидот + глаукофан + актинолит + хлорит + мусковит + омфациит + альман-

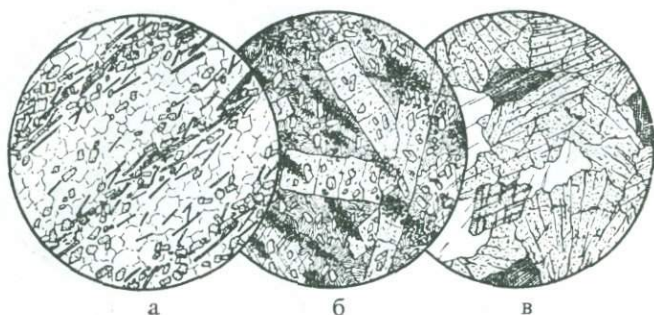


Рис. 19-9. Лавсонитовые и глаукофановые сланцы, Береговые хребты, Калифорния.

а — кварц-лавсонит-кросситовый сланец, брекчия Сан-Онофре, Лагуна. Диам. 2 мм. Состоит из игл густо-синего кроссита, коротких призм лавсонита, гранобластового кварца и аксессуарных окислов железа и зернистого сфена. *б* — лавсонит-хлорит-эпидотовый сланец, Норт-Беркли-Хилс. Диам. 2 мм. Состоит из крупных порфиробластов лавсонита, вытянутых параллельно [100] и уплощенных параллельно {001}, бесцветного маложелезистого эпидота, зеленого хлорита и тонкозернистого сфена.

в — жадеит-глаукофан-альбитовый сланец, лист Себастопол, Калифорния. Диам. 2 мм. Сложен лучистыми сростаниями бесцветного жадеита, призмами бледного глаукофана и бесформенными зернами альбита.

дин + сфен. На максимальной ступени кальциевый амфибол, все еще сосуществующий с глаукофаном, представлен глиноземистой зеленой роговой обманкой; появляется немного белой слюды парагонита и сфен замещается рутилом. Сопоставимыми крупнозернистыми ассоциациями Калифорнии являются лавсонит + клиноцоизит + хлорит + сфен (рис. 19-9, *б*), алмандиновый гранат + мусковит + глаукофан + эпидот + сфен (рис. 19-8, *б*); возможны и другие сочетания.

Метакремни. Некоторые метакремни Калифорнии аналогичны таковым зеленосланцевой фации. Обычная ассоциация — кварц + стильпномелан + спессартин (см. рис. 19-5, *в*). В Японии в областях развития голубых сланцев отмечены пьмонтит-гранатовые метакремни (рис. 19-10, *б*). Более диагностичными для фации голубых сланцев являются, однако, метакремни с кросситом и лавсонитом (рис. 19-9, *а*), или с зеленым эгирином, обросшим игольчатым кросситом (рис. 19-10, *в*). Вблизи Лейтонвилла, на севере Калифорнии, встречены массивные блоки крупнозернистых метакремней со стильпномеланом, гранатом и кросситом в качестве главных составляющих. Эти породы почти уникальны в том отношении, что содержат три редких минерала: дирит, хауит и зусманит [5].

Жадеит-альбитовые породы. В округе Сан-Бенито, Калифорния, встречены высоконатровые редкие породы, состоящие целиком из жадеита и альбита и залегающие в виде блоков

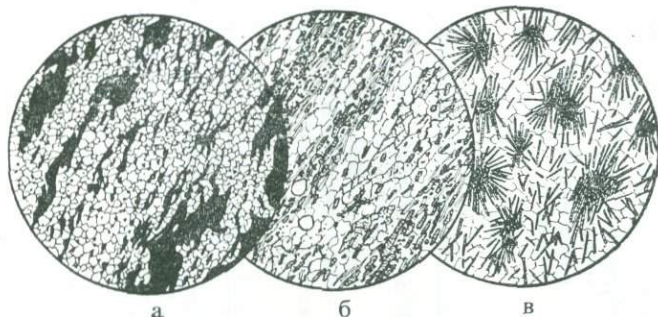


Рис. 19-10. Метакремни фации голубых сланцев.

а — кварц-гематитовый сланец, Колумбия, Южная Америка. Диамет. 3 мм.
б — пьедонтит-кварц-кальцит-мусковитовый сланец, содержащий немного марганцовистого граната, Титибу, Хонсю, Япония. Диамет. 1 мм.
в — кроссит-эгирина-кварцевый сланец, вблизи контакта серпентинита с кремнем, Береговые хребты, Калифорния. Диамет. 1 мм. Лучистые сростания волокнистого густо-зеленого эгирина образуют ядра, из которых радиально расходятся иглы густо-синего кроссита. Гранобластовая матрица — кварц.

среди серпентинитов. Оба минерала почти чистые — анализированные образцы жадеита приближаются к Jd_{95} . Довольно близкое образование, показанное на рис. 19-9, *в*, состоит из жадеита, чистого альбита и бледноокрашенного глаукофана.

Породы переходных фаций. На нижнем конце спектра голубых сланцев по давлению находятся сланцы, в которых глаукофан и натровый пироксен отсутствуют. Эти породы, принадлежащие к невыделяемой ныне лавсонит-альбит-хлоритовой фации, представляют собой метаграуваки, состоящие из кварца, альбита, мусковита, хлорита, лавсонита и арагонита. На верхнем по давлению конце спектра фации голубых сланцев появляются крупнозернистые глаукофановые metabазальты с гранатом и роговой обманкой, вероятно переходные к амфиболитовой и эклогитовой фациям.

Общая минералогия и фации метаморфизма

По определению сущность концепции метаморфической фации заключается в строгом и постоянном соответствии между минеральным парагенезисом и валовым составом пород сопоставимой ступени метаморфизма. Эта корреляция для пород, которые мы обобщенно называем «продуктами регионального метаморфизма низкой ступени», в схематическом виде представлена в табл. 19-1. Эта таблица не претендует на всеобъемлющий охват фазовых ассоциаций низкой ступени. Приведены только избранные минеральные ассоциации, которые вместе отражают наиболее характерные особенности отдельных фаций.

Таблица 19-1. Минеральные парагенезисы фаций регионального метаморфизма низкой ступени (типичные ассоциации)

Тип породы	Цеолитовая и пумпеллиитовая фации	Зеленосланцевая фация	Фация голубых сланцев
Метапелиты	Монтмориллонит + иллит + кварц + + щелочной полевой шпат ± пирофиллит	Мусковит (фенгит) + хлорит + + кварц + альбит + эпидот ± ± стильномелан или хлоритоид То же + биотит ± альмандин; стильномелан редок	Мусковит (фенгит) + парагонит + + лавсонит + хлорит + глаукофан + кварц + альбит + + сфен
Метаграувакки	Кварц + гейландит ± анальцим Кварц + альбит + ломонит + пренит + хлорит ± стильномелан Кварц + альбит + пренит + пумпеллит + хлорит ± стильномелан	Кварц + альбит + эпидот + мусковит + хлорит ± стильномелан То же + биотит + альмандин; стильномелан отсутствует	Кварц + жадеит + мусковит + + хлорит + лавсонит + глаукофан + сфен То же + альмандин ± эпидот
Метакремни	Кварц + окислы железа	Кварц + окислы железа Кварц + пьомонит + мусковит + + спессартин Кварц + магнетит + спессартин + + стильномелан	Кварц + стильномелан + спессартин Кварц + кроссит + эгирин ± лавсонит
Известковые породы	Кальцит ± кварц	Кальцит + кварц ± тремолит тальк или Кальцит + доломит ± тремолит тальк или Кальцит + цонзит + гроссуляр (андрадит) Кальцит + альбит + эпидот	Арагонит ± лавсонит ± глаукофан Кальцит ± реликтовый арагонит
Метабазальты	Спилитовая ассоциация: альбит + + хлорит + эпидот или пумпеллит + реликтовый авгит	Альбит + хлорит + эпидот ± стильномелан Альбит + актинолит + эпидот + хлорит ± кальцит ± биотит	Альбит + лавсонит + пумпеллит + глаукофан + хлорит + + стильномелан + сфен Альбит + эпидот + глаукофан + + омфацит + хлорит + актинолит Альбит + лавсонит + клиноцоизит + хлорит ± роговая обманка ± альмандин
Серпентиниты и образовавшиеся по ним магнетизальные породы	Хризотил и/или лизардит ± брусит	Антигорит + брусит ± тремолит Антигорит + кальцит + тальк Антигорит + диопсид + форстерит Тальк + магнезит ± тремолит	Антигорит ± тремолит ± тальк

Акцессорные и второстепенные фазы опущены. Не показаны также ассоциации, типичные для фациальных переходов. Следует отметить, что в породах очень низкой ступени метаморфизма некоторые из наиболее типичных ассоциаций включают метастабильные фазы и поэтому сами не находятся в состоянии стабильного равновесия. Отчасти по этой причине, а отчасти из-за неполной документации три фации низшей ступени — цеолитовая, пренит-пумпеллитовая и пумпеллит-актинолитовая — рассматриваются вместе.

Литература

Turner F. J., *Metamorphic Petrology*, 2d ed. (Washington, D. C.: Hemisphere, 1981).

См. также работы:

1. Bishop D. G., *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 83 (1972): pp. 3177—3197.
2. Bloxam T. W., *American Journal of Science*, vol. 41 (1956): pp. 488—496.
3. Levi B., *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 24 (1961): pp. 30—49.
4. По Новой Каледонии см. Brothier R. N., *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 46 (1974): pp. 109—127; Black P. M., *Tectonophysics*, vol. 43 (1977): pp. 89—107. По Береговым хребтам Калифорнии см. Coleman R. G., Lee D. E., *Journal of Petrology*, vol. 4 (1963): pp. 260—301; Ernst W. G., *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 76 (1965): pp. 879—914; Ernst W. G., *Journal of Petrology*, vol. 12 (1971): pp. 413—437.
5. Agrell S. O., Langley J. M., *American Mineralogist*, vol. 50 (1965): pp. 278—279.

Глава 20. Продукты регионального метаморфизма:

II. Породы высоких ступеней метаморфизма

План рассмотрения

Степень метаморфизма в породах более или менее близкого состава, например в метапелитах или метаграувакках, существенно зависит от общей энтропии каждой минеральной ассоциации, включая, как полагают, водную фазу (или, в карбонатных ассоциациях, богатую CO_2 газовую фазу). В изохимических сериях такого рода породы можно искусственно расположить в порядке повышения ступени; так, в метапелитах последовательность такова: хлорит-сланцевый сланец, гранат-мусковит-биотитовый сланец, гранат-ставролит-мусковит-биотитовый сланец, гранат-кианит (или силлиманит)-мусковит-биотитовый сланец. Эта последовательность отражает прогрессивно возрастающую дегидратацию. Фактически таков же порядок зон прогрессивного метаморфизма, как они картируются во многих регионах на основе пелитовой протолитологии.

Могло бы показаться заманчивым и любую другую последовательность с понижением содержания H_2O рассматривать как ряд прогрессивной дегидратации первоначально водной исходной породы, например: зеленый сланец—→амфиболит—→пироксеновый гранулит. Но такая интерпретация не оправдана, если совершенно неметаморфизованная исходная порода оказывается существенно безводной, например базальтом или диабазом, как в данном случае. Каждый член ряда зеленый сланец—→амфиболит—→гранулит мог образоваться независимо в некоей точке непрерывного температурного градиента при гидратации, соответствующей равновесию, из одной и той же существенно безводной исходной породы. Действительно, как показали геологические материалы и подтвердили петрографические наблюдения, во многих областях развития архейских безводных пироксеновых гранулитов эти породы в региональном масштабе гидратированы и превращены в амфиболитовые ассоциации. Здесь мы имеем дело с ретроградной метаморфической серией.

Поэтому мы предпочли сгруппировать породы средней и высокой ступени метаморфизма в категории, основанные на минералогических критериях, соотношенных со ступенью, без уточнения возможных путей метаморфизма. Отсюда следует, что между отдельными группами пород и метаморфическими фациями существует заметная широкая корреляция, но сама по себе кон-

цепция фаций не является первоосновой этой классификации. Нами принята следующая классификация:

1. Существенно водные породы
 - а) пелитовые сланцы
 - б) слюдястые кварц-полевошпатовые сланцы и гнейсы
 - в) амфиболиты и роговообманковые сланцы
 - г) магнезиальные сланцы
2. Существенно безводные породы
 - а) кварциты
 - б) карбонатные породы (с кальцитом и/или доломитом)
 - в) гранулиты
 - г) эклогиты и редкие породы той же фации

Группа 1 включает породы амфиболитовой фации, за исключением существенно карбонатных (с кальцитом, доломитом). Таким образом мы проводим условную границу между низкой и более высокой ступенью метаморфизма там, где альбит уступает место гораздо более известковистому плагиоклазу, $Ap_{>25}$, ассоциирующемуся с минералами группы эпидота. По определению группы 2в (с некоторыми исключениями) и 2г попадают соответственно в гранулитовую (предполагающую высокие температуры и различные давления) и эклогитовую (предполагающую метаморфизм при крайне высоких давлениях) фации. Группы 2а и 2б объединяет общий диапазон амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Породы, состоящие преимущественно из водосодержащих минералов

Пелитовые сланцы высокой ступени

Большой вклад в минералогию пелитовых пород, испытавших региональный метаморфизм, представляют собой петрографические описания Харкера (A. Harker, 1932). Петрографические построения этого автора основаны главным образом на изучении кристаллических сланцев из палеозойских складчатых поясов Грампианских нагорий в Шотландии — района, где Барроу впервые описал прогрессивную минеральную зональность в регионально метаморфизованных толщах. В этом районе были выделены два различных типа пелитовых парагенезисов среднего и высокого давления: один развит в юго-западном секторе, другой — на северо-востоке (вдоль северного побережья Абердина и Банфа). Они стали известны как парагенезисы соответственно типа Барроу и Бучанского типа. Первый из них отчетливо отражает режим более высокого давления (по-видимому, 5—6 кбар), чем второй (возможно, 2—3 кбар). Похожие парагенезисы встречаются и в других метаморфических провинциях. Оба они представлены, например, в различных частях Аппалачского

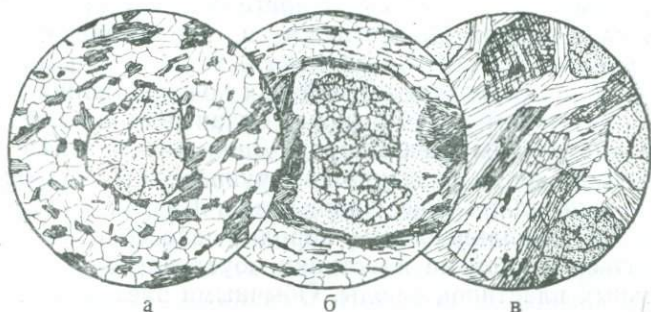


Рис. 20-1. Пелитовые сланцы высокой ступени.

а — альмандин-биотит-плагноклазовый сланец, силлиманитовая зона, Шотландские нагорья. Диам. 4,5 мм.

б — ставролит-биотит-мусковит-кварцевый сланец, окрестности Инсбрука, Австрия. Диам. 4,5 мм. Центральный порфиробласт золотистого ставролита по краям замещен тонкорасщепленной белой слюдой (ретроградный метаморфизм, сопровождающийся привнесом калия).

в — кианит-ставролит-альмандин-мусковитовый сланец с небольшим количеством биотита и кварца, Гассетс, Вермонт. Диам. 3 мм. Бледно-розовый альмандин справа и слева вверху; золотистый ставролит без спайности — справа вверху и справа внизу; призмы кианита обладают хорошей спайностью (кристалл слева внизу срезан параллельно $\{100\}$ и обнаруживает почти точно центрированную фигуру отрицательной биссектрисы, угол погасания со спайностью составляет 30°).

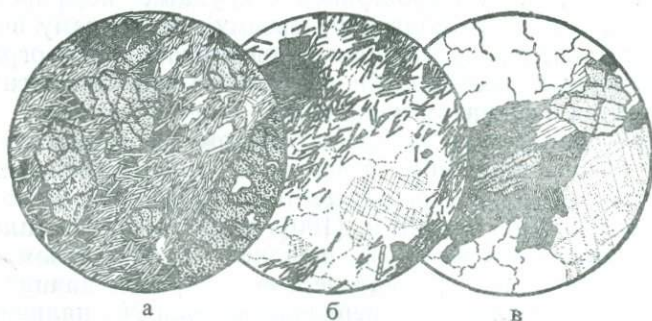


Рис. 20-2. Пелитовые сланцы высокой ступени.

а — альмандин-ставролит-мусковитовый сланец, Морган-Стейши, Пенсильвания. Диам. 6 мм. Второстепенные минералы — кварц и коричневатый биотит, последний местами подвергается регрессивному замещению хлоритом.

б — силлиманит-кварцевый сланец, Беллинцона, Швейцария. Диам. 2 мм. Содержит немного окислов железа и микроклина (справа внизу).

в — кианит-биотит-кварц-андезиновый сланец, Беллинцона, Швейцария. Диам. 3,5 мм. Кварц обнаруживает волнистое погасание; андезин несколько замутнен (справа). В биотите встречаются редкие листочки мусковита (вблизи верхнего зерна кианита) и единичные зерна циркона.

пояса на северо-востоке США. Парагенезисы типа Барроу известны в каледонидах Норвегии и в Лепонтинских Альпах. Крупные участки герцинской складчатости в Европе (например, в Пиренеях) и в позднемезозойских поясах Японии в общих чертах соответствуют метаморфизму Бучанского типа.

Пелитовые сланцы типа Барроу. Даже на высоких ступенях метаморфизма, когда развивается крупнозернистая структура, пелитовые кристаллические сланцы типа Барроу представляют собой сильно рассланцованные породы, способность которых раскалываться на тонкие пластинки обусловлена обилием субпараллельных пластинок слюды. Обычными элементами текстуры этой породы являются сегрегационная полосчатость и линейность. Правильность всех этих параллельных текстур нарушается, однако, присутствием крупных порфиروبластов граната, ставролита, кианита или щелочного полевого шпата.

Неизменно присутствуют слюды — обычно густоокрашенный красно-коричневый биотит, сопровождающийся мусковитом. Характерная ассоциация сланцев, богатых калием: биотит + мусковит + ортоклаз + плагиоклаз + кварц. Но чаще высокое отношение Al_2O_3/K_2O препятствует образованию калиевого полевого шпата, и тогда в ассоциации с кварцем и слюдой появляется один или несколько глиноземистых минералов (рис. 20-1 и 20-2), из которых наиболее типичен розовый альмандиновый гранат. Он стремится образовать хорошо ограниченные порфиробласты, которые могут содержать спиральные цепочки включений, свидетельствующие о вращении кристаллов во время роста (рис. 16-1, а). Распространение крупных порфиروبластов ставролита, заметного благодаря своему плеохроизму в золотисто-желтых тонах и крестовидным двойникам, более ограничено. В породах с высоким отношением Fe/Mg он почти всегда ассоциируется с гранатом и слюдами.

Кианит появляется главным образом в гранат-слюдяных сланцах и чаще всего вблизи верхнего температурного предела амфиболитовой фации. Наблюдается предпочтительная ориентировка кристаллов кианита: $\{100\}$ располагается в плоскости сланцеватости. Следовательно, в шлифе, параллельном сланцеватости, бесцветные призматические разрезы кианита легко узнаются по их удлинению перпендикулярно N_p , наличию двух систем трещин спайности, пересекающихся под прямым углом, и косому погасанию ($c : N_g = 30^\circ$); но в разрезах, перпендикулярных сланцеватости, призмы кианита имеют почти прямое погасание и их бывает трудно отличить от ромбического пироксена (который, однако, неизвестен в метапелитах высокой ступени). Для пелитовых пород высокой ступени выше зоны ставролита характерны сноповидные скопления призм силлиманита. Первое появление этого минерала может просто соответствовать точке, в которой градиент поля метаморфизма пересекает кривую пре-

вращения кианит → силлиманит (рис. 16-7, кривая 3а). Такой случай, по-видимому, наблюдается в зональном комплексе Барроу в Шотландии. Силлиманитовые сланцы этого района, а также силлиманит-ортоклазовой зоны северных Аппалачей содержат силлиманит, калишпат и мусковит, находящиеся в видимом равновесии. Силлиманит в таких породах может иметь форму тонких иголочек («фибrolит»), рассеянных среди зерен кварца. В других районах на максимальной ступени силлиманит и калишпат развиваются за счет постепенного исчезновения (дегидратации) мусковита в присутствии кварца (рис. 16-7, кривая 4). Типичная ассоциация этой стадии — кварц + биотит + олигоклаз + силлиманит + альмандин (\pm мусковит).

Обычные акцессории пелитовых сланцев средней и высокой ступеней — апатит, турмалин, циркон и непрозрачные железотановые окислы.

Пелитовые сланцы Бучанского типа. На участке Бучан, Шотландия, Дальредские метапелитовые породы средней и высокой ступени деформированы гораздо меньше, чем в расположенной южнее зоне Барроу. Они больше похожи на роговики, чем на сланцы, и отчетливо сохраняют такие реликтовые текстуры, как слоистость, не затронутая метаморфическими напряжениями. То же самое можно сказать и об аналогичных породах в Пиренеях, в южной Финляндии (докембрий района Ориярви) и в позднемезозойском поясе Абукума в Японии. Типичные представители этих пород из северной Шотландии показаны на рис. 20-3. Минералогически они отличаются обилием неправильных порфиробластов андалузита, наполненных мелкими включениями кварца, слюды и в некоторых случаях пылевидного графита. Обычно присутствуют также ситовидные порфиробласты кордиерита или ставролита. Вмещающая матрица всегда состоит главным образом из зернистого кварца (с плагиоклазом или без него) и обильных мелких чешуек мусковита и красно-коричневого биотита.

Характер изменений. В определенных случаях простые минеральный состав и структура пелитовых сланцев высокой ступени, подобных только что описанным, могут изменяться либо под влиянием щелочного метасоматизма, связанного с близко расположенными синхронно внедрившимися гранитными плутонами и мигматитовыми комплексами, либо за счет незначительного воздействия ретроградного метаморфизма, часто широко распространенного, хотя и беспорядочно распределенного.

Локальное развитие порфиробластов калишпата или олигоклаза вблизи гранитных плутонов свойственно районам, где плутонизм и региональный метаморфизм происходили более или менее синхронно, например вокруг комплексов Древних гранитов в Дальредской толще. Полевошпатовые порфиробласты в таких породах, по-видимому, образовались за счет слюды в тех

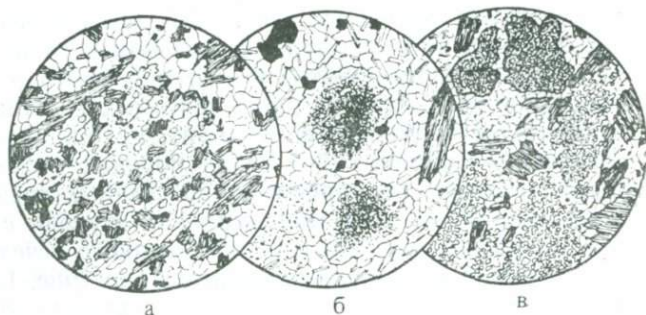


Рис. 20-3. Роговиковые андалузитовые сланцы из северо-восточной Шотландии.

а — андалузит-биотит-кварц-плагиоклазовый сланец, Корин-Хилс, Абердин. Диамет. 2,5 мм. Порфиробласт представлен андалузитом.

б — андалузит-мусковит-биотит-кордиерит-кварцевый сланец, Корин-Хилс, Абердин. Диамет. 2,5 мм. Порфиробласты в центре — андалузит, наполненный включениями графита. Кордиерит, с темными включениями, окруженными желтыми плеохронными двориками, расположен у нижнего левого края.

в — андалузит-ставролит-биотитовый сланец, к западу от Банфа. Диамет. 2,5 мм. Губчатые порфиробласты ставролита (наверху) и андалузита и крупные листочки биотита погружены в гранобластовую матрицу, состоящую из кварца, мусковита и биотита.

местах, куда из гранита или из какого-то другого внешнего источника привносилась щелочь. Местами в поле можно наблюдать полные переходы от пелитового слюдяного сланца через порфиробластовые сланцы и полевошлатовые очковые гнейсы до гранита. Для таких «гранитизированных» пелитовых сланцев характерны микроскопические сростания червеобразных выделений кварца с мусковитом, биотитом или олигоклазом.

Пелитовые минеральные ассоциации отличаются особой чувствительностью к изменению температуры и давления. Поэтому примеры полиметаморфизма в таких породах отнюдь не редкость; они выражаются в виде смешанных ассоциаций минералов. В полиметаморфическом пелитовом слюдяном сланце кордиерит или андалузит, типичные для роговиков, могут ассоциироваться со ставролитом, кианитом и гранатом, образовавшимися в различные эпохи метаморфизма. По степени деформации и метасоматического изменения кордиерита и андалузита в большинстве случаев можно сказать, принадлежат ли эти минералы к эпизоду метаморфизма, предшествовавшему или последовавшему за деформационной фазой метаморфизма, с которой связаны ставролит и гранат. Весьма обычный случай — минералогическое приспособление пелитовых сланцев высокой ступени к падающей температуре (ретроградный метаморфизм) под каталитическим воздействием циркулирующих водных флюидов или наложенных местных напряжений. К таким изме-

нениям относятся хлоритизация биотита и граната, превращение ставролита в хлоритоид или хлорит и частичное замещение кианита мусковитом. При полном замещении биотита хлоритом вторичное происхождение последнего устанавливается по решетке иголочек рутила или по струйкам зерен сфена, образовавшихся при высвобождении в этом процессе титана, или по наличию плеохроичных двори́ков, сохранившихся от исходного биотита.

Кварц-полевошпатовые сланцы и гнейсы

Породы высокой степени, сложенные в основном кварцем и полевыми шпатами, более крупнозернисты и беднее слюдой, чем пелитовые кристаллические сланцы, и поэтому труднее раскалываются на пластинки и обладают менее правильной сланцеватостью. Многие из них можно назвать гнейсами (согласно определению, приведенному на стр. 172); в некоторых случаях они представляют собой переходы к гранулитам — породам, типичным для гранулитовой фации, но не ограничивающимся ею.

Кварц-полевошпатовые сланцы образуются в основном из песчаных осадков и кислых вулканических пород. Обычно они состоят из кварца, плагиоклаза и ортоклаза (или микроклина) с подчиненным количеством мусковита и биотита, вытянутых в направлении сланцеватости. Некоторые из них содержат выделяющиеся порфи́робласты альмандина. Многие, но не все гнейсовые породы представляют собой метаморфизованные кислые плутониты. Для пород, содержащих сравнительно кислый плагиоклаз ($Ap_{25} - Ap_{35}$), типичен клиноцоизитовый эпидот. В районе Хаст-Шист на юго-западе Новой Зеландии в породах, переходных от зеленосланцевой к амфиболитовой фации, непосредственно выше изограды граната в видимом равновесии существуют два заметно различных плагиоклаза — альбит $Ap_2 - Ap_7$ и олигоклаз $Ap_{22} - Ap_{30}$. Первый из них хорошо идентифицируется благодаря своему низкому показателю преломления. Олигоклавовую фазу, наоборот, долгое время пропускали, так как ее показатель преломления близок к окружающему кварцу, а моноклинная оптическая симметрия делает пластинчатое двойникование практически невидимым; но фигуры интерференции в разрезах, перпендикулярных оптической оси, выдают ее истинную сущность. Ясно выраженная изограда олигоклаза маркируется по исчезновению альбита, и, начиная с этой ступени и выше, кварц-полевошпатовые сланцы попадают в амфиболитовую фацию. В породах, лишенных калишпата, обычны рассеянные зерна альмандина. Увеличение количества слюд и уменьшение количества полевых шпатов, а в некоторых породах присутствие кианита означают постепенный переход к пелитовым кристаллическим сланцам. Появление роговой об-

манки и увеличение количества эпидота указывают на переход к амфиболитам.

В некоторых кварц-полевошпатовых сланцах тонкие темные слюдястые прослои, параллельные сланцеватости, внешне напоминают реликтовую слоистость, унаследованную от песчаников. В то время как общее направление сланцеватости, развившейся при деформационном метаморфизме, по-видимому, примерно соответствует слоистости исходных пород, детали косой слоистости и ритмичности редко сохраняются при метаморфизме высокой ступени, сопровождающемся сильной внутренней деформацией. Однако структуры, внешне напоминающие косую слоистость, могут развиваться при метаморфизме за счет срезания мелких складок. Некоторые «косослоистые» текстуры кварц-полевошпатовых сланцев наверняка имеют такое происхождение. Истинная слоистость, однако, может быть прослежена по тонким цепочкам зерен циркона, турмалина и непрозрачных окислов (унаследовавшим концентрации тяжелых минералов), иногда наблюдаемым под микроскопом в кварц-полевошпатовых сланцах. Как истинная косая слоистость, определенная таким способом, так и ложная «косая слоистость» деформационного происхождения хорошо представлены в сланцах Мойн в Шотландии.

Гранитные и гранодиоритовые гнейсы

Главные минеральные составляющие гранитных и гранодиоритовых пород — кварц, полевые шпаты, слюды, роговая обманка — стабильны в присутствии водных флюидов во всем диапазоне температур и давлений амфиболитовой фации. Породы такого химического и минерального состава, но с резкой метаморфогенной гнейсовой текстурой являются главным литологическим элементом обширных площадей древних кратонов. Не может быть больших сомнений в том, что эти породы представляют собой метаморфизованные, а в некоторых случаях неоднократно метаморфизованные плутонические элементы древней коры. Они обычно называются гранитными или гранодиоритовыми *гнейсами*.

Амфиболиты

Амфиболиты — это метаморфические породы с ориентированной текстурой, сложенные преимущественно роговой обманкой и плагиоклазом. Они являются определяющими для амфиболитовой фации и представляют собой самый обычный продукт метаморфизма умеренной и высокой ступеней. Сегрегационная полосчатость может быть проявлена или нет, а в типах, не содержащих слюды, не обязательно бывает заметна макроscopic-

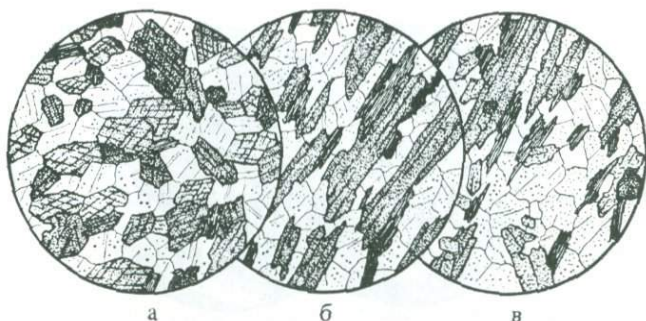


Рис. 20-4. Амфиболиты, образовавшиеся по основным магматическим породам.

а — архейский амфиболит, Большой каньон, Аризона; разрез, перпендикулярный сланцеватости и линейности. Диамет. 5 мм. Состоит из идиоморфной густо-зеленой роговой обманки, ксеноморфного олигоклаза, коричневого биотита и акцессорного сфена.

б — та же порода; разрез, перпендикулярный сланцеватости, но параллельный линейности. Диамет. 2,5 мм. Видно несколько зерен прозрачного кварца.

в — эпидотовый амфиболит, Лейк-Манапурн, Новая Зеландия. Диамет. 2,5 мм. Разрез, параллельный сланцеватости. Главные минералы — олигоклаз, коричневый биотит и густо-зеленая роговая обманка. Менее распространены короткие призмы бесцветного эпидота с высоким двупреломлением (например, у нижнего края, в полевом шпате справа и в биотите слева). Акцессорный минерал — сфен (справа). Обратите внимание на удлинение роговой обманки и биотита параллельно линейности, которая на рисунке круто наклонена.

ческая сланцеватость. Под микроскопом, однако, обычно наблюдается предпочтительная ориентировка призм роговой обманки, определяющая сланцеватость, линейность или и то и другое вместе.

В амфиболитах — производных основных магматических пород роговая обманка и плагиоклаз обычно содержатся в равных количествах. Могут присутствовать альмандиновый гранат, эпидот и биотит. Кварц и биотит, как правило, второстепенные минералы, хотя в породах, происходящих из туфов, оба они могут играть заметную роль. В небольшой группе пород, довольно богатых Al_2O_3 , встречается кианит. Почти всегда присутствуют сфен (или рутил), апатит и непрозрачные окислы; некоторые породы содержат акцессорные сульфиды. Роговая обманка амфиболитов интенсивно окрашена (N_g — густой сине-зеленый или, на высоких степенях метаморфизма, зеленовато-коричневый). Она кристаллизуется в призмах $\{110\}$ с неразвитыми окончаниями и обычно богата включениями кварца или окислов железа. Плагиоклаз по составу обычно варьирует от Ap_{25} до Ap_{40} и образует изометричные ксеноморфные зерна, как несдвойникованные, так и с небольшим количеством пластинча-

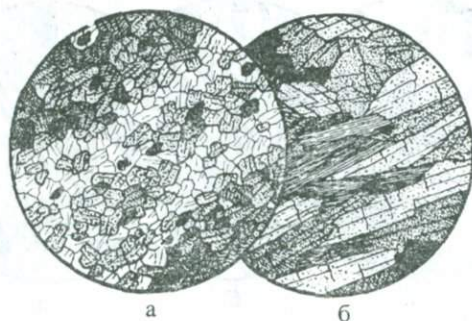


Рис. 20-5. Амфиболит и амфиболовый сланец.

а — роговообманково-диопсидовый амфиболит, Сьерра-Невада, Калифорния. Диамет. 1 мм. Состоит из зеленой роговой обманки, бледно-зеленого диопсида (показан более редким крапом), андезина и небольшого количества сфена.
б — антофиллит-роговообманково-биотитовая порода, Снарум, Норвегия. Диамет. 3,5 мм. Бесцветный антофиллит ассоциируется с темно-зеленой роговой обманкой (густой крап) и коричневым биотитом. В рудных зернах включения рутила.

тых двойников по альбитовому или периклиновому закону. Эпидот обычно образует хорошо ограниченные призмы, либо бесцветные, либо бледно-желтые, но тем не менее с высоким двупреломлением. Он может содержать буроватые плеохроичные ядра алланита. Сфен может образовывать крупные клиновидные кристаллы или скопления мелких каплевидных зерен. На самых высоких ступенях метаморфизма сфен уступает место ильмениту; рутил встречается гораздо реже. Типичный амфиболит показан на рис. 20-4.

Если амфиболит образовался при метаморфизме габбро или диабаза без сильной внутренней деформации (например, во внутренних частях силлов, деформированных с краев), он может быть настолько слабо рассланцован, что его едва ли можно уверенно отличить от несомненно магматического диорита, который тоже является роговообманково-плаггиоклазовой породой. Действительно, для обозначения пород этой категории используется общий термин *эпидиорит*. В таких породах роговая обманка может сохранять структурные особенности, как, например, отдельность по $\{001\}$ или по $\{100\}$, унаследованную от замещенного ею пироксена; зерна плаггиоклаза могут сохранять первоначальную идиоморфную таблитчатую форму и сложное двойникование (например, альбит-карлсбадское), характерные для плаггиоклаза изверженной породы. Более того, тщательное изучение выявляет некоторые особенности, характерные для амфиболитов, а не для диоритов: обилие роговой обманки и свойственные ей простые формы, неразвитые окончания, sito-видная структура и отсутствие двойников; относительно натро-

вый состав и частичная перекристаллизация плагиоклаза; реликты ильменита, представленные каемками зерен сфена вокруг мелких ядер непрозрачного окисла; метаморфические составляющие, такие, как эпидот, гранат и гранулированный кварц; некоторая степень рассланцовки.

В амфиболитах, происшедших из смешанных карбонатных или туфогенных осадков, наиболее заметным минералом также является синне-зеленая роговая обманка. Плагиоклаза в них меньше, а кварца и биотита — больше, чем в амфиболитах, являющихся производными основных изверженных пород. Особенно характерно обилие зеленоватого диопсида (рис. 20-5, а) и обычное отсутствие альмандинового граната. Диопсид может также встречаться и в безгранатовых амфиболитах, образовавшихся по изверженным породам, но наблюдается в них гораздо реже и никогда не бывает там обильным. Эпидот присутствует во многих метаосадочных амфиболитах. Обычные акцессории — сфен и апатит.

Магнезиальные сланцы высокой ступени

Троммсдорф и Эванс в магнезиальных сланцах Лепонтинских Альп проследили серию последовательных ступеней прогрессивной дегидратации серпентинитов и сопоставили полученные парагенезисы с зонами прогрессивного метаморфизма в пелитовых и доломитовых толщах. С химической точки зрения критические ступени в эволюции магнезиальных сланцев этого региона представлены следующими уравнениями:

1. 2 диопсид + 5 антигорит → тремолит + 6 форстерит + 9H₂O.
2. 5 антигорит → тальк + 6 форстерит + 9H₂O.
3. 8 тальк + 4 форстерит → 5 антофиллит + 4H₂O.
4. Антофиллит + форстерит → 9 энстатит + H₂O.
5. Тремолит + форстерит → 2 диопсид + 5 энстатит + H₂O.

Все эти реакции происходят в амфиболитовой фации. Первые две приводят к увеличению содержания форстерита и исчезновению антигорита; в результате реакций 4 и 5 образуются безводные ассоциации. Общая последовательность реакций соответствует последовательности прогрессивной дегидратации. В результате образуются следующие критические магнезиальные парагенезисы, в порядке повышения ступени:

Антигорит + форстерит + тремолит; реже (в несколько более кремнеземистых породах) антигорит + тремолит + тальк

Форстерит + тальк + тремолит или форстерит + антофиллит + тремолит

Форстерит + энстатит + тремолит (±зеленая шпинель)

Редко: форстерит + энстатит + диопсид (±зеленая шпинель)

Наиболее обычные карбонатсодержащие магнезиальные сланцы низкой ступени в этом районе состоят из антигорита, тремолита и кальцита (в зеленосланцевой фации). В породах более высокой ступени пара антигорит + кальцит исчезает (в результате комбинации дегидратации и декарбонатизации), уступая место сначала ассоциации магнезит + антофиллит + тремолит (в кианитовой зоне метапелитов и наконец (выше изограды силлиманита) ассоциации магнезит + энстатит + тремолит. Некоторые богатые оливином породы (*оливиниты* Итальянских Альп), возможно, являются результатом крайней дегидратации серпентинита (см. реакции 4 и 5). Они обычно состоят из оливина с различными количествами диопсида, энстатита, актинолита и граната (всегда с аксессуарным пикотитом).

Во многих магнезиальных сланцах Лепонтинских Альп новообразованный форстерит имеет характерный облик — длинные пластинчатые кристаллы, заключенные в тонкозернистой матрице, состоящей из водных фаз (преимущественно антигорита).

Не все магнезиальные сланцы образовались из серпентинитов или офикарбонатов. Некоторые такие сланцы, обычно развитые за счет локального Mg-метасоматоза полупелитовых и других пород вблизи гранитных плутонов, внедрившихся синхронно с региональным метаморфизмом, содержат большое количество глиноземистых магнезиальных фаз. Типичными среди них являются крупнозернистые обычно порфиروبластовые кордиерит-антофиллитовые породы, которые могут содержать биотит или альмандин. Они широко представлены в классических парагенезисах амфиболитовой фации низкого давления в районе Ориярви на юге Финляндии. Несколько похожие антофиллит-роговообманково-биотитовые сланцы из Норвегии показаны на рис. 20-5, б.

Породы, в основном сложенные безводными минералами

Кварциты

Термин *кварциты* здесь применяется к породам, состоящим почти полностью из перекристаллизованного кварца. Чаще всего они происходят из кремнеземистых осадков — кварцевых аренигов или чистых кремней. Ступень метаморфизма в любом данном случае можно установить по характеру ассоциирующихся пород другой литологии, подчеркивающейся в некоторых случаях второстепенными минеральными компонентами самих кварцитов. Для них обычны реликтовые осадочные структуры,

особенно в породах низших ступеней. Неметаморфизованные кварцевые арены с кварцевым цементом называются *ортокварцитами*.

Мраморы и известковые гранулиты высокой ступени

Сравнительно чистые известняки и доломиты в зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций, как и на низшей ступени, преобладают в мраморах, сложенные преимущественно кальцитом, иногда сопровождающимся доломитом. Эти мраморы высокой ступени в отношении структуры лишь немногим отличаются от мраморов низкой ступени. Среди них возрастает, по-видимому, доля крупнозернистых разновидностей, а признаки посткристаллизационной деформации (сильно вытянутые зерна, частые пластинчатые двойники) в целом в породах высокой ступени менее заметны.

Различия, связанные со степенью метаморфизма, начинают проявляться лишь в породах, происходящих из карбонатных осадков со значительной примесью кремнеземистого и глинистого материала, поскольку метаморфические силикатные составляющие загрязненных мраморов и известковых гранулитов позволяют выявить целую серию различных реакций, происходящих в ответ на повышение температуры при любых давлениях. В реакциях с участием карбонатов главную роль, за исключением некоторых условий гранулитовой фации, играет доломит. Поэтому в продуктах метаморфизма количество доломита уменьшается вплоть до полного исчезновения. Кальцит в присутствии кремнезема остается стабильным, за исключением редких случаев максимальных температур и минимальных давлений, характерных для гранулитовой фации (рис. 16-6).

Венк, Троммсдорф и их сотрудники детально изучили прогрессивный метаморфизм богатых кальцитом и доломитом прослоев среди количественно преобладающих пелитовых сланцев Лепонтинских Альп. Они откартировали изограды в обеих литологических группах. Направление этих изоград более или менее параллельно изоградам ставролита, кианита и силлиманита, закартированных Ниггли в пелитах того же района [1]. Обычные составляющие кальцитовых мраморов — плагиоклаз и кварц. Состав плагиоклаза варьирует от Ap_{28} вблизи изограды кианита до Ap_{80} или даже до Ap_{90} в силлиманитовой зоне. В зеленосланцевой фации доломитовые мраморы в качестве новообразованной силикатной фазы содержат только тальк. Но непосредственно выше изограды кианита (т. е. в пределах амфиболитовой фации, как видно по близлежащим метабазальтам) тальк исчезает, и за счет доломита в избытке образуется тремолит. Получающиеся при этом известковые сланцы состоят преимущественно из кальцита и тремолита, причем последний количе-



Рис. 20-6. Известковые сланцы высокой ступени.

а — кальцитовый мрамор с кварцем, биотитом, клиноцоизитом и сфеном (ромбовидные кристаллы), серия Грантаун, Стратспей, Шотландия. Диамет. 2,5 мм.

б — цоизит-скаполит-кварцевая порода, Даутфул-Саунд, Новая Зеландия. Диамет. 2,5 мм. Сопровождающие породы — мраморы и амфиболиты высокой ступени.

в — гранат-роговообманковая порода, Лох-Катрин, Шотландия. Диамет. 2,5 мм. Состоит из розового альмандина, густо-зеленой роговой обманки, красно-коричневого биотита, кварца и окислов железа.

ственно преобладает. На более высоких ступенях, начиная от кианитовой зоны и далее, за изоградой силлиманита, подобные сланцы состоят из кальцита, диопсида и форстерита (иногда с хондродитом) или из кальцита, диопсида и тремолита.

Набор второстепенных фаз в мраморах и известковых сланцах различных районов мира весьма разнообразен и отражает, в частности, влияние различных количеств глинистой и других примесей в исходных осадках. Так, наряду с диопсидовым пироксеном и амфиболом в качестве аксессуарных появляется множество новообразованных минералов — флогопит, плагиоклаз или микроклин и сочетания многих Ca — Al-силикатов, в особенности гроссуляр-андрадита, клиноцоизита (или цоизита) и скаполита. Они стремятся сконцентрироваться в виде скоплений или узелков, рассеянных среди гораздо более чистых кальцитовых мраморов. Широко распространенный аксессуарий — сфен; характерны, но не так распространены апатит и графит. Здесь мы отметим лишь некоторые из многих широко известных ассоциаций амфиболитовой фации.

1. Кальцит + биотит + кварц + клиноцоизит + сфен (рис. 20-6, *а*).
2. Кальцит + цоизит + скаполит + кварц — узелки среди кальцитового мрамора (рис. 20-6, *б*).
3. Кальцит + диопсид + скаполит + флогопит — в кальцитовом мраморе из Даутфул-Саунда, юго-запад Новой Зеландии. Здесь параллельно вытянутые листочки золотистого флогопита в породе, сложенной в основном кальцитом, придают

штуфному образцу отчетливо сланцеватый вид. Аналогичный эффект производят в похожей породе из того же района чешуйки графита с металлическим блеском.

4. Кальцит + микроклин + цоизит + плагиоклаз + кварц + + роговая обманка в тонких известково-силикатных прослоях среди метаосадков кианитовой и силлиманитовой зон, Шотландские нагорья.

Мраморы и известковые гранулиты широко распространены во многих областях докембрийского метаморфизма гранулитовой фации. Они типичны для центрального плато Шри-Ланки, где они особенно подробно описаны Куреем и Хапуараччи [2]. Мощные пласты доломитового известняка превращены в мраморы, сложенные кальцитом, который может сопровождаться доломитом с подчиненными количествами форстерита, флогопита и в некоторых породах — пурпурной шпинели. Полосы загрязненного силикатными примесями карбонатного материала, переслаивающиеся с пелитовыми и кварц-полевошпатовыми гранулитами, теперь превращены в известковые гранулиты, состоящие только из силикатов. Они состоят из диопсида, скаполита, плагиоклаза и иногда гроссуляра — андрадита. Почти повсеместно распространен сфен, а в некоторых породах много апатита. Более известковые породы, по-видимому ограниченные районами, где метаморфизм протекал при относительно более низких давлениях, состоят из кальцита, скаполита и волластонита (\pm плагиоклаз и сфен).

Гранулиты

Гранулиты охватывают пелитовые и кварц-полевошпатовые метаосадки и магматические породы основного исходного состава, большинство из которых характеризуется минералогическими признаками гранулитовой фации. Все они существенно безводны, если не считать присутствия флогопита в некоторых метаосадках и коричневой роговой обманки в некоторых основных породах (пироксеновых гранулитах). Распространение гранулитов почти, но не полностью ограничено докембрийскими континентальными щитами. Там, где они не превращены в породы амфиболитовой фации региональными процессами ретроградного метаморфизма, они представляют собой один из наиболее существенных элементов древней континентальной коры.

Кварц-полевошпатовые гранулиты. Кварц-полевошпатовые гранулиты (рис. 20-7, б) характеризуются «гранулитовой текстурой» и характерными высокотемпературными ассоциациями кварц + ортоклаз + плагиоклаз + кианит (или силлиманит) и кварц + ортоклаз + плагиоклаз + гранат. Гранулитовая текстура характеризуется правильной плоскопараллельной сланцеватостью, определяемой чередованием параллельных сильно уп-

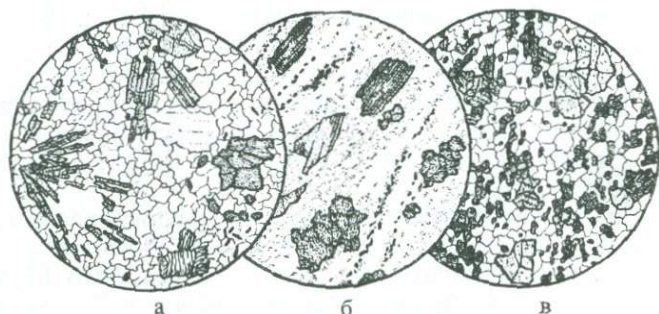


Рис. 20-7. Гранулиты, Саксония.

а — призматин-турмалин-кварцевый гранулит, Вальдгейм. Диамет. 7 мм. Главные минералы — кварц, плагиоклаз и призматин. Внизу справа — золотистый турмалин и крупный силлиманит (у нижнего края). По всему шлифу рассеяны почти непрозрачные иглы и призмы бурого рутила.

б — алмадин-кианит-кварцевый гранулит, Рёрсдорф. Диамет. 2 мм. Порфиробласты представлены кианитом и алмадином. Матрица состоит из чередующихся прослоев, обогащенных кварцем (прозрачный) и ортоклазом (показан крапом). Кварцевые прослои по сравнению с ортоклазовыми более крупнозернисты. Мелкие чешуйки биотита образуют полосы, параллельные рассланцовке.

в — пироксеновый гранулит, Хартмансдорф. Диамет. 2 мм. Порфиробласты розового алмадина заключены в гранобластовой матрице, состоящей из гиперстена, диопсида и андезина.

лощенных линзочек довольно крупнозернистого кварца со слоями мелкозернистого кварца и полевого шпата. Гранат гранулитов — это розовый алмадин с несколько более высоким содержанием MgO, чем гранат амфиболитов. Призмы кианита или силлиманита лежат в плоскости сланцеватости. Ортоклаз всегда пертитовый. Рутил — почти постоянный аксессуар гранулитов в отличие от сфена, характерного титанового минерала пород зеленосланцевой фации и обычного в породах амфиболитовой фации. Если при метаморфизме привносится бор, присутствует турмалин; он изредка сопровождается Mg — Al-боросиликатом призматинном (рис. 20-7, *а*). Это бесцветный призматический минерал с умеренными показателем преломления и двупреломлением, прямым угасанием, отрицательным удлинением, малым углом оптических осей и отрицательным оптическим знаком.

К метакремням высокой степени относятся также богатые кварцем гранулиты, совершенно лишенные полевых шпатов. Интересный пример — кварцевые гранулиты, залегающие в виде блоков в несколько метров шириной среди гранодиоритовых роговообманково-биотитовых гнейсов (гнейсы Амитсок — самые древние породы на Земле) в юго-западной Гренландии. В этих гранулитовых блоках, относящихся, по-видимому, к амфиболи-

товой, а не к гранулитовой фации, обнаружены два тесно связанных типа минеральных ассоциаций: кварц + геденбергит + куммингтонит + гранат и кварц + геденбергит + феррогиперстен + гранат. Куммингтонит (моноклинный) содержит значительные количества как Mg, так и Fe^{2+} и отличается от других амфиболов положительным оптическим знаком. Полностью дегидратированное состояние второй ассоциации (с высоким отношением Fe/Mg) отражает относительно низкую температуру, при которой железистый куммингтонит становится неустойчивым по отношению к ортопироксену. Петрография этих пород поднимает интересный вопрос: могли ли анкеритовые и железистые кремни уже быть отложены на дне первобытного океана на самых ранних этапах истории Земли (раньше 3,8 млрд. лет назад, когда образовались гнейсы Амитсок)?

Присутствие кианита, а не силлиманита в метаосадочных гранулитах указывает на высокие давления — свыше 7 кбар, если судить по точке пересечения соответствующих моновариантных кривых — дегидратации мусковита и превращения силлиманит \rightleftharpoons кианит. Наоборот, сосуществование кордиерита и граната во многих областях развития гранулитов свидетельствует об относительно низких давлениях — в некоторых случаях, вероятно, всего 3—4 кбар. Типичные кордиеритовые гранулиты пелитового исходного состава из провинции Гренвилл, Онтарио, сложены кварцем, ортоклазом, плагиоклазом, силлиманитом, кордиеритом, алмандином и биотитом. В то же время подобные кордиеритовые гранулиты из других регионов лишены всех водных фаз — даже биотита.

Мы уже упоминали о *чарнокитах* — широко распространенных в докембрийских гранулитовых областях Мадраса, Шри-Ланки, центральной Австралии и в других местах — как о группе кварц-полевошпатовых пород, содержащих гиперстен и диопсид, часть из которых считается плутоническими породами семейства гранита несомненно магматического происхождения. Другие «чарнокиты», скорее всего, представляют собой кварц-полевошпатовые гранулиты (некоторые из них первоначально были кислыми магматическими породами), нынешний минералогический и структурный облик которых связан с метаморфизмом гранулитовой фации. «Чарнокиты» этого типа, сложенные преимущественно кварцем, калишплатом, кислым плагиоклазом и гранатом, показаны на рис. 20-8, б, это содержащая роговую обманку разновидность из Швеции. Чарнокит, показанный на рис. 20-8, б, с равным успехом может быть как метаморфического, так и чисто магматического происхождения.

Пироксеновые гранулиты. Пироксеновые гранулиты (рис. 20-7, в) — это метаморфические породы высокой степени (гранулитовой фации), сложенные преимущественно плагиоклазом, гиперстеном, диопсидом и в некоторых случаях алман-

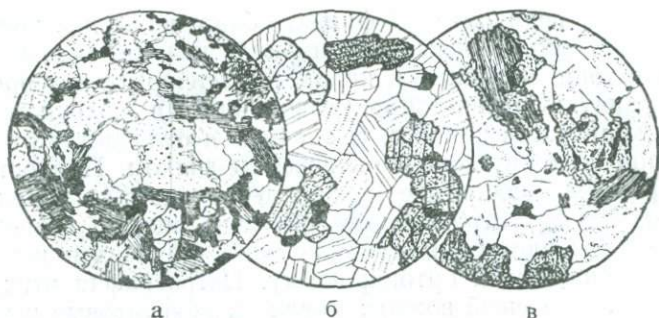


Рис. 20-8. Кордиерит-плагноклазовый сланец и «чарнокиты».

а — кордиеритовый сланец, Шварцвальд. Днам. 3 мм. Кордиерит содержит плеохроичные дворики вокруг включений циркона и сфена и по краям замещен бледно-зеленым хлоритом («пинитом»); в породе имеются также пластинчато-сдвойникованный олигоклаз, чистые зерна кварца, темно-коричневый биотит, местами образующий сложные кристаллы с мусковитом, альмандиновый гранат (внизу) и иголки силлиманита (верху справа); из непрозрачных минералов отмечаются обильный графит и немного пирита. Сложный минеральный состав свидетельствует об отсутствии внутреннего равновесия вследствие повторного метаморфизма, охватившего значительный интервал высоких температур.

б — «чарнокит», Варберг, Швеция. Днам. 3 мм. Состоит из граната, зеленой роговой обманки (верхняя часть шлифа), диопсида (внизу слева) и гиперстена (справа). Бесцветные минералы — кварц, пренит и андезин. Акцессорные представлены окислами железа и апатитом.

в — чарнокит, остров Стилллуэлл, Земля Адели, Антарктика. Днам. 2 мм. Цветные минералы: биотит с каемкой граната (вверху слева), гранат со включениями ильменита (справа), гиперстен (внизу). Бесцветные зерна — главным образом пертит; присутствует также немного кварца.

диновым гранатом. Они химически эквивалентны породам семейства габбро и базальта. Не содержащие граната пироксеновые гранулиты могут быть минералогически почти идентичны норитам, поскольку при высоких температурах и давлениях, свойственных гранулитовой фации, можно ожидать минералогической конвергенции магматических и метаморфических пород.

Плагноклаз пироксеновых гранулитов — как правило, андезин или лабрадор. Подобно плагноклазу амфиболитов, он обычно обнаруживает альбитовое или периклиновое двойникование и отсутствие сложных двойников и идиоморфных ограничений, обычных для магматических плагноклазов. Химическими анализами в обоих типах пироксенов обнаружено заметное содержание Al_2O_3 . Диопсид гранулитов не обладает особыми оптическими свойствами, но гиперстен обнаруживает необычайно сильный плеохроизм (от розового до бледно-зеленого или бледно-желтого), связанный не с высоким отношением Fe/Mg, а со сравнительно низкими температурами по сравнению с температурами вулканической кристаллизации. Обычные акцессории —

рутил и магнетит. Некоторые пироксеновые гранулиты содержат небольшое количество оливково-зеленой роговой обманки, и это не всегда является результатом ретроградного метаморфизма (т. е. перехода в амфиболитовую фацию).

Поскольку пластинчатые и призматические минералы обычно отсутствуют, пироксеновые гранулиты часто имеют массивный облик лишь со слабо проявленной сланцеватостью (гнейсовидностью). В некоторых из них, однако, может наблюдаться грубая сегрегационная полосчатость, т. е. чередование полевошпатовых и пироксеновых полос.

Особый тип пироксеновых гранулитов составляют богатые плагиоклазом породы, образовавшиеся при метаморфизме анортозита. Другие их разновидности, богатые энстатитом и содержащие оливин, представляют собой метасерпентиниты высокой степени или перидотиты, подвергшиеся метаморфизму гранулитовой фации. Связанная с метаморфизмом особенность некоторых из этих пород (например, в архее Южной Индии и западной Гренландии) — присутствие редкого малокремнеземистого Mg — Al-силиката сапфирина. Этот минерал, синий в штуфе, можно узнать оптически по слабому плеохроизму в бледно-синих и желтых тонах, высокому показателю преломления, низкому двупреломлению и сильной дисперсии; $-2V$ — от среднего до большого. Будучи редким, сапфирин тем не менее считается теперь очень характерным компонентом бедных кремнеземом магнезиальных пород в гранулитовых комплексах.

Породы, образовавшиеся в условиях, переходных от амфиболитовой фации к гранулитовой. Во многих частях континентальных щитов закартированы полные зональные переходы между породами амфиболитовой и гранулитовой фаций. Породы широких переходных зон такого рода похожи на гранулиты, но содержат водные фазы. Метapelиты состоят из силлиманита, альмандина, кордиерита, биотита, калишпата и кварца. Типичная ассоциация в основных составах — плагиоклаз + роговая обманка (обычно буроватая разность) + диопсид + гиперстен. Сфен в этих переходных породах обычно замещен рутилом. В текстурном отношении многие такие породы, пелитового или основного состава, могут быть названы сланцеватыми гранулитами.

Эклогиты и связанные с ними породы

Эклогиты. Эклогиты — определяющие породы эклогитовой фации, распространенные гораздо больше остальных ее представителей. В наиболее простом варианте это практически безводные породы, состоящие преимущественно из омфацинта и магнезиального граната. Многие выходящие на дневную поверхность эклогиты были тектонически перемещены на их теперешний уровень залегания из мест их образования в основании кон-

тинентальной коры или в верхней мантии, а некоторые, судя по присутствию в качестве второстепенного первичного минерала алмаза, с глубин 150 км или более. Однако в областях развития голубых сланцев часто встречаются блоки метаморфических эклогитов, образовавшихся по базальтам или диабазам. Например, в раннеальпийской области развития голубых сланцев в Альпах прослежен прямой, но неполный переход от базальтовых подушечных лав к эклогитам. А в Калифорнии, где некоторые блоки голубых сланцев базальтового состава пронизаны густой сетью прожилков, состоящих из омфациита и альмандин-спессартинового граната, такой переход незавершен. Все такие породы должны иметь коровое происхождение.

Какими бы ни были их источники (мантийный или глубокий коровый) и происхождение (магматическое или метаморфическое), эклогиты встречаются во многих частях света (большей частью в фанерозойских подвижных поясах) в виде изолированных тел размером от первых метров до нескольких десятков километров. Практически во всех случаях они являются «чужеродными» по отношению к соседним или вмещающим породам, поскольку они принадлежат к экстремальной метаморфической фации очень высоких давлений. Небольшие массы эклогитовых пород встречаются также в составе эруптивных брекчий трубок взрыва, особенно если магматическая часть представлена кимберлитом или нефелиновыми ультраосновными вулканическими породами. В обеих ситуациях тела эклогитов, очевидно, были принесены в нынешнее их положение механически с гораздо более глубоких уровней.

Эклогиты замечательны своей высокой плотностью, отсутствием полевых шпатов и обычно простым минеральным составом. По валовому составу они близки базальтам. Их два главных компонента: пироксен (омфациит) серии диопсид — жадеит, ярко-зеленый в штуфе, и крупнозернистый красный гранат — магнизиальный член пироп-альмандинового ряда. В шлифе пироксен почти бесцветен, $c: N_g$ 38—42°, +2V 20—80°. Некоторые эклогиты Европы содержат, кроме того, бледно-зеленый амфибол (возможно, ретроградный, но не исключено, что и первичный компонент), другие — богаты кианитом (рис. 20-9, а). Сопутствующая второстепенная окисная фаза — рутил, густо-коричневый и не плеохроирующий в шлифе.

Их безводный состав уже сам по себе говорит о безводности среды их образования, а экспериментальные данные свидетельствуют, что в присутствии H_2O , даже при очень высоких давлениях, главная фазовая ассоциация эклогита нестабильна и переходит в амфиболит. Это заключение подкрепляется петрографическими наблюдениями, так как блоки эклогитов в поясах голубых сланцев Калифорнии, Альп и других районов обнаруживают все стадии ретроградных изменений. Гранаты оказывают

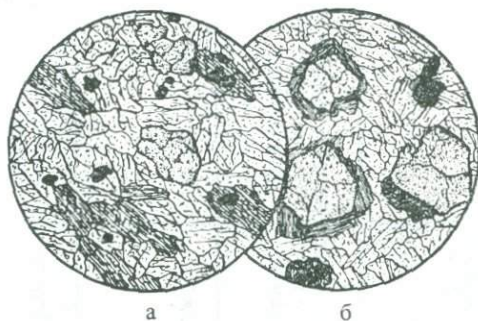


Рис. 20-9. Эклогиты.

а — кианитовый эклогит, Зульцталль, Тироль. Д diam. 3 мм. Состоит из розового пирропа, бесцветного омфациита и кианита; аксессуарный минерал — рутил. Зерна кианита (с густой сетью трещинок спайности) обнаруживают сильную предпочтительную ориентировку.

б — эклогит, тесно ассоциирующийся с серпентинитом, Хилдсберг, Береговые хребты, Калифорния. Д diam. 3 мм. Идиоморфный розовый гранат окружен каймой хлорита; много бесцветного омфациита; густо-коричневый рутил окаймлен зернистым сфеном. Сфен и хлорит (в других участках также глаукофан) — продукты начального ретроградного метаморфизма.

ся частично или полностью замещенными разнообразными низкотемпературными минералами: часто хлоритом, в других случаях — лавсонитом, альбитом или арагонитом. Омфациит аналогичным образом замещается смесью глаукофана и элидота; рутил сохраняется в виде реликтов в замещающем его зернистом сфене.

Редкие изофациальные породы. Среди обломков эклогита в алмазосодержащих кимберлитовых брекчиях Якутии, Сибирь, встречается редкий их спутник — *гроспидит*, известковая порода, по-видимому изофациальная с эклогитом. Она состоит из граната, омфациита и кианита; гранат оказался уникальным магнезиальным гроссуляром, содержащим почти равные количества пирропа и альмандина (~17% каждого).

Еще более замечательны гранитные породы, тесно связанные с эклогитами среди остатков герцинского фундамента, сохранившегося в Альпах в зоне Сейзия — Ланцо, Итальянский Пьемонт. Эти породы все еще сохраняют типично гранитные структуры, вплоть до пертитовых микроструктур, но состоят теперь из уникальной ассоциации минералов: плагиоклаз в них нацело замещен жадеитом и цоизитом, а биотит — фенгитом и магнезиальным гранатом. Полная метаморфическая ассоциация такова: кварц + жадеит + цоизит + фенгит + гранат + калишпат. Единственное объяснение этому следующее: первоначально коровые породы высоких уровней, несмотря на их низ-

Т а б л и ц а 20-1. Некоторые характерные минеральные парагенезисы фаций высокой степени регионального метаморфизма

Тип породы	Амфиболитовая фация	Гранулитовая фация	Эклогитовая фация
Метапелиты (преимущественно слюдистые) и кварц-полевошпатовые породы (преобладают кварц и полевые шпаты)	Мусковит + биотит + кварц + плагиоклаз ± ортоклаз ¹ + альмандин ± ставролит ± кианит или силлиманит ± хлорит ± эпидот То же с кордиеритом и андалузитом (полноморфная модификация Al_2SiO_5) ²	Кварц + калишпат + плагиоклаз + силлиманит (или кианит) + альмандин + флогопит То же плюс кордиерит (кианит исчезает) ³	
Гранитные породы	Кварц + плагиоклаз + ортоклаз (или микроклин) + биотит ± роговая обманка или мусковит	Кварц + ортоклаз (или микроклин) + плагиоклаз + гиперстен + авгит + альмандин	Кварц + жадеит + фенгит + цоизит + пироп + рутил
Метакремни	Кварц + диопсид (геденбергит) + гиперстен + гранат Кварц + диопсид + геденбергит + куммингтонит + гранат	Кварц + геденбергит + фаялит + магнетит	
Известковые породы	Кальцит + тремолит + кварц Кальцит + диопсид + кварц Кальцит + диопсид + тремолит Кальцит + доломит + форстерит ± клиногумит Кальцит + тремолит + форстерит + флогопит Цоизит + скаполит + кварц	Кальцит + доломит + форстерит ± шпинель Кальцит + диопсид + волластонит ³ Диопсид + скаполит + битовнит +grossуляр + андрадит	Гранат (магнезиальный grossуляр) + омфациит ± кианит
	Кальцит + плагиоклаз ($Ap > 20$) Диопсид + цоизит + плагиоклаз ± роговая обманка		
Метабазальты и метагаббро	Роговая обманка + плагиоклаз ± биотит ± альмандин Роговая обманка + плагиоклаз + диопсид ± альмандин Роговая обманка + плагиоклаз + эпидот ± кварц	Плагиоклаз + диопсид + гиперстен + рутил ± оливин ± шпинель ± сапфирин	Омфациит + пироп + альмандин + рутил ± кианит ± амфибол
Магнезиальные сланцы и гранулиты	Антигорит + форстерит + тремолит Форстерит + тальк + тремолит Форстерит + антофиллит + тремолит Форстерит + энстатит + тремолит ± шпинель Магнезит + антофиллит (или энстатит) + тремолит Кордиерит + антофиллит	Форстерит + энстатит + диопсид ± шпинель	Форстерит + энстатит + диопсид + пироп + шпинель ⁴

¹ В ассоциациях, содержащих кианит или силлиманит, ортоклаз встречается редко (и то только на самых высоких ступенях амфиболитовой фации). ² Стабильны только при относительно низких давлениях. ³ Это ассоциация низкого давления. ⁴ Минеральный парагенезис перидотита, содержащего прожилки и полосы эклогита (оба, вероятно, мантийного происхождения).

кую плотность, были погружены до уровня верхней мантии, а затем испытали быстрый подъем к поверхности, в результате чего остались неизменными.

Общая минералогия и фации метаморфизма

Эту главу, как и предыдущую, мы завершаем кратким обзором (табл. 20-1) общей минералогии регионально-метаморфических пород высокой ступени по отношению к соответствующим фациям. Снова напоминаем читателю, что это никоим образом не исчерпывающий обзор. Мы включили в него только избранные, обычно встречающиеся минеральные ассоциации, характерные для каждой фации; акцессорные и несущественные фазы опущены, так же как и небольшие вариации в парагенезисах. На этом замечании следует закончить наш обзор метаморфической петрографии, поскольку ключ к количественной интерпретации петрографических данных лежит в концепции фаций.

Литература

Harker A., Metamorphism (London: Methuen, 1932).

См. также работы:

1. Ссылки на соответствующую литературу и краткое описание находок упомянутых в тексте и других швейцарских геологов см.: *Turner F. J.*, Metamorphic Petrology, 2d ed. (Washington, D. C.: Hemisphere, 1981).
2. *Cooray P. G.*, Geological Survey of Ceylon, Memoir no. 2 (1961); *Cooray P. G.*, Quarterly Journal of the Geological Society of London, vol. 118 (1962): pp. 239—273; *Наруараччи Д. И. А. С.*, Geological Survey Department of Sri Lanka, Professional Paper no. 4 (1975).

Приложение А. Элементарное исследование взаимосвязей между некоторыми важнейшими термодинамическими функциями

Фундаментальное значение макроскопических измерений

В самом начале настоящего обсуждения подчеркнем, что классическая термодинамика, в особенности разработанная Дж. Виллардом Гиббсом, была основана исключительно на макроскопических измерениях и экспериментах. Соответствующие данные, сведенные в стандартные серии термодинамических таблиц, точно так же базируются на макроскопических наблюдениях, сделанных в лаборатории в пределах доступных диапазонов температуры T и давления P . Это касается как первичных термодинамических функций любой системы — внутренней энергии E , объема V и энтропии S , так и некоторых дополнительных функций, выводимых путем соотношения некоторых из них с P и T с целью обеспечить решение фундаментальных вопросов стабильности и равновесия в системах и обратимости установленных фазовых переходов в описываемых условиях температуры и давления. К числу этих дополнительных функций относятся энтальпия H и свободная энергия Гиббса G . Термодинамическое обоснование¹ касается изменения каждой из этих функций в конкретных системах в ответ на конечные изменения P и T . Необходимыми исходными данными для этого служат лабораторные измерения теплоемкости и объема представляющих интерес для петрологии фаз минералов и некоторых флюидов простого состава (особенно H_2O и CO_2) при температурах до 1000—1500 °С и давлениях до нескольких килобар.

Температурные зависимости теплоемкости, энтальпии и энтропии при постоянном давлении

Наше обсуждение природы и соотношений некоторых простых термодинамических функций, предназначенное для новичка в этой области, будет ограничено рассмотрением единственной фазы — чистого альбита при атмосферном давлении. Благодаря работам Оленшоу и др. [2] для этой фазы имеется необычайно полный набор измерений тепловых констант в интервале температур от 15 до 370 К (от —258,15 до 96,85 °С).

¹ Такое обоснование приводится главным образом в разделах гл. 2 и 16.

Теплоемкость

Теплоемкость любой фазы при постоянном давлении C_p определяется как количество теплоты q , необходимое для нагревания 1 моля (грамм-формульная масса, в данном случае 262,24 г) на 1 К от некоторой начальной температуры T . Она имеет размерность энергии и обычно выражается в калориях или джоулях на градус Кельвина. Так, по определению для любых определенных температур и давлений

$$C_p = dq/dT. \quad (1)$$

Величина C_p любой фазы возрастает от нуля при 0 К ($-273,15^\circ\text{C}$) по сигмоидной кривой, как показано на рис. А-1¹. Заметьте, что *теплота* сама по себе — это форма энергии, измеряемой в состоянии потока по направлению градиента падения температуры.

Энтальпия

Энтальпия H — это энергетическая функция, в общем виде эмпирически определяемая как

$$H = E + PV. \quad (2)$$

Легко показать, что при *постоянном давлении* это уравнение сводится к простому соотношению, содержащему лишь температуру и количество теплоты q , т. е.

$$\frac{dH}{dT} = \frac{dq}{dT} = C_p, \quad (3)$$

или для любого конечного приращения ΔH в пределах интервала возрастающей температуры $\Delta T = (T_2 - T_1)$

$$\Delta H = \int_{T_1}^{T_2} C_p dT. \quad (3a)$$

Графическое решение этого уравнения для интервала от 0 до 298,15 К показано на рис. А-1 и дает величину $\Delta H = (H_{298,15} - H_0) = \sim 7996$ кал/моль. Калориметрически может быть измерена только разница энтальпий ΔH , но не сама H . Поскольку величина H неизбежно возрастает с температурой (при постоянном давлении), то H_0 , величина H при 0 К, должна представлять собой нижний предел энтальпии любой отдельной фазы при данном давлении, но она не может быть выражена никакой

¹ Рисунки с А-1 до А-4 построены по отдельным значениям C_p для низкого альбита (переведено из Дж/град в кал/град), взятым из работы Опеншов и др. [2] и приведенным в табл. А-1 (колонка 3).

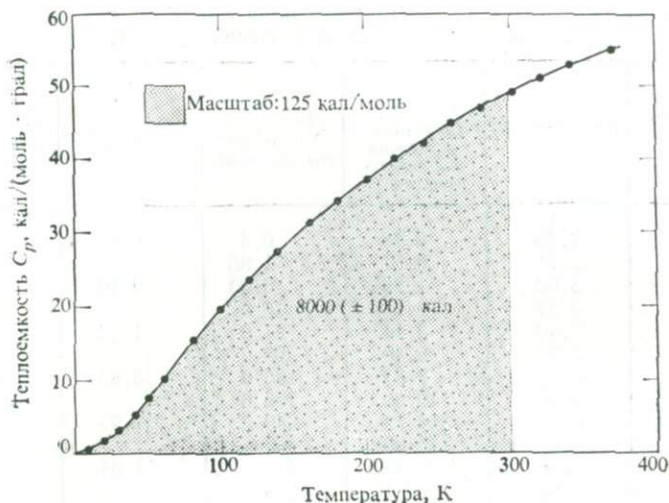


Рис. А-1. Теплоемкость C_p низкого альбита в зависимости от T (в кельвинах) по Опеншоу и др. (см. табл. А-1). Приращение H от 0 К до T , $\Delta H = (H_T - H_0)$ на диаграмме (для $T = 298,15$ К) выражается площадью под кривой слева от T (затемнено): $\Delta H_{298,15} = 7996$ кал/моль.

численной величиной. Поэтому не существует способа непосредственного сравнения величин H_0 любых двух различных фаз, например кварца и микроклина. В табл. А-1 (колонка 4) приведены вычисленные значения $\Delta H = (H_T - H_0)$ для низкого альбита при температурах T и атмосферном давлении.

Энтропия

Определение. Молярная энтропия фазы при температуре T и определенном давлении выражается эмпирически уравнением

$$dS = \frac{dq}{T} = \frac{C_p dT}{T} = C_p d \ln T, \quad (4)$$

откуда

$$S_T - S_0 = \int_0^T C_p d \ln T. \quad (4a)$$

Графическое решение этого уравнения для различных температур в диапазоне 0—370 К показано на рис. А-2, а серия значений S , вычисленных по уравнению 4а, сведена в колонке 5 табл. А-1. Чтобы сохранялась точность на различных температурных интервалах, удобно использовать разные масштабы C_p , например от 50 до 100 °С один (рис. А-3, а) и от 150 до 300 °С

Таблица А-1. Термодинамические свойства низкого альбита при $P=1$ бар (данные Опеншоу и др. [2] переведены в калории). Все величины рассчитаны от нулевых значений при 0 К

Температура T (в кельвинах)	$\ln T = \log_e T$	Теплоемкость C_p , кал/моль (измерена калориметрически)	Энтальпия $\Delta H = (H_T - H_0)$, кал/моль	Энтропия S , кал/(моль·град)	Свободная энергия $\Delta G = (G_T - G_0)$, кал/моль
10	2,30	0,18	0,4	0,05	-0,1
15	2,71	0,57	1,95		
20	3,00	1,26	6,00	0,40	-2,0
25	3,22	2,14	14,0		
30	3,40	3,14	27,0	1,22	-9,6
40	3,70	5,40	69,2		
50	3,91	7,84	135,0	3,88	-59
60	4,10	10,30	225,6		
70	4,25	12,72	340,2	7,92	-214
80	4,38	15,06	480		
90	4,50	17,34	648	11,04	-346
100	4,61	19,54	825		
110	4,70	21,66	1030	14,94	-613
120	4,79	23,69	1258	16,90	-770
140	4,94	27,51	1770	20,85	-1149
160	5,08	31,02	2355	24,76	-1606
180	5,19	34,27	3010	28,6	-2138
200	5,30	37,26	3724	32,36	-2748
220	5,39	40,00	4498	36,04	-3431
240	5,48	42,57	5323	39,65	-4193
260	5,561	45,43	6198	43,14	-5018
280	5,635	47,16	7120	46,56	-5916
300	5,703	49,20	8088	49,88	-6876
320	5,768	51,17	9085	53,13	-7917
340	5,829	53,06	10132	56,29	-9007
360	5,886	54,66	11210	59,37	-10163
370	5,914	55,50	11762	60,87	-10760

другой (рис. А-3, б). Третий закон термодинамики утверждает, что энтропия совершенного кристалла при 0 К сама равна нулю¹. Исходя из допущения, что низкий (полностью упорядоченный) альбит действительно отвечает всем требованиям, предъявляемым к совершенному кристаллу, энтропия S в табл. А-1 и на соответствующих рисунках (рис. А-2 и А-3) экстраполирована до нуля при 0 К. Таким образом, все совершенные кристал-

¹ Но могут спросить, что такое совершенный кристалл? Строго говоря, упорядоченный микроклин и разупорядоченный санидин не могут одновременно представлять собой «совершенные» формы $KAlSi_3O_8$. В отношении разупорядоченных фаз необходима некоторая поправка, поскольку некоторые из них (подобно санидину) остаются разупорядоченными в метастабильном состоянии вплоть до температур около 0 К. Это свойство энтропии, в некоторых случаях важное, в нашем элементарном обзоре не будет приниматься во внимание.

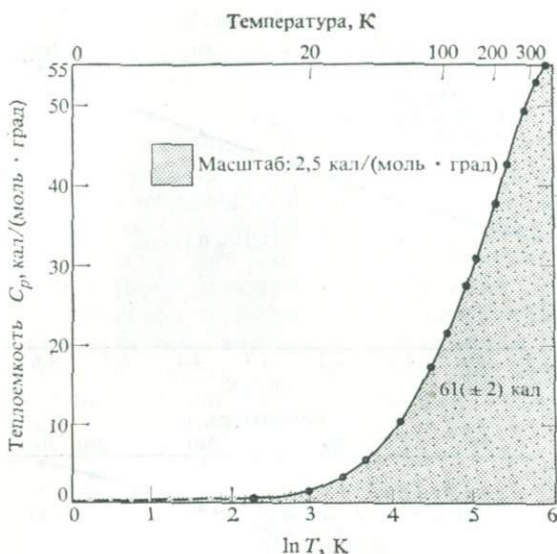


Рис. А-2. Теплоемкость C_p низкого альбита в зависимости от $\ln T$ (в кельвинах) по Опеншоу и др. (см. табл. А-1). Молярная энтропия S_T для $T=370$ К выражается затененной площадью ($60,87$ кал/(моль·град)).

лические фазы могут быть охарактеризованы абсолютными значениями энтропии при любой температуре, и эти значения в отличие от величин H взаимно сравнимы.

Теплота реакции по отношению к энтропии. Чтобы величины S и H можно было использовать в исследовании фазовых равновесий, требуется еще один тип макроскопических измерений. Это *теплота реакции* ΔH_r , определяемая как количество теплоты q , поглощаемое в процессе превращения одной фазы или простой фазовой ассоциации A в другую B с тем же валовым химическим составом B , т. е. $A + SH_r \rightarrow B$. Для эндотермических реакций типа плавления льда (лед + $q \rightarrow$ вода) H_r положительная. Для экзотермических реакций, например гидратации периклаза в брусит ($MgO + H_2O \rightarrow Mg(OH)_2 + q$), ΔH_r отрицательна. Величины ΔH_r различных переходов можно сравнивать непосредственно. Это позволяет делать простой косвенный расчет ΔH_r сложных реакций, комбинируя величины, полученные в более простых реакциях с теми же фазами. Например, при комнатной температуре (298,15 К) и атмосферном давлении (1,013 бар) получены следующие величины ΔH_r образования следующих фаз из слагающих их элементов:

кальцит:	—288,592 кал/моль
кварц:	—217,650 кал/моль
воластонит:	—390,640 кал/моль
двуокись углерода:	—94,051 кал/моль

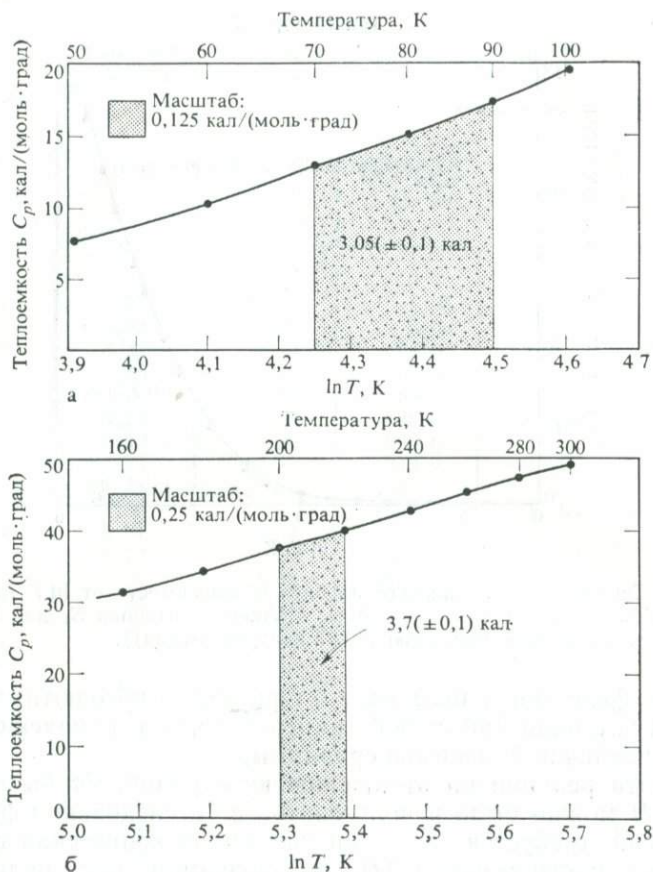


Рис. А-3. Сечения кривой C_p низкого альбита в зависимости от $\ln T$ (в кельвинах) по Опеншоу и др. (см. табл. А-1). Затененные площади показывают ΔS для двух температурных интервалов а) 70–90 К; 3,12 кал/(моль·град); б) 200–220 К; 3,68 кал/(моль·град).

Исходя из того, что ΔH_r есть энтальпия продуктов B минус энтальпия реагентов A при данных P и T , получаем ΔH_r при тех же температуре и давлении реакции кальцит + кварц \rightarrow волластонит + $\text{CO}_2 = (-390,640 - 94,051 + 288,592 + 217,650) = +21,551$ кал.

Поскольку величины энтропии всех фаз непосредственно сравнимы, энтропия реакции ΔS_r при любых данных P и T может быть вычислена так же, как энтропия продуктов минус энтропия реагентов.

Значение энтропии. Наше обсуждение неизбежно вызовет вопросы типа: для чего была введена такая эмпирическая величина, как энтропия? Какую роль играет энтропия в оценке ми-

неральных равновесий? Каково ее значение по отношению к некоторым общим и более понятным свойствам отдельных фаз?

Во-первых, обширный опыт лабораторных исследований термических изменений, сопровождающих спонтанные фазовые переходы, такие, как замерзание воды, переохлажденной до -1°C , показывает, что член $(\Delta H_r - T\Delta S_r)$ неизменно отрицателен, т. е. $T\Delta S_r > \Delta H_r$. Все такие реакции *необратимы*. Наоборот, для любой истинно *обратимой* теоретической реакции, такой, как лед \rightleftharpoons вода при 0°C и атмосферном давлении, величины ΔH_r и $T\Delta S_r$ равны. Это равенство — безошибочный критерий равновесности между двумя одинаково стабильными альтернативными состояниями любой системы при постоянных давлении и температуре, как это обсуждалось на стр. 187. Член TS , как будет показано ниже, важен для определения функции ΔG_r — изменения свободной энергии G , — которая используется для решения вопросов стабильности и равновесия в зависимости от температуры и давления, а при любых фиксированных P и T функция ΔG_r фактически равна $(\Delta H_r - T\Delta S_r)$.

Во-вторых, из общего опыта совершенно очевидно, что превращения (обратимые или необратимые), для которых ΔS положительна, — плавление льда, испарение воды, дегидратация брусита, нагревание меди, смешение кислорода с азотом и множество других — неизменно приводят к повышению степени разупорядочения в системе. Это относится, конечно, к относительной ориентировке, положению и индивидуальным движениям мириад слагающих их атомов, ионов или молекул. Таким образом, ясно, что энтропия системы, *макроскопически* определяемая величина, некоторым образом тесно связана с состоянием внутренней разупорядоченности на *микроскопическом* уровне. Точные количественные соотношения могут быть установлены с помощью статистической механики на гораздо более высоком уровне по сравнению с нашим элементарным обзором.

В заключение, однако, можно отметить, что Больцманом в конце прошлого столетия было предложено простое соотношение, выражаемое уравнением

$$S = k \ln W. \quad (5)$$

Универсальная константа k , носящая имя Больцмана, имеет размерность энергии $1,3805 \cdot 10^{-16}$ эрг/град и непосредственно выводится из газовой постоянной R , но относится к отдельным микрочастицам, а не к осязаемым молярным количествам. Дру-

¹ Основные соотношения между энтропией и теплотой, первоначально предложенные для этой цели, таковы: для любого обратимого изменения, вызванного малым приращением теплоты dq в системе при постоянных P и T , $dq = TdS$ (а для любого необратимого изменения $dq < TdS$). Из этого постулата (второй закон термодинамики) логически вытекают определяющие уравнения 4 и 4а.

гими словами, роль k в расчетах процессов на микроуровне можно сравнить со значением R при макроскопических вычислениях. Величина W выражает *вероятность* системы — множество возможных состояний или вариантов системы, принимая во внимание относительные положения и скорости всех слагающих частиц в соответствии с ограничениями, накладываемыми на систему макроскопическими факторами. Величину W невозможно точно оценить, за исключением некоторых очень простых систем, и то лишь с помощью очень скрупулезного статистического исследования. Но насколько велика W , можно представить себе по очень малой величине k , которая сама является обратной функцией числа Авогадро $N_0 = 6,0226^{23}$ моль⁻¹. Тем не менее даже начинающему должно быть ясно, что привнесение некоторого ограниченного элемента разупорядоченности — такого, как, например, случайное распределение трех ионов Si^{4+} и одного иона Al^{3+} среди четырех имеющихся позиций в элементарной ячейке $KAlSi_3O_8$ — можно оценить количественно. Действительно, этот и подобные факторы были рассчитаны для некоторых соединений и использованы для поправки макроскопически измеренных величин S в одной из двух полимерных модификаций, связанных переходом порядок \rightleftharpoons беспорядок.

В заключение следует подчеркнуть, что энтропия любой минеральной фазы — это функция, вычисляемая по калориметрическим измерениям. Представление об энтропии как о точном средстве измерения относительного беспорядка в этом плане вторично. Однако точно так же, как и в атомной физике, истинное значение макроскопически определенной величины раскрывается только через микроскопический подход. Термины «энтропия» и «беспорядок», безусловно, являются синонимами, и попытки применить понятие энтропии к социальным, геоморфологическим, экологическим или подобным вопросам, не имеющим отношения к термодинамике, основаны на абсолютно ложной аналогии.

Свободная энергия Гиббса

Определение

Свободная энергия системы G (кал/моль) — термодинамическая функция, которая начинающим исследователям представляется даже еще более абстрактной, чем энтропия. Она определяется для любых данных температуры T и давления P эмпирическим уравнением

$$G = E + PV - TS, \quad (6)$$

Абсолютное значение E , внутренней энергии системы, не может быть численно оценено, то же относится и к G , как и к прочим

энергетическим функциям, за исключением S . Но относительные значения G , измеренные от некоторой удобной точки отсчета, в которой G произвольно приписано нулевое значение, действительно можно вычислить из макроскопических измерений теплоемкости и объема. Полученные величины, как мы сейчас увидим, играют важную роль в термодинамических расчетах, касающихся равновесия и относительной стабильности; для этих целей функция G и была введена.

Величины ΔH и ΔG для низкого альбита, приведенные в табл. А-1, отсчитаны от общей нулевой точки при атмосферном давлении и 0 К. В большинстве табличных данных за стандартное состояние приняты комнатная температура и атмосферное давление ($-298,15$ К и 1,013 бар), так что для того, чтобы табулированные значения G и H можно было взаимно сравнивать, обычно используются функции ΔH°_f и ΔG°_f , обозначающие теплоты и свободные энергии образования любых конкретных фаз из слагающих их элементов в стандартном состоянии. Обсудим кратко, как вычисляются ΔH°_f и ΔG°_f .

Изменения свободной энергии

Любое бесконечно малое значение dG , согласно уравнению (6), можно определить как

$$dG = dE + PdV + VdP - TdS - SdT. \quad (7)$$

Чтобы избавиться от E , можно подставить в уравнение (6) соотношение, которое непосредственно вытекает из первого закона термодинамики, а именно при постоянных P и T

$$dE = TdS - PdV, \quad (8)$$

где $-PdV$ — работа, произведенная над системой, а TdS — теплота, поглощенная системой при любом малом значении E .

Подстановка dG вместо dE сводит уравнение 7 к выражению

$$dG = VdP - SdT. \quad (9)$$

Изменение G при постоянном давлении. Для любой системы при постоянном давлении уравнение (9) упрощается:

$$dG = -SdT \quad (10)$$

или

$$\left(\frac{\delta G}{\delta T} \right)_P = -S. \quad (11)$$

Интегрируя уравнение (11) для любого произвольного температурного интервала $\Delta T = (T_2 - T_1)$, получаем

$$\Delta G = - \int_{T_1}^{T_2} SdT. \quad (12)$$

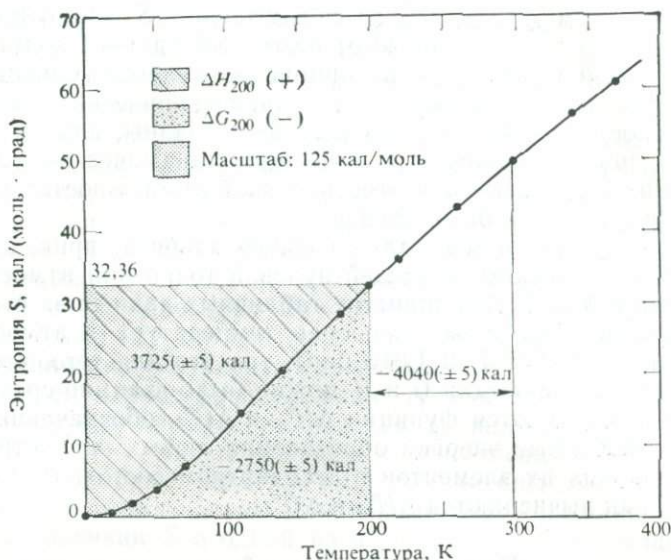


Рис. А-4. Молярная энтропия S низкого альбита в зависимости от T (в кельвинах) при $P=1$ бар по Опеншоу и др. (см. табл. А-1). Понижения свободной энергии от 0 К до T , приведенные в табл. А-1 в виде $\Delta G = (G_T - G_0)$, здесь выражаются соответствующими площадями под кривой слева от T : $\Delta G_{200} = -2750 \pm 5$ кал/моль; $\Delta G_{298,15} = -6790 \pm 10$ кал/моль. Значение заштрихованной площади поясняется на с. 305.

Если $T_1 = 0$ К (выбрана в качестве точки отсчета для вычисления значений ΔG в табл. А-1), уравнение (12) принимает вид

$$G_T = - \int_0^T S dT, \quad (13)$$

где G_T — величина свободной энергии при любой температуре T .

Графическое интегрирование уравнения (13) для низкого альбита при температурах между 0 и 370 К показано на рис. А-4. Исходные величины (см. табл. А-1):

$$G_{298,15 \text{ К}} = -6780 \text{ кал/моль,}$$

$$G_{200 \text{ К}} = -2748 \text{ кал/моль,}$$

$$\Delta G_{200 \text{ К} \rightarrow 300 \text{ К}} = -4128 \text{ кал/моль.}$$

Заметьте, что так как S — величина положительная, в соответствии с уравнением (10) при постоянном давлении G уменьшается с увеличением температуры.

Поскольку величины H , S и G выводятся из одних и тех же значений C_p , решение уравнения (13) становится излишним, так как значения H и S уже вычислены по отношению к той же точке отсчета 0 К. Поэтому значения G можно вычислить из

следующего простого и важного соотношения [выведенного комбинированием уравнений (6) и (2)]:

$$G = H - TS. \quad (14)$$

Вычисленные таким путем значения G для низкого альбита (со стандартным состоянием при 0 К) приведены как ΔG в колонке 6 табл. А-1. В пределах ошибки графического изображения эти значения идентичны полученным графическим решением уравнения (13) на рис. А-4.

Уравнения, аналогичные уравнениям (10)–(14), сходным образом выражают соотношения между ΔG_r , ΔS_r и ΔH_r при переменной T и постоянном P и наоборот. Эти соотношения позволяют экстраполировать значения ΔH_f и ΔG_f от температур и давлений, удобных для экспериментального определения ΔH_f , до любых стандартных P и T . Вычисленные таким способом и сведенные в стандартные таблицы значения ΔH_f° и ΔG_f° представляют собой большие отрицательные числа, несущие в себе значительные погрешности в связи с трудностями высокотемпературной калориметрии. Для альбита при $P=1,013$ бар и $T=25^\circ\text{C}$ (298,15 К), согласно Роби [3], эти величины, отнесенные к молю, таковы:

$$\Delta H_f^\circ = -35\,900 \pm 1500 \text{ кал,}$$

$$\Delta G_f^\circ = -37\,530 \pm 1800 \text{ кал.}$$

Изменения G при постоянной температуре. Как следует из уравнения (10), свободная энергия одного моля любой фазы при постоянной температуре T с повышением давления возрастает на величину ΔG , выражающуюся соотношением

$$\left(\frac{\delta G}{\delta P} \right)_T = V, \quad (15)$$

откуда

$$\Delta G = \int_{P_1}^{P_2} V dP. \quad (16)$$

Поскольку газовые фазы гораздо более сжимаемы, а величины ΔV для любых заданных интервалов ΔP для газовых фаз соответственно гораздо больше, чем для сопоставимых кристаллических фаз, то чтобы проиллюстрировать соотношения, описываемые уравнениями (15) и (16) (рис. А-5, А-6), нами выбран пар при 500 и 800 °С. Соответствующие данные взяты из стандартных таблиц, составленных Бернэмом, Холлоуэем и Дейвисом [4]. Графические решения уравнения (16) для пара при

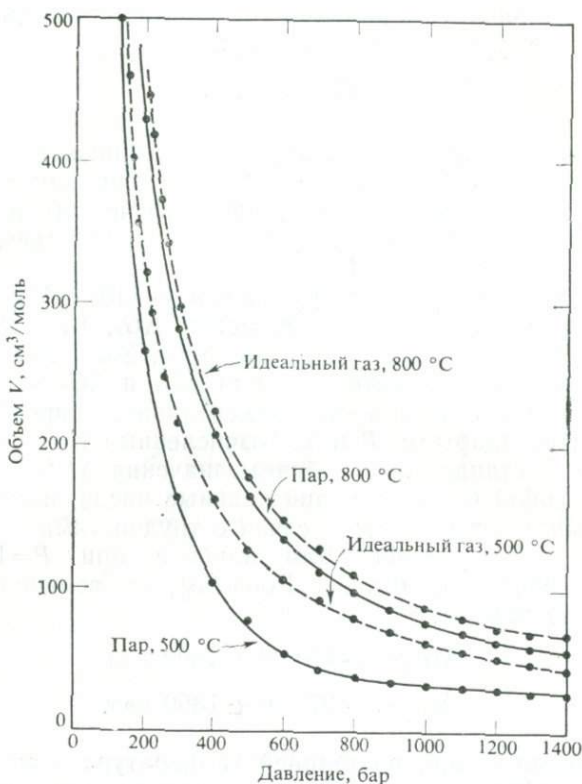


Рис. А-5. Молярный объем пара V в зависимости от давления P (бар) при $T=500^\circ\text{C}$ по Бернэму, Холлоуэю и Дейвису [4]. Пунктирные кривые характеризуют идеальный газ.

800 и 500°C в интервале 500—1000 бар показаны на рис. А-6, а, б (заштрихованные участки).

Экспериментально выведенное уравнение состояния *идеального газа* имеет вид

$$\frac{PV}{T} = R, \quad (17)$$

где R — универсальная постоянная, равна $83,147 \text{ бар}\cdot\text{см}^3$ ($=8,3147 \text{ Дж}=1,987 \text{ кал/моль}$). Для $T=800^\circ\text{C}$ ($1073,15 \text{ К}$) $V=(83,147 \times 1073,15)/P=89229/P$. На рис. А-5 пунктирными кривыми показаны PV -диаграммы для 500 и 800°C . Заметьте, что при этих высоких температурах в области низких давлений

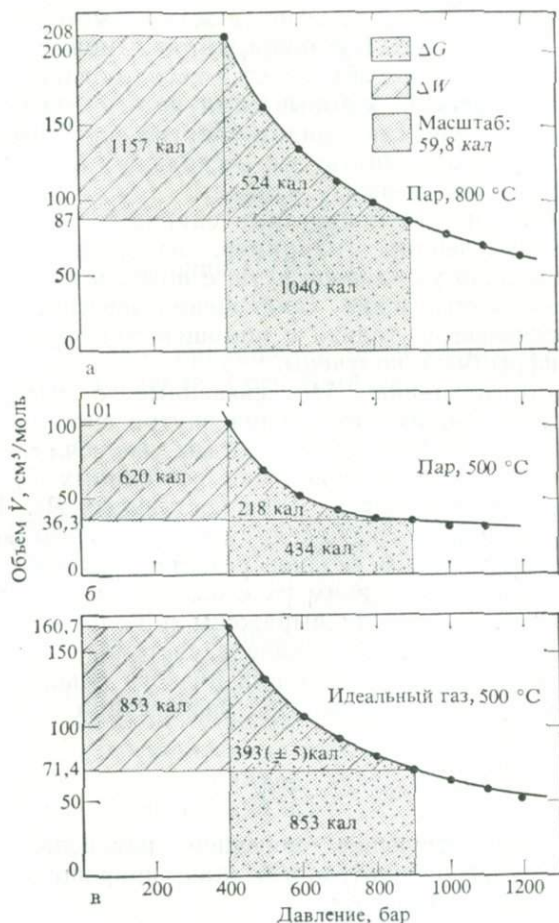


Рис. А-6. Сегменты кривых $P-V$ для 1 моля газа
 а — пар при 800 °C. б — пар при 500 °C. в — соответствующая кривая для идеального газа при 500 °C. Покрытые крапом площади представляют увеличение свободной энергии на интервале давлений от 400 до 500 бар. Заштрихованные площади представляют приращение E в результате работы, произведенной над системой при сопутствующем сжатии от V_{400} бар до V_{900} бар.

(<400 бар) поведение пара приближается к таковому идеального газа. Это справедливо для всех газов вообще.

Значение членов PV и TS в ΔG . Члены PV и TS появляются в уравнениях, относящихся к внутренней энергии E [например, уравнение (8)] и к свободной энергии Гиббса G [например, уравнение (6)]. В первом случае $-PV$ выражает работу w , произведенную над системой, а TS — теплоту q , поглощенную системой в процессе заданного конечного изменения состояния.

Но в уравнениях свободной энергии те же члены не имеют значения работы или теплоты. Путаница, которая может возникать в представлениях читателя, объясняется использованием альтернативных единиц энергии, которые сами по себе не связаны с тем или иным специфическим видом энергии — работой, теплотой или т. д. Нужно запомнить, эти несколько полностью взаимозаменяемых энергетических единиц: $1 \text{ кал} = 4,184 \text{ Дж} = 41,84 \text{ бар} \cdot \text{см}^3$. Так что конкретные единицы, получающиеся при простых вычислениях [например, из уравнений (12) и (16)], не обязательно указывают пути, с помощью которых были получены соответствующие приращения энергии. Природа этого пути раскрывается только с помощью тех уравнений, из которых эти цифры были получены.

Чтобы оценить величины ΔG , связанные с изменениями энергии, сопровождающими изменения внутри системы при переходе ее из состояния 1 в состояние 2, мы уже сочли целесообразным отделить изотермические (при постоянных T) изменения состояния от изобарических (при постоянных P). Функция G была выведена в первую очередь для того, чтобы это было возможно. Ниже мы дадим сводное резюме некоторых из этих изменений функции G и сравним их с изменениями E в тех же интервалах P и T . Уравнения выражены в мольных количествах, а в иллюстрациях снова показана система, состоящая из одного моля чистой фазы — пара или низкого альбита.

1. *Изотермические изменения* при возрастании давления от P_1 до P_2

Приращение работы E :

$$d\omega = -PdV,$$

и поскольку сопутствующее конечное изменение объема $\Delta V = (V_2 - V_1)$ имеет отрицательный знак, приращение работы $\Delta\omega$ — величина положительная:

$$\Delta\omega = \int_{V_1}^{V_2} PdV. \quad (18)$$

Приращение G [ср. уравнения (15) и (16)]:

$$dG = VdP,$$

и так как знак сопутствующего конечного приращения давления $\Delta P = (P_2 - P_1)$ положительный, то

$$\Delta G = \int_{P_1}^{P_2} VdP \quad (19)$$

также положительная величина.

2. *Изобарические изменения* при повышении температуры от T_1 до T_2

Приращение теплоты E :

$$dq = dH = TdS,$$

и, поскольку сопутствующее конечное приращение энтропии ΔS имеет положительный знак,

$$\Delta H = \int_{T_1}^{T_2} TdS. \quad (20)$$

Изменения G [уравнения (11) и (12)]:

$$dG = -SdT,$$

и так как конечное приращение температуры $\Delta T = (T_2 - T_1)$ положительно, изменение G отрицательно:

$$\Delta G = - \int_{T_1}^{T_2} SdT \quad (21)$$

Данные по изотермическим изменениям V чистого пара при 500 и 800 °С в интервале давлений 400—900 бар (из табл. А-2) нанесены на диаграмму (рис. А-6, а, б). Графические решения уравнений (18) и (19) показаны затененными участками — крапленными для ΔG и заштрихованными для $\Delta \omega$ (знак положительный). Общая энергия, выражаемая каждым из этих затененных участков на обеих диаграммах, указана в калориях. Эти две диаграммы выявляют различие между членами PV в уравнениях, относящихся соответственно к E и к G : $\Delta \omega$ и ΔG , выраженные в первом примере через PV (бар·см³), отличаются по величине, но имеют один и тот же знак.

При 500 °С	$\Delta P = (900 - 400)$ бар
	$\Delta V = (36,3 - 101,2)$ см ³
	$\Delta G = 652$ кал/моль
	$\Delta \omega = 838$ кал/моль
При 800 °С	$\Delta P = (900 - 400)$ бар
	$\Delta V = (87 - 208)$ см ³
	$\Delta G = 1564$ кал/моль
	$\Delta \omega = 1681$ кал/моль

Очевидно также, что в то время как член PV в уравнении (18) представляет собой просто приращение работы в функции E , аналогичный член в уравнении (19) означает общее приращение ΔG в свободной энергии и не эквивалентен работе.

Имеется единственное исключение из приведенного выше обобщения относительно изотермических изменений энергетических функций, и лишь в одном аспекте это касается идеального газа. Из соответствующего уравнения состояния [уравнение (17)] при постоянной температуре T следует

$$P_1V_1 = P_2V_2 = RT \text{ (константа)}$$

Таблица А-2. Соотношения давление — объем для пара и идеального газа при 500 и 800 °С в диапазоне давлений 200—1400 бар (данные для пара взяты из работы Бернэма, Холлоуэя и Дейвиса [4] и дополнены некоторыми данными по ΔG)

Диапазон давлений	Объем, см ³ /моль			
	Пар		Идеальный газ	
	500 °С	800 °С	500 °С	800 °С
200	266,1	429	322	446
300	156,5	281	214	298
400	101,2	208	160,7	223
500	70,0	163	129	179
600	53,1	135	107	149
700	44,5	114	92	128
800	39,5	99	81	112
900	36,3	87	71,4	99
1000	34,1	78	65	89
1100	32,4	71	59	81
1300	31,2	65	54	75
1300	30,1	60	50	69
1400	29,3	57	46	64

ΔG 400—900 бар: пар 500 °С, 652 кал/моль
пар 800 °С, 1564 кал/моль

Идеальный газ, 500 °С: $\Delta G = RT \ln (900/400)$
 $= RT \ln (160,7/71,4)$
 $= 1246$ кал/моль

$$\text{и} \quad \frac{P_1}{P_2} = \frac{V_1}{V_2} \quad (22)$$

На рис. А-6, в показаны графические решения уравнений (18) (заштрихованный сектор) и (19) (крапленый сектор) для идеального газа в интервале давлений 400—900 бар при 500 °С. Согласно уравнению (22), два прямоугольных участка равны по площади (обе соответствуют 853 кал/моль). В этом единственном случае Δw и ΔG оказываются равной величины (1246 кал/моль) и имеют одинаковый знак (положительный)¹; ΔG не несет дополнительного значения проделанной работы.

¹ Для идеального газа при постоянной T

$$PV = RT \text{ (константа)},$$

$$d(PV) = PdV + VdP = d(RT) = 0,$$

так что $dG = VdP = -PdV = dw$.

Из уравнения (17) $dG = VdP = \frac{RT}{P} dP = RT d \ln P$.

Для приращения давления $\Delta P = (P_2 - P_1)$ и сопутствующего уменьшения объема $(V_2 - V_1)$

$$\Delta G = RT (\ln P_2 - \ln P_1) = RT \ln \left(\frac{P_2}{P_1} \right)$$

$$= RT \ln \left(\frac{V_1}{V_2} \right) = \Delta w.$$

Подобным же образом легко показать, что при изобарических изменениях состояния два сопутствующих изменения энергетических функций ΔH и ΔG различаются по величине и знаку, а также по степени участия теплоты. На рис. А-4 крапленые и заштрихованные площади соответственно выражают графические решения уравнений (20) и (21) для низкого альбита при атмосферном давлении при приращении температуры $\Delta T = (0 \text{ К} - 200 \text{ К})$ и соответствующем приращении энтропии $\Delta S = 32,36 \text{ кал/моль}$ (обе величины отсчитаны от общей нулевой точки 0 К). Из табл. А-1 имеем:

$$\begin{aligned}\Delta H &= 3724 \text{ кал/моль,} \\ \Delta G &= -2748 \text{ кал/моль.}\end{aligned}$$

Исходя из уравнения (14), полная площадь затененного прямоугольника TS равна $\Delta H - \Delta G = 6472 \text{ кал}$.

Свободная энергия реакции ΔG_r при постоянных температуре и давлении

Любое установленное фазовое превращение (реакция) $A \rightarrow B$ внутри системы данного состава при некоторых заданных температуре T и давлении P сопровождается конечным изменением свободной энергии ΔG_r . Эта величина ($G_B - G_A$) по аналогии с определением свободной энергии при постоянном P [уравнение (14)] может быть записана для изобарического перехода в виде

$$\Delta G_r = \Delta H_r - T\Delta S_r \quad (23)$$

и экстраполирована изотермически до любого произвольного более высокого давления (при той же температуре) с помощью уравнения, аналогичного уравнению (16):

$$\text{приращение } \Delta G_r = \int_{P_1}^{P_2} \Delta V_r dP. \quad (24)$$

Точно так же для изобарического превращения при давлении P по аналогии с уравнением (12)

$$\Delta G_r = - \int_{T_1}^{T_2} S dV. \quad (25)$$

Функция свободной энергии Гиббса при любых данных P и T представляет собой однозначный критерий возможного характера протекания данной реакции (спонтанной и необратимой): ΔG должна без исключений быть отрицательной.

Таким образом, для любого спонтанного (необратимого) превращения $A \rightarrow B$ слева направо при постоянных P и T по аналогии с уравнением (14) имеем

$$\Delta G_r = (\Delta H_r - T\Delta S_r) < 0, \quad (26)$$

или, если пренебречь знаками обоих членов,

$$T\Delta S_r > \Delta H_r. \quad (26a)$$

Для равновесия между двумя альтернативными фазовыми ассоциациями $A \rightleftharpoons B$ при данных P и T

$$\Delta G_r = 0 \quad (27)$$

и

$$T\Delta S_r = \Delta H_r.$$

Эта реакция обратима и происходит только в случае поглощения или выделения системой малых количеств теплоты.

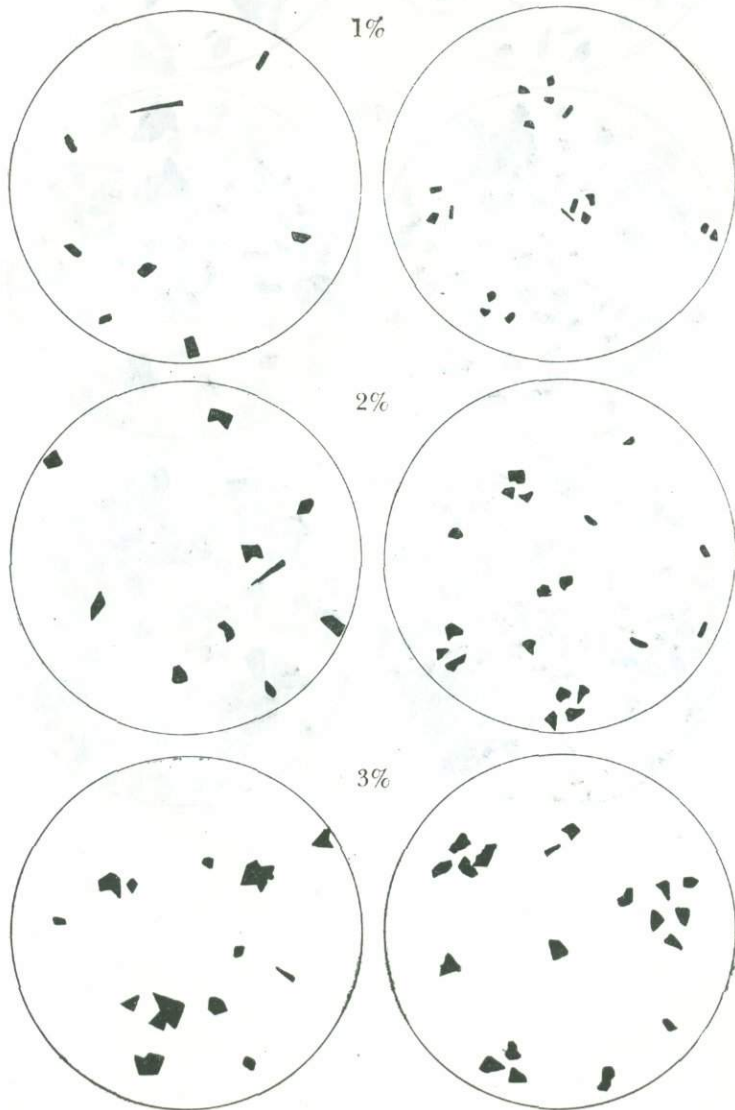
Нет необходимости подчеркивать далее возможности функции свободной энергии Гиббса для решения вопросов, связанных с минеральными превращениями, прямые признаки которых наблюдаются с помощью петрографического микроскопа. Только благодаря пониманию природы свободной энергии петрографы могут интерпретировать микроскопически различимые фазовые переходы, а также обсуждать вопросы, касающиеся равновесия или относительной стабильности минеральных ассоциаций.

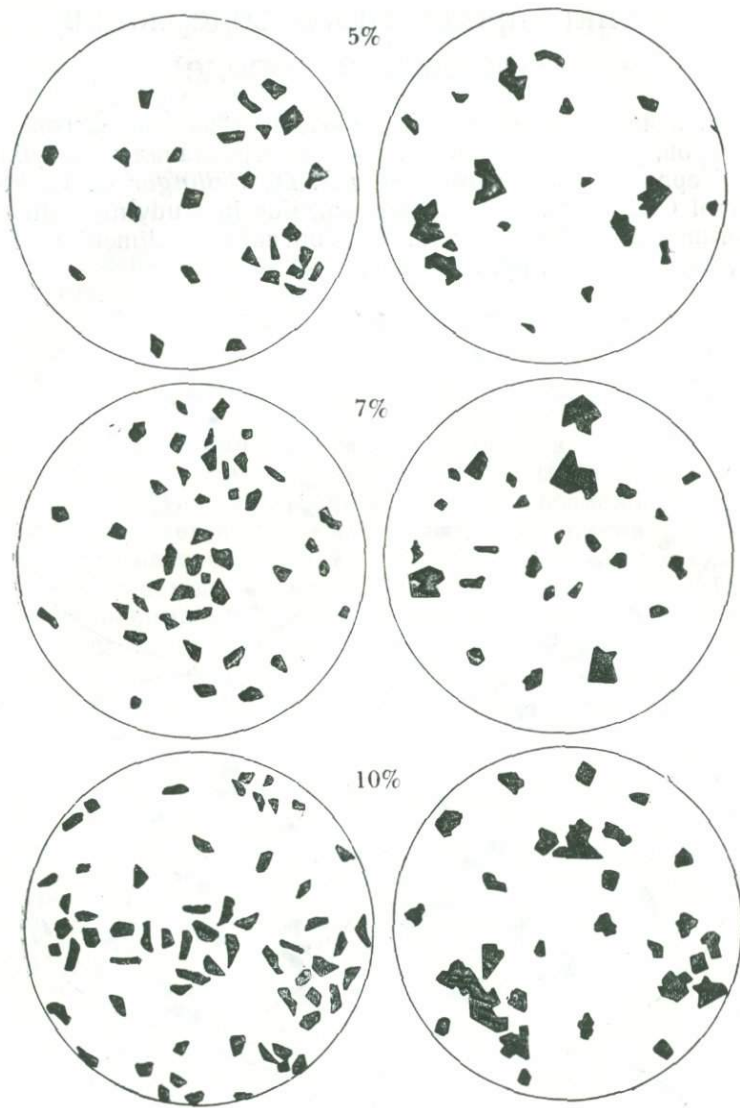
Литература

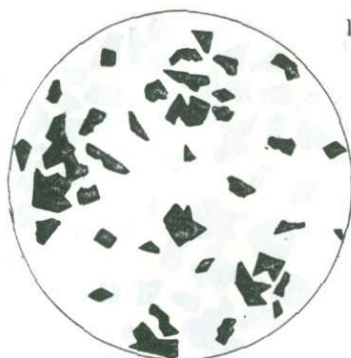
1. Уровень данного исследования предельно элементарный. Более подробное освещение затронутых здесь вопросов, которые можно использовать при анализе кристаллических фазовых ассоциаций, таких, как магматические и метаморфические породы и продукты диагенеза осадков, читатель найдет в работах: *Turner F. J., J. Verhoogen, Igneous and Metamorphic Petrology* (New York: McGraw-Hill, 1960), pp. 6—49 и *Zemansky M. W. and Van Ness H. C., Basic Engineering Thermodynamics* (New York: McGraw-Hill, 1966).
2. *Openshaw R. E. et al., U. S. Geological Survey Journal of Research*, vol. 4 (1976): pp. 195—204.
3. *Robie R. A., Geological Society of America Memoir*, vol. 97 (1966): pp. 437—458.
4. *Burnham C. W., Holloway J. R., Davis N. F., Geological Society of America Special Paper*, no. 132 (1969).

Приложение Б. Модели для визуальной оценки процентного содержания минерала в породе

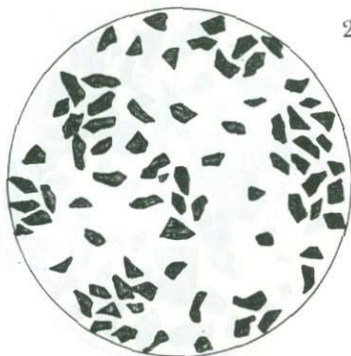
Перепечатано с разрешения Общества палеонтологов и минералогов, работающих в индустрии; первоначально опубликовано Терри и Чилингаром: *Terry R. D., Chilingar G. V.*, «Summary of Concerning some additional aids in studying sedimentary formations by Shvetsov M. S.», *Journal of Sedimentary Petrology*, no. 25 (1955): pp. 229—234.



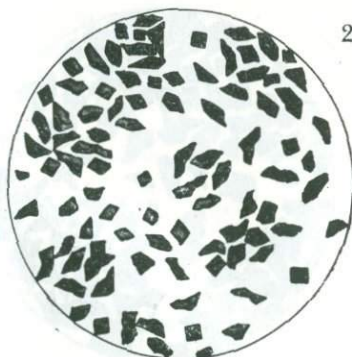
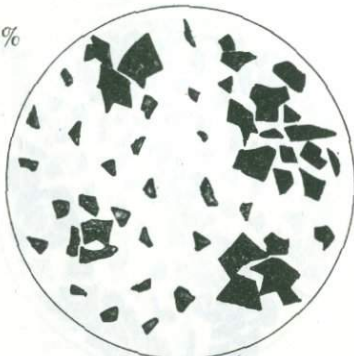




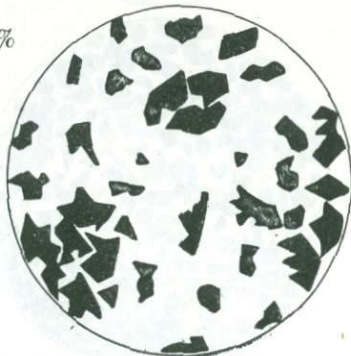
15%

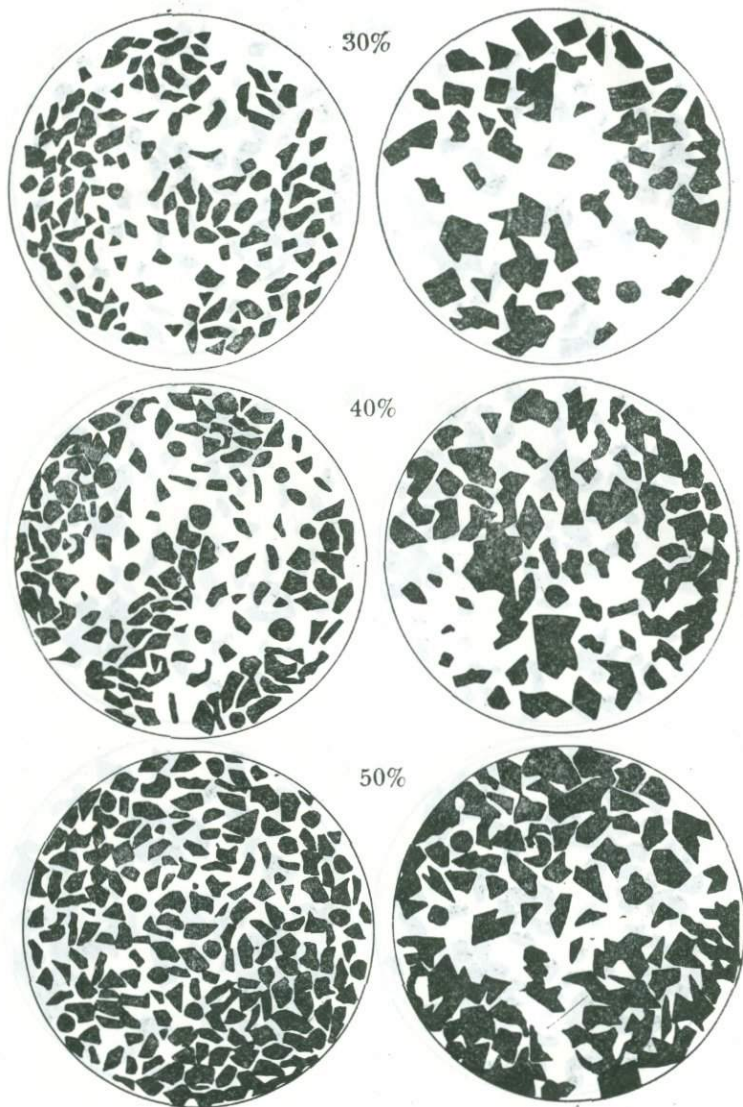


20%



25%





Предметный указатель

- Абиссальная зона 15
Авгит 263, 286
Адуляр 123
Акмит 257
Актинолит 263
Алеврит 23, 32, 33
— вулканогенный 6
— крупный 23
— тонкий 24
Алевролит 12, 31—33, 33, 44, 57, 63
Альбит 27, 61, 62, 122, 123, 255, 262, 263,
289, 292, 297—300
Альмандин 182, 201, 156, 263, 286, 287
Амфибол 163, 286
Амфиболит 169, 173, 175, 195, 265, 266,
272—275
— антофиллит-роговообманково-биотитовый
274
— роговообманково-диопсидовый 274
— эпидотовый 273
Анальцим 262
Анализ 27
Ангидрит 25, 28, 65, 148—152
Андалузит 65, 163, 182, 200, 286
Андезин 60
Андрадит 263, 286
Анкерит 65, 90
Анортит 201
Антигорит 46, 201, 263, 287
Антофиллит 182, 201, 287
Апатит 27, 65, 145, 146
Арагонит 24, 90, 98, 99, 263
Аргиллит 12, 20—22, 32, 33, 44, 63, 97
— галечниковый 57, 58
— глинистый 97
— песчаный 97
Аргиллитовые породы *см.* Глинистые
породы
Аренит 32, 54, 55, 77, 97
— андезитовый 81
— аркозовый 67, 73, 75, 77
— вулканогенный 66, 82
— кварцевый 39, 54, 76, 79, 86—88
— кремнистый 85, 86
— кристалло-сланцевый 80
— лититовый 55, 66, 77, 79, 83, 84, 86
— полевшпатовый 54, 56, 76
— серпентинитовый 81
Аркозы *см.* Песчаники аркозовые
Артериты *см.* Гнейсы инъекционные
Аутигенные каемки обрастания 67
— минералы осадочных пород 8, 17, 18, 23,
24, 65—69, 121—123

Барит 65
Батнальная зона 14
Баундстон 97, 103, 104
Беербахит 216
Биогенные (органогенные) породы 8, 13,
15, 92
Биолятит 96, 97, 103, 104
Биомикрит 96, 97, 107, 108
— гастроподовый 102
— криноидный 109
— фораминиферовый 102
— цефалоподовый 108
Биоспарит 96, 97, 110
— криноидный 110
— оолитовый 112
— пелелиподовый 109
— ракушняковый 110
Биотит 27, 46, 82, 200, 201, 262, 263, 286, 287
Биотурбации 40, 41, 64
Биохемогенный материал осадка 23
Битовнит 286
Бластомилонит 227
Брекчия 33, 36, 57
— дробления 222
Брукит 27
Брусит 263
Бульжники 57
Бухит 205
— кварц-полевшпатовый 208

Вакка 21, 24, 33, 54, 97
— аркозовая 73, 75
— вулканогенная 82, 85
— кварцевая 54, 86
— лититовая 55, 56
— полевшпатовая 54, 76
Вакцит 97
Валуны 32
Вариантность (число степеней свободы)
системы 189
Везувиан 201
Внутренняя энергия 289
Воластонит 163, 183, 200, 201, 286
Вулканокластические породы 6, 82
Вязкое поведение пород 220, 221

Габбро-милонит 225
Газовая постоянная 295
Галечник 31
Галит 25, 28, 148
Галлузит 45
Галька 23, 32, 33, 57
Гальмиролиз 17
Геденберит 286
Гейландит 262
Гематит 25, 28, 134, 144
Гётит 27, 134, 140, 144
Гиббсит 45, 46
Гидратация 185
Гиперстен 182, 201, 286, 287
Гипс 25, 28, 65, 148—153
Глауконит 16, 17, 25, 27, 28, 43, 121, 136
Глауконитовые породы 134, 136—138
Глаукофан 256, 257, 261, 262
Глина 24, 31—33, 97, 129, 146
— алевритистая 97
— диатомовая 129
— известковистая 24, 92
— красная 44
— окаменелая 44
— глауконитовая 44
— окремненная 24

- песчанистая 24, 54, 97
- огнеупорная 49, 50
- слоистая фосфатная 148
- Глинистые минералы 27, 28, 45—48
 - породы 33, 43—52
 - частицы 23, 24, 32, 44
- Глинка трения 222
- Глыбы 32
- Гнейс 169—172, 175, 195
 - гранитный 273
 - гранодиоритовый 169, 226, 272
 - инъекционный 161
 - кварц-полевошпатовый 226, 271, 272
 - кианит-биотит-полевошпатовый 226
 - очковый 225—227, 270
 - роговообманково-биотитовый 280
 - роговообманково-пироксеновый 169
 - сланцеватый 173
- Гнейсовидность 283
- Гравий 32
- Градиционная слоистость 12, 21, 40, 71, 131
- Гранат 65, 163, 286
- Гранулит 170, 173, 175, 196, 265, 266, 271, 279—283
 - альмадин-кианит-кварцевый 280
 - гранат-гиперстен-плагиоклазовый 164
 - известковый высокой ступени 277, 279
 - кварцевый 280
 - кварц-полевошпатовый 173, 279, 281
 - кордьеритовый 281
 - пироксеновый 173, 279—283
 - призматин-турмалин-кварцевый 280
 - сапфириновый 169
- Граувакка 55—57, 69—72
 - вулканогенная 79
 - кварцевая 57
 - литовая 57, 70, 79
 - полевошпатовая 57, 70
 - туфогенная 231
- Грейстон 97
- Гриналит 25, 136, 144, 145
- Грит расланцованный 231
- Гроссидит 285
- Гроссулар 200, 210, 263, 286
- Дегидратация 265, 276
- Дедоломитизация 210
- Декарбонатизация 276
- Деформация докристаллическая 244
 - поликристаллическая 244
 - посткристаллическая 244
 - проникающая 158
- Диagenез 5, 8, 16—18, 71, 145, 146
 - известняков 100—103
 - растворение минералов 17, 18
- Диаграммы состав — парагенезис 179, 180
 - ACF 180, 181, 184
 - AFM 184
 - AKF 180, 182—184
- Диатомит 8, 14, 126, 129
- Диатомовая земля см. Ил диатомовый
- Дикит 45
- Диоксид 183, 200, 201, 256, 257, 263, 286, 287
- Доломит (минерал) 18, 24, 27, 43, 65, 90, 144, 163, 183, 200, 286
 - (порода) 6, 20, 25, 90, 115—123
 - глауконитсодержащий 119
 - известковый 92
 - кластический 116
 - песчаный 91
- Доломитизация 30, 134
- Дресва 73
- Жадит 256, 257, 262, 286
- Жадит-альбитовые породы 260
- Железная дробь 140
- Железняк 134
 - гематитовый 142, 143
 - оолитовый 142, 143
 - глинистый 140, 141
 - песчанистый 140, 141
 - сидеритовый 138
 - шамозитовый 138, 139
- Зерна (аллохемы) карбонатных пород 94, 96, 97
 - обломочных пород 31, 58—65
 - — — дисковидные 34, 35
 - — — идиобластические 162, 163
 - — — ксенобластические 163
 - — — окаменные 34, 35
 - — — пластинчатые 34, 35
 - — — полуокатанные 34, 35
 - — — полуугловатые 34, 35
 - — — скелетные 94
 - — — сфероидальные 34, 35
 - — — угловатые 34, 35
 - — — шестоватые (призматические) 34, 35
- Зона биотитовая 178, 241, 242, 249, 254
 - кианитовая 276, 278
 - пумпеллит-актинолитовая 241
 - силлиманитовая 267, 277
 - силлиманит-ортоклазовая 269
 - ставролитовая 268
 - хлоритовая 178, 241, 242, 245, 248, 250, 251
- Зональность минеральная 266
- Известково-силикатные породы 212
- Известняк 15, 20, 22, 24, 25, 28, 29, 90—123, 146
 - аллохемный 97, 102, 107—115
 - гематитовый 143
 - глауконитовый 92
 - глинистый 24, 44, 92
 - доломитизированный 118
 - доломитистый 92, 115—117
 - кластический 94, 97
 - кремнисто-доломитистый 188
 - криноидный 99, 108
 - кристаллический 97
 - литографский 105
 - микрокристаллический 97, 105—107
 - окремненный (кремнистый) 24, 92, 132
 - оолитовый 28, 111—113
 - оомикритовый 111
 - органогенный (биогенный) 93, 94, 97
 - песчанистый 24, 92
 - — кластический 87
 - ракушняковый 108
 - сидеритовый 139
 - туфогенный 91
 - фораминиферный глауконитовый 137
 - фузулиновый 122
- Изограда альмандина 242
 - биотита 241, 246, 248, 251
 - граната 271
 - кианита 277
 - олигоклаза 271
 - силлиманита 189, 276—278
 - ставролита 277
 - эпидот-гранатовая 256, 259
- Изограды минеральные 159, 160, 184, 231, 258
- Ил 24, 44, 57
 - арагонитовый 93
 - диатомовый 126
 - доломитовый (доломикрит) 116
 - карбонатный литифицированный 105
 - красный окаменелый 44
 - литифицированный 97
 - окаменелый 44
 - — глауконитовый 44
 - радиолярный 127
 - раковинный 97

- Иллит 43, 45, 47, 48, 65, 121, 136, 262
 Интракласты 95, 96, 113, 114
 Интрамикрит 96, 97, 107
 Интраспарит 96, 97
- Каличе 13
 Калишпат 61, 182, 200, 286
 Калькарениты 87, 94, 97, 110, 115, 119, 120, 133
 Кальклиты 78, 114
 Кальклеты 13
 Кальциотиты 94, 97, 105
 Кальцирудиты 94, 97, 104
 Кальцит 18, 24, 27, 43, 65, 90, 98—100, 163, 183, 200, 263, 286, 287
 — микрокристаллический 95, 96
 — шпатовый 95, 101
 Каменный уголь 15
 Каолинит 43, 45—48, 65
 Карбонатизация 185
 Карбонаты 27, 65
 Катакlastическое течение 220
 Кварц 18, 27, 28, 43, 58—60, 65, 121, 122, 163, 182, 183, 200, 262, 263, 286, 287
 — микрозернистый 24, 27, 43, 126, 128
 Кварцин 126
 Кварциты 63, 87, 89, 169, 173, 175, 266, 276
 — железистые 22, 134, 135, 144, 145, 169
 — — окисножелезистая фация 134
 — — пиритовая фация 134
 Кератофир 239
 Кианит 65, 163, 286, 287
 Классификация известняков 93—97
 — метаморфических пород 168—177
 — осадочных пород 24, 25
 — песчаников 51—58
 Кластические зерна, окатанность 10, 34
 — — размер 10, 32
 — — сферичность 34
 — — упаковка 36—40
 — — форма 10, 34
 — — породы 6
 Кливаж осевой плоскости 167
 — сдвига 166, 168
 — скольжения 244, 247, 249
 — сланцеватости см. Сланцеватость
 Клиногумит 200, 286
 Клинокоизит 263
 Коллофан 25, 28, 65, 145, 146
 Компонент системы, определение 189
 Конгломерат 32, 33, 36, 57
 — гранитный 58
 — вулканический 58
 — известняковый 114
 — кварцевый 58
 — кремнистый 58
 — плоскогалечный 114
 Конгломерат-аргиллит 57
 Конгломерат-песчаник 57
 Константа *Больцмана* 295
 Контактный ореол 157, 170, 197, 219
 Корндерит 163, 182, 200, 201, 286, 287
 Корунд 182, 200
 Кремнь 24, 45, 62, 63, 125—134, 146
 — диатомовый 129
 — опаловый 131
 — радиолариевый 14, 130
 — фораминиферовый 132
 Кремнистые глинистые породы 45
 Кристаллобластический ряд 162—164, 217
 Крокидолит 145
 Кроссит 256, 257, 262
 Куммингтонит 201, 286
- Лавсонит 163, 256, 257, 262, 263
 Ларинт-спуррит-магнетитовая порода 212
 Лептинит 173
 Лептит 173
- Лизардит 263
 Лимонит 28, 134
 Линейность 166, 168, 172, 234, 247, 248, 268
 Литификация осадка 17, 18
 Литоральная зона 14
 Ломонтит 262
 Люссант 125, 127, 128
- Магнетит 90, 263, 287
 Магнетит 65, 144, 163, 262, 286
 Мел психий 14, 106
 Мервинит-спурритовая порода 212
 Мержель 21, 24, 44, 92, 107
 — остракодовый 109
 Метабазальты 169, 177, 238, 239, 259, 260, 263
 Метатраувакка кварц-жадеитовая 169, 258
 Метатраувакки 169, 177, 232, 236—238, 247—249, 259, 262
 Метадоломит 188
 Метакремни 63, 249—251, 260—262
 — высокой ступени 280, 286
 — железистые 249
 — марганцовистые 250, 251
 Метаморфизм гидротермальный 157
 — дислокационный 157, 158, 219, 222, 230
 — захоронения см. Метаморфизм погребения
 — контактовый 157, 158, 168, 179, 195, 197—218
 — механического напряжения 195, 219—232
 — океанического дна 157
 — погребения 157, 175, 219, 235, 237, 254
 — региональный 144, 157, 159—162, 168, 179, 195, 220, 229
 — — высоких ступеней 265—288
 — — низкой ступени 233—264
 — — прогрессивный 157, 159, 171, 184, 235, 236, 245
 — ретроградный 184, 185, 191, 230, 267, 270, 279, 284, 285
 Метаморфическая дифференциация 166, 245
 Метаморфические карбонатные породы 266, 286
 — породы зрелые 233, 235, 241, 242, 249, 255—261
 — — незрелые 195, 233—235
 — фации см. Фации метаморфизма
 Метапелиты см. Сланцы пелитовые
 Метаспертиниты 217
 — высокой ступени 283
 Метасоматизм щелочной 269
 Мигматиты 156, 161
 Микрит 96, 97, 105, 106, 113
 — аллохемный 97, 107
 Микритизация 101
 Микроклин 27, 60, 61, 286
 Микроракушечник 110
 Микростилолиты 18, 108
 Милонит-гранат-гранулитовый 225
 — гранитный 222, 223
 — дунитовый 222
 Милонитовый очковый гнейс 223
 Милониты 174, 176, 195, 220—225, 258, 259, 262
 Миннесотант 145
 Многоокли 20
 Многогеосинклинальная ассоциация 22
 Моласса 21, 22
 Моновариантная кривая 193
 Монтичеллит 200
 Монтмориллонит 47, 48, 262
 Морские осадки 14
 Мрамор бруситовый (предацит) 209
 — гроссуляр-везувиан-диопсидовый 213
 — диопсид-везувиановый 210
 — диопсид-скаполитовый 213

- доломитовый 177, 178, 190
- — кремнистый 183
- известково-силикатный 213, 214
- кальцитовый 278
- кварцевый 211
- контактовый 195, 208—212
- — магнезиальный 209—211
- людовит-форстерит-шпинелевый 209
- периклазовый 210
- пластически деформированный 227, 228
- рассланцованный 170
- скаполит-актинолит-флогопитовый 213
- тремолит-диопсидовый 178
- форстерит-бруситовый 211
- форстерит-диопсидовый 211
- форстеритовый 209
- хондрит-шпинелевый 209
- хондрит-шпинель-бруситовый 210
- Мраморы 169, 173, 175, 277—279
- Муилит 205
- Мусковит 27, 46, 82, 200, 262, 286

- Накрит** 45
- Неоморфизм 101—103
- Неритовая зона 14
- Нетектониты 176, 195
- Неустойчивые минералы осадочных пород 25, 27
- Новакулит 127
- Номенклатура обломочных осадочных пород 57
- Нонтронит 47

- Обломочный материал осадочных пород 23
- Овули коллофановые 147
- Озерные осадки 13
- Оливин 27, 64, 201, 287
- Оливинит 276
- Олигоклаз 60, 61
- Олягоглаз-андезит 27
- Омфациит 256, 257, 263, 286, 287
- Онколиты 104
- Ооиды 94, 96, 111—113, 120, 121
- гематитовые 142
- коллофановые 146, 147
- Оолиты 133
- Оомикрит 96, 97
- Ооспарит 96, 97, 110, 111, 114
- Опал 24, 27, 43, 65, 121, 125, 127, 128
- Опока 125—131
- алевитистая 130
- известковистая 130
- Оползни 64
- Ориентировка зерен 40, 41
- Ортокварциты 277
- Ортоклаз 27, 60, 286
- Ортохемные породы 96
- Основная (глинистая) масса песчаников 31, 51, 54, 55, 69, 71, 77
- Отвердевание осадка 17
- Отжиг 174, 221—223, 228, 236, 251
- Офкарбонат 254, 255, 276
- Офиолитовые серни 130, 239, 240

- Пакстон** 97, 103
- Парагонит 262
- Пелиты (пелитовые породы) см. Глинистые породы
- Пеллеты 94, 96
- Пелмьякрит 96, 97, 107
- Пелспарит 96, 97, 113
- Перидотит-милонит 225
- Периклаз 183, 200
- Пертит 60, 61
- Песок 23, 24, 32, 33, 38, 57
- вулканогенный 6
- зеленый 136—138
- — известковистый 137
- карбонатный 15
- Песчаник аркозовый 39, 56, 66, 72, 74, 75
- вулканогенный 8, 78, 80—82
- галечниковый 57
- глинистый см. Вакка
- граувакковый 22
- зрелый 54, 55, 85, 86
- известковистый 21, 24, 92
- кварцевый 20, 22, 51, 56, 67, 86—89
- литовый 51, 56, 67, 69, 72, 78—86
- незрелый 55, 72
- полевощпатовый 20, 51, 56, 69, 72—78
- с фосфатным цементом 147
- туфогенный 81, 82
- Песчаники 12, 20, 21, 24, 25, 31—33, 39, 44, 51—89, 146
- Петрогенетическая сетка 192, 193
- Лизолиты водорослевые 105
- Пирит 16, 25, 27, 43, 134, 144
- Пиритсодержащие породы 134, 135
- Пирокластические осадки 6
- Пироксен 27, 64, 163
- Пироп 286, 287
- Пирофиллит 262
- Плагиоклаз 200, 201, 286, 287
- кальцевый (основной) 27, 61, 201
- Полевой шпат 43, 60—62, 121, 123, 163
- — щелочной 27, 262
- Полиметаморфизм 270
- Полосчатость сегрегационная 172, 234, 247, 249, 268, 272, 283
- Полусланцы 176, 195, 229, 231—233, 236, 237, 244
- Порфиروبласты 163—165, 226
- Порфирокласты 225, 226
- Почва 9
- Правило фаз Гиббса 188—191
- Пренит 262
- Протодоломит 116
- Псаммиты 32, 33
- Псевдотахилит 224
- Псефиты 32, 33
- Птичьих глазки 106
- Пумпеллит 256—258, 262, 263
- Пьемонтит 262

- Радиолярит** 127
- Ракушечник 97, 110
- Реакция необратимая 187, 295
- обратимая 187, 295
- Речные (аллювиальные) осадки 13
- Рибекит 257
- Роговая обманка 27, 65, 201, 263, 286, 287
- Роговик 165, 170, 173—175, 195, 197
- андалузит-кордиеритовый 178
- андалузитовый 169, 199
- биотит-мусковит-кварцевый 203
- биотитовый 204
- геденбергит-андрадит-лабрадорный 214
- гиперстен-биотит-плагиоклаз-кварцевый 216
- гиперстен-кордиерит-плагиоклаз-магнетитовый 216
- диопсид-воластонитовый 213
- диопсид-плагиоклаз-биотитовый 216
- диопсид-плагиоклазовый 214
- известково-силикатный 174, 212—215
- кварц-полевощпатовый 204, 207, 208
- кордиерит-биотит-кварцевый 203
- корунд-биотит-кордиеритовый 203
- магнезиальный 217, 218
- основной 215—217
- пелитовый 169, 174, 199, 202—206
- пироксенный 173
- пироксен-плагиоклазовый 174
- пневматолитовый 208
- роговообманково-биотит-плагиоклазовый 216

- роговообманково-плагноклазовый 174, 178
- сланцеватый 170
- ставролит-андалузит-биотитовый 206
- сфен-диопсид-кварцевый 214
- турмалинизированный кварцевый 208
- кварц-полевошпатовый 208
- Родингит 240
- Руда льняное семя 143
- с окаменелостями 143
- Рудиты 32
- Рутил 27, 64, 163, 286, 287
- Санидин 60, 61
- Сапонит 46
- Сапропелевые отложения 135
- Сапфирин 287
- Свободная энергия Гиббса 156, 187, 289, 295—306
- Серпентинит 177, 239, 240, 276
- Сидерит 25, 28, 65, 90, 138—140, 144
- Силицификация 30, 134
- Силлиманит 65, 200, 286
- Скаполит 163, 286
- Скэри 164, 195, 212—215
- флюоритовый 208
- Сланец актинолит-альбит-эпидот-хлорит-кальцитовый 252
- альбит-стильпомелан-хлорит-эпидот-овый 252
- альбит-эпидот-хлоритовый 252
- альмандин-биотит-плагноклазовый 267
- альмандин-ставролит-мусковитовый 267
- андалузит-биотит-кварц-плагноклазовый 270
- андалузит-мусковит-биотит-кордиерит-кварцевый 270
- андалузитовый 207
- андалузит-ставролит-биотитовый 270
- андезин-биотит-гранатовый 166
- антигоритовый 254
- антофиллит-талк-хлоритовый 166
- аспидный зеленый 243
- — пиритсодержащий графитовый 243
- биотит-гранатовый 119
- глаукофан-мусковит-хлоритовый 259
- глаукофан-эпидот-кварцевый 259
- глинистый красный 44
- — черный пиритсодержащий 44
- гранат-кнанит-мусковит-биотитовый 265
- гранат-мусковит-биотитовый 265
- гранат-силлиманит-мусковит-биотитовый 265
- гранат-роговообманковый 278
- гранат-слюдяной 268
- гранат-ставролит-мусковит-биотитовый 265
- графитовый 135
- кальцит-альбит-хлоритовый 244
- кварц-альбит-мусковитовый 248
- кварц-гематитовый 261
- кварц-гранат-слюдной 164
- кварц-гранат-стильпомелановый 250
- кварц-лавсонит-кросситовый 260
- кварц-мусковит-пьемонтитовый 250
- кварц-полевошпатовый 173, 271, 272
- кварц-слюдяно-гранат-кнанитовый 184
- кнанит-биотит-кварц-андезиновый 267
- кнанит-ставролит-альмандин-мусковитовый 267
- кордиерит-плагноклазовый 282
- кроссит-эгрин-кварцевый 261
- лавсонит-хлорит-эпидотовый 260
- магнетит-талковый 255
- магнетит-гранат-эпидот-актинолитовый 250
- мусковит-хлорит-кварцевый 244
- оттрелитовый 246
- пелитовый хлоритовый 246
- роговиковый андалузитовый 270
- роговообманковый 266
- силлиманит-кварцевый 267
- силлиманитовый 269
- слюдяной 165, 247
- ставролит-андалузитовый 207
- ставролит-биотит-мусковит-кварцевый 267
- тальково-антофиллитовый 177
- филлитовый 170
- хиастолитовый 199
- хлоритид-мусковит-графит-хлоритовый 246
- хлорит-слюдяной 265
- хлорит-талковый 255
- хлорит-талк-тремолитовый 255
- цоивит-скаполит-кварцевый 278
- Сланцеватость (листоватость) 159—161, 165—168, 171—173, 234, 243, 244, 247, 268
- проникающая 174
- сдвига 229
- Сланцы аспидные 6, 22, 63, 129, 165, 170—172, 175, 195, 233, 242, 243, 245
- глаукофановые (голубые) 255, 258—261
- глинистые 6, 20—22, 25, 44, 49, 50, 146
- зеленые 252—254, 265
- известковые 169
- — высокой ступени 278
- — низкой ступени 251, 252
- кварц-полевошпатовые 236
- — слюдяные 247, 266
- кремнистые 127
- кристаллические 169—172, 175, 195
- магnezиальные 169, 217, 218, 254, 255, 266
- — высокой ступени 275, 276
- пелитовые 172, 174, 177, 178, 182, 200, 202—204, 206, 207, 236, 242—247, 258, 259, 262, 266—268, 286
- — Бучанского типа 266, 269
- — высокой ступени 266—268, 286
- — «гранитизированные» 270
- — слюдяные 245—247
- — типа Барроу 266, 268, 269
- — пятнистые 195, 197, 199, 202, 206, 207
- Слоистость 40
- запутанно-волнистая 40
- косая 40
- течения 110
- Слюда 43, 46, 63, 64
- Смектит 43, 45—48, 65, 136
- Сортировка кластических зерен 10, 32, 33
- Спарит трилобитовый 102
- Спариты 96, 97
- Спессартин 262
- Спилит 239
- Ставролит 65, 163, 200, 286
- Стекло 62
- Стилолиты 18, 129
- Стильпомелан 145, 256, 257, 262, 263
- Строматолиты 104
- Структура афанитовая 29, 51
- бластоофанитовая 168, 216, 217
- бластопорфирная 168, 217
- геопетальная 102, 103
- гранобластовая, 164, 165, 173, 198
- кринокристаллическая (скрытокристаллическая) 29
- кристаллическая 29
- кристаллически-зернистая 29
- микрокристаллическая 29
- плотная (непористая) 30
- пористая 30
- пейкилитовая 66
- пойкилобластовая (ситовидная) 164
- порфиробластовая 164, 198
- роговиковая см. структура гранобластовая

- Структуры кластические 30—32
 — метаморфические 164, 166
 — некластические 29, 30
 — осадочных пород 28—36
 — реликтовые 168, 198
 — течения 166, 168
 Ступень метаморфизма 175, 176, 179, 195, 233—235, 241, 261, 265
 Субаркозы 56, 75
 Сфен 65, 163, 256, 262, 263
- Тальк 46, 201, 263, 287
 Талькит 177
 Текстура брусчатая 166
 — гнейсовидная 165
 — кристаллобластическая 162
 — черепитчатая 41
 Тектоники плит концепция 21, 159
 Тектонические обстановки осадконакопления 19—22
 Тепловой поток 160, 161
 Теплоемкость 290, 291
 Теплота реакции 293
 Термобарометрия 191
 Терригенные породы 7, 13
 Течение без потери сплошности 220—222, 229
 Тиллеит-мелилитовая порода 212
 Типы метаморфизма 156
 Торф 15
 Тремолит 183, 200, 201, 263, 286, 287
 Тремолит-актинолит 65
 Турмалин 27, 64, 163
 Туфогенные осадки 6
- Уплотнение осадка 17
 Уровень карбонатной компенсации 14, 15
 Устойчивые (стабильные) минералы осадочных пород 25, 27, 54
- Фаза системы, определение 188, 189
 Фация метаморфизма альбит-эпидот-роговиковая 179, 197
 — амфиболитовая 179, 181, 182, 195, 233, 261, 266, 268, 271, 272, 276, 283
 — голубых (глаукофановых) сланцев 179, 180, 195, 233, 235, 241, 249, 255, 256, 260—262
 — гранулитовая 179, 195, 266, 271, 279, 281—283
 — зеленосланцевая 195, 233, 241, 242, 246, 247, 249, 260, 262, 271, 277
 — лавсонит-альбит-хлоритовая 179, 195, 238, 256, 261
 — пироксен-роговиковая 179, 181—183, 195, 197, 200, 202, 203, 206, 207, 211, 214, 217
 — пренит-пумпеллитовая 237, 264
 — пумпеллит-актинолитовая 264
 — пумпеллитовая 179, 195, 262
 — роговообманково-роговиковая 179, 183, 195, 197, 200, 202, 204, 207, 211, 214, 215, 217, 218
 — санидинитовая 179, 195, 197, 202, 211, 212
 — цеолитовая 179, 195, 237, 262, 264
- — эклогитовая 179, 180, 195, 261, 266, 283
 Фации метаморфизма 177—186, 195, 196, 261, 265, 266
 Фаялит 286
 Фенгит 256, 262, 286
 Филлит 63, 169—172, 175, 195, 206, 230, 244, 245
 — пелитовый 243
 Филлозит 174, 176, 185, 195, 229—231
 — гранатосодержащий 229
 — кварц-мусковит-графитовый 229
 — кварц-мусковит-хлоритовый 230
 Флинит 127
 Флиш 12, 21, 22, 71
 Флогопит 200, 286
 Флювиогляциальные осадки 13
 Форстерит 183, 200, 201, 263, 286, 287
 Фосфатные породы 145—148
 Фосфорит песчаный кластический 148
 Фосфориты 25, 146—148, 163
 Франколит 147
- Халцедон 24, 27, 65, 121, 122, 125—128
 Хемогенные породы 8, 13, 15, 148, 149
 Хемогенный материал осадочных пород 23, 25, 92
 Хиастолит 203
 Хлорит 43, 45, 46, 48, 65, 256, 262, 263, 286
 — железистый 145
 Хлоритовид 262
 Хризотил 263
 Хрупкое поведение пород 220, 221
- Цемент обломочных пород 23, 31, 51, 65—69, 77
 — — известково-шпатовый (спаритовый) 95, 96
 Цементация 101
 Цеолиты 27, 43
 Циркон 27, 64
 Цоизит 163, 263, 286, 287
- Чарнокиты 281, 282
 Частичное плавление 161
 Черные сланцы 135
- Шамозит 25, 28, 136, 138, 140
 Шпинель 182, 200, 201, 286, 287
- Щебень 33
- Эвалориты 25, 148
 Эвгеосинклиальная ассоциация 22
 Эгирия 262
 Эклогит эгириновый 285
 Эклогиты 174, 175, 196, 283—285
 Энергия напряжения 221
 Энстатит 201, 287
 Энтальпия 187, 289, 290
 Энтропия 187, 289, 291, 293, 294
 Эпидиорит 274
 Эпидот 65, 163, 201, 256, 262, 263, 286, 287
- Яшма 127
- S-Поверхности 165, 168, 172, 230, 231, 243—245, 247

Указатель географических названий

- Абердин, графство** 207, 213, 266, 270
Абакума, пояс 269
Австрийские Альпы, горы 117, 231
Айдахо, штат 148
Айлей 243
Айон 49
Айрон-Ривер, горнорудный район 135, 144
Акейдеми 255
Альберта, провинция 83
Альпийский разлом 219
Альпы, горы 21, 71, 106, 160, 178, 256, 259, 284, 285
Амити 209
Амитсок, гвейсы 280, 281
Ампкуа, река 82
Анастасия, формация 109
Англси 259
Ангус 244
Андлау 199
Анды, горы 238
Антильские острова 123
Антрим 205, 212
Апеннины, горы 71, 106, 131
Аппалачи, горы 142, 143, 160, 178, 231, 246, 266, 268, 269
Аризона, штат 88, 122, 205, 226, 273
Арканзас, штат 127
Аскер 102
- Бавария, земля** 138, 199
Багамские банки 15, 20
Багамские острова 123
Банф, графство 266, 270
Барроу, тип сланцев 266, 268, 269
Барстоу 210
Бат 112
Бах 83
Белинцова 267
Белин-Ривер, формация 83
Белойт 38
Берджель, плутон 217
Береговые хребты 71, 83, 238, 256, 258—261, 264, 285
Беркли-Хилс 130
Бидуэлл-Бэр 255
Боловья 77
Большое Соленое озеро 111, 112
Большой каньон 88, 273
Боннтерр, формация 119
Боулдер 74
Боулинг-Грин 112
Бояка, департамент 141
Бреглон, формация 79
Британская Колумбия, провинция 77, 117, 223
Бунтон 84
Бучан 266, 268, 269
Бэр-Ривер, хребет 91, 118, 132
- Вайоминг, штат** 87, 108, 109, 148, 154
Валли-Форд 238
Вальдгейм 280
Варберг 282
- Великие озера** 249
Вермонт, штат 267
Верхнее озеро 135, 144
Висейлия 214
Висконсин, штат 39, 70
Вогезы, горы 157
Вудбайн, песчаники 88
Вюртемберг 49, 91, 152
- Гайлс, комплекс** 225
Ганг, река 15
Ганновер 109
Ганфлинт, формация 145
Гассетс 267
Гессен, земля 204
Гималаи, горы 226
Гленс-Фолс 122
Глен-Экс 244
Грампианские нагорья 159, 160, 266
Грантаун, серия 278
Гренвилл, провинция 281
Гренландия 280, 283
Грин-Ривер, формация 109
Гуадалупе, горы 122
Гуалала 67
Гумбольдт, округ 137
- Данкелд** 244
Дантрун 137
Датчес, графство 229
Даутфул-Саунд 164, 278
Дедмен-Лейк 223
Лейстер, горы 111
Джаколитос-Крик, река 38
Джаколитос-Филд 66
Джексон 87, 108, 148
Дженеси, округ 132
Джефферсон, формация 91
Джорджия, пролив 117
Дисмал, болото 15
Донегол, графство 204, 206, 213, 214
Дьюнун 231
- Западная Австралия, штат** 145, 249
Земля Адели 282
Зульцтал 285
Зуни, горы 67
- Инвернесс** 244
Индиана, штат 87
Инсбрук 228, 229, 267
Ирландия 204, 205, 212—214
Итальянские Альпы, горы 217, 276
Итальянский Пьемонт 285
- Калгари** 83
Калифорнийский залив 152
Калифорния, штат 38, 39, 49, 66, 67, 70, 71, 75, 79, 81, 82, 84, 91, 129—132, 137, 138, 178, 197, 199, 205, 208—210, 213, 214, 216, 218, 219, 223, 228, 231, 236, 238, 243, 255, 256, 258—261, 264, 274, 284, 285

- Карлингфорд 212
 Карпаты, горы 71
 Карсон-Хилл 243
 Каскад-Валли 203
 Каталлина-Маунтин 226
 Кеммерер 109
 Кентукки, штат 112
 Кетлмен-Хилс 39, 66
 Клинтон, формация 142, 143
 Кляр-Лейк 197
 Коалинга 38
 Коконино, песчаники 88
 Колорадо, плато 89, 228
 — штат 74, 119
 Комри 182, 203, 206, 216
 Конда 148
 Коннектикут, штат 75
 Корин-Хилс 270
 Королевы Шарлотты, острова 77
 Кочис, округ 122
 Крессенберг 138
 Крестмор 210
 Кунгур 153
 Кус-Бей 81
- Лабрадор, полуостров 144**
 Лагуна 260
 Ланс 228
 Ланцо 285
 Лейк-Манапери 166, 273
 Лейк-Уакатику 231, 250, 252
 Лейтонвилл 260
 Лепонтинские Альпы, горы 268, 275—277
 Лили-Лейк 208
 Линкольншир, графство 140
 Лон-Маунтин, формация 119
 Лост-Хилс 82
 Лоуренс, округ 141
 Лоуренс-Харбор 70
 Лох-Ассинт 74
 Лох-Катрин 278
 Луизиана, штат 83
- Магади, озеро 126, 153**
 Мадисон, формация 132
 Мадрас, штат 281
 Мак-Люре, формация 132
 Малая Азия 256
 Мала, остров 197
 Манапери, озеро 74
 Марбл-Бей, формация 117
 Марин, округ 130
 Марипоса 199
 Маркли, формация 91
 Массачусетс, штат 75
 Маунт-Дьябло 81, 91
 Маунт-Том 75
 Мачиньо 77
 Мексиканский залив 83
 Мендосино, округ 70
 Миссисипи, долина 89
 Миссури, штат 119
 Мичиган, штат 144, 149, 249
 Модело, формация 79
 Мойн, сланцы 272
 Молверн 137
 Монро, округ 152
 Монтерей, округ 81, 130
 — формация 129—131
 Морган-Стейшн 267
- Навахо, заповедник 205**
 Нако, формация 122
 Нанганарбат 226
 Невада, штат 111, 119, 206
 Нероли, формация 81
 Ниагара, река 118
 Новая Англия 189, 246
- Новая Зеландия 74, 79, 137, 147, 160, 164,
 166, 178, 203, 219, 231, 236, 237, 241, 242,
 248—250, 252, 271, 273, 278
 Новая Каледония, остров 256, 258, 259
 Новая Шотландия, провинция 151
 Норт-Беркли-Хилс 260
 Нортхемптон, железяк 140
 Нортхемптоншир, графство 140
 Нью-Джерси, штат 84, 138
 Нью-Йорк, штат 87, 108, 117, 118, 122, 132,
 143, 152, 209, 229
 Нью-Мексико, штат 67
 Ньюфаундленд, провинция 70, 135
- Огайо, штат 141, 149**
 Оденвальд 203, 216
 Окс-Вазис, песчаники 87
 Онтарио, провинция 145, 281
 Орегон, штат 81, 82
 Ориярви 181, 182, 217, 269, 276
 Оровилл 205
 Осло 181
 Отаго, округ 147, 248
 Оттрец 246
- Пенсильвания, штат 166, 267**
 Персидский залив 15, 123, 149
 Пертшир, графство 164, 206, 216, 244
 Пирамид-Лейк 111
 Пиреней, горы 71, 268, 269
 Пойнт-Рейс 38
 Портленд 75
 Потсдам, песчаники 87
 Предаццо 209
 Прис 148
- Рёрсдорф 280**
 Риддархиттан 208, 218
 Риф-Ридж 67, 132
- Савач, формация 119**
 Саксония, земля 164, 280
 Салайна, бассейн 149
 Сан-Андреас, разлом 219
 Сан-Бенито 260
 Сан-Габриель, горы 223
 Сан-Маркос, остров 152
 Сан-Онофре, брекчия 260
 Сан-Паулу, скалы 225
 Санта-Моника, хребет 66, 79
 Санта-Роза 206
 Сантьяго 238
 Себастопол 260
 Северный Уэльс 259
 Северо-Шотландское нагорье 9
 Сейзия 285
 Сент-Луис 119
 — формация 112
 Сент-Питер, песчаник 38, 89
 — формация 55
 Сибирь 285
 Сивалик, серия 80
 Симмлер 75
 Сиско 213, 216
 Скалистые горы 147
 Скандинавия 160
 Скаут-Хилл 212
 Снарум 274
 Соапстоун-Хилл 255
 Срединно-Атлантический хребет 225
 Стиллзулл, остров 282
 Стоктон 138
 Стратспей 278
 Суматра, остров 15
 Сьерра-Невада, горы 178, 197, 199, 208, 209,
 213, 214, 216, 218, 228, 243, 255, 274

- Таннел-Пойнт, формация 81
Тахо, озеро 208
Тевебаллайф 205
Тейбл-Маунтин 205
Темблор, формация 39, 66, 67
Техас, штат 88, 127
Тини, формация 82
Тироль, земля 285
Титасвила 109
Титибу 261
Тихий океан 15
Тонкинсон, хребет 225
Тоно, массив 206
Топанга, формация 66
Трентон, формация 108
Трейтон-Фолс 108
Тринити, округ 79
Три-Риверс 213
Туин-Крик, формация 108
Туин-Лейкс 209, 228
Тюрингия, область 151
- Уайлдкат, группа 137
Уилкокс, формация 83
Ульм 102
Уобана, формация 135
Уосатч-Маунтинс 213
Урал, горы 153
Уэстленд, провинция 203
- Фаунтин, формация 74
Фёлькзен 111
Фихтель, горы 199
Флатхед, песчаник 87
Флорида, полуостров 15, 20, 109, 112, 148
Фолс-оф-Лени 244
Форчен, формация 70
Фосфория, формация 147, 148, 154
Францисканская формация 70, 130, 238
Фродингем, железняк 140
- Хаалет 138
Хантс, округ 151
Хартмансдорф 164, 280
Хаст-Шист, пояс 237, 238, 249, 251, 271
Хелдерберг, формация 132
Херли 70
Хилдсберг 285
Холлибаш-Хилл 137
Хонсю, остров 261
Хьюстон, округ 88
- Циркумтихоокеанский пояс 256
- Чази, формация 117
Честнат-Хилл 166
Чехия 108
Чико, формация 84
- Шамплейн, озеро 87
Шварцвальд, горы 282
Швейцарские Альпы, горы 248, 254, 255
Шетландские острова 246
Шотландия 9, 74, 160, 164, 182, 189, 197, 203, 206, 207, 213, 216, 231, 243, 244, 246, 266, 269, 270, 272, 278
Шотландские нагорья 178, 246, 251, 267
Штасфурт, месторождение 149, 151
Штутгарт 84
Шэньси, провинция 77
- Эберштадт 204
Эйслебен 151
Эйфель 118
Эль-Пасо, округ 119
Энджелмайн 208
- Юкатан, полуостров 15
Юл-Крик 228
Юрика 119
Юта, штат 91, 111, 118, 132, 213
- Якутия 285

Оглавление

Часть вторая.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ. Перевод П. П. Смолина

Глава 10. Образование осадочных пород	5
Глава 11. Состав и структура осадочных пород	23
Глава 12. Глинистые породы	43
Глава 13. Песчаники	53
Глава 14. Известняки и доломиты	90
Глава 15. Прочие осадочные породы	125

Часть третья.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ.

Перевод М. А. Богомолова

Глава 16. Метаморфизм и его литологические признаки	155
Глава 17. Продукты контактового метаморфизма	197
Глава 18. Продукты метаморфизма, вызванного преимущественно механическим напряжением	219
Глава 19. Продукты регионального метаморфизма: I. Породы низкой степени метаморфизма	233
Глава 20. Продукты регионального метаморфизма: II. Породы высоких ступеней метаморфизма	265
Приложение А. Элементарное исследование взаимосвязей между некоторыми важнейшими термодинамическими функциями	290
Приложение Б. Модели для визуальной оценки процентного содержания минерала в породе	307
Предметный указатель	311
Указатель географических названий	317

Хауэлл Вильямс, Френсис Дж. Тернер, Чарлз М. Гилберт

ПЕТРОГРАФИЯ

Т. 2

Научный редактор В. И. Чернышева
Младший научный редактор Т. С. Егорова
Художник В. Е. Карпов
Художественный редактор А. Я. Мусин
Технический редактор Л. П. Ермакова
Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 5005

Сдано в набор 25.07.84. Подписано к печати 23.10.84. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая.
Объем 10 бум. л. Усл. печ. л. 20. Усл. кр.-отт. 20. Уч.-изд. л. 21,61.
Изд. № 5/3589. Тираж 3600 экз. Зак. 284. Цена 3 р. 70 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., 2.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.
Москва, 113105, Нагатинская ул., д. 1.

4459