

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Р. МЕЙСОН



1 ГПа (манасквуд) = 10 кдр

5 ГПа ~ 100 км.

1 ГПа ~ 20 км

10 кдр ~ 20 км.

1 кдр = 2 км.

PETROLOGY OF THE METAMORPHIC ROCKS

ROGER MASON

University College, University of London

London

GEORGE ALLEN & UNWIN/Thomas Murby

Boston Sydney

Р. МЕЙСОН

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук
М. А. БОГОМОЛОВА
и канд. геол.-мин. наук
В. С. ЗНАМЕНСКОГО

под редакцией
д-ра геол.-мин. наук
В. П. ПЕТРОВА

Издательство «Мир»
Москва 1981



Книга известного английского петрографа Р. Мейсона — третья из серии «Руководства по петрологии» (первая — «Петрология магматических пород». М.: Мир, 1975; вторая — «Петрология осадочных пород». М.: Мир, 1981). В книге охарактеризованы основные вопросы петрографии метаморфических пород, их химизм, минеральные ассоциации, приведены сведения об экспериментальных исследованиях минеральных равновесий, изотопной геологии метаморфизма, условиях метаморфизма в свете современной гипотезы тектоники плит.

Рассчитана на широкий круг геологов и может быть использована как учебное пособие студентами геологических специальностей в высших учебных заведениях.

Редакция литературы по геологии

1904020000

© Roger Mason 1978

М²⁰⁸⁰⁵⁻¹³⁵
041(01)-81 — 135—81, ч. 1

© Перевод на русский язык, «Мир», 1981

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА

Книга Роджера Мейсона весьма оригинальна и интересна во многих отношениях. Особенно важны, как нам представляется, рекомендации автора о необходимости детального микроскопического исследования метаморфических пород. В последние годы исследователи метаморфических пород чрезвычайно увлеклись изучением физико-химических условий метаморфизма и практически забыли, что все наши представления об этом процессе основаны на интерпретации детальных исследований структур и минерального состава метаморфических пород. В этой связи Мейсон отмечает большое значение незаслуженно забытой книги Харкера¹ — первой детальной работы по петрографии метаморфических пород.

Второй важной особенностью книги является то, что она написана для совершенно неподготовленного читателя; она рассчитана на студентов, только начинающих изучение петрографии, и поэтому все наиболее сложные проблемы учения о метаморфизме излагаются очень просто и ясно. Читателю, ознакомившемуся с книгой Мейсона, будет значительно легче читать более серьезные, довольно трудные для понимания книги Винклера² и Миясиро³. Кроме того, автор уделяет довольно много внимания оценке различных методов исследования процессов метаморфизма и, на наш взгляд, правильно рекомендует не переоценивать значение термодинамических расчетов и экспериментальных исследований, которые пока еще не могут точно моделировать природные процессы.

В книге рассмотрено сравнительно немного примеров метаморфических пород, но они хорошо подобраны и детально описаны, и читатель получит более или менее полное представление о процессах метаморфизма.

Мейсон, впервые в учебниках такого рода, рассматривает процессы динамометаморфизма и их продукты. Большое внимание уделено автором и ударному метаморфизму. В нашей

¹ Харкер А. *Метаморфизм*. М.: ОНТИ, 1937.

² Винклер Г. *Генезис метаморфических пород*. М.: Мир, 1969.

³ Миясиро А. *Метаморфизм и метаморфические пояса*. М.: Мир, 1976.

литературе еще не было столь подробного описания петрографических признаков, отличающих ударно-метаморфизованные породы от горных пород, деформированных поверхностной тектоникой.

Описания обычных метаморфических пород также весьма оригинальны. Автор отказался от традиционного рассмотрения пород по фациям и ступеням метаморфизма и, хотя он в конце книги знакомит читателя с существующими представлениями, описание пород ведет по геологическим типам. Отдельно описываются: контактовый метаморфизм, метаморфизм докембрийских областей, метаморфизм в областях палеозойской и кайнозойской орогении. Такой подход позволяет автору гораздо теснее, чем это сделано в других аналогичных книгах, связать процессы метаморфизма с геологическим строением региона.

В отдельной главе, посвященной метаморфизму пород океанического дна, приведен новый для советского читателя материал, однако он недостаточно полно характеризует особенности этого процесса. В частности, было бы весьма интересно сравнить изменение вулканитов океанического дна и областей активного вулканизма, поскольку среди измененных вулканических пород на суше и в океане встречаются очень сходные образования.

Высокой оценки заслуживают три заключительные главы книги. Казалось бы, они совершенно не имеют отношения к метаморфизму, но именно эти главы придают книге специфическую особенность. Обзор методов изотопной геологии при всей его схематичности очень полезен, поскольку подчеркивает значение комплексных изотопных исследований для понимания процессов метаморфизма. В книге освещены и первые опыты применения метода $^{40}\text{Ag}/^{39}\text{Ag}$. Сейчас этот метод широко входит в практику исследователей метаморфических пород, и приводимые здесь данные будут полезны. Перспективы использования метода $^{40}\text{Ag}/^{39}\text{Ag}$ при изучении метаморфических пород весьма обнадеживающие.

К сожалению, многими нашими петрографами пока еще недооценивается тот качественный перелом, который вносит в петрографические исследования применение электронно-рентгеновского микроанализатора. Часто считают, что микроанализ лишь дублирует обычный химический анализ, а его результаты менее надежны. Мейсон, напротив, описывая применение электронно-рентгеновского микрозонда, показывает большую эффективность и надежность этого метода, а также новые возможности, которые он открывает при изучении химического состава гетерогенных образований, появляющихся в результате распада или незавершенной реакции.

Свою книгу автор заключает главой о геологических условиях метаморфизма и, поскольку он является убежденным

сторонником концепции тектоники плит, не видит других путей глубокого метаморфизма пород, кроме попадания их в зоны субдукции и преобразования в условиях именно этих активных зон. Автор настоящего предисловия не во всем может согласиться с положениями, изложенными в этой главе, и думает, что ряд явлений можно объяснить с других позиций, но он не может не оценить обоснованности предлагаемой стройной концепции.

Важную часть книги составляют самостоятельные упражнения, которые предлагается выполнить читателю, но, к сожалению, они касаются только нанесения анализов на треугольные диаграммы и интерпретации этих диаграмм.

Книга Р. Мейсона, несмотря на ее небольшой объем и простоту изложения, очень содержательна и, несомненно, отражает современное состояние учения о метаморфизме. Ее можно смело рекомендовать как студентам, начинающим изучать процессы метаморфизма, так и опытным исследователям, специально занимающимся метаморфизмом. Оригинальность подхода, оценка значения того или иного признака или метода, здоровый скептицизм автора — все это заставит исследователя иначе взглянуть на многие, казалось бы давно известные, представления и факты.

В. П. Петров

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вместе с ранее вышедшими книгами по петрологии магматических и осадочных пород¹ эта книга, посвященная *петрологии метаморфических пород*, завершает курс петрологии для студентов, не специализирующихся в этой области, но желающих расширить свои познания в науках о Земле.

Авторы этих трех учебников, естественно, по-разному подходят к предмету своих исследований, что связано не только с их индивидуальными интересами, но и с существенными различиями предметов исследования. Образование магматических пород можно наблюдать при вулканических извержениях, хотя и на почтительном расстоянии, а в лабораторных условиях можно воспроизвести магматическую кристаллизацию из силикатного расплава. Изучение образования осадочных пород основано на наблюдениях над современным осадконакоплением и исследованиях океанов. Метаморфические процессы, к сожалению, нельзя наблюдать непосредственно. О них можно судить только на основании исследования самих горных пород и их геологических взаимоотношений, которые отражают те или иные условия и стадии становления пород. Состав исходных пород и характер их метаморфических преобразований изменяются очень широко, и поэтому в одной книге, тем более носящей характер вводного курса, весьма трудно осветить все стороны этой проблемы. Отдельные вопросы рассмотрены в книге более детально. Это обусловлено личными интересами автора в его преподавательской и научной деятельности.

Изучение условий и истории формирования кристаллических горных пород сначала в поле, а затем под микроскопом представляется автору одним из самых увлекательных занятий. Подобное изучение может вести любой специалист, знакомый с породообразующими минералами и с основными правилами петрографической интерпретации.

В данной книге использован главным образом петрографический подход (так же как и в книгах этой серии, касающихся

¹ Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. Пер. с англ.— М.: Мир, 1975; Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. Пер. с англ.— М.: Мир, 1981.

магматических и осадочных пород), однако в ней рассмотрены и другие методы, очень важные для понимания генезиса метаморфических пород. Постоянное совершенствование экспериментальных методов позволяет сейчас изучать условия устойчивости минералов с такой точностью, которая раньше была возможна только для вулканических пород. Большие успехи в минералогических исследованиях достигнуты с помощью таких приборов, как электронный микроанализатор. Очень важные данные получены при изучении рассеянных элементов, особенно радиогенных изотопов. Последние позволяют судить о первоначальном источнике вещества горных пород (кора или мантия), о времени проявления и скорости геологических процессов.

В последнее время мы все больше и больше убеждаемся в том, что любые процессы изменения горных пород отражаются на их составе и структуре. Расшифровать и понять эти процессы можно только путем тщательного изучения горных пород в поле, под лупой или микроскопом. Это позволяет надеяться, что книга будет принята читателем с удовлетворением.

М. К. Уэллс

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

К написанию этой книги меня побудили мои коллеги-преподаватели и в немалой степени мои студенты. После классической работы А. Харкера (которая была напечатана приблизительно полвека назад) не было публикаций, в которых метаморфические породы рассматривались бы с петрографической, а не с петрогенетической точки зрения. Необходимо было также выпустить книгу, охватывающую более широкий круг вопросов по сравнению с вводным курсом, но понятную для студентов-геологов, не специализирующихся в петрологии. Для таких студентов часто становится препятствием физическая химия, на принципах которой строится теория метаморфического петрогенезиса, и поэтому они склонны рассматривать петрологию метаморфических пород как специфический предмет, особо трудный для понимания. Я надеюсь, что смогу помочь им преодолеть трудности.

В основу книги положен цикл лекций для студентов второго года обучения по трехгодичному курсу геологии для будущих бакалавров. Общие принципы петрологии метаморфических пород иллюстрируются примерами петрографического и особенно микроскопического их исследования. Отсюда неизбежно следует, что некоторые разделы освещены с большей глубиной, чем другие, которым уделено меньше внимания, чем следовало бы. По этой же причине общие принципы метаморфизма в книге изложены без строгого порядка. В помощь читателю в конце книги помещен толковый словарь терминов.

В моих исследованиях я много внимания уделяю выявлению равновесных минеральных ассоциаций, образующихся при метаморфизме. Этому вопросу посвящена часть III книги, где сделана попытка на ряде примеров показать критерии распознавания таких ассоциаций. Кратко обсуждаются также способы оценки температуры, давления и активности летучих фаз в процессе метаморфизма по данным изучения минеральных ассоциаций. Следуя тенденции, существующей сейчас среди петрологов, я лишь бегло остановился на схеме метаморфических фаций как одном из путей интерпретации минеральных ассоциаций. В книге не дано исчерпывающего описания гипотез

метаморфического петрогенезиса, а показано, каким образом строятся эти гипотезы на основе изучения самих горных пород. Я надеюсь, что читатель получит твердую основу для самостоятельных исследований в этой интереснейшей и быстро прогрессирующей области геологии.

Во время написания книги и подготовки ее к изданию у меня было много помощников. Особенно я благодарен тем, кто предоставил мне образцы горных пород и помог разобраться в трудных для меня вопросах. Это — д-р С. Агрелл, д-р Р. Холл, д-р Б. Харт, проф. Р. Хауи, д-р Р. Престон, д-р С. Шепард, д-р Дж. Сьюинг, д-р С. Тейлор, д-р Дж. Милледж и д-р М. К. Уэллс. Если возникли ошибки при интерпретации их материалов, то вина за это лежит на мне. На мои научные взгляды сильно повлияли книга профессора А. Миясиро по метаморфизму, которую я прочитал еще до ее публикации, и переписка с ним по этому поводу. Д-р С. Ричардсон, проф. Ж. Уотсон и д-р Р. Вернон прочитали рукопись этой книги, сделали много поправок и внесли некоторые улучшения. Я хотел бы поблагодарить д-ра П. Эдмондсона за помощь в подготовке указателя к книге и мою жену Джой за помощь и поддержку при написании этой книги. Наконец, я не могу не выразить благодарности Р. Джонсу — представителю издательства George Allen & Unwin, без тактичной и постоянной помощи которого я никогда бы не завершил этой работы.

Роджер Мейсон

Отдел геологии Университетского колледжа
Лондон, сентябрь, 1977 г.

Часть I

ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Глава I

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Определение

Породы, измененные после их формирования в недрах Земли или какой-либо иной планеты, относятся к метаморфическим. Эти процессы сводятся к изменениям минерального состава и структуры пород. «Метаморфизм» — общий термин, относящийся к процессам изменения. Все метаморфические породы были первоначально магматическими или осадочными, но процессы метаморфизма могли так сильно изменить их, что уже нельзя узнать их первичную природу.

Метаморфизм почти всегда ведет к частичной или полной перекристаллизации исходных породообразующих минералов. Первичные кристаллы разрушаются, и растут новые кристаллы. Перекристаллизация происходит при температурах ниже точки плавления породы. Процессы перекристаллизации при метаморфизме протекают *в твердом состоянии*. Геологические наблюдения и эксперименты показывают, что с повышением температуры процессы перекристаллизации (см. гл. 13) сильно ускоряются. Основными факторами изменения минералов являются температура и давление во время метаморфизма, а также состав порового флюида (если таковой имеется).

Определение метаморфических пород как пород, перекристаллизованных после их осаждения или магматической кристаллизации, было бы недостаточным. Многие осадочные породы после своего отложения подвергались перекристаллизации в результате процесса, который геологи называют *диагенезом*. Этот процесс выпадает из рамок метаморфизма, он проявляется на глубине всего нескольких метров от поверх-

ности вскоре после образования осадка. Говоря о различии между диагенезом (который, следовательно, рассматривается как осадочный процесс) и метаморфизмом, традиционно считают, что диагенез имеет место при температуре и давлении, близких к условиям земной поверхности, а также составе грунтовых вод, характерных для этих условий, тогда как метаморфизм происходит при более высоких температурах и давлениях и при другом составе порового флюида. Это различие генетическое, и породы, сформировавшиеся в промежуточных условиях, трудно отнести к тому или другому классу.

Магматические породы могут перекристаллизоваться в твердом состоянии после затвердевания магматического расплава, но прежде чем они остыли до температуры поверхности земной коры. Стекловатые лавы, например, могут быть частично девитрифицированы, а граниты — местами перекристаллизованы с образованием водосодержащих минералов, например мусковита, каолинита, эпидота, замещающих полевые шпаты. Такие *вторичные изменения* пород обычно не рассматриваются как метаморфические. Метаморфизм и вторичные изменения часто неразличимы, например когда вторично измененные магматические породы были интродуцированы во время метаморфизма вмещающих пород. Однако в подавляющем большинстве метаморфических пород уже после быстрого осмотра образца можно увидеть характерные особенности состава и структуры, отличающие их от осадочных и магматических пород.

Таким образом, определение метаморфических пород может быть сформулировано в следующем виде: метаморфические породы — это породы, частично или полностью перекристаллизованные при температурах и давлениях, значительно более высоких, чем температура и давление на поверхности Земли, но ниже температур плавления этих пород. Заметьте, что в этом определении фраза «на поверхности Земли» включает интервал условий, обнаруживаемых на поверхности суши, а не на ложе морей и океанов.

Три категории метаморфических пород

Выделяются три категории метаморфических пород в зависимости от условий их залегания: *контактово-метаморфические*, *динамометаморфические* и *регионально-метаморфические*. К первым двум относятся породы, которые распространены на ограниченных площадях в особых геологических обстановках. Для пород третьей категории характерно региональное распространение и разнообразие геологических обстановок.

Контактово-метаморфические породы приурочены к контак-

там магматических тел. В некоторых случаях можно видеть, что степень метаморфического изменения увеличивается по мере приближения к контакту интрузивного тела с вмещающими породами (гл. 2 и 5). На основании этого можно заключить, что самым важным агентом, вызывающим такой метаморфизм, является тепло, выделяемое остывающим интрузивным телом во вмещающие породы. Поэтому контактовый метаморфизм часто называют *термальным* метаморфизмом.

Динамометаморфические породы залегают в узких зонах, вдоль крупных сбросов или надвигов, в которых особенно сильно проявляются деформации. Они образуются также в местах падения крупных метеоритов.

Регионально-метаморфические породы слагают крупные площади земной поверхности. Для этих пород не обязательна ассоциация с магматическими телами или с зонами разломов, хотя и те и другие часто присутствуют. Регионально-метаморфические породы встречаются не только в непосредственной близости от интрузивов и разломов, из чего следует, что процесс метаморфизма не связан с ними (гл. 9). Для регионально-метаморфических пород характерны особые структуры (текстуры), такие, как *сланцеватость* и *линейность* (гл. 2). Часто можно показать, что породы подверглись региональному метаморфизму приблизительно тогда же, когда они были интенсивно деформированы, и что эта деформация сыграла важную роль в их структурной эволюции.

Цели изучения метаморфических пород

Одной из важнейших целей изучения метаморфических пород является попытка по их минеральному составу и структуре раскрыть историю их прогрева, деформации и других процессов, вызвавших метаморфизм пород в том или ином районе. При этом задача геолога, изучающего метаморфические породы, труднее, чем задача тех его коллег, которые изучают осадочные и магматические породы. Последние имеют возможность непосредственно наблюдать процессы образования некоторых горных пород и на этом основании судить об условиях образования близких горных пород в прошлые геологические периоды (*принцип униформизма*). Геолог, изучающий метаморфические породы, чтобы понять процессы их образования, почти целиком должен полагаться на косвенные методы.

К этим методам, в частности, относится реконструкция, основанная на интерпретации существующих геологических соотношений, минерального состава и структур и на лабораторных исследованиях по стабильности тех или иных метаморфических минералов.

Поэтому в концепции о генезисе метаморфических пород больше неопределенного и неоднозначного, чем в суждениях о генезисе осадочных и магматических пород. Разногласия имеются не только по поводу генезиса отдельных метаморфических толщ, но и по поводу того, какие особенности пород более полно отражают условия их метаморфизма. Некоторые геологи придают особое значение изучению минеральных ассоциаций пород, которые вместе с данными лабораторных исследований устойчивости минералов используются для определения температуры и давления во время перекристаллизации. Другие больше внимания уделяют изучению структур и текстур метаморфических пород, которые сопоставляются со структурно-геологическими данными и используются для выяснения истории деформации и перекристаллизации в каком-либо конкретном районе развития метаморфических пород. Между этими двумя подходами нет принципиальных противоречий, но их сторонники довольно часто расходятся во мнениях относительно природы метаморфизма на какой-либо конкретной территории.

В последние годы наблюдался рост интереса к метаморфическим породам. Этому способствовали достижения в определении температур метаморфизма на основании более или менее точных расчетов давления. Путем изучения метаморфических пород теперь можно решить вопрос о распределении температур с глубиной в геологическом прошлом для отдельных частей земной коры и даже верхней мантии. Этот подход был впервые продемонстрирован Миясиро [72], который занимался проблемой эволюции островных дуг на примере Японских островов и стал сторонником теории тектоники плит. Для аргументации новой тектонической теории были использованы и более поздние исследования метаморфизма древних океанических пород [38] и древних орогенических поясов, например каледонид Шотландии [23, 121]. Самые древние породы, выявленные на Земле, имеют метаморфический и магматический генезис, поэтому изучение метаморфических пород является решающим в дискуссии о ранней эволюции земной коры [88].

Метаморфические породы представляют не только академический интерес, среди них обнаружены рудные месторождения, а многие из них сами являются полезными ископаемыми [19]. Поиски таких месторождений и их последующая эксплуатация требуют знания метаморфических процессов.

Изучением метаморфических пород занимается ограниченное число специалистов, но в настоящее время этот предмет привлекает очень большое внимание геологов.

Цель этой книги

В этой книге содержатся рекомендации для полевых, экспериментальных и теоретических исследований, на базе которых могут быть сделаны широкие обобщения в области наук о Земле. В первых двух частях книги основное внимание уделено наблюдениям, которые начинающие исследователи могут проводить самостоятельно. В первой части рассмотрены методы полевых исследований. Во второй части наряду с полевыми наблюдениями рассмотрены методы описания петрографических шлифов. В третьей части обсуждаются необходимые для изучения метаморфических пород методы лабораторных исследований и их результаты.

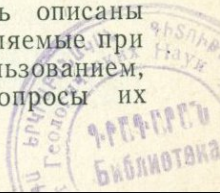
3547

Во второй части книги описаны некоторые метаморфические породы: продукты метаморфизма пелитовых осадочных пород и основных магматических пород (гл. 3). Кратко рассмотрен наиболее яркий пример прогрессивного контактового метаморфизма — метаморфизм кремнисто-карбонатных пород. Упомянутые типы метаморфических пород — метапелиты и метабазиты — обычны для большинства толщ, характеризующихся прогрессивным метаморфизмом. При этом для метапелитовых пород типичны очень широкие вариации минерального состава. В гл. 2 подробно описаны наиболее характерные районы развития метаморфических пород с точки зрения их положения в региональных тектонических структурах. Кроме того, автор в большинстве случаев выбирал для описания те породы, которые он сам изучал в поле или по крайней мере демонстрировал студентам на занятиях. Здесь нет разделов, посвященных характеристике метаморфических пород таких классических районов, как зоны Барроу в Шотландских нагорьях и плато Абукума в Японии. Автор надеется, что рассмотренные в книге примеры достаточно представительны и могут помочь исследователю понять метаморфизм пород других районов, и что отсутствие описаний некоторых классических примеров проявления метаморфизма побудит его к чтению дополнительной литературы.

Глава 2

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Эта глава, так же как и следующая, рассматривает методы полевого изучения метаморфических пород. Здесь описаны основные особенности метаморфических пород, выявляемые при наблюдении обнажений и штучных образцов с использованием, если необходимо, лупы, а также рассмотрены вопросы их



геологического картирования. В соответствии с целями изучения метаморфических пород, определенными в гл. 1, показаны два основных аспекта их полевого изучения. В этой главе рассмотрены также связи характерных особенностей горных пород с метаморфическими процессами. На основании изучения пространственных взаимоотношений этих пород дана их классификация на три основные категории. В гл. 3 приведены номенклатура и методы описания метаморфических пород.

Контактово-метаморфические породы

Вдоль контакта долеритовой дайки с осадочными породами обычно имеется зона шириной 1—10 мм, в которой вмещающие породы метаморфизованы. Дайка мощностью в 1 м имеет приконтактовую зону мощностью 2 мм, состоящую из тонкозернистой породы, разбитой трещинками, в результате чего ее поверхность напоминает растресканную поверхность керамического изделия (рис. 2.1). Поскольку долеритовая магма была много горячее (она имела температуру порядка 1000°C), чем вмещающие породы (30°C), то изменение, очевидно, было вызвано сильным прогревом боковых пород в контактовой зоне во время внедрения дайки. Узкая зона фарфороподобных пород

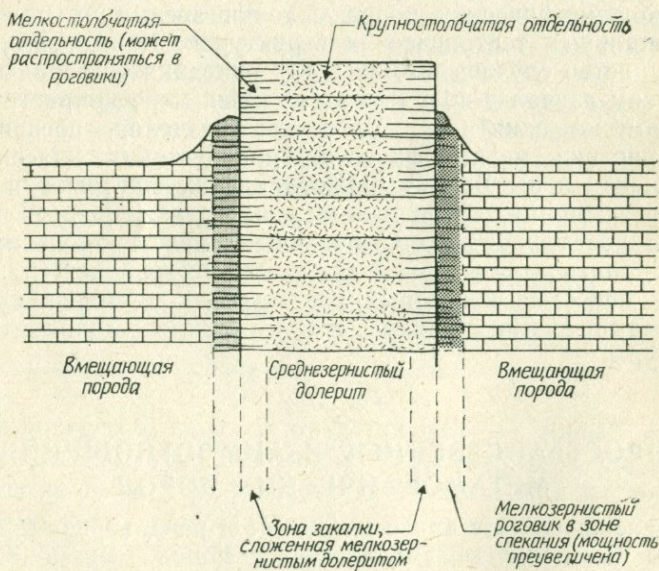


Рис. 2.1. Поперечный разрез долеритовой дайки мощностью около 1 м, сопровождающейся контактово-метаморфической зоной изменения вмещающих пород.

часто называется зоной спекания (baked margin). Она непосредственно примыкает к зоне закалки в дайке.

Более мощные интрузивные тела сопровождаются более широкими зонами спекания. Долеритовый силл Уин в северо-восточной Англии достигает 73 м мощности. Зона спекания в кровле и подошве силла имеет мощность 40 м [92]. Вмещающие породы в зоне спекания тонкозернисты и обладают большой твердостью. Они характеризуются раковистым изломом и раскалываются, как правило, на остроугольные обломки. Такие массивные приконтактные породы называют *роговиками*.

Чем больше размеры интрузивных тел, тем шире становится зона спекания. В районе Сулихельма в северной Норвегии субпластовое тело габбро имеет мощность более 2000 м [68]. Оно интрузирует регионально-метаморфические породы (гл. 8). Зона спекания этого тела шириной от 30 до 100 м сложена массивными роговиками. Роговики макроскопически легко отличаются от регионально-метаморфических пород. Это — массивные тонкозернистые породы, тогда как регионально-метаморфические породы крупнозернисты и часто пластинчаты из-за наличия в них параллельно ориентированных чешуек листовых силикатов. Поскольку роговики более устойчивы к эрозии, чем габбро и вмещающие породы, они образуют гребни, выступающие в рельефе, которые маркируют положение контакта. Это вообще характерно для интрузивных тел, сопровождающихся роговиками. Роговики района Сулихельма более тонкозернисты, чем неметаморфизованные вмещающие породы, но они более крупнозернисты по сравнению с контактными роговиками силла Уин. Размер зерен в них довольно однообразен, и в свежих сколах с помощью лупы можно видеть зернистое строение породы. Такая структура называется *гранобластовой*, она обычна для роговиков (гл. 5), но встречается и в регионально-метаморфических породах.

Размер зерен в роговиках обычно пропорционален размерам интрузивных тел, но он может варьировать как в пределах контакта одного и того же интрузивного тела, так и в разных интрузивных телах одинакового размера. Широкие зоны контактно-метаморфических пород, окружающие интрузивные тела, называются *контактовыми ореолами*. Это название применимо к любой зоне контактно-метаморфических пород, которая достаточно широка, чтоб ее можно было нанести на карту.

Контактно-метаморфические породы сопровождают не только интрузии долеритов и габбро, но и ассоциируются с массивами гранитов и гранодиоритов. Около небольших интрузивных даек и силлов зоны роговиков точно такие же,

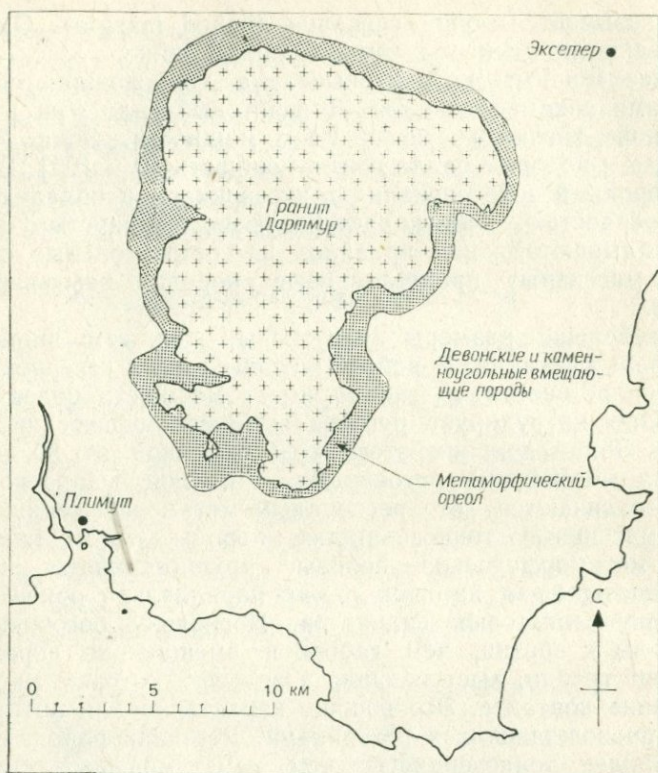


Рис. 2.2. Контактный ореол гранитного массива Дартмур, графство Девоншир, Англия.

Схема построена на основе карт Геологической службы Великобритании: $\frac{1}{4}$ -двоймовой, лист 22, и 1-двоймовой, листы 324, 338, 339 и 349.

как и вокруг основных интрузивов. Некоторое понижение температуры кислой магмы не вызывает существенных изменений ширины зоны спекания. Однако крупные гранитные и гранодиоритовые тела обычно имеют более широкие контактовые ореолы, чем такие же по размеру основные интрузивные тела. Гранитный массив Дартмур в западной Англии окружен, например, контактовым ореолом шириной 2 км (рис. 2.2). Еще более широкий контактовый ореол окружает гранитный массив Скиддо в Камбрии (рис. 5.1). В широких контактовых ореолах можно наблюдать зональность, которая состоит в том, что метаморфизм усиливается по мере приближения к контакту. Последовательный переход от неметаморфизованных вмещающих пород к наиболее измененным породам — роговикам, расположенным около интрузивного тела, называется *прогрес-*

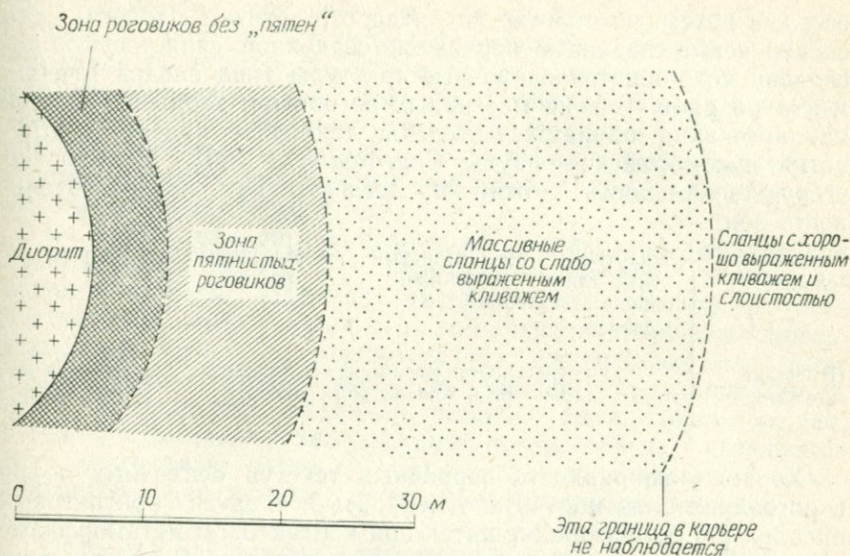


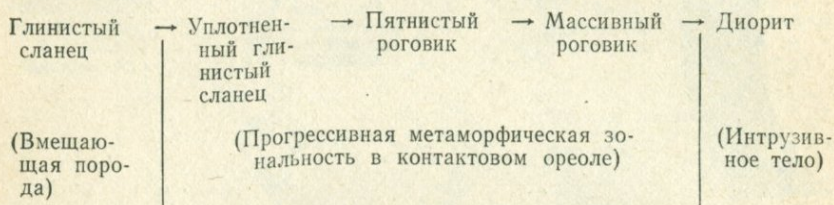
Рис. 2.3. Схема расположения контактово-метаморфических зон в карьере Клиф-Хилл, массив Маркфилд, Лестершир.

сивной метаморфической зональностью. Зональность структурных и минеральных изменений особенно ярко проявляется в глинах или глинистых сланцах. Среди специалистов их часто называют *пелитовыми породами* (гл. 3).

Яркий пример проявления зональности в пелитовых породах представляет собой контактовый ореол диоритового массива Маркфилд, вскрытый в карьере Клиф-Хилл в Лестершире [30]. Вмещающие породы представлены глинистыми сланцами докембрийской серии Вудхаус-Ивз. Диориты и роговики добываются здесь для производства щебня, и те, и другие одинаково пригодны для этой цели. Контактный ореол виден в уступах и на дне карьера, и взаимоотношения пород (рис. 2.3) можно проследить непрерывно на расстоянии 40—50 м.

Первым признаком контактового воздействия массива является исчезновение сланцеватости в породах серии Вудхаус-Ивз, которые становятся массивными. Это можно видеть за пределами карьера. В карьере же наблюдается увеличение массивности пород по мере приближения к контакту. На расстоянии 5—25 м от контакта в некоторых участках появляются темные пятна. Они концентрируются в полосах, которые, очевидно, отражают первичную слоистость. В 5-метровой зоне у контакта вмещающие породы становятся настоящими роговиками, очень твердыми и массивными. В них наблюдаются

светлые и темные полосы, но пятна отсутствуют. Полосчатость скорее всего связана с первичной осадочной слоистостью, поскольку сохраняются осадочные текстуры типа следов течения и знаков ряби. В зоне массивных роговиков вдоль плоскостей напластования обнаружены следы дождевых капель и отпечатки докембрийской фауны *Charniodiscus* [30]. Метаморфическую зональность можно представить как последовательность зон:



Хорошая сохранность первичных текстур осадочных пород в роговиках близ контакта отмечалась и в других контактовых ореолах [7]. Образование пятен при контактовом метаморфизме является характерной чертой пелитовых пород. В разных контактовых ореолах минеральная природа этих пятен различна (гл. 5), а в Клиф-Хилл пятна возникают из-за скоплений органического вещества и перекристаллизации его в графит.

Прогрессивная метаморфическая зональность в контактовом ореоле диоритового массива Маркфилд связана с увеличением температуры по мере приближения к контакту. Непосредственно у контакта породы метаморфизованы сильнее, чем на удалении от него. Иначе говоря, роговики близ контакта находятся на более высокой *метаморфической ступени*, чем роговики периферической части контактового ореола. При полевых исследованиях термин «метаморфическая ступень» может быть использован в свободном смысле для описания характера метаморфизма (его интенсивности); термин «высокая ступень» используется для более интенсивно метаморфизованных, а «низкая ступень» — для менее метаморфизованных пород. Термин «ступень» можно применить также и для динамометаморфических и регионально-метаморфических пород.

В случае контактового метаморфизма более высокая ступень соответствует более высокой температуре, однако для прогрессивной зональности динамометаморфических и регионально-метаморфических пород такое заключение не всегда справедливо. Определение метаморфической ступени, данное выше, применимо при изучении метаморфических пород в поле, но когда под микроскопом изучены все минералы, ступени метаморфизма можно установить точнее (гл. 8). В поле можно выделять стадии метаморфизма в контактовом ореоле по по-

следовательному появлению в нем новых минералов (гл. 5). Однако обычно в контактовых ореолах выделяют зоны по структурным изменениям пород, как это показано для ореолов массива Маркфилд (рис. 2.3) и массива Скиддо в Камбрии (рис. 5.1). Сопоставлять ступени метаморфизма в контактовых ореолах различных массивов достаточно трудно, для этого помимо полевых наблюдений необходимо детальное изучение метаморфических минералов.

Во внутренних частях некоторых контактовых ореолов при метаморфизме наряду с перекристаллизацией вмещающих пород происходит изменение их химического состава. Во всех контактовых ореолах летучие компоненты осадочных пород, такие, как H_2O , CO_2 , выносятся тем интенсивнее, чем выше ступень метаморфизма. Иногда изменяется содержание и нелетучих компонентов — калия, кальция, бора. Метаморфизм, характеризующийся химическими изменениями, называется *метасоматозом*, а в тех случаях, когда он происходит около контактов интрузивных пород, он называется *контактовым метасоматозом*.

Особенно характерен контактовый метасоматоз для гранитных тел, поскольку гранитная магма содержит много летучих компонентов, отделяющихся к концу магматической кристаллизации гранита. При этом происходит концентрация тех элементов, которые почти не входили в состав минералов гранита. Богатый водой флюид, содержащий в растворе разные металлические и неметаллические элементы, мигрирует по трещинам во вмещающие породы, а в более поздние стадии кристаллизации — и во внешние части самого гранитного массива; при этом вдоль трещин происходит не только перекристаллизация, но и изменение химического состава пород.

Контактовый метасоматоз широко проявлен около гранитных массивов юго-западной Англии. Характер изменений зависит от того, какие элементы были привнесены в породу и какие вынесены. Например, многие тела корнуэллских гранитов у контактов метасоматически обогащены бором [49]. Биотит в них замещен борсодержащим минералом турмалином, а полевой шпат — турмалином и кварцем. Конечным продуктом этого метасоматоза является порода, почти целиком состоящая из турмалина. Усиление интенсивности метасоматоза в общем ведет к уменьшению числа минералов в контактово-метасоматических породах. Контактново-метасоматические породы, сложенные одним, двумя или тремя минералами, называются *скарнами*. Со скарнами часто ассоциируются гидротермальные рудные месторождения.

Уже говорилось, что контактовые ореолы у гранитов шире, чем у габбро. Ширина контактовых ореолов около гранитов

также сильно варьирует. Северный массив гранитов на острове Арран в Шотландии имеет приблизительно те же размеры, что и гранитный массив Лэндс-Энд на Корнуэлле, ореол которого равен по ширине ореолу более крупного массива Дартмур (рис. 2.2). Максимальная ширина ореола гранитов на острове Арран, однако, составляет всего 180 м [66]. Здесь отсутствуют контактово-метасоматические породы и гидротермальные жилы. Ширина контактового ореола вокруг гранитов зависит, вероятно, не только от температуры магмы, но и от количества флюида, истекающего из гранита в поздние стадии кристаллизации. Это имеет важное значение для понимания контактового метаморфизма. Прогрев пород в контактово-метаморфическом ореоле осуществляется, по-видимому, не только путем кондуктивного переноса тепла, но и теплом водосодержащего флюида, поступавшего из гранита в окружающую среду. Экспериментальные доказательства такого вывода будут приведены в гл. 14. Вероятной причиной того, что контактовые ореолы вокруг кислых интрузивных пород шире, чем близ основных, является меньшее содержание растворенных летучих компонентов в основной магме, чем в кислой.

Динамометаморфические породы

О происхождении этой группы пород тоже можно составить представление по полевым наблюдениям. Если контактово-метаморфические породы встречаются около интрузивных массивов, то *динамометаморфические* породы тяготеют к крупным тектоническим нарушениям.

Тектонические нарушения представляют собой такие поверхности в земной коре или в верхней мантии, по которым происходили крупные относительные смещения. С помощью структурного анализа можно показать, что динамометаморфические породы образуются одновременно с тектоническими движениями. Разломы иногда имеют сложную историю и многофазны, а динамометаморфизм может проявиться только во время некоторых тектонических фаз. Пример изучения структур в плоскости надвига, где метаморфизм и движения были тесно связаны во времени, описан в гл. 6.

Процессы динамометаморфизма значительно разнообразнее, чем процессы контактового метаморфизма. На малых глубинах земной коры в хрупких породах может происходить интенсивное растрескивание, ведущее к раскалыванию пород на отдельные куски размером со штуфной образец или меньше. На больших глубинах и при более высоких температурах движение сосредоточено в плоскости разлома (или, точнее говоря, в узкой зоне) и может сопровождаться местной перекристаллиза-

цией пород, а в редких случаях и плавлением. Эти процессы ведут к образованию определенных пород, которые описаны в следующем разделе.

При интенсивном дроблении пород близ плоскости разлома возникает *тектоническая брекчия* (рис. 2.4, а). Мелкозернистая основная масса такой брекчии представляет собой микробрекчию с матриксом из «горной муки», которая состоит из очень тонких частиц, настолько тонких, что ее характер нельзя определить с помощью лупы. Горная мука резко реагирует на химическое воздействие просачивающихся подземных вод и легко превращается в глинистое вещество, обычно содержащее фрагменты менее измененных пород, известное под названием «глинки трения». Глинка трения или тектоническая брекчия, сцементированная глиной трения, относительно легко размы-

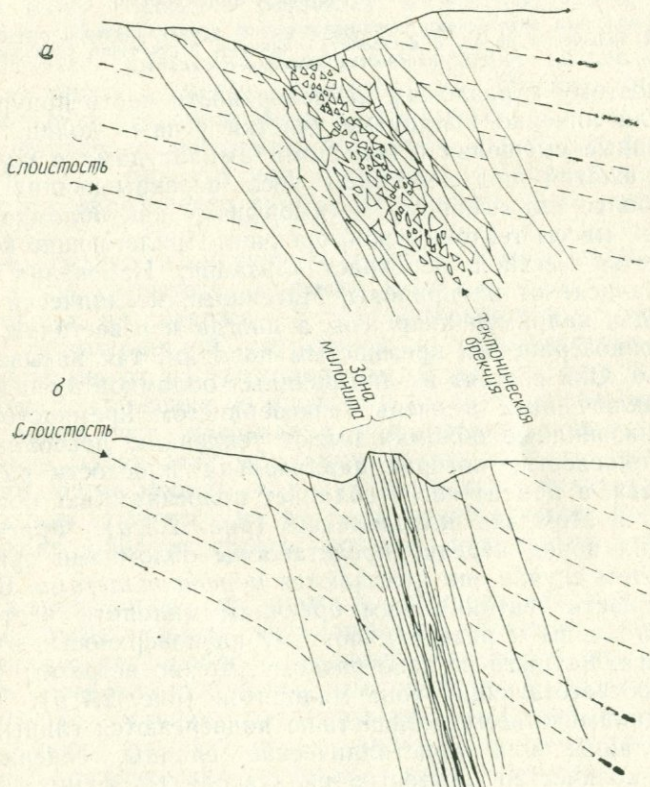


Рис. 2.4. Поперечные разрезы зон разломов в массивных породах.

а — зона разлома с тектонической брекчией, образованной на сравнительно небольшой глубине; б — зона разлома с милонитом, образованным на большой глубине.

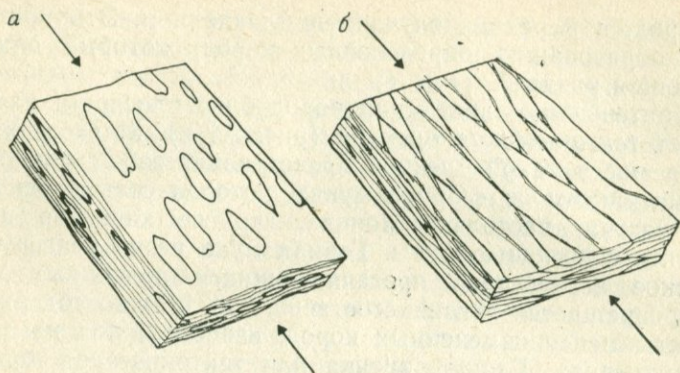


Рис. 2.5. Схематические зарисовки милонита (а) и филлонита (б) с проявленными в них листоватостью и линейностью.

Линейность милонита определяется преимущественной субпараллельной ориентировкой линзовидных включений пород, а филлонита — линиями пересечения субпараллельных плоскостей кливажа.

ваются, поэтому к разломам на поверхности часто приурочены овраги или линейно вытянутые участки речных долин.

Глубинные смещения с большими амплитудами в условиях сильного сжатия под действием веса перекрывающих пород ведут к более интенсивному метаморфизму как обломков, так и основной массы тектонической брекчии. Прилегающие породы подвергаются местной перекристаллизации. Изменения пород отчасти зависят от их природы. Массивные механически прочные породы, например кварциты, а иногда и известняки, дают начало тонкозернистым кремнистым породам, так называемым *милонитам*. Они состоят из линзовидных обломков вмещающих пород, заключенных в очень тонкозернистом кремнистом цементе. Линзовидные обломки имеют тенденцию располагаться в одной плоскости, которая параллельна плоскости разлома или надвига, а цемент часто обладает полосчатостью, ориентированной в этом же направлении (рис. 2.5, а). Фрагменты вмещающих пород нередко представлены обломками кристаллов, и в этом случае они называются *порфирокластами*. В противоположность тектоническим брекчиям милониты часто довольно устойчивы к размыву, поэтому на поверхности, в середине оврага, идущего по зоне разлома, можно встретить узкий выступ, соответствующий зоне милонитов (рис. 2.4, б).

Если динамическому воздействию подвергаются глины, глинистые сланцы или кристаллические сланцы, содержащие заметное количество листовых силикатов, то в них может появиться ориентировка, параллельная поверхности разлома, при этом образуется тектонический сланец, или *филлонит* (рис. 2.5, б). Ориентировка листовых силикатов в этом случае

менее совершенна, чем параллельная ориентировка их в регионально-метаморфических породах, описанных в следующем разделе. Порфирокласты обычно не образуются. Филлониты напоминают по облику глинистые или кристаллические сланцы, но раскалываются труднее их, не давая плоских обломков. Полосчатость милонита и расщепляемость филлонита параллельно плоскости разлома являются примерами ориентированных структур, контролируемых тектоникой. Такие структуры часто встречаются в регионально-метаморфических породах. Оба приведенных здесь примера относятся к классу ориентированных структур, к которому применяется собирательный термин *листоватость*.

Часто помимо листоватости в милонитах и филлонитах проявляется линейность, т. е. структура с предпочтительной ориентировкой минеральных зерен или порфирокластов параллельно одной линии, лежащей в плоскости листоватости (рис. 2.5). Линейность в милоните указывает на направление относительного смещения блоков по трещине во время проявления процесса динамометаморфизма. Однако, поскольку обычно движение происходит в несколько фаз, а линейность дает направление подвижки во время одной из фаз, когда формировался милонит или филлонит, то это следует иметь в виду при определении суммарного смещения по разлому или надвигу.

Очень сильное смещение по трещине в массивных породах, при котором образуется милонит, может привести к образованию породы, не содержащей порфирокластов и характеризующейся тонкозернистой структурой и полосчатостью. Такую породу называют *ультрамилонитом*. В других, еще более редких случаях движение по плоскости разлома может быть таким интенсивным, что нагревание при трении может вызывать плавление. Образованный таким путем расплав интродуцирует в окружающие породы в виде небольших характерных жил. Как только движение по разлому прекращается, расплав затвердевает, образуя стекло, которое называется *псевдоахилитом*.

Для всех пород, описанных в этом разделе, главным процессом, вызывающим метаморфизм, является деформация, связанная с движением по разлому. Реакции пород на деформацию более многообразны, чем реакции, вызванные прогревом при контактовом метаморфизме. Деформация приводит к дроблению, разнообразным видам межкристаллических и внутрикристаллических твердофазовых изменений, а в предельном случае — к плавлению под действием тепловой энергии трения. Конкретная форма реакции породы на деформацию зависит от температуры, давления, ее состава и некоторых

других факторов (особенно от скорости деформации). Проводились экспериментальные и петрологические исследования по определению условий, в которых протекают процессы, ведущие к образованию определенных пород. Но в отличие от успешных экспериментов по определению условий регионального и контактового метаморфизма (гл. 13) прогресс в этих исследованиях пока невелик. Принадлежность кратко описанных в этом разделе пород к классу динамометаморфических устанавливается по их ассоциации с зонами разломов, выявляемых при геологическом картировании.

Ряд динамометаморфических пород связан с кольцевыми структурами, образованными при падении метеоритов, или искусственных подземных ядерных взрывах. После небольших эрозийных изменений на поверхности эти структуры приобретают форму кратера. Такие кратеры широко развиты на поверхности Луны. В случае падения крупного метеорита на Землю его кинетическая энергия превращается непосредственно в очень мощную ударную волну, которая распространяется, быстро убывая по интенсивности, в стороны от места удара. При подземном ядерном взрыве ударная волна появляется в результате резкого расширения объема вещества под воздействием ядерного распада или синтеза и превращения окружающего материала в пар. Прохождение ударной волны порождает в течение нескольких микросекунд чрезвычайно высокие температуры и давления. Это приводит к метаморфическому изменению пород. Отсюда и название этого процесса — *ударный (шоковый) метаморфизм*. Ударная волна создает ореол ударного метаморфизма вокруг кратера.

Во внешней части ореола отмечается дробление окружающих пород. Возникающие трещины имеют радиальную и концентрическую ориентировку, поверхность трещины может быть плоской или искривленной. Наблюдается раскалывание и изгибание зерен минералов. Сила ударной волны настолько велика, что трещины заполняются не горной мукой, а стеклом или остаются пустыми. Ближе к кратеру количество стекла возрастает, и в непосредственной близости от места удара или взрыва образуются так называемые *зювиты* — брекчиевидные породы, состоящие из угловатых обломков, сцементированных стеклом. В центре кратера образуются *импактиты* — породы, состоящие из чистого стекла, лишенного обломков.

Зональность пород в ударно-метаморфическом ореоле выглядит следующим образом:

Вмещающая порода → Порода с деформированными и потрескавшимися минеральными зернами
 ↓
 Порода с трещинками, → Зювит → Импактит
 выполненными стеклом

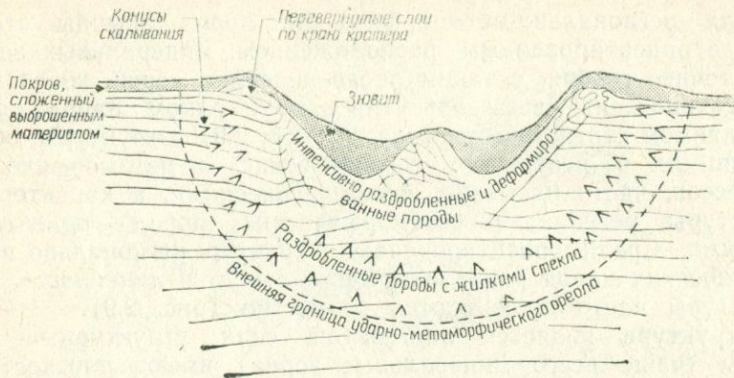


Рис. 2.6. Поперечный разрез кратера, образовавшегося при метеоритном ударе [77].

Текстуры пород на глубине показаны схематично.

Если динамометаморфические породы связаны с разломами, то ударно-метаморфические породы ассоциируются с кольцевыми структурами, порождаемыми ударом метеорита. Ударные волны, возникающие при вулканических взрывах, маломощные и не вызывают шокового метаморфизма. На образование кратера ударно-взрывным способом указывают ряд геологических фактов, например перевёрнутые слои в кратерном вале. Эти геологические структуры в обобщённом виде показаны на схематическом разрезе кратера приблизительно такого же размера, как метеоритный кратер в Аризоне (рис. 2.6).

Во многих породах, собранных с поверхности Луны, проявлены различные стадии ударного метаморфизма. Они не связываются с какими-либо конкретными ореолами ударного метаморфизма вокруг определенных лунных кратеров, так как не изучены коренные породы, подстилающие лунный реголит.

Регионально-метаморфические породы

Регионально-метаморфические породы слагают большие участки поверхности Земли. На большой площади они перекрыты сравнительно тонким слоем осадочных пород (рис. 2.13). Если основные процессы динамометаморфизма и контактового метаморфизма могут быть выявлены уже в результате полевых работ, то для регионально-метаморфических пород это сделать трудно. Они представляют собой самую распространённую группу метаморфических пород. В этом разделе рассмотрены некоторые их характерные структуры и показаны условия их нахождения.

Для регионально-метаморфических пород обычны структуры с ориентированным расположением минеральных зерен, или, точнее говоря, с таким распределением зерен, когда преобладающая их часть ориентирована в одном направлении, выявляемом статистически (рис. 2.7, 2.8, 2.9). Структуры, образовавшиеся в результате тектонических и метаморфических процессов, часто называют *метаморфическими*, а характерные структуры регионально-метаморфических пород — *ориентированными*. Среди ориентированных структур регионально-метаморфических пород различают *линоватость* и *линейность*. Обе структуры часто проявляются совместно (рис. 2.9).

Структура является листоватой, если структурные элементы (чаще всего минеральные зерна) имеют плоскостную ориентировку. Хорошо известна листоватая структура, называемая *кливажем сланцеватости* (slaty cleavage). Кливаж сланцеватости широко проявлен в глинистых сланцах — тонкозернистых породах, состоящих большей частью из слоистых силикатов типа мусковита или хлорита. Тонкие пластинки этих минералов располагаются параллельно. Поскольку листовые силикаты обладают совершенной спайностью и пластинчатой формой кристаллов, сланцы легко раскалываются по параллельным плоскостям. Это свойство пород и названо кливажем в отличие от спайности минералов. Обладающие кливажем породы могут быть расколоты на очень тонкие плоские листы.

Крупнозернистые породы, состоящие в основном из мусковита, хлорита и биотита, также обладают ориентированной плоскопараллельной структурой. Они также обладают кливажем, но, поскольку кристаллы в них крупнее и лишь приблизительно параллельны, поверхности скола таких пород менее гладкие и плоские, а пластины относительно толстые. Кливаж в этих породах называется *сланцеватостью* (schistosity). Рис. 2.7 дает представление о различном характере кливажа в глинистом и кристаллическом сланцах.

Еще одной формой листоватости является полосчатость, обусловленная чередованием слоев, обогащенных железом-магнезиальными минералами, и слоев, обогащенных кварцем и полевым шпатом. Такая полосчатость характерна для большой группы пород, известных под названием «гнейсы» и в этой книге она будет называться *гнейсовидной полосчатостью*, хотя ее иногда называют гнейсовидностью. На рис. 2.8 показан гнейс, состоящий из темных и светлых полос, мощность которых может варьировать от долей миллиметра до нескольких метров.

Линейные структуры встречаются реже, чем листоватые. Призматические и игольчатые минеральные зерна могут быть ориентированы параллельно (слово «параллельно» здесь имеет

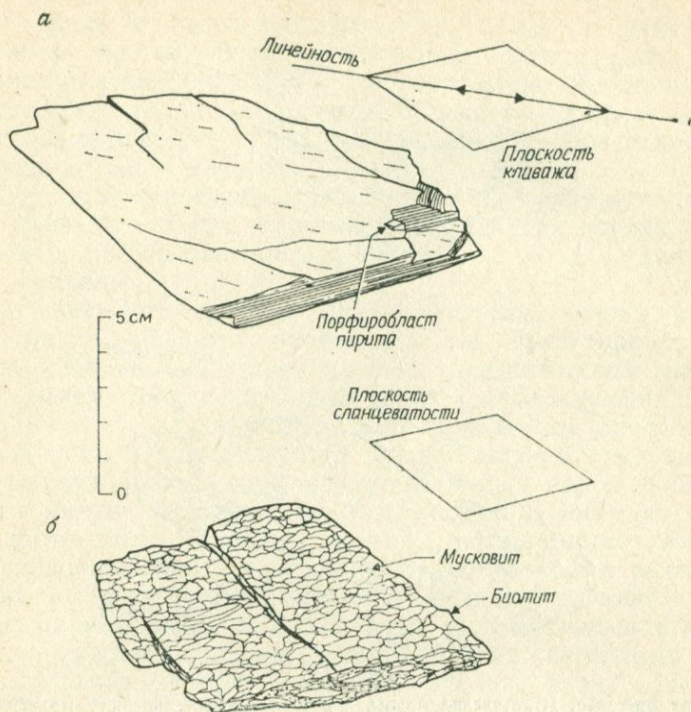


Рис. 2.7. Схематические зарисовки образцов глинистого (а) и кристаллического (б) сланцев.

Кляваж глинистого сланца более совершенный. В кристаллическом сланце показаны отдельные чешуйки мусковита и биотита. Образец глинистого сланца из Балахулиша, Аргайл, а кристаллического сланца из Лох-Стэка, Сатерленд.

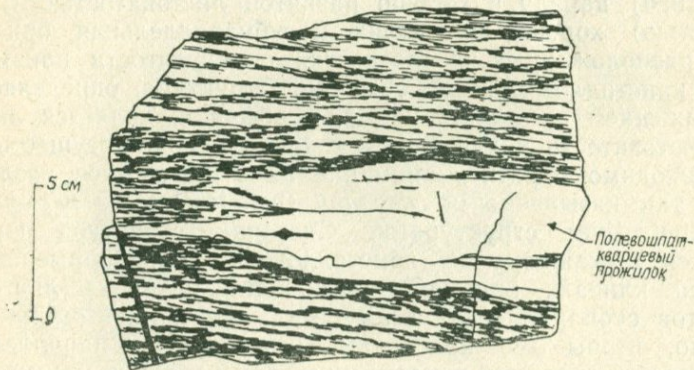


Рис. 2.8. Полосчатый полевшпат-кварц-эпидотовый гнейс, Мирдаль, Норвегия.

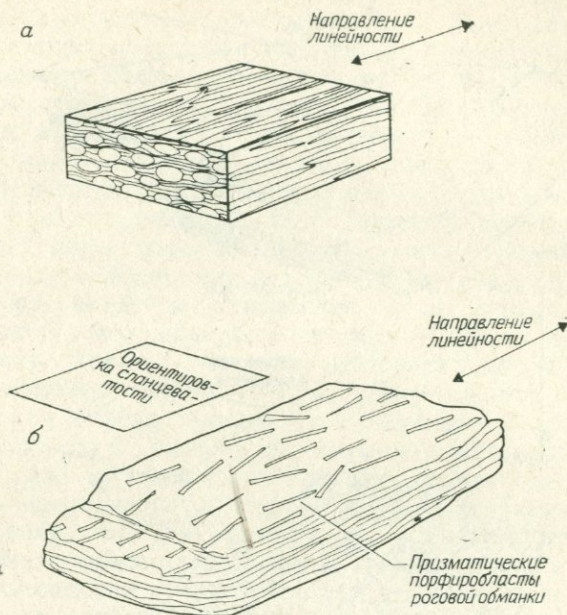


Рис. 2.9.

a — гранит Брегалля, Итальянские Альпы, с преобладающей линейной структурой; *б* — кристаллический сланец Фурулунд, Сулихельма, Норвегия, в котором сочетаются сланцеватость и линейность.

более точный смысл). В гранитном массиве Брегалля в Итальянских Альпах, например, линейность создается параллельно удлиненными кристаллами полевого шпата (рис. 2.9, *a*). Чаше (рис. 2.9, *б*) наряду с хорошо развитой листоватостью (сланцеватостью) хорошо проявлена и субпараллельная ориентировка расположенных в плоскостях сланцеватости призматических кристаллов роговой обманки. Структура, определяемая расположением кристаллов роговой обманки, является линейной. Листоватость и линейность в такой породе сосуществуют.

Необходимо обратить внимание на существенное различие между так называемыми *сквозной* (penetrative) и *несквозной* (non-penetrative) структурами. Сквозная структура породы относится к каждому из кристаллов породы. Примером ее является кливаж, при котором каждая чешуйка листовых силикатов субпараллельна всем остальным. При этом не обязательно, чтобы все кристаллы были точно параллельны главному структурному направлению, ориентировка может быть статистически преобладающей, как, например, у кристаллов роговой обманки на рис. 2.9, *б*. Несквозная структура разви-

ваются только в отдельных участках породы и отсутствует в других ее частях. В кристаллическом сланце (рис. 2.10), обладавшем ранее сквозной сланцеватостью S_1 , проявлены микроскладчатость и дискретные плоскости скалывания S_2 , параллельные осевым частям микроскладок. Поверхности S_2 представляют собой несквозной кливаж.

Выше были приведены лишь некоторые примеры структур метаморфических пород. В последующих главах наряду с рассмотрением регионально-метаморфических пород будут даны другие примеры.

При описании структур метаморфических пород в поле самым главным является определение их ориентировки относительно главных и второстепенных тектонических направлений. Систематическое изучение таких взаимоотношений относится к области науки, называемой *структурной петрологией*, и в этой книге не затрагивается. Однако следует отметить, что при суждении об эволюции метаморфических пород взаимоотношения между листоватостью и слоистостью часто являются решающими. Если осадочные породы подвергаются складчатости и одновременно происходит их деформация с развитием кливажа, то направление кливажа обычно параллельно осевым плоскостям складок (рис. 2.11). Такие взаимоотношения позволяют коррелировать время кристаллизации отдельных ассоциаций метаморфических минералов в слоях сланцев со вре-

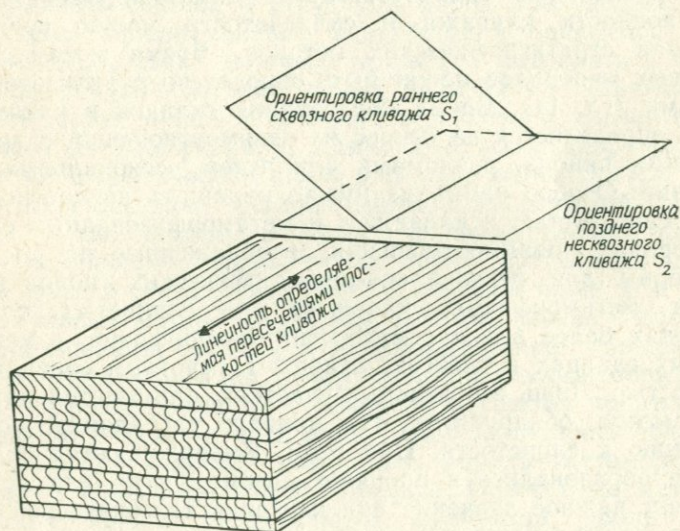


Рис. 2.10. Пример проявления несквозной структуры — кливажа скольжения в кристаллическом сланце.

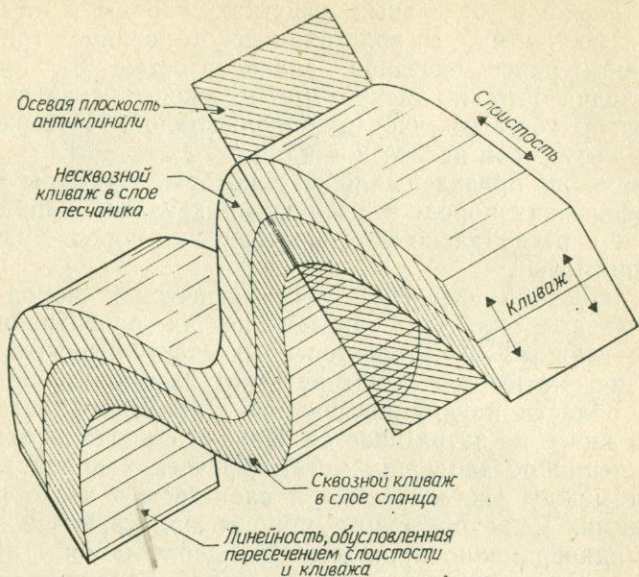


Рис. 2.11. Пространственные взаимоотношения клинажа осевой плоскости со слоистостью.

менем проявления складчатости. В благоприятных случаях о синхронности клинажа и складчатости можно судить на основании стратиграфических методов. Время метаморфизма глинистых минералов может быть определено радионуклидными методами (гл. 14). Время образования складок в каком-либо районе определяется на основе их взаимоотношений с другими складками района, разломами или путем региональных сопоставлений. Особое внимание нужно обращать на соотношения между слоистостью и клинажем в метаморфизованных осадочных породах. Взаимоотношения, изображенные на рис. 2.11, характерны для регионально-метаморфических пород низкой степени метаморфизма, например для глинистых сланцев. В породах более высоких степеней метаморфизма, в кристаллических сланцах и гнейсах, клинаж в основном совпадает со слоистостью. Лишь в отдельных участках при тщательном изучении можно обнаружить, что клинаж расположен косо по отношению к слоистости. При этом обнаруживаются складки, которые образовались в процессе метаморфизма или до него, что имеет важное значение при изучении тектонической и метаморфической истории горных пород.

В районах широкого развития регионального метаморфизма, в которых проявились многократные деформации, метаморфи-

ческая листоватость может быть смята и нарушена послеметаморфическими дислокациями. В таких случаях полезно изучение деформированных метаморфических линейных структур. Описания методик такого рода исследований можно найти в учебниках по структурной геологии [84, 113]. Следует подчеркнуть, что структурный анализ областей распространения метаморфических горных пород может проводиться самостоятельно, но при этом очень важно знать химический и минеральный состав метаморфических пород. Это может дать дополнительные для структурного анализа сведения по физико-химическим условиям метаморфизма и деформаций.

В ряде районов развития метаморфических пород отмечаются изменения размеров зерен и минерального состава, отражающие ступени метаморфизма, сходные с изменениями пород в контактово-метаморфических ореолах. Эти изменения более постепенны, чем в контактово-метаморфических ореолах, и позволяют выделять на геологических картах зоны различных ступеней метаморфизма, различающиеся по минеральному составу и структурам.

Хорошо известна метаморфическая зональность пород восточной части Грампианских гор в Шотландии, описанная Барроу [7]. Такая зональность наблюдается во многих районах мира. В части II этой книги помещены некоторые примеры прогрессивной метаморфической зональности такого рода, проявленной в различных геологических ситуациях. Изменения минерального состава и структуры пород при увеличении степени метаморфизма сильно варьируют в зависимости от их химического состава, поэтому не следует разбирать в качестве примера какую-либо одну серию, называя ее типичной. Здесь даются только общие положения о последовательности регионального метаморфизма. С примерами, иллюстрирующими их, читатель может ознакомиться в последующих главах.

В прогрессивной регионально-метаморфической серии не всегда можно наблюдать переход от неизмененных осадочных до регионально-метаморфических пород. Отдельные примеры такой полной последовательности описаны ниже (гл. 10, 11). Региональный метаморфизм, как правило, связан с процессами горообразования, поэтому метаморфические породы почти всегда смяты в складки и нарушены разломами, образовавшимися в разное время по отношению к самому процессу метаморфизма. В связи с этим очень мала вероятность обнаружить непрерывный переход осадочная порода—метаморфическая порода в единой последовательности. Обычно же метаморфизованные породы пересекаются разломами, вдоль которых контактируют породы, резко различающиеся по степени метаморфизма. Если состав регионально-метаморфических пород и

перекрывающей их осадочной толщии одинаков, то в этом случае между ними, как правило, имеется несогласие, отражающее разрыв во времени их образования.

Большинство регионально-метаморфических толщ сложено породами, относящимися к разным ступеням метаморфизма. Существует ряд признаков, по которым можно отличить породы высоких ступеней от пород низких ступеней метаморфизма. В общем по мере усиления степени метаморфизма увеличивается размер зерен минералов. На высоких ступенях метаморфизма породы попадают в условия, близкие к условиям частичного плавления, поэтому здесь появляются жилы гранитов и пегматитов.

Самым надежным методом картирования метаморфических зон в прогрессивной метаморфической толще является фиксация изменений минерального состава в породах одного типа (например, в пелитовых породах), обусловленных изменением степени метаморфизма. Для этого нужно определить под микроскопом все минералы, присутствующие в породах, и иметь, по меньшей мере, общее представление об их химическом составе. Этим вопросам посвящена часть II книги. В некоторых районах развития метаморфических пород увеличение степени метаморфизма можно определить по *минералам-индикаторам*, которые распознаются и в поле. Барроу на примере метапелитовых пород надгруппы Дальред разработал метод выделения *метаморфических* зон на основе полевой диагностики минералов. Последовательность образования метаморфических минералов, предложенная Барроу и модифицированная Тилли [108], такова: хлорит, биотит, гранат, ставролит, кианит, силлиманит. Помимо последовательности минералов-индикаторов дополнительным показателем повышения степени метаморфизма служит увеличение размеров зерен и широкое развитие в силлиманитовой зоне гранитных и пегматитовых жил. Успех в картировании метаморфических толщ по минералам-индикаторам непосредственно в поле зависит от благоприятных геологических совпадений. Нужно, например, чтобы новые минералы, возникающие при региональном метаморфизме, росли как *порфиробласты* (крупные кристаллы в тонкозернистой основной массе), а состав пелитовых пород в различных зонах метаморфизма оставался постоянным. Нельзя проводить картирование регионально-метаморфических зон только по минералам-индикаторам, без учета остальных присутствующих в породе минералов.

Метаморфические зоны можно картировать и по структурным признакам, а не по минералам. В последние годы этому уделялось мало внимания. На рис. 2.12 приведена карта метаморфизма долины реки Айтан, Абердин, Шотландия, опубли-

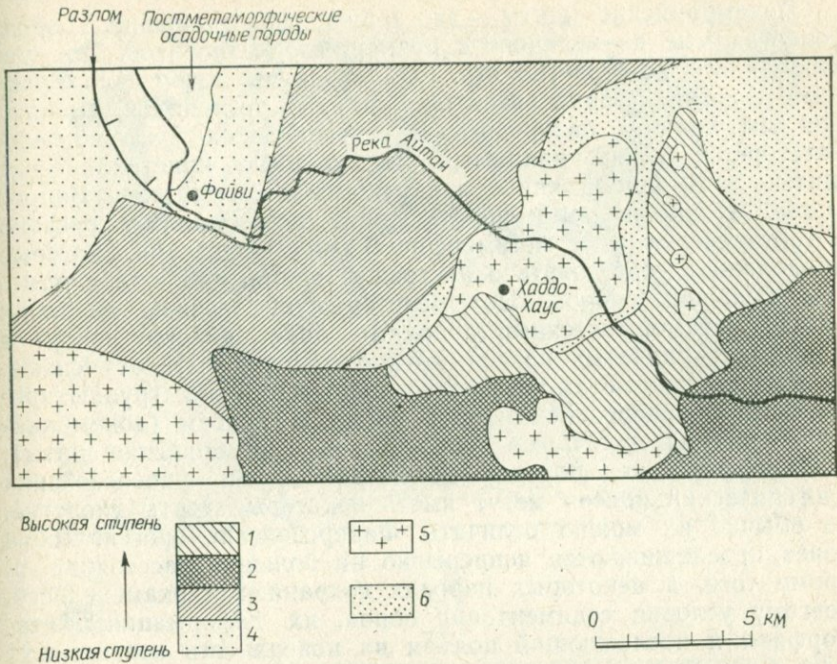


Рис. 2.12. Карта метаморфизма долины реки Айтан, Абердин [86].

Зоны в порядке уменьшения степени метаморфизма: 1 — мигматитовые гнейсы; 2 — корднерит-силлиманитовые гнейсы; 3 — кристаллические сланцы; 4 — глинистые сланцы; 5 — постметаморфические интрузивные массивы; 6 — кварциты (зоны низких ступеней метаморфизма в кварцитах не проявлены).

кованная в 1952 г. Ридом [86]. На ней отражены в основном структурные, а не минеральные изменения пелитовых пород. Карты метаморфизма для этой территории, составленные по минералам-индикаторам, были опубликованы позднее [14, 83].

В части II этой книги районы распространения регионально-метаморфических пород в зависимости от их глобального тектонического положения подразделены на три категории: районы докембрийских щитов, районы фанерозойских орогенических поясов и районы океанического дна. Метаморфические породы докембрийских щитов являются древними, породы орогенических поясов имеют различный, чаще всего промежуточный возраст, и породы океанического дна — наиболее молодые. Такие возрастные соотношения метаморфических пород на Земле могут быть объяснены с позиций гипотезы тектоники плит (гл. 16). Регионально-тектоническое подразделение районов развития основано на преобладающих типах пород и условиях метаморфизма, хотя некоторые типы пород встречаются в любых тектонических положениях.

Докембрийские щиты — это блоки докембрийских пород, сопоставимые по величине с размерами континентов. По мнению Рида и Уотсона [88, стр. 14], «когда мы имеем дело с ранними фазами истории развития Земли, то региональные описания мы должны базировать на естественных тектонических категориях, таких, например, как крупные кристаллические щиты...» В данной книге эта рекомендация учтена. Вопрос о том, в какой мере формирование пород щитов связано с тектоническими и метаморфическими процессами, которые продолжают действовать в настоящее время, является предметом больших споров. Но имеются существенные различия между метаморфическими породами докембрийских щитов и молодых складчатых поясов, хотя они могут быть объяснены.

Регионально-метаморфические породы второй группы приурочены к фанерозойским орогеническим поясам (докембрийские орогенические пояса включены в докембрийские щиты). Метаморфические породы докембрийских и фанерозойских орогенических поясов могут иметь некоторые черты сходства, но обычно их можно отличить. Фанерозойские орогенические пояса прослеживаются непрерывно на большие расстояния, и, кроме того, в некоторых породах сохраняются окаменелости, поэтому условия седиментации пород, их деформация, метаморфизм и последующий подъем на поверхность пояса могут быть изучены детально, чем это возможно для докембрийских образований. Для метаморфических пород фанерозойских поясов связь метаморфизма с тектоникой может быть выявлена точнее и с использованием меньшего числа изотопных определений возраста, хотя и они чрезвычайно ценны.

Регионально-метаморфические породы орогенических поясов описаны в гл. 8, 9, 10. Гл 8 и 9 посвящены описанию палеозойского орогенического пояса, а гл. 10 — кайнозойского. Такое разделение сделано только для удобства описания.

Среди пород океанического дна, извлеченных с помощью драгирования и полученных при глубоководном бурении, были выявлены метаморфические породы, главным образом метабазиты. Все породы океанического дна сравнительно молодые: самыми древними из установленных до сих пор являются юрские породы. Гранитоиды на океаническом дне практически отсутствуют, что резко контрастирует с обилием их как на щитах, так и в орогенических поясах. Состав, структурное положение и метаморфические изменения пород океанического дна хорошо объяснимы с точки зрения их формирования при спрединге в районах срединно-океанических хребтов. Эта тема обсуждена в гл. 11.

На рис. 2.13 показаны участки поверхности Земли, занятые докембрийскими щитами, фанерозойскими орогеническими поя-

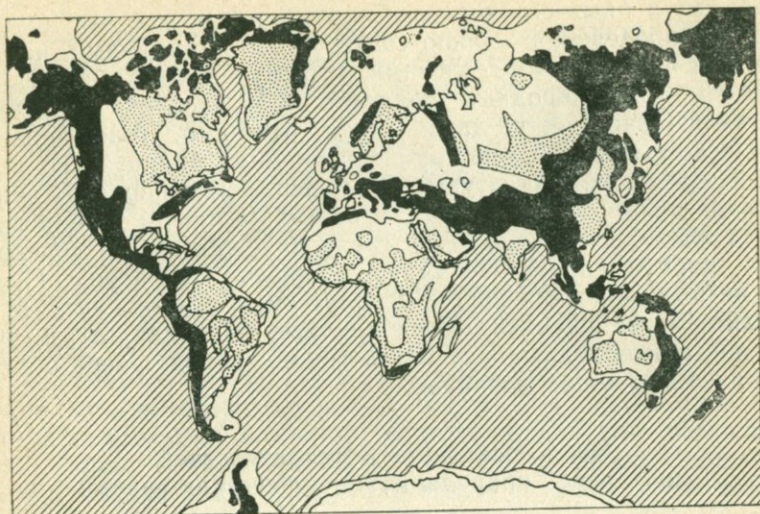


Рис. 2.13. Карта условий проявления регионально-метаморфических пород.
 1 — океаническое дно; 2 — орогенические пояса; 3 — докембрийские щиты; 4 — континентальный шельф и районы платформ, где орогенические пояса или докембрийские щиты перекрыты тонким слоем осадочных пород.

сами и океанами. Территории, где метаморфические породы закрыты осадками, а также участки морского шельфа, в которых распределение горных пород пока не ясно, не закрашены.

Глава 3

ПОЛЕВОЕ ОПИСАНИЕ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

До сих пор нет ни согласованной классификации метаморфических пород, ни точных определений таких терминов, как *сланец*, *гнейс* и *амфиболит*. Это создает неудобство, особенно при полевых работах; отсутствие точных терминов может привести к невозможности подразделить даже сильно отличающиеся друг от друга метаморфические породы.

В этой главе преследуется цель помочь исследователям в определении горных пород. Это не означает, что автор предлагает собственные названия пород. Он использует как свой

опыт, так и опыт его коллег. Следует надеяться, что предложенные определения хорошо согласуются с терминами, используемыми британскими геологами, хотя нужно иметь в виду, что имеются международные различия в толковании терминов; такие различия есть даже среди геологов, говорящих на английском языке. Существуют различные французские и немецкие схемы номенклатуры метаморфических пород. В общем исследователю следует сначала понять, а потом уже использовать местные термины и не сразу приниматься за переименование карт распространения метаморфических пород. Названия метаморфических пород, используемые в этой книге, будут полезны в тех случаях, когда местные названия отсутствуют или когда необходимо разделить группу пород, ранее объединявшихся под одним названием.

Черты осадочной и магматической первичной природы метаморфических пород

Метаморфические породы часто обладают признаками, по которым их можно отнести к первично осадочным или магматическим породам. В осадочных породах часто сохраняется слоистость, что позволяет картировать стратиграфические толщи разного состава. Если при полевом изучении удастся выделить стратиграфические единицы среди метаморфических пород, обладающих чертами первично осадочных толщ, то следует использовать традиционную литологическую номенклатуру [51]. Могут выделяться формации, группы, надгруппы и так далее, названные по месту их распространения и типу пород, например формация тиллитов Порт-Аскейг, филлиты группы Малл-оф-О, надгруппа Дальред. Могут быть использованы названия осадочных, магматических и метаморфических пород.

Первичные признаки магматических пород, например лавовых потоков, слоистых пирокластических пород, малых или крупных интрузивных тел, также могут сохраняться при метаморфизме. Лавовым потокам и пирокластическим толщам могут быть присвоены названия в соответствии с упомянутой выше номенклатурой. Интрузивные породы имеют названия, отличающиеся от названий их эффузивных аналогов, и это может быть использовано для указания различий между метаморфизованными интрузивными и эффузивными породами.

Если необходимо подчеркнуть, что метаморфизована какая-либо особая порода, то перед названием соответствующей осадочной или магматической породы может быть поставлена приставка «мета-», например метабазальт Тейваллих, метаграувакка Ноксвилл. Предпочтение может быть отдано и на-

званию метаморфической породы, например сланцы Фурулунд. О том, что описывается метаморфическая порода, часто ясно из контекста, и употребление приставки «мета-» становится ненужным. Таким образом, при описании метаморфизованных или частично метаморфизованных пород используются названия неизменных осадочных или магматических пород, например известняки Лох-Тей или габбро Сулихельма. Вряд ли стоит настаивать на изменении этих названий с целью сохранения единой номенклатуры метаморфических пород.

Однако во многих районах первичные черты осадочных или магматических пород при метаморфизме полностью затушевываются. В других случаях неясно, связаны ли границы между разными по составу метаморфическими породами с первичной седиментационной слоистостью или нет. Тогда породам присваиваются названия, употребляемые для метаморфических пород, например гнейсы Ман-оф-Уор, роговообманковые сланцы Ландеведнак. Следует избегать использования стратиграфических терминов, таких, как «группа». К сожалению, это не всегда делается в научных публикациях. К некоторым единицам метаморфических пород можно применить собирательный термин «комплекс», например комплекс Лизард [51]. Лучше также не придерживаться старой практики употребления суффикса «-ий» (-ian) в географических названиях, например вместо «комплекс Малверн» (Malvern) употреблять термин «малвернский комплекс» (Malvernian), так как это ведет к смешению с понятиями стратиграфической номенклатуры. Некоторые старые понятия, однако, уже прочно укоренились, и их не следует заменять, но нужно по возможности не вводить в употребление подобных новых терминов.

Определение минеральных ассоциаций

Уже в поле нужно стараться, насколько это возможно, определить все минералы метаморфической породы. В списке сначала нужно перечислять главные минералы, располагая их в порядке уменьшения содержания, например: биотит, мусковит, гранат, кварц. Такой список, конечно, не обязательно характеризует *минеральную ассоциацию*, во-первых, потому, что часть минералов в нем может быть упущена из-за малых размеров их зерен, а во-вторых, потому, что состав минералов метаморфической породы не всегда представляет метаморфическую минеральную ассоциацию (гл. 4). Составленный в поле список полезен для определения масштабов преобразования пород и метаморфической ступени (гл. 5, 8, 9, 10). Если это можно сделать в поле, а не в лаборатории, то будет сэкономлено много времени и усилий исследователя.

Методы диагностики минералов с помощью лупы, перочинного ножа и бутылочки с кислотой можно найти в любом начальном курсе минералогии [8], и здесь они не повторяются. Исследователь должен применять эти методы к минеральным зернам меньшего размера по сравнению с образцами, которые демонстрируют на занятиях по минералогии, и полезно параллельно с макроскопическим изучением образцов метаморфических пород изучить шлифы под микроскопом. Однако список минералов породы надо составлять до того, как образец будет рассмотрен под микроскопом. При первых полевых исследованиях на диагностику минералов уходит много времени, но это помогает избежать будущих ошибок. Одной из общих методических ошибок при изучении этикетированных образцов из учебных или музейных коллекций является то, что студент по названию породы воображает себе, что те минералы, которые указаны на этикетке, действительно присутствуют в породе. Например, после прочтения этикетки «амфиболит» он уверен, что в образце присутствуют роговая обманка и плагиоклаз. Конечно, гораздо легче на основании этикетки дать темноцветному минералу название «роговая обманка», чем самому определить этот минерал, не зная названия породы. Следует ограждать себя от подобной практики путем самостоятельного тщательного изучения неэтикетированных образцов!

Структура метаморфических пород

В описании и диагностике метаморфических пород ключевую роль играет, конечно, их структурно-текстурная характеристика (гл. 2). Особенно важными являются ориентированные структуры — листоватость и линейность. Кливаж и сланцеватость относятся к листоватости и характеризуют соответственно глинистые и кристаллические сланцы. Можно встретить метаморфические породы с кливажем или сланцеватостью, в которых светлые полосы чередуются с темными. Если такие породы принадлежат контактовому ореолу, их называют роговиками, а если к регионально-метаморфической толще — *аргиллитами* (низкая ступень метаморфизма) или *гранофелсами* (высокая ступень метаморфизма). Гнейсовидная полосчатость, с разделением породы на светлую и темноокрашенные полосы, также характеризует тип листоватости метаморфических пород. Такое расслоение называют «полосчатостью» в отличие от термина «слоистость», применяемого при описании расслоенных осадочных пород. Полосчатость обычна для регионально-метаморфических пород высокой степени метаморфизма. Она особенно характерна для некоторых гнейсов. При описании метаморфических пород следует иметь в виду, что

размер зерен, их ориентировка, присутствие порфиробластов так же важны, как и минеральный состав. Структурная характеристика полезна при расчленении метаморфических толщ. Например, для сланцевой формации Фурулунд в районе Сулихельма (Норвегия) характерны игольчатые порфиробласты роговой обманки, лежащие в плоскостях сланцеватости (рис. 2.9, б), а для амфиболитов Сулихельма — реликтовые порфировые структуры.

Названия метаморфических пород

Ниже рассмотрены два признака, которые могут быть положены в основу номенклатуры метаморфических пород: состав пород (отражающийся в минеральной ассоциации) и их структура. Для некоторых пород, например *мраморов*, более важен первый из этих признаков, для других, например *глинистых сланцев*, — второй. Оба признака взаимосвязаны. В частности, порода может обладать кливажем, если в ней много листовых силикатов. Однако имеется структурный признак, не зависящий от состава пород, — это размер зерен. Уже указывалось, что размер зерен возрастает в зависимости от повышения ступени метаморфизма как в контактовых ореолах, так и в регионально-метаморфических толщах.

В табл. 3.1 метаморфические породы по составу подразделены на широкие классы, соответствующие наиболее распространенным разновидностям осадочных и магматических пород. В зависимости от размеров зерен в этих классах различаются три группы: мелкозернистые с размерами зерен менее 0,1 мм в поперечнике, среднезернистые с размером зерен 0,1—1,0 мм и крупнозернистые с размером зерен более 1 мм. На рис. 3.1 для сопоставления показаны точки размерами 0,1 мм и 1,0 мм. Выше уже говорилось о тенденции предпочтительного образования гнейсовидной полосчатости в метаморфических породах высокой ступени. Поэтому в группе крупнозернистых пород выделяются подгруппы с гнейсовидной полосчатостью и структурно однородные.

Названия пород, использованные в табл. 3.1, требуют некоторых пояснений. Среди петрологов, имеющих дело с метаморфическими породами, установилась практика применять прилагательное *пелитовая* к породам, имеющим химический состав глин или глинистых сланцев, а *псаммитовая* — песчаников. Термины «пелит» и «псаммит» довольно часто употребляются в качестве названий пород [73], в том числе с добавкой приставки «мета-» (метапелит, метапсаммит). Такие названия идут от устаревшей классификации осадочных пород, и некоторые геологи возражают против этого, считая, что вкладываемый

Таблица 3.1

Схема классификации метаморфических пород, применяемая при полевых исследованиях

Первичные магматические или осадочные породы	Главные группы породообразующих минералов	Мелкозернистые, <0,1 мм	Среднезернистые, 0,1—1,0 мм	Крупнозернистые, >1 мм	
				Однородные	Полосчатые
Уплотненная глина (пелитовая порода)	Листоватые силикаты, кварц	Глинистый сланец	Филлит	Кристаллический сланец	Гнейс
Песчаник (псаммитовая порода)	Кварц		← Кварцит →		Полосчатый кварцит, кварцитовый гнейс
Известняк	Кальцит, доломит		← Мрамор →		Полосчатый мрамор
Мергель	Листоватые силикаты, кальцит, доломит	Известковый глинистый сланец	Известковый филлит	Известковый кристаллический сланец	Известковый гнейс
Уплотненная песчаная глина (полупелитовая порода)	Кварц, листовые силикаты	Кварцевый глинистый сланец, сланцеватый кварцит	Полупелитовый (богатый кварцем) филлит	Полупелитовый (богатый кварцем) кристаллический сланец	Гнейс
Базальт, габбро	Амфиболы, плагиоклаз	Зеленый сланец, зеленокаменная порода	Амфиболит	Амфиболит	Роговообманковый гнейс, пироксеновый гнейс *
Риолит (липарит), гранит	Калиевый полевошпат, кварц, листовые силикаты	Геллефлинта		← Гранито-гнейс →	
Дунит, пироксенит, перидотит	Серпентин, тальк, Mg-амфиболы	Серпентинит	Серпентинит		Ультрамафитовый гнейс *
			← Тальковый сланец → (тальковый камень)		

* В советской петрографической литературе полосчатые породы, сформировавшиеся за счет амфиболита, именуются полевошпато-роговообманковыми амфиболитами или пироксен-полевошпатовыми амфиболитами, а для ультрабазитов обычно применяются термины «лерцолит», «верлит» и т. д. с прилагательным «полосчатый». — Прим. ред.

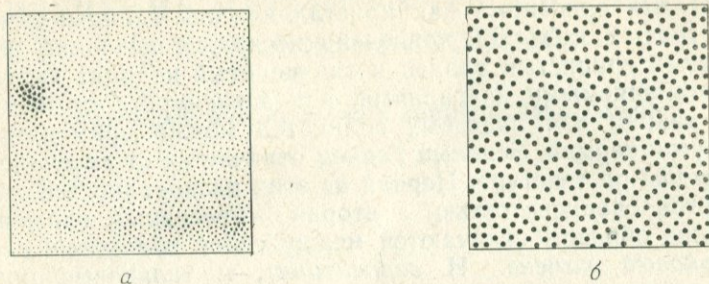


Рис. 3.1. Схематическое изображение частиц с размерами 0,1 мм (а) и 1,0 мм (б) в диаметре.

в них смысл весьма далек от первоначального их значения. У этих терминов есть то достоинство, что их удобно применять для широких категорий пород, и это помогает в обсуждении вопросов метаморфизма. В настоящей книге используются выше приведенные прилагательные, а существительные «пелит» и «псаммит» исключены. Автор считает, что эти названия следует употреблять лишь по отношению к классам пород, а конкретным породам, или отдельным телам горных пород, в поле присваивать вполне соответствующие им традиционные названия: «кристаллический сланец», «кварцит», «глинистый сланец». Исключение, пожалуй, представляет принятое в книге название «полупелит», которое целесообразно использовать для кварцевых сланцев и сланцеватых кварцитов, широко распространенных, например, в Мойнском метаморфическом комплексе на северо-западе Шотландии, для которых трудно подобрать подходящее название. Ранее для обозначения этих пород использовался старый термин *grit*, но в связи с его широким употреблением он стал весьма неопределенным.

К пелитовым породам, обладающим кливажем и размерами зерен, промежуточными между глинистыми и кристаллическими сланцами, в табл. 3.1 применено название *филлит*. При характеристике некоторых прогрессивно-метаморфических толщ (рис. 2.12) полезно иметь для таких пород какой-либо дополнительный термин, хотя многие геологи описывают их просто как мелкозернистые кристаллические сланцы. Отличие между глинистым сланцем (slate) и филлитом (если такое название применяется) довольно простое. В глинистом сланце отдельные кристаллы слоистых силикатов настолько малы, что рассмотреть их с помощью лупы невозможно, тогда как в филлитах они уже видны. Граница между филлитом и кристаллическим сланцем, соответствующая размеру зерен в 1 мм (табл. 3.1), выбрана произвольно, поэтому читателю не следует удивляться, если он встретит мелкозернистые породы с размерами зерен

менее 1 мм, описанные как кристаллические сланцы. В некоторых графах табл. 3.1 приведено несколько названий пород. Кварцевый глинистый сланец и сланцеватый кварцит являются взаимозаменяемыми названиями, и в зависимости от преобладания кварца или листовых силикатов можно применять тот или другой термин. *Зеленый сланец* отличается от *зеленокаменной породы* по текстуре. Первая из этих разновидностей характеризуется сланцеватостью, а вторая — массивным сложением. Таким же образом отличаются между собой *тальковый сланец* и *тальковый камень*. И *серпентинит*, и тальковые породы являются разновидностями метаморфизованных ультрабазитов, но в серпентините преобладают минералы группы серпентина, а в тальковом сланце и в тальковом камне — тальк.

Если необходимо подчеркнуть присутствие в породе тех или иных минералов, то перед названием метаморфической породы, предложенным в табл. 3.1, можно поставить дополнительное определение (например, форстеритовый мрамор, андалузитовый глинистый сланец, гранатово-слюдистый кристаллический сланец и др.). Присутствие названия минерала перед названием горной породы не означает, что этот минерал в породе преобладает, и если применено несколько названий минералов, то порядок их расположения не характеризует их количественных соотношений. Некоторые структурные черты метаморфических пород также могут быть подчеркнуты соответствующими прилагательными (например, *очковый гнейс*, пятнистый глинистый сланец, *сахаровидный мрамор*), но если такое прилагательное отражает структурную характеристику, то это уже будет тавтологией (например, сланцеватый глинистый сланец). Иногда применяется термин *полосчатый гнейс*, поскольку, как видно из таблицы, некоторые гранито-гнейсы с листоватой текстурой не обладают полосчатостью. В названиях пород можно также отразить первичные структуры (например, порфиритовый амфиболит, косослоистый кварцит).

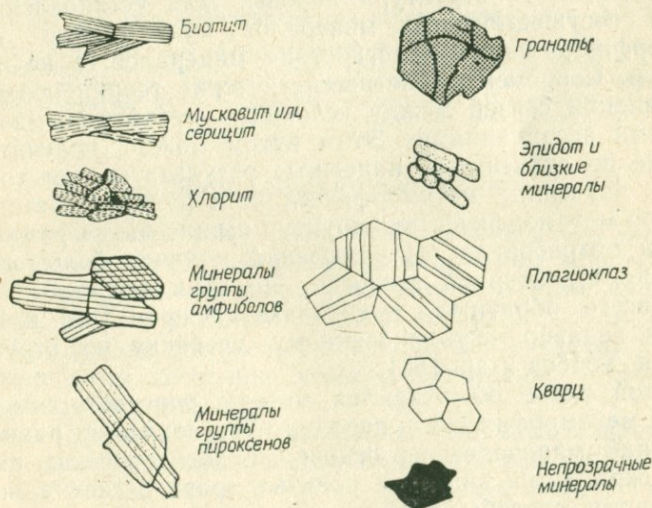
Имеются также специальные термины для метаморфических пород особого происхождения. Выше уже были приведены названия для динамометаморфических пород — *филлонит* и *милонит* — и контактово-метаморфических пород — *роговики*. В соответствующих случаях их использовать лучше, чем общие названия, рассмотренные в этой главе.

Данный обзор поможет читателю в выборе подходящих терминов при полевых исследованиях. Выбранным терминам необходимо дать детальную характеристику. Если следовать такой практике, то номенклатура метаморфических пород будет постепенно унифицироваться, и таким образом можно достигнуть международного соглашения, как это имеет место в отношении номенклатуры магматических пород.

ИЗУЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПОД МИКРОСКОПОМ

Условные обозначения к зарисовкам шлифов

Приведенные здесь зарисовки шлифов сделаны от руки при наблюдении в микроскоп без использования фотографий или каких-либо фотопроекторных приспособлений. Точно такие же рисунки любой исследователь, если у него есть шлифы и петрографический микроскоп, может сделать сам. Все они сделаны при одном никеле. Следуя примеру Харкера [43], автор изобразил на зарисовках реальные взаимоотношения минера-



Некоторые условные обозначения, обычно применяемые в зарисовках шлифов.

лов, видимые в конкретных шлифах. Отсутствуют рисунки, составленные на основе наблюдений нескольких участков шлифа и тем более нескольких шлифов. Автор предпочел зарисовки фотографиям, чтобы показать минеральные зерна породы в благоприятной ситуации. Микрофотографии для этого меньше подходят, так как многие минеральные зерна на них неопределимы, несмотря на прекрасное изображение структуры. Для большинства минералов использовались общепринятые условные обозначения; наиболее распространенные из них показаны на приведенном выше рисунке. В тех случаях, когда применены особые условные обозначения, отличающиеся от принятой системы, об этом указано в тексте.

Глава 4

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Введение

Уже упоминалось, что определение условий метаморфизма является одной из основных задач при исследовании метаморфических пород. Петрографический микроскоп оказывает в этом деле большую помощь: точно определяются минералы и детально изучается структура породы. Для установления ассоциаций сосуществующих минералов при данных условиях метаморфизма важнее диагностика минералов, а не описание структур. Современные петрогенетические теории основаны на установлении связей между условиями метаморфизма и минеральными ассоциациями. Этим путем можно получить более широкие по значению и надежные результаты, чем только на основе изучения метаморфических структур. Всестороннее описание метаморфических структур вышло бы за рамки петрологии и потребовало бы включения в книгу большого материала по структурной геологии. По этим вопросам студенту лучше всего обратиться к учебникам Спрая [98] и Вернона [115] и недавно опубликованному учебнику по структурной геологии Хоббса и др. [55].

В этой главе обсуждаются методы описания химического состава метаморфических пород и установления равновесных ассоциаций минералов на основе микроскопических наблюдений, раскрывается значение понятия «равновесие» и, наконец, разбираются способы изображения химического и минерального состава метаморфических пород на диаграммах.

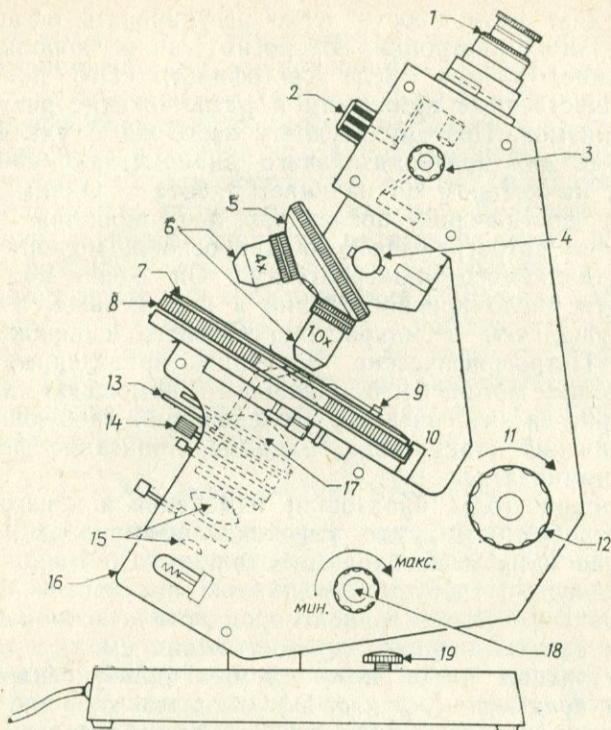


Рис. 4.1. Модель поляризационного микроскопа Свифта, тип «MP 120».

1 — окуляр; 2 — линза Бертрана; 3 — анализатор; 4 — встроенные компенсаторы; 5 — револьверная оправка; 6 — объективы; 7 — шкала предметного столика (360°); 8 — предметный столик; 9 — зажим; 10 — нонус; 11 — подъем объектива; 12 — ручка фокусировки; 13 — ирисовая диафрагма; 14 — вращающийся поляризатор; 15 — коллектор осветителя; 16 — галогенная лампа; 17 — конденсор; 18 — регулятор освещенности; 19 — винт.

Петрографический микроскоп

Петрографический микроскоп представляет собой довольно сложный прибор, требующий для работы с ним много знаний и умения. Читатель, вероятно, уже знаком с этим прибором, а если нет, то ему сначала следует восполнить этот пробел [48, 8 и т. д.]. Сам микроскоп и методы изготовления шлифов в последние годы несколько усовершенствованы, о чем будет сказано в этом разделе.

На рис. 4.1 схематически изображен типичный современный микроскоп для изучения шлифов в проходящем свете модели Свифта MP120. Подготовка такого прибора к работе производится довольно легко и быстро. Самым полезным усовершенствованием является источник света, вмонтированный в при-

бор. Это дает возможность легко регулировать освещенность без длительной настройки. Встроено также дополнительное оборудование, в том числе светофильтр. Это потребовало внести существенные изменения в расположение регулировочных механизмов. Поэтому студенту необходимо уделить некоторое время для предварительного знакомства с конкретным прибором, на котором он начинает работать. Одним из замечательных достижений последних лет является массовое производство петрографического микроскопа модели Мак-Артура, поставляемого университетам. Он очень компактен и дешев, хотя число приспособлений в нем меньше, а качество оптики хуже, чем в микроскопе Свифта, изображенном на рис. 4.1. Петрографические описания, приведенные в этой книге, вполне могли быть сделаны с помощью микроскопа Мак-Артура, за исключением исследований, требующих больших увеличений (таких, как, например, описание фибролитового силлиманита, рис. 9.3).

В последние годы произошли изменения и в изготовлении шлифов, требующем труда высококвалифицированных техников. Сейчас шлифы необходимой толщины (обычно 30 мкм) можно сделать с требуемой точностью на станке. Машинная пришлифовка пластинки горной породы стала возможной после внедрения схватывающихся при остывании смол, в том числе циано-акрилатных клеев, используемых для укрепления пластинки на предметном стекле. Эффективные клеящие средства позволяют производить пришлифовку при более высоких нагрузках. Появилась возможность готовить шлифы на клеях, обладающих различными показателями преломления (например, аралдит), а не только на канадском бальзаме с показателем преломления 1,53. Раньше каждый шлиф во время доводки проверялся под микроскопом на предмет присутствия в нем пузырьков, остатков абразивного порошка, трещин или дырок в пластинке породы и других изъянов. Теперь это делается далеко не всегда, и студенту следует быть осмотрительным. Большим выигрышем от механизации изготовления шлифов является значительное увеличение производительности труда. Поэтому теперь можно наряду с химическими анализами, которые делаются с помощью современных приборов и методов, для каждой пробы иметь еще и детальное микроскопическое описание.

Под микроскопом могут быть определены, за редким исключением, все прозрачные минералы горных пород. Непрозрачные минералы определяют, используя микроскоп с отраженным светом и полированные шлифы. Приполировав поверхность прозрачного шлифа, его можно изучать как в проходящем, так и в отраженном свете и составить полное петрографическое

описание породы. В этой книге непрозрачные минералы обычно не идентифицированы. Комбинированные микроскопы для проходящего и отраженного света еще не вошли в широкий обиход.

С помощью петрографического микроскопа можно получить много сведений о размерах и взаимоотношениях минеральных зерен в породе. Совокупность этих данных петрологи традиционно называют *структурой* породы. Большой прогресс в объяснении природы структур метаморфических пород был достигнут благодаря сравнительному использованию достижений металлургии и материаловедения. Ученые, работающие в этих отраслях науки, вкладывают в понятие структуры другой смысл. Поэтому во многих специальных публикациях (например, [115]) применяется термин *микротекстура*. Но это нововведение еще не стало общепризнанным, и в книге традиционно используется термин «структура».

Метаморфические минералы

В отличие от ранее вышедшей книги по петрологии магматических пород здесь нет специального раздела, посвященного описанию минералов. Это сделано потому, что многие минералы встречаются как в магматических, так и в метаморфических породах, и читатель, вероятно, с ними уже знаком. Характеристики минералов, присущих только метаморфическим породам, даны в соответствующих местах текста. Более полно методы определения минералов под микроскопом описаны в книгах по оптической минералогии [60, 52]. В качестве справочника по оптическим свойствам минералов и их химическому составу особенно рекомендуется книга Дира, Хауи и Зуссмана [20].

Химический состав горных пород

Земля имеет богатую кислородом атмосферу, и породы ее наружных слоев, коры и верхней мантии, также относительно богаты кислородом. Кислород — самый распространенный элемент как магматических, так и осадочных пород. Поэтому состав породы удобно изображать в виде весовых процентов окислов. Эта традиция идет еще с тех времен, когда анализ породы производили путем растворения пробы и последующего определения элементов в растворе с помощью так называемого группового осаждения, знакомого химикам. Отделенный осадок нагревался до постоянного веса в воздухе так, что во многих случаях прямо получался суммарный вес окислов, который выражался в виде весовой пропорции. Хотя большинство анализов сейчас делается не таким способом, в петрографии, к удивлению химиков, сохранилась старая форма представления их результатов!

Обычно учитываются десять главных окислов, составляющих около 99 % веса большей части силикатных пород. Они располагаются в определенном порядке: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O^+ и H_2O^- . Заметим, что отдельно учитываются Fe^{2+} и Fe^{3+} . Это связано с тем, что железо в породах не всегда полностью окислено. Особенно показательны содержания H_2O^+ и H_2O^- . В большинстве пород вода занимает участки порового пространства или связана молекулярными связями с поверхностями минеральных зерен (анализ обычно начинается с дробления и истирания проб). Минералы могут содержать также структурно связанную воду и гидроксильные группы в сочетании с катионами. Опыт показывает, что вода, притянутая к поверхности зерен, или адсорбированная, а также вода, свободно выполняющая трещины горных пород, легко определяется по потерям веса после нескольких часов прокалывания порошка породы в сушильном шкафу при температуре 105°C . Эта вода обозначается H_2O^- . Более прочно связанная вода и гидроксил-ионы отделяются при еще более высокой температуре и обозначаются H_2O^+ .

Содержание ряда подчиненных элементов также выражается в виде весовых процентов окислов. Их выбор при анализе зависит от состава изучаемой породы. Содержание некоторых неметаллов, например фтора, хлора, присутствующих, по-видимому, в виде ионов F^- и Cl^- , выражается не в виде окислов, а в весовых процентах элементов. Таким путем оцениваются и содержания серы. Некоторые подчиненные элементы выражают в виде весовых процентов окислов — TiO_2 , Cr_2O_3 , MnO , BaO , P_2O_5 , CO_2 и SO_3 . В некоторых породах они могут быть и главными окислами. В конце списка приводится сумма весовых процентов окислов и элементов. С точки зрения надежности данных анализа приемлемы суммы от 99,7 до 100,5 %. Примеры выражения состава пород в процентах окислов и соответствующие расчеты можно найти в конце гл. 5, 6, 7, 8 и 9.

Для изучения метаморфических пород рассмотренная форма представления анализов не вполне пригодна. Интерес представляют относительные *атомные количества* элементов. При оценке окисленности среды сравниваются относительные молекулярные количества окислов, которые определяют путем деления весовых процентов на молекулярные веса. Список молекулярных весов дан в приложении.

Молекулярные количества при записи заключаются в квадратные скобки (например, $[\text{SiO}_2]$, $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$, $[\text{TiO}_2]$), чтобы отличить их от весовых процентов, которые не заключаются в скобки.

Состав минералов

Химические анализы минералов представляют обычно в двух формах: в весовых процентах окислов и в молекулярных отношениях, выраженных, как правило, в виде химических формул. В книге Дира, Хаун и Зуссмана [20] составы минералов представлены в обеих формах, а в приложении к ней даны методы расчета формул по результатам химического анализа.

Поскольку минералы являются химическими соединениями, относительные количества химических элементов, а следовательно, и окислов в них постоянны. Например, отношение $[\text{CaO}]/[\text{SiO}_2]$ в диопсиде равно $1/2$, а в тремолите — $1/4$. Но это справедливо не для всех окислов и не для всех минералов. Отношение окислов может иногда колебаться в любых пределах, если имеет место замещение одного иона на другой в той же самой позиции кристаллической структуры минерала (например, отношение $[\text{FeO}]/[\text{MgO}]$ в ряду диопсид—геденберgit). Замещение связано с образованием *твердого раствора*. Вариации отношения окислов могут быть ограничены определенными пределами, например, $[\text{Al}_2\text{O}_3]/[\text{SiO}_2]$ в плагиоклазах колеблется от $1/3$ в альбите до $1/1$ в анортите. При этом постоянными остаются отношения сумм взаимно замещающихся окислов к количествам других окислов в минералах. В ряду диопсид—геденберgit отношение $[\text{FeO} + \text{MgO}]/[\text{SiO}_2]$ постоянно.

Любой член ряда диопсид—геденберgit называют моноклинным пироксеном. Его состав может быть выражен в виде соотношения двух конечных членов ряда (например, 68 % $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, 32 % $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$). Оба эти члена являются компонентами единой *фазы*.

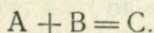
Со многими этими вопросами читатель уже, вероятно, знаком по курсу минералогии. Повторения делаются только потому, что для понимания нижеприведенного материала эти сведения совершенно необходимы.

Физико-химические равновесия

Многие метаморфические породы имеют сравнительно простой состав: они состоят из одного, двух, трех, четырех или пяти минералов, не считая аксессуарных минералов, которые содержат почти все имеющиеся в породе подчиненные элементы, например, апатит содержит фосфор, циркон содержит цирконий. Полагают, что относительная простота минерального состава метаморфических пород прямо связана с достижением породой состояния минерального равновесия. При достаточно

длительном существовании твердой породы в условиях высоких температуры и давления процесс перекристаллизации будет идти до тех пор, пока не произойдет полного преобразования породы с возникновением новой минеральной ассоциации, устойчивой при этих условиях. Новообразованная минеральная ассоциация будет обладать самой низкой при этих условиях химической энергией. Для более строгого определения понятия «состояние равновесия» необходимо применение уравнений термодинамики, которые можно найти в книге Тернера [112].

Характер минеральных преобразований произвольно выбранной гипотетической породы при метаморфизме с последовательными ступенями перехода к состоянию термодинамического равновесия иллюстрирует рис. 4.2. Эта порода имеет простой химический состав и на всех стадиях изменения содержит лишь два-три минерала. Первичная осадочная порода состоит из минералов А (25 %) и В (75 %) (рис. 4.2, а). На рис. 4.2, б и в показаны ступени изменения этой породы при повышении давления и температуры. В этих условиях ассоциация минералов А и В неустойчива. Между ними происходит реакция по уравнению



Образующийся в этой реакции минерал С имеет при соответствующих температуре и давлении более низкую химическую энергию, чем эквивалентные количества минералов А и В. Однако сам минерал В при этих условиях устойчив. Химическая реакция будет идти до тех пор, пока не будет израсходован весь минерал А (минерал В содержится в избытке). Если известно химическое уравнение реакции, то могут быть подсчитаны точные весовые количества минералов А и В, требующихся для образования минерала С. Относительные объемы и объемные изменения вычисляются исходя из плотностей минералов.

Порода, изображенная на рис. 4.2, б, находится в неравновесном состоянии, так как не весь минерал А прореагировал с минералом В. На рис. 4.2, в показана порода в состоянии равновесия с условиями метаморфизма. Минералы В и С составляют в ней равновесную минеральную ассоциацию. В этой книге для таких ассоциаций используется просто термин *минеральная ассоциация*. Многие петрологи вместо него употребляют термин *минеральный парагенезис*. Минеральную ассоциацию представляют в виде перечня названий минералов, разделенных знаком плюс, например:

диопсид + анортит + гроссуляр + кварц.

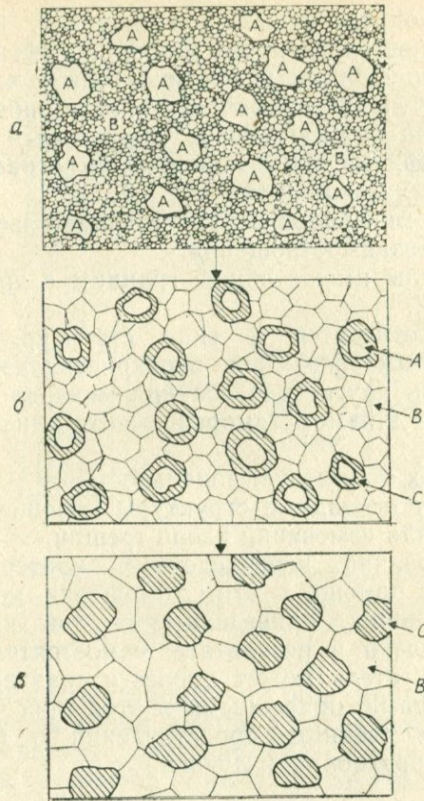


Рис. 4.2. Серия рисунков, показывающих последовательность достижения равновесия гипотетической двухминеральной породой.

a — первичная осадочная порода; *б* — порода на промежуточной ступени изменения; *в* — порода, равновесная при данных температуре и давлении.

Для гипотетической породы, изображенной на рис. 4.2, *в*, состав равновесной минеральной ассоциации записывается как $B+C$.

Породы, сложные по химическому и минеральному составу, состоят из большого числа минералов, находящихся в равновесной минеральной ассоциации. Ниже будет показано, что химический состав и число минералов в равновесной минеральной ассоциации связаны простым соотношением. Для того чтобы выявить, достигла или нет порода равновесия, не существует простого пути. Равновесию сопутствуют некоторые определенные структуры (например, *гранобластовая*), однако и порода с другой структурой может быть равновесной. По мнению автора, порода имеет равновесную минеральную ассоциа-

цию, если нет определенных контрдоводов. Однако в ряде случаев это вольное определение может привести к ошибочным результатам, находящимся в противоречии с экспериментальными данными (гл. 13). Впрочем, такие ошибки случайны и малы в сравнении с выигрышем, получаемым от понимания условий метаморфизма на основании петрографического изучения минеральных ассоциаций.

О равновесии минералов в породе свидетельствуют следующие структурные взаимоотношения:

1. Все минералы имеют общие границы с другими минералами породы.

2. Структура относится к типу структур, образованных в результате метаморфической перекристаллизации, отсутствуют обломки или другие обособления минералов и агрегатов, характерные для динамометаморфических или магматических образований.

3. В минералах отсутствует зональность.

4. Отсутствуют очевидные структуры замещения типа реакционных каемок или изменений вдоль трещин.

Для использования перечисленных критериев требуется опыт. Некоторую помощь в этом отношении могут дать примеры изучения пород, приведенные в этой книге, но опыт приобретает только в результате самостоятельной работы. В дальнейшем читатель может провести сравнения изученных им пород с породами, описанными в этой книге, и тем самым развить свои собственные представления о предмете. Чем больше изучено образцов, тем лучше.

Правило фаз

Еще в 1911 г. Гольдшмит, изучая контактовые роговики района Осло в Норвегии [40], обнаружил, что между составом и минеральной ассоциацией метаморфических пород, достигших термодинамического равновесия, существуют простые численные соотношения. Эти соотношения отражают простой закон физической химии — *правило фаз*, которое формулируют в виде уравнения

$$P + F = C + 2, \quad (1)$$

где P , F и C — простые целые числа: P — число фаз, т. е. число физически различимых разновидностей вещества, F — число возможных превращений, или *степеней свободы*, системы, C — число химических компонентов. Это правило приложимо к любой химической системе, находящейся в равновесии, а также к метаморфическим породам или экспериментальным системам, исследуемым в лаборатории.

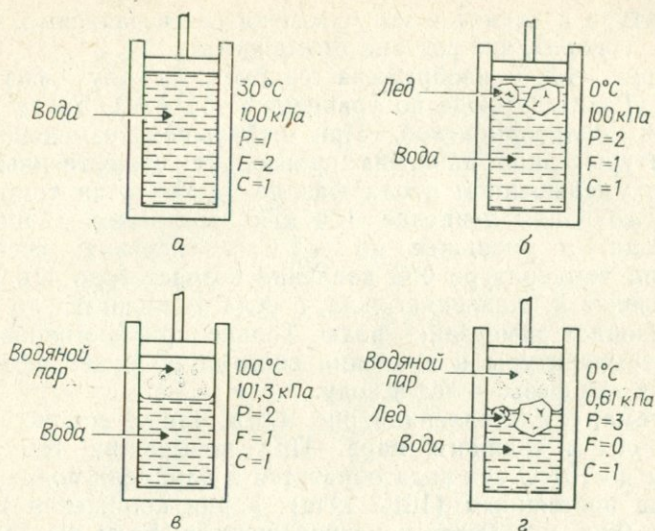


Рис. 4.3. Эксперимент в однокомпонентной системе H_2O .

а — одна фаза — вода; *б* — две фазы — вода и лед; *в* — две фазы — вода и водяной пар; *г* — три фазы — вода, лед и водяной пар.

Правило фаз и связанные с ним понятия объясняются с помощью простой серии опытов в закрытом сосуде, содержащем одну лишь чистую воду (рис. 4.3).

Температура в сосуде может изменяться благодаря его нагреванию или охлаждению снаружи, а давление — с помощью поршня. На рис. 4.3 показаны состояния системы (внутри сосуда) при различных условиях опыта. Всего в этом эксперименте можно наблюдать три фазы — воду, лед и водяной пар, обладающие одним и тем же химическим составом, и вода — *единственное* вещество, заключенное внутри сосуда. Следовательно, на всех стадиях эксперимента присутствует лишь один химический компонент H_2O , и C соответственно равно 1. Значения величин P , F и C в уравнении (1) даны на рисунках справа. На рис. 4.3, *а* система находится при температуре 30°C и давлении 100 кПа (приблизительно 1 атм). В ней имеется только одна жидкая фаза — вода, следовательно, $P=1$. Из уравнения (1) получается, что число степеней свободы $F=2$. Это означает, что состояние системы не изменится, если немного изменить температуру или давление. Если температура увеличится до 31°C или уменьшится до 29°C , то в сосуде все равно останется только вода. То же будет, если давление увеличить до 110 кПа или уменьшить до 90 кПа.

Температура и давление могут изменяться независимо. В таких случаях говорят, что система *дивариантна*.

На рис. 4.3, б изображена система из двух фаз — воды и льда ($P=2$). Отсюда по уравнению (1) $F=1$. Такая система является *моновариантной*. При небольшом изменении либо температуры, либо давления произойдут существенные изменения с уменьшением числа фаз до 1. Увеличив температуру до 1°C , сохраняя давление 100 кПа, мы вызовем плавление всего льда, а уменьшив до -1°C , — замерзание всей воды. Если при температуре 0°C давление возрастет до 110 кПа, то это приведет к плавлению льда, а если уменьшится до 90 кПа, то произойдет замерзание воды. Только при постоянном отношении температуры и давления система не будет изменяться, сохраняя две фазы — лед и воду.

Система, представленная рис. 4.3, в, также состоит из двух фаз — воды и водяного пара. При повышении температуры системы до 101°C вся вода обратится в пар, если поддерживать давление постоянным (101,3 кПа), а при понижении температуры до 99°C пар будет конденсироваться. Если же поддерживать постоянной температуру (100°C), то повышение давления до 102,3 кПа или уменьшение его до 100,3 кПа вызовут соответственно конденсацию пара или испарение воды. При 99°C вода и пар будут в системе сосуществовать, если давление будет 97,9 кПа, а при 101°C двухфазная система будет сохраняться, если давление будет 105,0 кПа. Для любой температуры давление строго определено, и наоборот. Это и определяет систему как *моновариантную*.

На диаграмме в координатах температура—давление (рис. 4.4) можно видеть моновариантные соотношения между водой и льдом, водой и паром. Дивариантные состояния системы соответствуют полям на диаграмме, а моновариантные состояния — кривым, разделяющим эти поля. Примеры моновариантных состояний системы показаны на рис. 4.3. Имеется, наконец, и *инвариантная тройная точка*, в которой сосуществуют лед, вода и водяной пар. И температура, и давление в этом состоянии системы строго определены, и любое их изменение вызовет исчезновение каких-либо фаз. Это состояние системы демонстрируется на рис. 4.3, г. Диаграмма, приведенная на рис. 4.4, называется *фазовой диаграммой*. Она относительно проста, поскольку описывается система, состоящая только из одного компонента. Однокомпонентные системы в природе действительно существуют, наиболее важной из них является система SiO_2 .

Однако большинство метаморфических пород состоит из нескольких компонентов. Из уравнения (1) следует, что с увеличением числа компонентов увеличивается число фаз. Если

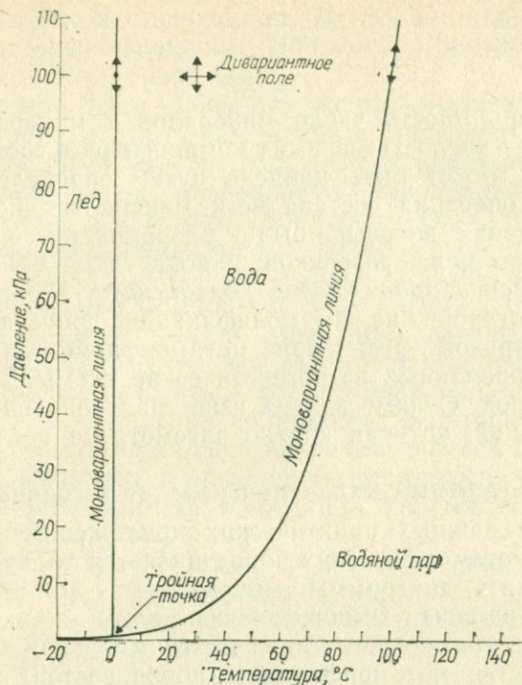


Рис. 4.4. Фазовая диаграмма однокомпонентной системы H_2O при температурах от -20 до $+140^\circ\text{C}$ и давлениях от 0 до 110 кПа.

Для того чтобы вода и лед сохранились в равновесии при понижении температуры на 1°C , должно произойти падение давления на $10\,000$ кПа. При изменении давления в пределах крайних значений, изображенных на диаграмме, изменение температуры при сохранении равновесия системы вода—лед составляет лишь около $0,01^\circ\text{C}$. Поэтому для эксперимента, изображенного на рис. 4.3, переход вода—лед, по существу, является изотермическим. Таким образом, моновариантное состояние системы, показанное на рис. 4.3, б, предполагает, что изменение температуры вызовет ее переход в однофазную независимо от изменения давления. Иными словами, система имеет одну степень свободы, поскольку давление может изменяться без изменения состояния системы. Моновариантное изменение давления показано стрелками на моновариантной кривой вода—лед.

порода во время метаморфических изменений пришла в состояние равновесия, то минералы этой породы будут представлять собой фазы. С помощью правила фаз можно связать число минералов в минеральной ассоциации с числом химических компонентов и, таким образом, объяснить, почему метаморфические породы состоят из небольшого числа минералов.

Сколько же степеней свободы имеют горные породы, подвергающиеся метаморфизму? Температура и давление определяются, вероятно, внешними факторами: температура — близостью к магматическому очагу или к региональному тепловому потоку, а давление — глубиной погружения. При перекристаллизации пород в природных условиях число степеней свободы

равно двум или более. В применении к метаморфическим породам уравнение (1) может быть видоизменено:

$$P \leq C, \quad (2)$$

где P — теперь просто число минералов в минеральной ассоциации, а C — число химических компонентов в составе породы. Величина C может быть найдена путем определения необходимого для описания состава всех минералов числа окислов. Эти соотношения впервые были продемонстрированы Гольдшмитом на примере роговиков района Осло и известны как *минералогическое правило фаз Гольдшмита*. На этом правиле (или, точнее говоря, на его модификации, допускающей существование паровой фазы при метаморфизме многих пород) основаны современные петрогенетические схемы для метаморфических пород. С ним связана известная концепция метаморфических фаций, которая кратко рассмотрена в гл. 13.

Диаграммы состав—минеральная ассоциация

Одним из важных практических приложений правила фаз к изучению метаморфических пород является то, что оно позволяет составлять диаграммы минеральных ассоциаций пород с различным валовым химическим составом.

Сложность составления таких диаграмм заключается в том, что большинство метаморфических пород состоит из пяти или шести основных химических компонентов, в то время как двумерные диаграммы могут отражать фазовые отношения только в системах с тремя компонентами. Сопоставлялись и трехмерные объемные диаграммы состав — минеральная ассоциация, но они трудночитаемые и сложные для запоминания. Ценность же диаграмм заключается в их наглядности, они помогают в осмысливании и запоминании минеральных ассоциаций, поэтому нет смысла затрачивать усилия на составление диаграмм, изображающих многокомпонентные системы.

После Гольдшмита было построено много оригинальных диаграмм состав — минеральная ассоциация для большинства метаморфических пород, но треугольные диаграммы АСФ Гольдшмита оказались наиболее удобными. Такие диаграммы описаны и использованы в этой книге. Однако по мере накопления знаний о минеральных ассоциациях эти общие диаграммы становятся менее адекватными.

В связи с вышеизложенным универсальные диаграммы состав — минеральная ассоциация, применимые ко *всем* типам метаморфических пород, здесь не используются. Автор рассматривает два основных типа пород, и их изучение основывается на двух типах диаграмм. Иногда применяются и другие диаграммы, но их описание приводится по ходу изложения

основного материала. Для пелитовых пород лучше всего подходят треугольные *диаграммы* AFM, а для основных магматических пород — *диаграммы* ACF.

Эти и другие типы диаграмм состав — минеральная ассоциация подробно рассмотрены в книге Винклера [123].

Диаграммы AFM. Диаграммы AFM используются для изображения составов и минеральных ассоциаций пелитовых пород. Они были предложены Томпсоном [105]. При построении этих диаграмм принимаются во внимание пять главных компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO и K_2O . Учитываются также и подчиненные компоненты Fe_2O_3 , TiO_2 и P_2O_5 . В пелитовых породах почти всегда содержится кварц — свободная окись кремния. Поэтому нет необходимости при построении диаграммы специально вносить в нее содержание SiO_2 . Кроме кварца во всех минеральных ассоциациях пелитовых пород присутствуют либо мусковит, либо калиевый полевой шпат. Совместное нахождение этих минералов более характерно для метаморфических минеральных ассоциаций кислых магматических пород, чем для пелитов.

Ниже рассмотрен порядок построения диаграммы AFM Томпсона для мусковитсодержащих пород. По весовым процентам окислов в породе рассчитываются молекулярные количества $[\text{Al}_2\text{O}_3]$, $[\text{FeO}]$, $[\text{MgO}]$ и $[\text{K}_2\text{O}]$. Относительные количества этих компонентов определяют положение точки внутри тетраэдра. Точки X, Y и Z на рис. 4.5 соответствуют различным по составу породам. В породе X содержание Al_2O_3 выше, а содержание K_2O — ниже, чем в породе Y. Точки X и Y расположены внутри объема тетраэдра, а Z — на плоскости его основания. В диаграмме Томпсона составы проецируются на основание $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ — $[\text{FeO}]$ — $[\text{MgO}]$ тетраэдра или за его пределы на ту же плоскость. Проекция делается с помощью линий, проходящих от точки состава чистого мусковита $\text{K}_2\text{Al}_4\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH})_4$, или $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, на ребре $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ — $[\text{K}_2\text{O}]$ тетраэдра через точки состава пород до плоскости основания тетраэдра $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ — $[\text{FeO}]$ — $[\text{MgO}]$. Химические компоненты для краткости обозначены соответственно А, F и M. Прежде чем наносить на диаграмму данные по главным компонентам, делаются поправки на присутствие в породе подчиненных компонентов TiO_2 и Fe_2O_3 , а также Na_2O , который в пелитовых породах рассматривается как подчиненный компонент. Принимают, что TiO_2 входит в ильменит FeTiO_3 , упоминающийся в списке минеральной ассоциации как «непрозрачный минерал», Fe_2O_3 — в магнетит Fe_3O_4 , а Na_2O — в альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.

Далее рассматривается конкретный пример нанесения данных на диаграмму. Кроме этого, в конце каждой из глав вто-

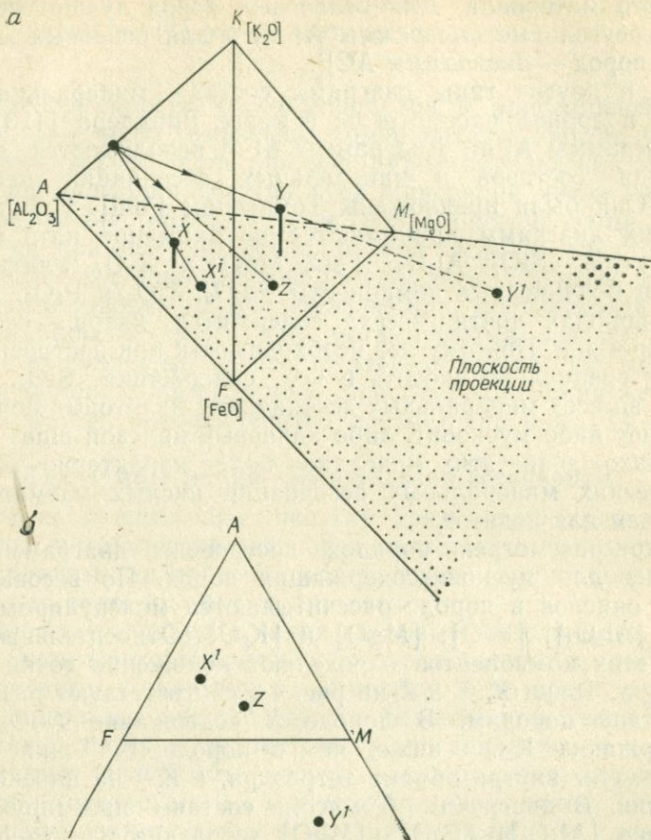


Рис. 4.5. Построение треугольной диаграммы АФМ Томпсона путем проецирования составов пород и минералов на основании тетраэдра АКФМ.
 а — тетраэдр АКФМ и проецирование составов на плоскость АФМ; б — треугольник АФМ, полученный в результате проецирования, показанного выше.

рой части книги даются упражнения, в которых читателю предлагаются химические анализы горных пород для нанесения их на диаграммы. Расчеты удобно делать с помощью карманного калькулятора. Арифметические действия, относящиеся к этому примеру, рекомендуется провести самостоятельно. Для всех расчетов, приведенных в книге, достаточно простейшего калькулятора с четырьмя арифметическими действиями, хотя было бы полезным и использование машинной «памяти». Исходные данные и расчеты сведены в табл. 4.1. Порядок работы следующий:

Таблица 4.1

Расчет величин АФМ пелитовой породы
(результаты изображены на диаграмме 4.6, а)

Компоненты	А	Б	В
SiO ₂	53,0	60,07	0,8823
TiO ₂	0,9	79,89	0,0113
Al ₂ O ₃	22,1	101,82	0,2170
Fe ₂ O ₃	2,1	159,68	0,0132
FeO	1,8	71,84	0,0251
MnO	0,01	70,93	0,0001
MgO	1,7	40,31	0,0422
CaO	0,5	56,07	0,0089
Na ₂ O	0,6	61,97	0,0097
K ₂ O	6,3	94,20	0,0669
P ₂ O ₅	0,3	141,92	0,0021
H ₂ O общ.	5,1	18,01	0,2832
С	5,3	12,01	0,4413
Сумма	99,7	—	—

Расчет F $\overset{\text{FeO}}{\text{FeO}} \quad \overset{\text{TiO}_2}{\text{TiO}_2} \quad \overset{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
 $F = 0,0251 - 0,0113 - 0,0132 = 0,0006 \quad F \% = 0,0006 : 0,0591 \times 100 = 1,0 \%$

Расчет A $\overset{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3} \quad \overset{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$
 $A = 0,2170 - 3 \times 0,0669 = 0,0163 \quad A \% = 0,0163 : 0,0591 \times 100 = 27,6 \%$

$A + F + M = 0,0163 + 0,0006 + \overset{\text{MgO}}{\text{MgO}} \quad M \% = 0,0422 : 0,0591 \times 100 = 71,4 \%$
 $+ 0,0422 = 0,0591$

Колонка А — весовые проценты окислов в каменноугольном филлите из Лётшеншталя, Швейцария. Анализы произведены Е. Регли для С. Тейлора.

Колонка Б — молекулярные веса (см. приложение).

Колонка В — молекулярные количества.

1. Разделить весовые проценты окислов (колонка А) на их молекулярные веса (колонка Б), в результате чего получатся молекулярные количества (колонка В).

2. В величину [FeO] внести поправку на трехвалентное железо, входящее в состав ильменита и магнетита, которые не наносятся на диаграмму; формула ильменита FeO·TiO₂, а магнетита FeO·Fe₂O₃, отсюда $F = [\text{FeO}] - [\text{TiO}_2] - [\text{Fe}_2\text{O}_3]$.

3. Проецирование из точки состава чистого мусковита на плоскость основания тетраэдра АФМК производить, исходя из того, что отношение $[\text{K}_2\text{O}]/[\text{Al}_2\text{O}_3]$ в чистом мусковите равно 1:3; поэтому из молекулярного количества $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ надо вычесть утроенное молекулярное количество $[\text{K}_2\text{O}]$, т. е. $A = [\text{Al}_2\text{O}_3] - 3[\text{K}_2\text{O}]$.

4. $M = \text{MgO}$.

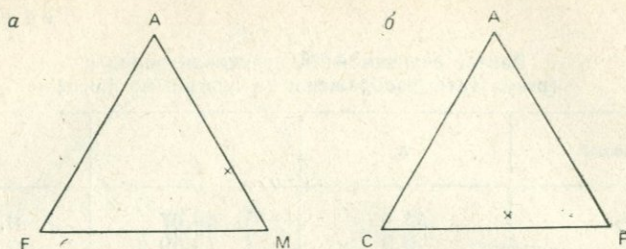


Рис. 4.6. Изображение составов пород на треугольных диаграммах.
a — состав пелитовой породы (табл. 4.1) на диаграмме АФМ Томпсона; *б* — состав основной магматической породы (табл. 4.2) на диаграмме АСФ.

5. Полученные величины А, F и М сложить и каждую из них выразить в виде процентов к сумме.

6. Результаты наносятся на миллиметровку с треугольной разграфкой.

Диаграмма с общепринятым расположением А, F и М и нанесенным на нее составом породы, рассмотренным в нашем примере, приведена на рис. 4.6, *a*.

При расчете величины F иногда к [FeO] прибавляют [MnO], поскольку во многих силикатах Fe²⁺ часто замещается ионом Mn²⁺. Однако это можно делать не всегда, так как в некоторых породах встречаются Mn-содержащие гранаты (гл. 15). Содержание MnO в пелитовых породах, как правило, очень невелико, поэтому отклонением величины F от истинного значения (если не вводить поправку на марганец) можно пренебречь.

Диаграммы АСФ. На диаграммах АСФ удобно изображать составы основных магматических пород, а также известняков с примесями. При их построении учитываются пять главных компонентов: SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO и CaO. В отличие от диаграмм АФМ предполагается, что FeO и MgO в неограниченных пределах замещают друг друга в структуре минералов. Так же как и для диаграмм АФМ, здесь предполагается, что горная порода насыщена SiO₂ и кварц присутствует практически во всех минеральных ассоциациях. На диаграмму АСФ наносятся три главных компонента: [Al₂O₃], [MgO] + [FeO] и [CaO]. Поправки в [FeO] на содержание TiO₂ и Fe₂O₃ вводятся тем же путем, что и для диаграмм АФМ. В величину [CaO] вводится поправка на апатит, имеющий формулу 10CaO · 3P₂O₅: из общего содержания [CaO] вычитается ¹⁰/₃ [P₂O₅]. Предполагается, что [Na₂O] и [K₂O] входят в плагиоклаз (в плагиоклазе возможно присутствие небольшого количества K₂O в твердом растворе). Зная, что плагиоклаз присутствует в минеральной ассоциации, и исходя из формул

альбита $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ и ортоклаза $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$, из суммарного количества $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ вычитают $[\text{Na}_2\text{O}]$ и $[\text{K}_2\text{O}]$ и получают значение А. Таким образом получают величины трех компонентов диаграммы: $A = [\text{Al}_2\text{O}_3]$, $C = [\text{CaO}]$ и $F = [\text{MgO}] + [\text{FeO}]$. Обратите внимание на то, что F диаграммы АСF отличается от F диаграммы АFМ. Ниже приведен еще один пример конкретного расчета (табл. 4.2). Порядок арифметических операций следующий:

Таблица 4.2

Расчет величин АСF основной магматической породы
(результаты изображены на диаграмме, рис. 4.6, б)

Компоненты	А	Б	В
SiO_2	48,62	60,07	0,8094
TiO_2	1,84	79,89	0,0230
Al_2O_3	9,71	101,82	0,0954
Fe_2O_3	5,40	159,68	0,0338
FeO	4,45	71,84	0,0619
MnO	0,16	70,93	0,0023
MgO	7,69	40,31	0,1908
CaO	9,89	56,07	0,1764
Na_2O	3,94	61,97	0,0636
K_2O	0,31	91,20	0,0033
H_2O общ.	6,80	18,01	0,3776
P_2O_5	0,18	141,92	0,0013
CO_2	0,86	44,00	0,0195
Сумма	99,85		

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} = 0,0954 - 0,0636 - 0,0033 = 0,0285$$

$$C = \text{CaO} - 10/3 \times \text{P}_2\text{O}_5 - \text{CO}_2 = 0,1721 - 0,0043 - 0,0195 = 0,1526$$

$$F = \text{MgO} + \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 = 0,1908 + 0,0619 - 0,0338 - 0,0230 = 0,1959$$

$$A + C + F = 0,3770$$

$$A = 7,6 \% \quad C = 40,4 \% \quad F = 52,0 \%$$

Колонка А — весовые проценты окислов в метаморфизованном базальте из района Мутки, Турция. Аналитик Р. Холл.

Колонка Б — молекулярные веса (см. приложение).

Колонка В — молекулярные количества.

1. Так же как и при расчете диаграммы АFМ, делим весовые проценты (колонка А) на молекулярные веса (колонка Б) и получаем молекулярные количества (колонка В).

2. Определяем А с поправкой на алюминий, содержащийся в полевых шпатах:

$$A = [\text{Al}_2\text{O}_3] - [\text{Na}_2\text{O}] - [\text{K}_2\text{O}].$$

3. Определяем величину C с поправкой на количество CaO , связанного в апатите $10\text{CaO} \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5$ и кальците $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$:

$$C = [\text{CaO}] - 10/3 \times [\text{P}_2\text{O}_5] - [\text{CO}_2].$$

4. Величину F определяем путем вычитания из $[\text{FeO}]$ молекулярных количеств окиси титана и окиси железа, эквивалентных содержанию закиси железа в ильмените и магнетите и последующим суммированием полученной величины с $[\text{MgO}]$:

$$[\text{FeO}] = [\text{FeO}] - [\text{TiO}_2] - [\text{Fe}_2\text{O}_3],$$

$$F = [\text{MgO}] + [\text{FeO}].$$

5. Находим сумму $A+C+F$.

6. Выражаем A , C и F в процентах от их суммы $(A+C+F)$.

Общепринятое положение A , C и F на диаграмме и положение на ней состава породы, который был пересчитан в нашем примере (табл. 4.2), показано на рисунке 4.6, б.

Минеральные составы на диаграммах АФМ и АСФ. Если отношения окислов в минералах постоянны, то их составы на диаграммах обычно изображаются точками. Это было уже показано для состава мусковита, определяемого точкой на ребре тетраэдра АКФМ. Исключение из этого правила составляют минералы, в кристаллической структуре которых одни элементы могут замещаться другими (например, железо магнием в ромбических пироксенах). Они наносятся на диаграмму в виде линий, если имеется только один вид замещения, как в ромбических пироксенах, и в виде ограниченных линиями площадей, если таких замещений больше, как, например, в роговых обманках, которые наносят на диаграмму АСФ. Длина линий или размер площадей соответствуют масштабам возможных замещений.

На треугольной диаграмме можно разместить несколько минеральных ассоциаций. Необходимо помнить, что в соответствии с правилом фаз на диаграмме могут быть показаны минеральные ассоциации из одного, двух или трех минералов, поскольку на ней отражены только три компонента. Кроме минералов, нанесенных на диаграмму, в породах могут присутствовать другие минералы (например, кварц и мусковит на диаграмме АФМ).

Если ни в одном минерале нет катионных замещений, получается сравнительно простая диаграмма, подобная диаграмме, изображенной на рис. 4.7. Линии, соединяющие точки составов минералов, называются *соединительными линиями* или *коннодами*. В минеральной ассоциации породы X будут присутствовать четыре минерала: анортит, гиперстен, диопсид и кварц (присутствие кварца в породе связано с постоянным избытком кремнезема). Минеральная ассоциация породы Y будет состоять

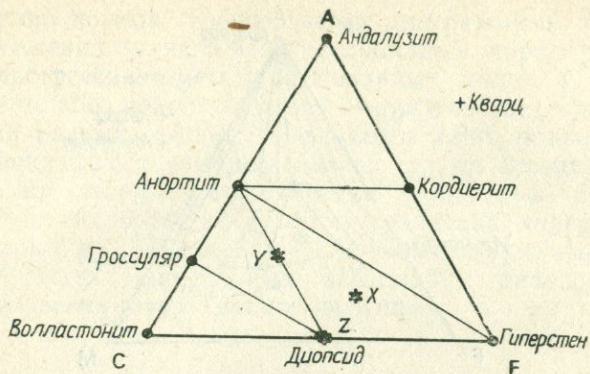


Рис. 4.7. Пример диаграммы АСF с коннодами.

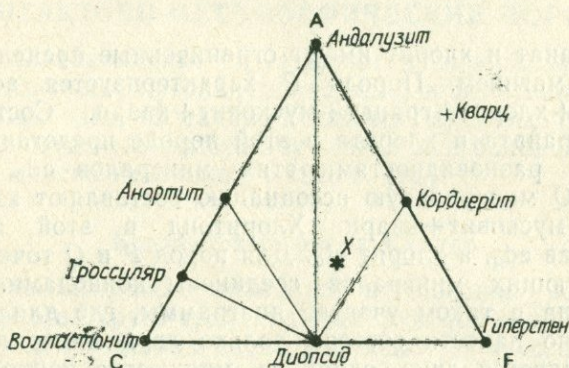


Рис. 4.8. Диаграмма АСF с произвольно нанесенными коннодами (см. текст).

из трех минералов: анортита, диопсида и кварца, а породы Z — из двух: диопсида и кварца.

Расположение коннод на рис. 4.7 определяется не только минеральным составом. На рис. 4.8 показано другое расположение коннод. Эта диаграмма лишена смысла, так как минеральная ассоциация породы X, состоящая из андалузита, диопсида, кордиерита и кварца, в реальных породах не встречается. К вопросу расположения коннод на диаграммах мы будем возвращаться по ходу обсуждения конкретных минеральных ассоциаций.

Если в минералах имеют место катионные замещения, диаграммы становятся более сложными. В связи с широко распространенным замещением $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg$ составы минералов на диаграммах АFМ часто изображаются линиями, а не точками. Такой пример приведен на рис. 4.9. На этой диаграмме хло-

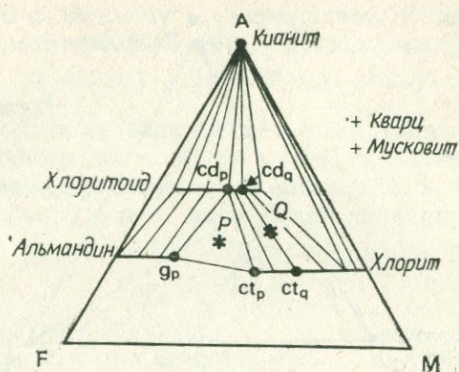


Рис. 4.9. Пример диаграммы AFM Томпсона с коннодами (конноды ниже составов альмандина и хлорита не показаны).

ритонд, гранат и хлорит имеют ограниченные пределы замещения Fe^{2+} магнием. Порода P характеризуется ассоциацией хлоритоид + хлорит + гранат + мусковит + кварц. Составы хлоритоида, граната и хлорита в этой породе представлены соответственно разновидностями этих минералов cd_p , g_p и ct_p . В породе Q минеральную ассоциацию составляют хлоритоид + хлорит + мусковит + кварц. Хлоритоид в этой ассоциации имеет состав cd_q , а хлорит ct_q . Для пород P и Q точки составов сосуществующих минералов соединены коннодами. Точка Q расположена в таком участке диаграммы, где для любой породы можно нанести составы только двух минералов. Линия cd_q — ct_q является лишь одной из множества коннод, положение которых зависит от отношения Fe^{2+} к Mg в породе. На диаграмме AFM показано лишь несколько возможных коннод, пересекающих двухминеральное поле.

Для каждой породы можно определить и валовой химический состав и состав всех слагающих ее Fe- и Mg-содержащих минералов, благодаря чему треугольная диаграмма типа изображенной на рис. 4.9 может быть переведена на количественную основу (гл. 15). В то же время треугольные диаграммы помогают при рассмотрении возможных минеральных ассоциаций без точного знания пределов колебаний состава минералов. Такие полуколичественные диаграммы часто используются в этой книге. В петрогенетических исследованиях большой интерес представляют диаграммы с произвольно нанесенными коннодами (тонкие линии на рис. 4.8). Все диаграммы отражают только равновесные ассоциации метаморфических минералов и справедливы только для определенных условий метаморфизма. С изменением степени метаморфизма изменяется и

расположение коннод. Треугольными диаграммами пользуются для изображения минеральных ассоциаций пород различного состава прогрессивно-метаморфизованных толщ. С помощью диаграмм можно сопоставить метаморфические минеральные ассоциации разных районов. Диаграммы AFM, приведенные на рис. 5.5, показывают изменение минеральных ассоциаций в зависимости от степени метаморфизма в одном из контактово-метаморфических ореолов, а путем сравнения диаграмм ACF, изображенных на рис. 8.13 и 11.6, можно выявить различия метаморфических минеральных ассоциаций районов Сулихельма в Норвегии и гор Троодос на Кипре.

Глава 5

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Самые показательные структурные и минеральные изменения в контактовых ореолах происходят в пелитовых породах. Ниже описан один из таких типичных ореолов, на котором британские студенты-геологи обучаются уже более 60 лет. Этот ореол был описан Растоллом в 1910 г. [85].

Контактный ореол Скиддо

Описываемый район находится в северной возвышенной части Озерного округа графства Камбрия, Англия. На нескольких небольших участках здесь наблюдаются выходы биотитовых гранитов и гранодиоритов, контактирующих с ордовикскими аспидными сланцами Скиддо. Изотопными методами установлен девонский возраст гранитоидов. Вокруг интрузивных тел развиты широкие контактовые ореолы. При детальном исследовании выявлено, что тела гранитоидов представляют собой куполовидные выступы кровли не очень большого гранитного батолита (рис. 5.1).

В аспидных сланцах на внешней границе контактового ореола отмечается сквозной кливаж и изоклиналиная складчатость. Приконтактные изменения произошли после смятия пород и складки. Это означает, что интрузивные породы внедрились после складчатости и деформаций. Таким образом, контактовому метаморфизму в ореоле Скиддо предшествовал региональный метаморфизм низкой ступени.

Минеральные ассоциации регионального метаморфизма низкой ступени хорошо видны при микроскопическом изучении сланцев Скиддо, взятых за пределами контактовых ореолов. Предпочтительная ориентировка чешуек листовых силикатов

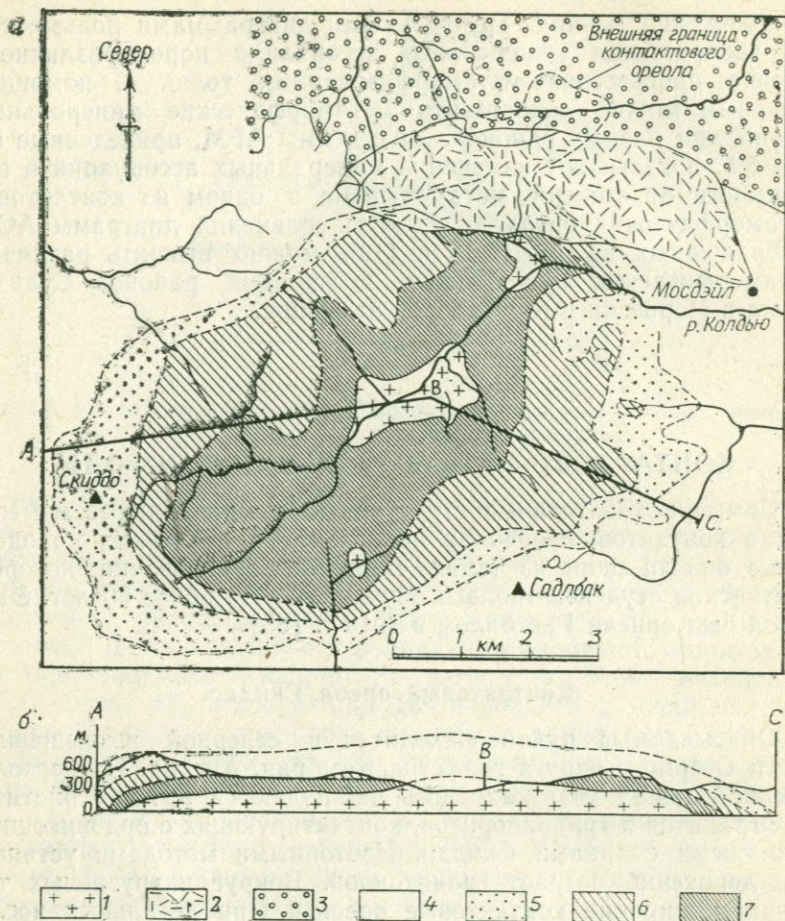


Рис. 5.1. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) гранитного массива Скиддо и его контактово-метаморфического ореола [27].

1 — гранит Скиддо; 2 — комплекс Каррок-Фелл (преимущественно габбро); 3 — вулканическая серия Борроудейл; 4 — неметаморфизованные аспидные сланцы Скиддо; 5—7 — метаморфические зоны в сланцах Скиддо: 5 — внешняя зона аспидных сланцев, 6 — зона андалузитовых сланцев, 7 — зона роговиков.

(мусковита и хлорита) в сланцах совпадает с *кливажем сланцеватости*. Присутствуют обломочные зерна кварца, мелкие призматические кристаллы хлоритоида и непрозрачные минералы — сульфид железа, окислы железа и графит. Для сланцев Скиддо остается неясной причина их обогащения алюминием, причем в некоторых участках, где отсутствует хлоритоид, высокоглиноземистые минералы не установлены. Предполагалось, что они могут быть представлены обогащенным алюми-

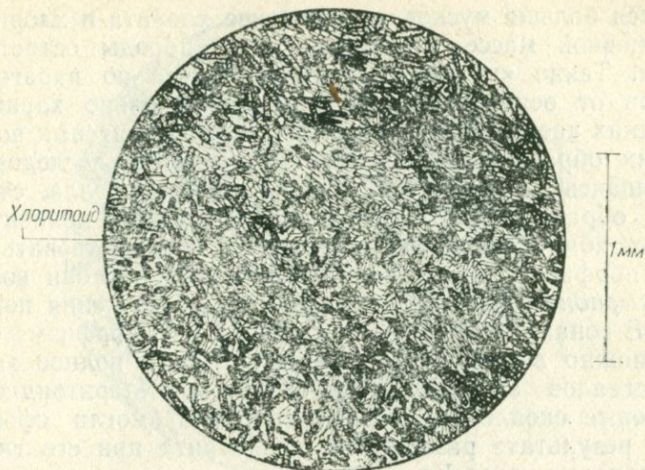


Рис. 5.2. Участок «пятна» из аспидного сланца внешней части ореола Скиддо.

нием конечным членом минералов ряда мусковита, например серицитом (гл. 10), но рентгеновски он не определен.

В порядке увеличения степени метаморфизма в контактовом ореоле Скиддо выделяются следующие зоны: неизменные глинистые сланцы Скиддо → внешняя зона пятнистых сланцев → промежуточная зона сланцев с порфиробластовой структурой → внутренняя зона роговиков. В этой зональности наиболее показательны структурные, а не минеральные изменения пород. Изменения пород во внешней зоне характеризуются увеличением размеров зерен в сланцах и уменьшением совершенства кливажа. На плоскостях кливажа видны пятна размером 0,15—2,0 мм в поперечнике, минеральную природу которых при полевых наблюдениях определить нельзя. Порфиробласты промежуточной зоны представлены характерной разновидностью андалузита — *хиастолитом*, а также кордиеритом. По размерам зерен некоторые из пород промежуточной зоны приближаются к мелкозернистым филлитам, но кливаж в них все еще сохраняется. Часто следы кливажа можно видеть и во внутренней роговиковой зоне.

На рис. 5.2 представлена схематическая зарисовка шлифа темного пятна из пятнистого глинистого сланца внешней зоны. Шлиф ориентирован, так же как и все остальные шлифы листоватых пород, зарисованные в этой книге, перпендикулярно листоватости. В шлифе видны те же минералы, что и в окружающей основной массе породы. В минеральную ассоциацию «пятен» и основной массы входят мусковит, хлорит, хлоритоид и непрозрачные минералы. В более светлоокрашенных «пятнах»

содержится больше мусковита и меньше хлорита и хлоритоида, чем в основной массе, но размер зерен породы остается постоянным. Такие «пятна», не отличающиеся по парагенезису минералов от основной массы породы, довольно характерны для внешних частей контактовых ореолов в пелитовых породах. Способ их образования не ясен. Некоторые исследователи, придерживаясь классической точки зрения Растволла, считают, что они образовались в результате местной концентрации некоторых компонентов, которая могла предшествовать образованию порфиробластов; возможно также, что они возникли при *ретроградном метаморфизме* за счет разложения порфиробластов. В зонах более высоких ступеней метаморфизма ореола Скиддо можно видеть частично, а иногда и полное замещение кристаллов андалузита мусковитом. Хлоритоид-хлорит-мусковитовые скопления (пятна) (рис. 5.2) могли сформироваться в результате разложения кордиерита при его гидратации с привнесом ионов K^+ .

В некоторых породах из внешней части пятнистой зоны часто содержится биотит. Внутри этой зоны отмечаются невидимые глазом порфиробласты андалузита и кордиерита.

Кордиерит-андалузитовый сланец из промежуточной зоны контактового ореола Скиддо представлен на рис. 5.3. В его минеральной ассоциации присутствуют биотит, мусковит, кордиерит, андалузит, кварц и непрозрачные минералы. Кордиерит образует овальные кристаллы с неровными краями и многочисленными включениями биотита, мусковита и темноцвет-

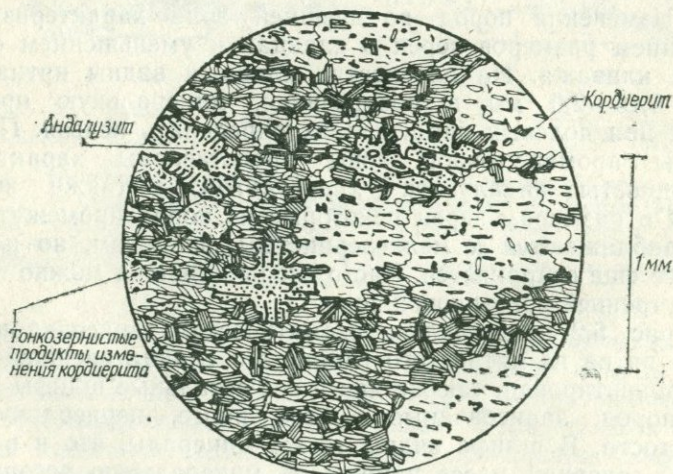


Рис. 5.3. Кордиерит-андалузитовый сланец из промежуточной зоны ореола Скиддо.

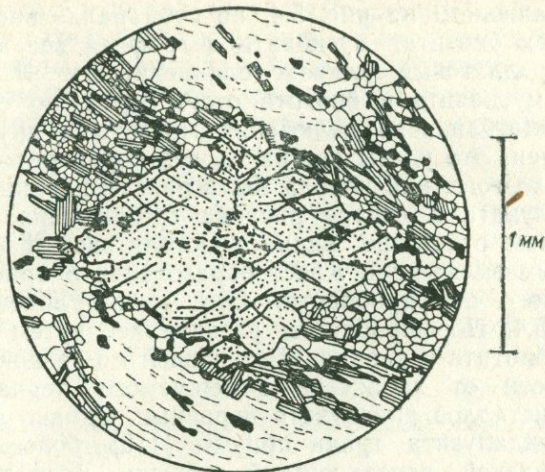


Рис. 5.4. Андалузит-кордиеритовый кристаллический сланец из внутренней зоны ореола Скиддо.

ных минералов. Такая структура называется *пойкилобластовой*, так как кристаллы метаморфической породы содержат включения других минералов. Если включений много, употребляется термин *ситовидная* (sieve) структура, которая фактически является разновидностью пойкилобластовой. Необходимо обратить внимание на хорошо выраженную субпараллельную ориентировку чешуек биотита, мусковита и зерен непрозрачного минерала (вероятно, графита), включенных в порфиробластах кордиерита. Этот *реликтовый* кливаж сланцеватости является одним из доказательств, указывающих на более позднее проявление контактово-метаморфических изменений в глинистых сланцах по отношению к формированию кливажа. Крупные кристаллы, заключенные в относительно тонкозернистой основной массе называются *порфиробластами*. В данном случае порфиробласты представлены кордиеритом и андалузитом. На рисунке видны один продольный и два поперечных разреза призматических кристаллов андалузита. Базальные сечения этих кристаллов, с двумя направлениями спайности, на первый взгляд напоминают сдвойникованные кристаллы, ориентированные под углом друг к другу. В скрещенных николях, однако, выявляется, что это не двойник, а единый кристалл, который представляет собой разновидность, переходную к *хиастолиту*; последний характерен для роговика внутренней зоны (рис. 5.4).

Минеральная ассоциация роговиков внутренней зоны та же, что и роговиков промежуточной зоны: биотит + мусковит + кордиерит + андалузит + кварц + непрозрачные минералы. В рого-

вике, изображенном на рис. 5.4, по субпараллельной ориентировке чешуек биотита, мусковита и графита все еще можно различить реликтовый кливаж сланцеватости. В кордиерите включения мусковита и биотита отсутствуют, но сохранились расположенные линейно включения графита и других непрозрачных зерен. Это указывает на то, что кордиерит кристаллизовался после того, как порода была рассланцована. Порфиروبласт андалузита в центре рисунка срезан перпендикулярно призме; в нем отчетливо видно хиастолитовое расположение непрозрачных включений. Крест образовался в процессе роста андалузитового порфиробласта. Это можно видеть, сравнив рис. 5.3 и 5.4. Порфиробласты развивались путем замещения мусковита, биотита и кварца, протекавшего с разной скоростью в зависимости от характера замещаемого зерна. Поэтому границы кристаллов андалузита неровные. Однако в растущем кристалле андалузита грани призмы $\{110\}$ более устойчивы благодаря низкой поверхностной энергии. Рост этих граней и замещение других минералов в этом направлении идут быстрее, чем на углах призмы. В результате вдоль направления роста ребер кристалла остаются непрозрачные включения, которые и составляют хиастолитовый крест. Причина преобладающего развития спайности в каком-либо одном направлении в каждом из секторов хиастолитового креста остается неясной.

Роговики внутренней зоны ореола сравнительно крупнозернистые, и в них хорошо различимы изометричные зерна кварца. В шлифе они напоминают мозаику из приблизительно одинаковых в поперечнике пяти-, шести- и семиугольников. Характерно, что углы, где соприкасаются три зерна кварца, приближаются к 120° . Эта типичная для роговиков структура называется *гранобластовой*. Она будет характеризовать всю породу в целом, если отсутствуют призматические (андалузит) или пластинчатые (мусковит, биотит) минералы. Гранобластовая структура напоминает структуру прокаленного без деформации металла; она свидетельствует о том, что порода приобрела состояние структурного равновесия, при котором размеры зерен одинаковы, а их границы обладают равной поверхностной энергией. Структурное равновесие, как правило, сопутствует термодинамическому равновесию (гл. 4). Отсюда следует, что при структурном равновесии контактирующие минеральные зерна являются членами равновесной минеральной ассоциации.

Картирование контактово-метаморфического ореола Скиддо было сделано в основном по структурным изменениям пород, и последовательность кристаллизации метаморфических минералов в нем определить нелегко. Основные реакции образования новых минералов происходят, по всей вероятности, во внешней

зоне контактового ореола (пятнистые сланцы). Можно определить последовательность появления новых минералов при увеличении степени метаморфизма, но, по- существу, невозможно выявить последовательность исчезновения таких минералов как хлорит и хлоритоид, так как наблюдаются ретроградные изменения пород.

Первым из метаморфических минералов кристаллизуется биотит и немного позже, почти на той же ступени метаморфизма, кордиерит и андалузит. В большинстве контактово-метаморфических пород появление этих минералов сопровождается исчезновением хлорита и хлоритоида (ср. рис. 5.2 и 5.3). Таким образом, последовательность смены минеральных ассоциаций в ореоле Скиддо следующая:

хлорит + хлоритоид + серицит + кварц	} Минеральные ассоциации низкой ступени	Неизменные глинистые сланцы
биотит + хлорит + серицит + кварц хлоритоид + биотит + серицит + кварц		
кордиерит + андалузит + мусковит + биотит + кварц	} Минеральная ассоциация высокой ступени	

В некоторых редких породах в зоне высокой ступени метаморфизма Раствол [85] описал гранат. Впоследствии было

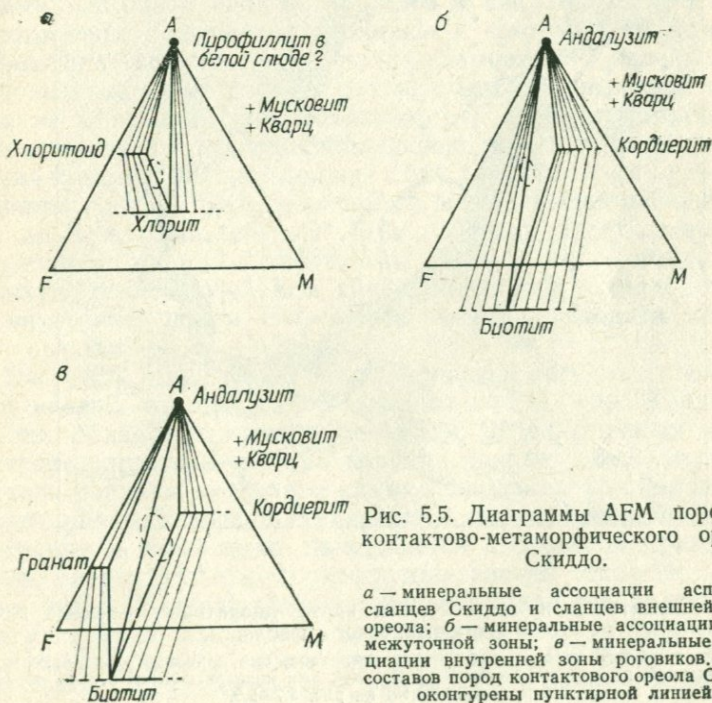


Рис. 5.5. Диаграммы АFМ пород из контактово-метаморфического ореола Скиддо.

а — минеральные ассоциации аспидных сланцев Скиддо и сланцев внешней зоны ореола; б — минеральные ассоциации промежуточной зоны; в — минеральные ассоциации внутренней зоны роговиков. Поля составов пород контактового ореола Скиддо оконтурены пунктирной линией.

установлено, что этот гранат сильно обогащен марганцем [109].

Не имея данных о составе минералов, особенно о составе белой слюды и хлорита, нельзя химическими уравнениями описать образование биотита, кордиерита и андалузита. Но поскольку все минеральные ассоциации содержат кварц и мусковит, они могут быть представлены с помощью диаграмм АФМ (рис. 5.5). Эти диаграммы очень схематичны, так как степень замещения $Fe \rightleftharpoons Mg$ в кордиерите, хлорите и других минералах неизвестна, однако они дают некоторое представление о наблюдаемых минеральных ассоциациях.

Ореол Комри

Ореол Комри приурочен к контактам интрузивного тела, сложенного диоритами и пегматитами, прорывающего кристаллические сланцы надгруппы Дальред к северо-западу от Краевого разлома нагорий в районе Пертшир, Шотландия (рис. 5.6).



Рис. 5.6. Схематическая геологическая карта диоритового массива Комри и его контактового ореола.

Граница контактового ореола не была закартирована, она приблизительно нанесена на карту пунктиром по данным Тилли [106]. Звездочками показаны точки отбора образцов, представленных на рис. 5.7—5.9.

Как и в ореоле Скиддо, контактовый метаморфизм в ореоле Комри испытали пелитовые породы низкой ступени метаморфизма, в которых хорошо развит сквозной кливаж. Степень метаморфизма соответствует хлоритовой зоне прогрессивной метаморфической последовательности, описанной Барроу [7]. Минеральные ассоциации ореола Комри детально охарактеризованы Тилли [106].

Диориты прорывают две формации надгруппы Дальред — глинистые сланцы Аберфойл и крупнозернистые песчаники Бен-Лиди (рис. 5.6). Глинистые сланцы представляют собой обогащенные алюминием пелитовые породы и подвергаются таким же контактовым изменениям, как и сланцы в ореоле Скиддо. Расстояние от зоны появления первых «пятен» в сланцах до контакта составляет 410 м. Зональность контактовых изменений в сланцах Аберфойл здесь не рассматривается.

Крупнозернистые песчаники Бен-Лиди представляют собой метаморфизованные турбидиты и характеризуются значительными вариациями химического состава по сравнению со сланцами Скиддо и Аберфойл. Интересной особенностью метаморфизма песчаников Бен-Лиди является то, что они содержат много SiO_2 , тогда как некоторые роговики у контакта с диоритами настолько бедны SiO_2 , что в них отсутствует кварц. Вместо него появляются шпинель и корунд — минералы, не насыщенные кремнеземом. Тилли связывает это явление с контактовым метасоматозом и соответствующим выносом кремнезема из зоны контакта. Объяснить это явление также можно, если допустить частичное плавление пород у контакта. При частичном плавлении должен был расплавиться гранитный расплав, богатый SiO_2 , в то время как нерасплавленный остаток должен быть обеднен SiO_2 . Можно предположить, что диоритовая магма интрузивного тела Комри имела более высокую температуру, чем гранитная магма Скиддо, поэтому во внутренней части его ореола вместо мусковита присутствует ортоклаз.

На рис. 5.7 приведена микрозарисовка роговика с корундом и шпинелью из внутренней зоны ореола Комри. Корунд бесцветен, обладает высоким рельефом. В скрещенных николях интерференционная окраска корунда доходит до желтого цвета первого порядка, погасание прямое, параллельное направлению ориентировки мельчайших непрозрачных включений. Шпинель изотропна и тоже легко определяется в плоскополяризованном свете благодаря яркой изумрудно-зеленой окраске. Рельеф у нее высокий, но по полоске Бекке выявляется более низкий, чем у корунда, показатель преломления. Состав шпинели промежуточный между собственно шпинелью MgAl_2O_4 и герцинитом $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$. Такая зеленая шпинель называется *плеонастом*,

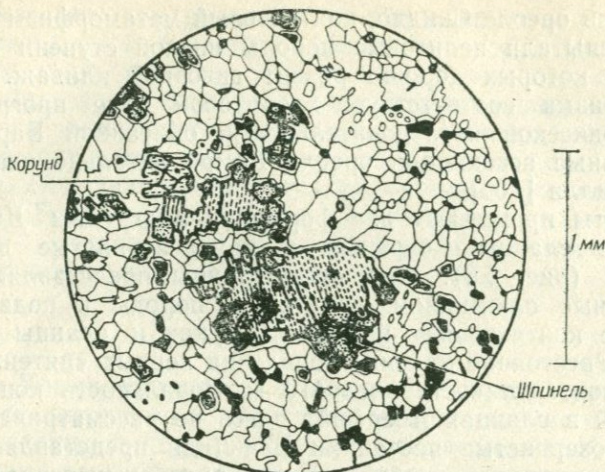


Рис. 5.7. Недонасыщенный SiO_2 роговик из внутренней части ореола Комри.

она довольно часто встречается в контактовых зонах пелитовых пород высокой степени метаморфизма. Непрозрачный минерал в породе представлен, вероятно, магнетитом Fe_3O_4 , тоже принадлежащим к группе шпинели. По структуре плеонаст относится к нормальной шпинели, а магнетит — к обращенной шпинели [20]. Сосуществование этих двух минералов в одной минеральной ассоциации указывает на ограниченную смешимость нормальной и обращенной шпинели в твердом растворе.

В минеральную ассоциацию роговиков входят кордиерит, ортоклаз, корунд, шпинель, биотит и магнетит. Кордиерит в шлифе очень трудно отличить от плагиоклаза An_{20} — An_{30} . Их показатели преломления, двупреломление и оптический знак достаточно близки, и это не позволяет различать их под микроскопом. Различие между кордиеритами ореолов Комри и Скиддо заключается в том, что у первого слабее выражены секториальные двойники и ситовая структура. Кордиерит ореола Комри полисинтетически сдвойникован, но при внимательном изучении в кордиерите можно обнаружить двойниковые пластинки, пересекающиеся под углом 60° , что отличает его от плагиоклаза. Для кордиерита характерна также желтая окраска продуктов его изменения, концентрирующихся вдоль трещин. Наилучшим диагностическим признаком кордиерита являются желтые плеохроничные дворники вокруг включений радиоактивных минералов. Ортоклаз легко распознается по низкому показателю преломления; в шлифе он имеет самый низкий по сравнению с остальными минералами рельеф.

Рассматриваемые породы отличаются от роговиков внутренней зоны ореола Скиддо (рис. 5.4) большей крупностью зерен. Кордиерит и ортоклаз играют ту же роль, что и кварц в роговиках ореола Скиддо. Вокруг скоплений кристаллов корунда и шпинели часто наблюдаются узкие кордиеритовые оторочки, хорошо заметные на фоне окружающего ортоклаза.

На рис. 5.8 представлен роговик из участка внутренней зоны контактового ореола Комри, в котором нет ни кварца, ни минералов, не насыщенных кремнеземом. Самым распространенным железомagneзиальным минералом здесь является гиперстен, образующий порфиробласты, включенные в тонкозернистую основную массу из ортоклаза и кордиерита. В минеральной ассоциации сосуществуют гиперстен, кордиерит, ортоклаз, биотит и непрозрачные минералы. Эти породы, обычные для внутренних частей контактового ореола, называются *пироксеновыми роговиками*.

Во внутренней части ореола Комри встречаются и роговики с большим количеством кварца (рис. 5.9). Из железомagneзиальных минералов здесь развит куммингтонит (магнезиально-железистый амфибол). В минеральной ассоциации присутствуют кварц, плагиоклаз ($Ап_{38}$), биотит, куммингтонит и непрозрачные минералы. Форма выделений куммингтонита — пучки радиально расходящихся призматических кристаллов. Он характеризуется полисинтетическими двойниками и косым погасанием под углом 18° по отношению к двойниковым плоскостям. Возможно, что пучки куммингтонита являются *псевдоморфозами* по ранее существовавшему гиперстену. Однако точка зрения о равновесности роговиков Комри достаточно убедительна, поэтому куммингтонит можно включить в список равновесной минеральной ассоциации.

Состав роговиков внутренней зоны ореола Комри может быть изображен на специальной треугольной диаграмме, на которой отражена степень насыщенности SiO_2 и соотношения между Al_2O_3 и суммой $FeO + MgO$ (рис. 5.10). Этот тип диаграммы для роговиков предложил Тилли [106], хотя сам он ее и не составил. На диаграмме приблизительно показано поле глинистых сланцев Скиддо, которые, вероятно, близки по составу к глинистым сланцам Аберфойл. Поле состава песчаников Бен-Лиди занимает значительную часть площади диаграммы. Жирной чертой нанесены конноды андалузит—кордиерит и кордиерит—куммингтонит. В малых треугольниках ниже коннод и слева от них в равновесных минеральных ассоциациях присутствует кварц, в то время как на остальной части диаграммы породы не насыщены кремнеземом, за исключением треугольника куммингтонит—кордиерит—гиперстен, где отсутствуют как кварц, так и не насыщенные кремнеземом мине-

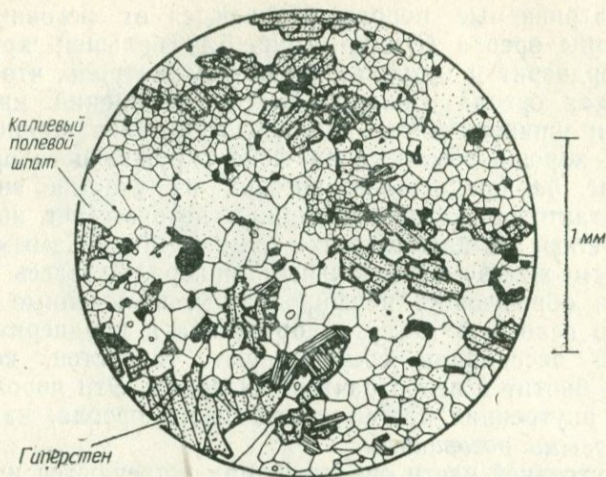


Рис. 5.8. Насыщенный SiO_2 роговик из внутренней части ореола Комри.

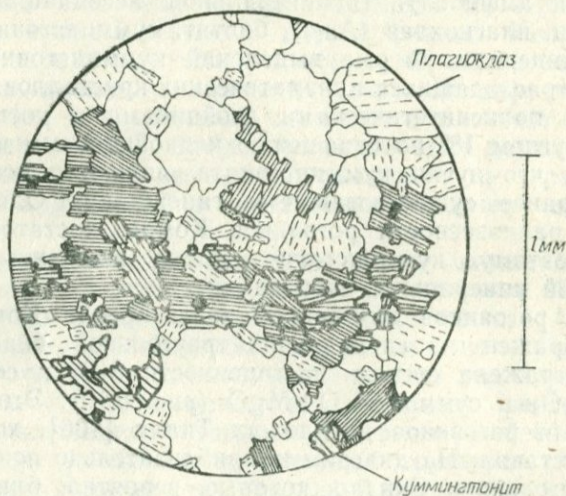


Рис. 5.9. Пересыщенный SiO_2 роговик с кварцем и куммингтонитом из внутренней части ореола Комри.

ралы. На диаграмму нанесены составы пород, изображенных на рис. 5.7, 5.8 и 5.9.

В ореолах Комри и Скиддо наблюдается уменьшение содержания воды от периферии к центру и соответствующая смена водосодержащих минералов (хлорит, хлоритоид, мусковит)

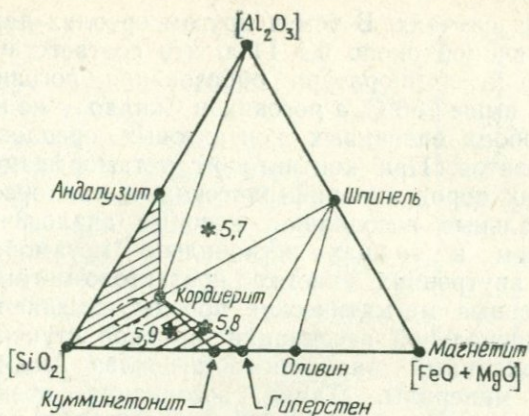


Рис. 5.10. Треугольная диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—FeO+MgO}$, на которой показаны недонасыщенные и пересыщенные SiO_2 минеральные ассоциации роговиков из ореола Комри.

Заштрихован участок диаграммы с ассоциациями, пересыщенными SiO_2 . Звездочками показаны приблизительные составы пород, представленных на рис. 5.7—5.9. Пунктиром околонушено поле составов роговиков Скиддо.

безводными минералами (кордиерит, гиперстен, андалузит). Поэтому процесс контактового метаморфизма можно рассматривать с точки зрения *прогрессивной дегидратации*. Большинство реакций дегидратации слишком сложно, чтобы их можно было рассмотреть в этой книге, а для ореола Скиддо, кроме того, нет детальных данных по составу минералов. Лишь одна из реакций дегидратации, проявившаяся в ореоле Комри, относительно проста и будет рассмотрена здесь в общем виде, а в гл. 13 — более детально. Эта реакция связана с разложением мусковита при увеличении степени метаморфизма и замещением его ортоклазом.

В зависимости от насыщенности пород кремнеземом нужно рассматривать два возможных пути химических превращений мусковита. Если есть кварц, то мусковит реагирует с ним по схеме: мусковит + кварц \rightleftharpoons ортоклаз + андалузит + H_2O . При недонасыщенности системы кремнеземом происходит реакция разложения мусковита по схеме: мусковит \rightleftharpoons ортоклаз + корунд + H_2O . В обоих случаях вода обращается в пар и уходит из зоны реакции по межзерновым границам и трещинам.

Эти реакции ведут к смене минеральных ассоциаций в контактовом ореоле. В ортоклазсодержащих породах ореола Комри должны были идти обе эти реакции независимо от содержания SiO_2 . В ореоле Скиддо кварц с мусковитом не реагировал. По диаграмме, приведенной на рис. 13.4, можно оценить минимальные различия температур образования рого-

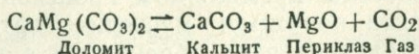
виков в обоих случаях. В том и другом ореолах давление оценивается величиной около 0,1 ГПа, что соответствует глубине 3—4 км. Значит, температура образования роговиков Комри должна быть выше 700°C, а роговиков Скиддо — не выше 600°C.

Породы обоих описанных контактовых ореолов относятся к группе пелитов. При контактом метаморфизме основных магматических пород в периферических частях ореолов возникают минеральные ассоциации, которые аналогичны определенным зонам в толщах регионально метаморфизованных пород. Во внутренних частях контактово-метаморфических ореолов основные магматические породы изменяются с образованием минеральной ассоциации высокой степени метаморфизма: моноклинный пироксен+плаггиоклаз Ap_{50} +кварц+непрозрачные минералы. Такая ассоциация возникает при изменении базальтов. Апобазальтовые роговики имеют гранобластовую структуру, и, хотя оливинсодержащие базальты распространены широко, в роговиках оливин, как правило, отсутствует. Эти роговики, так же как и роговики, богатые ромбическим пироксеном, образованные по пелитовым породам, называют *пироксеновыми роговиками*.

Ореол Бен-ан-Дабхейк, остров Скай

Контактные изменения карбонатных пород происходят иначе. Примером может служить контактовый ореол вокруг гранитов Бен-ан-Дабхейк на острове Скай в Шотландии (рис. 5.11). Этот контактово-метаморфический ореол также описан Тилли [111].

Граниты прорывают докембрийские доломиты Суардал, являющиеся стратиграфическим аналогом распространенных далее к северу в Шотландии известняков Дернесс. В отдельных слоях доломитовых пород, или доломититов, наблюдаются скопления кремневых желваков, ориентированных параллельно слоистости. Близ контакта с гранитами доломитовые породы подверглись контактово-метаморфическим изменениям. Компонент доломита $MgCO_3$ при этом разлагался по следующей реакции:



Углекислый газ покидал зону реакции. Реакция была описана пионером метаморфической петрологии, крупным исследователем А. Харкером, который назвал этот процесс *дедоломитизацией*. Периклаз близ земной поверхности в современных условиях Шотландских нагорий неустойчив. Воздействие подземных вод приводит к его гидратации вплоть до образования

Этот способ написания уравнений реакций будет и в дальнейшем использоваться в книге, поскольку почти все рассматриваемые метаморфические реакции обратимы. Небольшое повышение давления сдвигает равновесие влево. Реакция дедоломитизации тоже связана с выделением и миграцией CO_2 , но она в меньшей степени лимитируется давлением, чем реакция разложения кальцита, поэтому она может идти в контактовом ореоле.

Из кремневых желваков в зону реакции поступает другой химический компонент — SiO_2 . По мере приближения к контакту с гранитами между кремневыми желваками и доломитом возникают реакционные каемки. Во внешних частях ореола они состоят из талька, а ближе к контакту — из зон, сложенных диопсидом и форстеритом. Реакционные каемки возникают на поверхности желваков, но механизм такого изменения пока не ясен. Доломит и кремень перестают быть устойчивой ассоциацией при повышении температуры, SiO_2 диффундирует из желваков в окружающий доломит, а MgO — в обратном направлении, и образуются тальковые оторочки. Еще ближе к контакту с гранитом и CaO начинает проникать через границу между желваком и доломитом.

По мере повышения степени метаморфизма в реакционных каемках проявляется зональность минеральных новообразований. От низкой к высокой ступени метаморфизма порядок смены минеральных ассоциаций следующий: тальк, тремолит, диопсид, форстерит, периклаз, волластонит. Эти минералы развиваются обычно в виде отдельных реакционных каемок вокруг кремневых желваков, за исключением периклаза, который образуется также и при изменении доломита.

Вероятная смена устойчивых минеральных ассоциаций в зависимости от степени метаморфизма приведена на рис. 5.12. Доломитовые породы вместе с кремневыми желваками могут рассматриваться как четырехкомпонентная система SiO_2 — CaO — MgO — CO_2 . Составы пород могут быть представлены с помощью тетраэдра, в углах которого расположены эти четыре компонента. Треугольные диаграммы на рис. 5.12 представляют собой проекции точек, находящихся внутри тетраэдра, на плоскость SiO_2 — MgO — CaO . Присутствие водных минералов (талька и тремолита) в зонах низкой степени метаморфизма ведет к осложнениям в построении диаграмм. Поэтому содержанием воды в системе лучше пренебречь.

Увеличение степени метаморфизма вызывает химические реакции с удалением CO_2 из системы. Образующуюся зональность можно рассматривать и как проявление *прогрессивной декарбонатизации*. Одним из простых процессов при формиро-

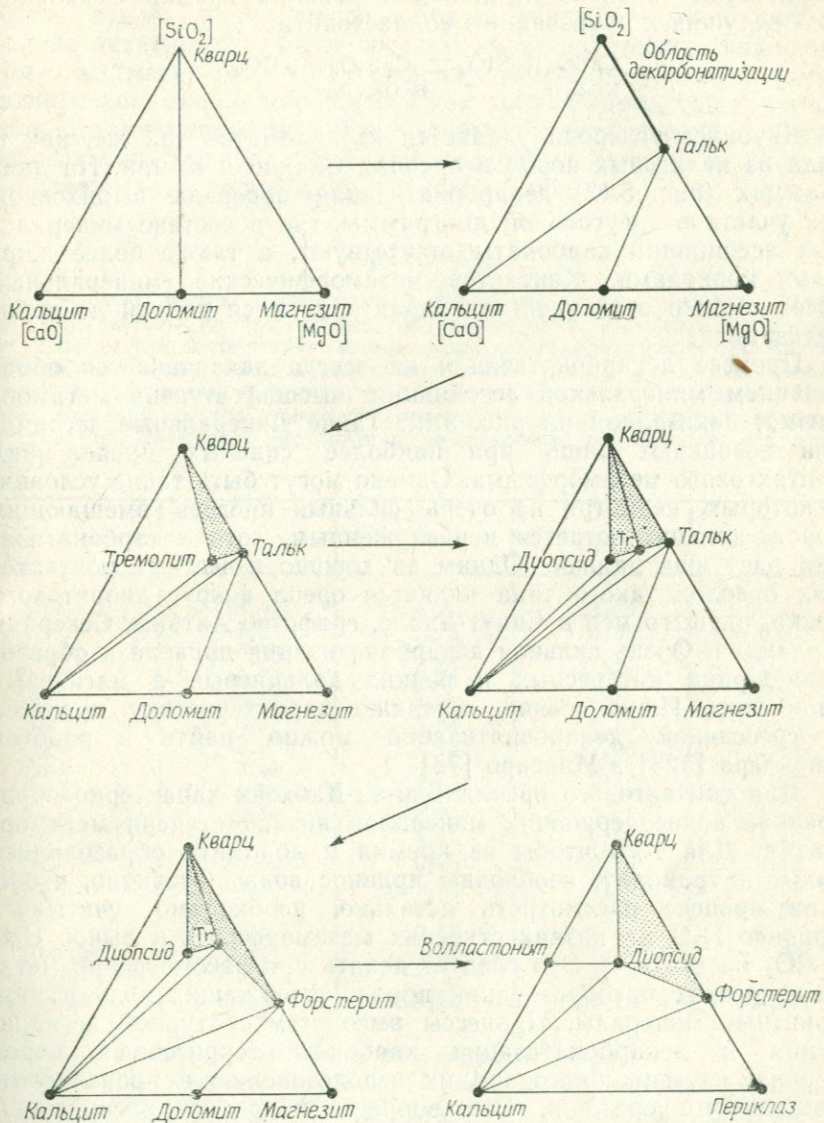
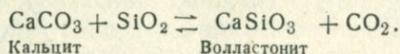


Рис. 5.12. Треугольные диаграммы $[SiO_2]$ — $[CaO]$ — $[MgO]$, отражающие прогрессивную декарбонатизацию окремненных доломитов в контактовом ореоле Бен-ан-Дабхейк.

Заштрихованы участки полностью декарбонатизированных минеральных ассоциаций. Тр — тремолит.

вании этой зональности является реакция кремня с кальцитом, ведущая к образованию волластонита:



Двуокись углерода удаляется из доломитов так же, как и вода из пелитовых пород в ореолах Скиддо и Комри. На диаграммах (рис. 5.12) декарбонатизация показана штриховкой тех участков треугольной диаграммы, где в составе минеральных ассоциаций карбонаты отсутствуют, а также более жирными коннодами. Контактново-метаморфические минеральные ассоциации в этих участках характеризуются полной декарбонатизацией.

Процесс декарбонатизации не всегда заканчивается образованием минеральной ассоциации высшей ступени метаморфизма, показанной на рис. 5.12. Такие минеральные ассоциации возникают лишь при наиболее сильных проявлениях контактового метаморфизма. Однако могут быть такие условия, в которых, несмотря на очень сильный прогрев вмещающих пород, кальцит остается неразложившимся, хотя декарбонатизация идет еще дальше. Одним из хорошо известных контактовых ореолов такого типа является ореол вокруг диоритового некка, рвущего мел в Скаут-Хилле, графство Антрим, Северная Ирландия. Очень сильная декарбонатизация привела к образованию ряда интересных и редких кальциевых и магниевых силикатов. Их описание, а также характеристику процесса прогрессивной декарбонатизации можно найти в работах Винклера [123] и Миясиро [73].

Для контактового ореола Бен-ан-Дабхейк характерно образование водосодержащих минералов низкой ступени метаморфизма. Для того чтобы из кремня и доломита образовались тальк и тремолит, необходим привнос воды. Очевидно, чтобы этот процесс рассмотреть детально, необходимо учитывать привнос H_2O на низких ступенях метаморфизма и вынос H_2O и CO_2 на высоких. Это следует делать при рассмотрении метаморфических преобразований пород, содержащих воду и карбонатные минералы. Процессы высокотемпературной дегидратации и декарбонатизации карбонатно-терригенных пород хорошо изучены благодаря их использованию в производстве цемента и керамики. Эти вопросы подробно рассмотрены Винклером [123], а один интересный пример последовательной декарбонатизации и дегидратации описан Агреллом [1].

Последовательность возникновения новых минералов и исчезновения первичных минералов по мере увеличения степени метаморфизма как в пелитовых, так и в карбонатных породах частично зависит от состава флюида, выделяющегося при

метаморфизме. В ореолах Скиддо и Комри этот флюид был богат водой, а в ореоле Бен-ан-Дабхейк — углекислотой. Сейчас активно изучаются составы метаморфических флюидов, при этом могут быть получены интересные результаты, помогающие пониманию зональности как контактового, так и регионального метаморфизма. Ряд старых интерпретаций условий метаморфизма пород уже пересмотрен с учетом не только температуры и давления, но и состава флюидов.

Упражнение

Приведены четыре химических анализа пород из ореола Скиддо. Нанесите эти составы на треугольные диаграммы АФМ. Расположение кондов на одной из них соответствует минеральным ассоциациям глинистых сланцев Скиддо, не подвергшихся контактовому метаморфизму, на другой — минеральным ассоциациям внутренней зоны роговиков контактового ореола. Пределы вариаций состава минералов возьмите из рис. 5.5. Проведите коннды и сравните полученный результат с диаграммами, помещенными на этом рисунке.

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	58,41	55,25	63,18	54,37
TiO ₂	1,0	1,12	0,98	1,03
Al ₂ O ₃	20,25	22,38	19,29	22,11
Fe ₂ O ₃	0,63	0,72	0,27	2,23
FeO	8,05	8,59	6,55	6,52
MnO	0,07	0,54	0,10	0,36
MgO	2,02	2,06	1,86	2,04
CaO	0,41	0,82	0,46	0,46
Na ₂ O	0,68	1,08	1,04	0,73
K ₂ O	2,50	2,70	3,81	4,94
H ₂ O ⁺	4,87	3,49	2,12	4,42
H ₂ O ⁻	0,46	0,50	0,19	0,15
P ₂ O ₅	0,23	0,13	0,11	0,00
BaO	0,04	0,03	0,05	0,05
C	0,39	0,13	н. о.	н. о.
Прочие	н. о.	0,69	0,11	0,96
Сумма	100,01	100,23	100,12	100,37

(Анализы взяты из книги Иствуда и др. [27] с разрешения авторов.)

Примечание: поскольку в породах нет полевого шпата, содержащийся в них натрий нужно связывать с замещением калия в слюдах, особенно в мусковите. Следовательно, для того чтобы получить значение А, из [Al₂O₃] необходимо вычесть 3 [Na₂O] и 3 [K₂O]. н. о. — не определялось.

Глава 6

ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Условия залегания динамометаморфических пород были рассмотрены в гл. 2. В литературе редко встречаются систематические описания прогрессивной зональности динамометаморфических пород по образцам из профиля, секущего все зоны. Особенно часто внимание исследователей привлекают *милониты*. В этой главе будет описано два примера зональности, один из которых иллюстрирует динамометаморфические изменения, связанные с надвигом, другой — ударный метаморфизм в метеоритном кратере. В обоих случаях метаморфическими изменениями затронуты гранитоиды. В хрупких магматических породах, гранитах или основных породах, эффект динамометаморфизма проявляется ярче, чем в пелитах. Отсутствие в книге примеров динамометаморфизма основных пород связано с интересами автора, хорошо изучившего динамометаморфизм гранитоидов, а не с какими-либо другими причинами.

Процессы деформации и дробления пород при динамометаморфизме весьма отчетливы, поэтому исследователь должен изучать структурные признаки преобразования пород. Изменения минерального состава для динамометаморфических пород имеют меньшее значение, чем для контактово- или регионально-метаморфических. В большинстве случаев при динамометаморфизме равновесных минеральных ассоциаций не наблюдается, но если новообразованные ассоциации равновесны, то это представляет большой интерес с точки зрения возможностей расчета температуры, давления и состава флюидов во время деформации. Важность таких данных для тектонических исследований совершенно очевидна. Это будет показано на примере милонитов Лохзайтен.

Прогрессивный динамометаморфизм гранитов

В данном разделе описаны динамометаморфизованные граниты близ города Битлис в юго-восточной Турции (рис. 6.1, *a*), детально рассмотренные в неопубликованной работе Холла. Автор весьма признателен Холлу за разрешение использовать эти данные. Рассматриваемый район приурочен к южной ветви Альпийско-Гималайской горной цепи (рис. 6.1, *a*). Можно доказать, что орогенические деформации здесь происходили в недавнем геологическом прошлом, в плиоцене [41], а сильная сейсмическая активность свидетельствует о том, что этот процесс, возможно, продолжается в настоящее время. В окрестностях Битлиса развиты нижнепалеозойские или даже до-

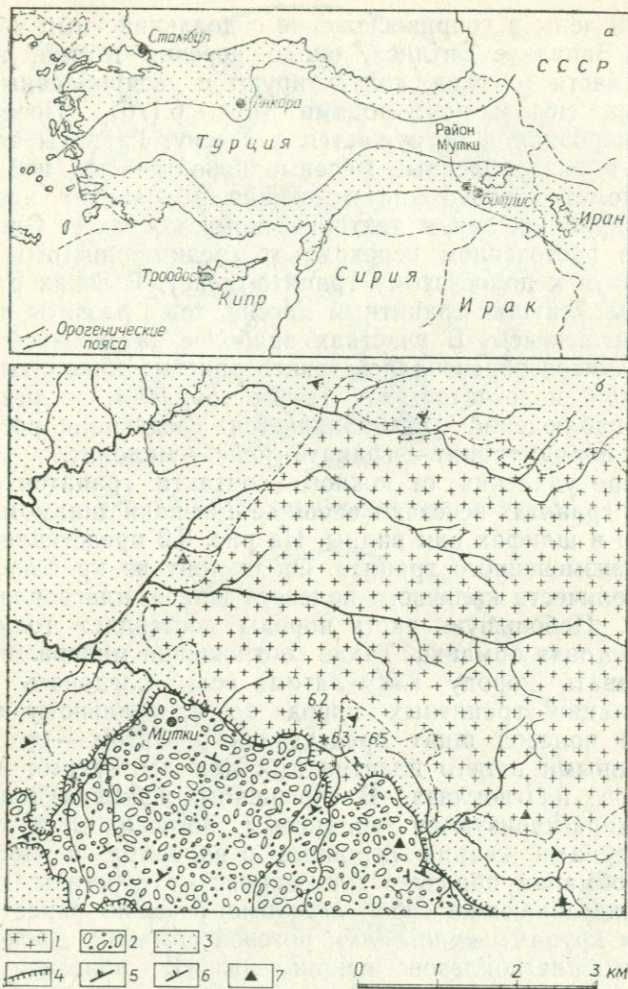


Рис. 6.1. Обзорная (а) и схематическая геологическая (б) карты района Мутки в юго-восточной Турции.

1 — гранит; 2 — верхнемеловая тектоническая брекчия; 3 — палеозойские метаморфические породы; 4 — Альпийский надвиг; 5 — падение листоватости; 6 — падение слоистости; 7 — вершины гор. Звездочками показаны точки отбора образцов, представленных на рис. 6.2—6.5.

кембрийские регионально-метаморфические породы, интродуцированные, вероятно, герцинскими гранитами. И граниты, и вмещающие их породы нарушены постметаморфическими надвигами и разломами. В результате некоторых наиболее крупных надвиговых смещений меловые и раннетретичные породы

были приведены в соприкосновение с доальпийскими породами [41, 69]. Западнее Битлиса, около деревни Мутки, граниты северной части массива контактируют с раздробленными при надвигании меловыми породами (рис. 6.1, б). Поверхность надвига неровная и погружается к северу. Граниты залегают над ней, а раздробленные меловые породы — под ней.

Динамометаморфические изменения в гранитах нарастают по мере приближения к тектоническому контакту. Они выражаются в постепенном переходе от среднезернистого массивного гранита к полосчатому гранито-гнейсу. В зонах разломов и надвигов, секущих гранитный массив, тоже развиты полосчатые гранито-гнейсы. В участках наиболее интенсивной деформации гранитов образовались тонкозернистые милониты с ярко выраженной полосчатостью. Таким образом, в результате полевых наблюдений устанавливается следующая последовательность пород: гранит → гранито-гнейс → милонит.

По мере удаления от южного контакта гранитов с зоной надвига в гранитах исчезают внешние признаки динамометаморфизма, но в шлифах они видны. На рис. 6.2 представлен шлиф внешне неизмененного гранита. Он состоит из приблизительно равных количеств калиевого полевого шпата, плагиоклаза Ap_{23} и кварца. Небольшую часть породы составляет голубовато-зеленая роговая обманка. Такие соотношения минералов позволяют назвать породу адамелитом, если следовать строгой классификации гранитных пород по минеральному составу. Калиевый полевой шпат представлен пертитом — ортоклазом с включенными в него пластинками или ленточками несдвоенного плагиоклаза. В скрещенных николях кристаллы кварца характеризуются волнистым погасанием, а границы между зернами кварца неровные с заливами и выступами. Роговая обманка образует тонкозернистые агрегаты, по-видимому представляющие собой *псевдоморфозы* по ранее существовавшим крупным кристаллам роговой обманки. Двойниковые пластинки плагиоклазов искривлены. В образце породы имеются трещинки; на рис. 6.2 они не видны.

На рис. 6.3 показан крупнозернистый гранит, с незначительными признаками динамометаморфических изменений, наблюдающимися в образце. Зерна кварца в нем, так же как и в предыдущем образце, часто имеют извилистые и зубчатые очертания, но во многих случаях между крупными зернами кварца или зернами кварца и полевого шпата развиты агрегаты мелких новообразованных кристалликов кварца. Для массивных деформированных пород такая грануляция на границах зерен довольно обычна, она является признаком *цементной* (mortar) структуры. Мелкие зерна в кварцевых агрегатах лишены напряжений и расположены так, что в местах сопри-

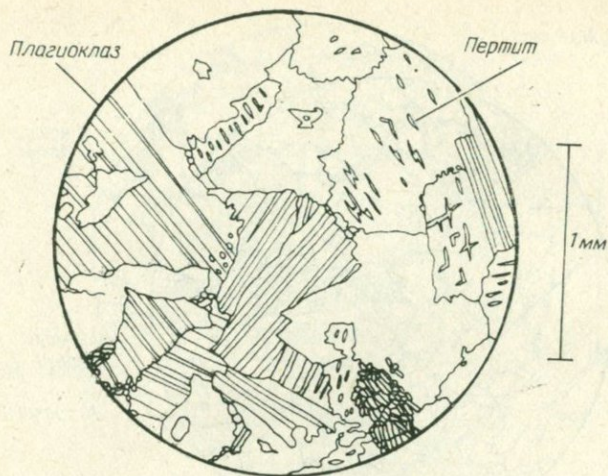


Рис. 6.2. Слабо метаморфизованный гранит.

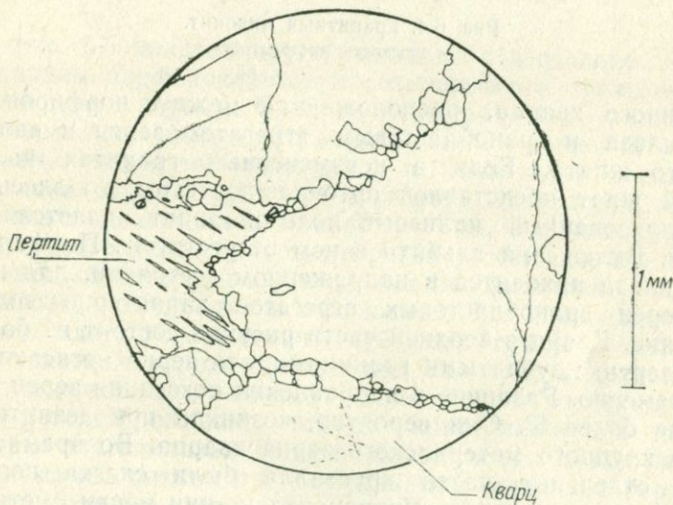


Рис. 6.3. Гранит с цементной структурой.

косновения трех зерен границы расходятся под углами, близкими к 120° . Образование мелкозернистых кварцевых агрегатов между крупными зернами гранита произошло, очевидно, в результате дробления и последующей перекристаллизации.

На рис. 6.4 представлен образец милонита. Слева виден порфирокласт плагиоклаза, а линией ff показано направление листоватости. В нижней части рисунка проходит полоса грану-

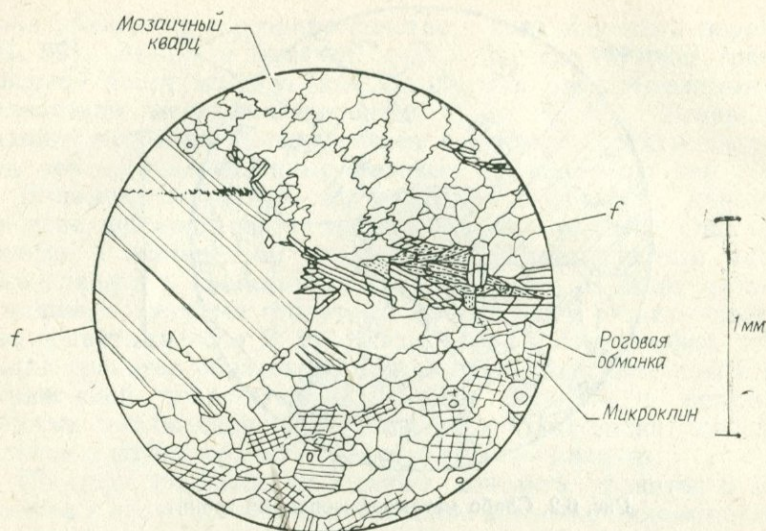


Рис. 6.4. Гранитный милонит.
ff — плоскость листоватости.

лированного кварца, расположенная между порфинокластом плагиоклаза и гранобластовым агрегатом зерен и калиевого полевого шпата. Если в неизменных гранитах калиевый полевой шпат представлен ортоклаз-пертитом, то здесь перекристаллизованный калиевый полевой шпат является микроклином. Включения альбита в нем отсутствуют. Порфинокласт плагиоклаза находится в напряженном состоянии, для кварцевых зерен гранобластовых агрегатов характерно волнистое погасание. Кварц в верхней части рисунка состоит из большого числа зерен с зубчатыми границами, эти зерна погасают почти одновременно. Различие в направлении погасания зерен составляет не более 5° . Они вероятно, возникли при дезинтеграции одного крупного материнского зерна кварца. Во время деформации отдельные части кристалла были слегка повернуты в разных направлениях. Первоначально они могли иметь нерезкие границы, подобные границам внутри напряженного кварца с волнистым погасанием; возможно также, что сначала в материнском зерне образовались трещины, по которым произошли относительные перемещения. По мере деформации и нагревания отдельные зерна обособились и границы между ними стали резкими, зубчатыми. Характерно резкое различие размеров зерен, их формы и типа границ между ними, что видно даже в одном маленьком участке шлифа. Эта структурная неоднородность типична для динамометаморфических пород.

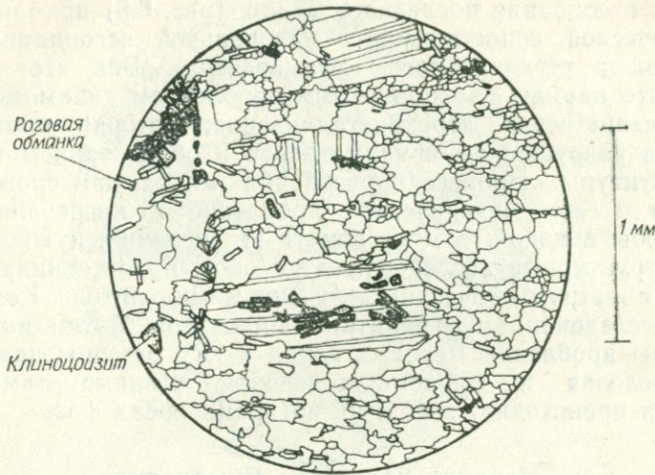


Рис. 6.5. Сильно милонитизированный гранит.

На рис. 6.5 показан другой милонит с несколько меньшим содержанием порфирокластов по отношению к тонкозернистой основной массе породы. Один из порфирокластов плагиоклаза виден несколько ниже центра рисунка. Он имеет извилистые очертания, связанные, очевидно, с частичным замещением плагиоклаза окружающим его агрегатом кристаллов несдвоенного плагиоклаза и кварца. Там, где порфирокласт контактирует с мелкими зернами роговой обманки, его граница сохраняется, в то время как в других местах кварц-полевошпатовый агрегат внедряется в плагиоклаз. Это один из путей, по которому идет формирование зубчатых границ зерен. Возможно также, что роль буфера при перекристаллизации первичного плагиоклаза, помимо мелких зерен контактирующей с ним роговой обманки, играли кристаллические дефекты структуры плагиоклаза. Порфирокласт плагиоклаза частично замещен клиноцоизитом. В описываемом милоните первичные минералы гранита разложились, и образовалась метаморфическая минеральная ассоциация альбит + кварц + клиноцоизит + роговая обманка + непрозрачные минералы. По составу порода отличается от образцов, представленных на рис. 6.2—6.4, поскольку калиевый полевой шпат в ней отсутствует. Структурная неоднородность, так же как и в предыдущем примере (рис. 6.4), свидетельствует о динамометаморфических изменениях.

В изученной серии образцов пород отчетливо выражены признаки динамометаморфической перекристаллизации. Минер-

ральная ассоциация последнего из них (рис. 6.5) приближается к равновесной, сопоставимой с минеральной ассоциацией низкой ступени регионального метаморфизма. Все это говорит о том, что наряду с механическим дроблением динамометаморфизму свойственна перекристаллизация, которая происходит вслед за разрушением крупных зерен и образованием мозаичной структуры. Процесс образования милонитов сложен, он сочетает в себе механическое дробление и нагревание. Для того чтобы в какой-то мере понять эти явления, нужно совмещать структурные исследования районов, прилегающих к разломам, с петрографическим изучением милонитов. Комплексными исследованиями гранитных милонитов Мутки выявлены две фазы дробления меловых пород к югу от зоны надвига — верхнемеловая и миоцен-плиоценовая. Динамометаморфизм гранитов происходил, вероятно, во время обеих фаз.

Милонит Лохзайтен, Швейцария

В этом районе очень хорошо изучена тектоническая эволюция участка надвига. Полагают, что развитие милонита было связано с критической фазой развития надвига. Эти вопросы были рассмотрены в недавней работе Шмида [93].

Милонит Лохзайтен представляет собой слой мрамора мощностью 1—2 м, который залегает в основании тектонического покрова Гларус южнее Цюриха в Швейцарии. Эшер фон дер Линт, Бертран и Хейм впервые установили в этом классическом орогеническом поясе крупные шарьяжи. Читатель, не знакомый с историей этих исследований, найдет необходимые материалы в книге Бейли [6]. *Тектонический покров* Гларус является самым нижним из серии тектонических покровов, проявленных в этой части Альп. Милониты развиты между тектоническим покровом и несмещенным фундаментом, или *автохтоном*. Во время надвигания тектонический покров представлял собой сравнительно жесткую плиту мощностью около 2,5 км, состоявшую главным образом из пермских конгломератов. Автохтон тоже был жестким, в нем преобладали раннетретичные породы, превращенные в результате регионального метаморфизма в глинистые сланцы (гл. 10). Тонкий слой милонита между этими двумя толщами действовал, очевидно, как смазка. Тектонический покров Гларус был перемещен по плоскости надвига по меньшей мере на 35 км.

Микрозарисовка шлифа милонита приведена на рис. 6.6. В породе хорошо развита листоватость, параллельная плоскости надвига. Структура типично милонитовая: порфирокласты кальцита заключены в очень тонком кальцитовом материале, зерна которого нельзя изобразить в масштабе зарисовки.

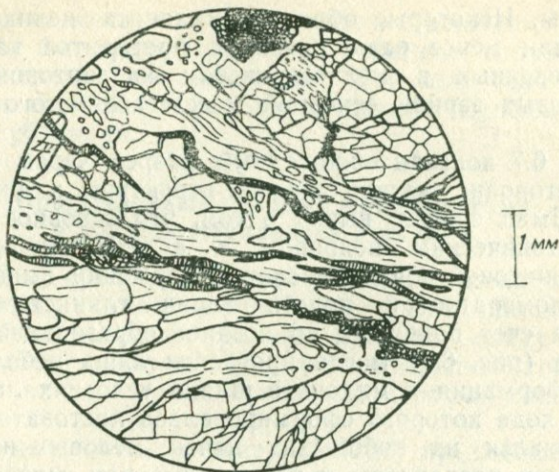


Рис. 6.6. Милонит Лохзайтен, Шванден, кантон Гларус, Швейцария.

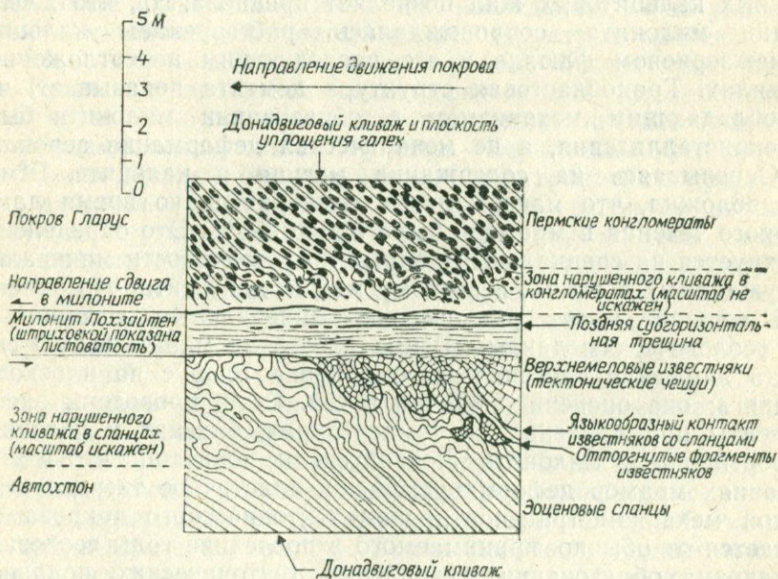


Рис. 6.7. Обобщенный разрез через милонитовую зону Лохзайтен в основании тектонического покрова Гларус по Шмиду [93].

Кальцит порфирокласта сильно напряжен. Многие порфирокласты представляют собой вполне различные обломки кальцитовых жил, секущих ранее сформировавшийся милонит. На поздних этапах развития надвига эти жилы сами были

раздроблены. Некоторые образцы милонита целиком состоят из более или менее раздробленных фрагментов кальцитовых жил, заключенных в мелкозернистом кальцитовом цементе. В кальцитовых зернах основной массы волнистого погасания не видно.

На рис. 6.7 показан обобщенный разрез через зону милонита. Всесторонне изучив малые структуры в окрестностях надвига, Шмид сделал вывод о том, что основное смещение между тектоническим покровом и автохтоном происходило вдоль милонитовой зоны. За счет деформации выше залегающих конгломератов и подстилающих глинистых сланцев, а также за счет подвижек по позднее образованной трещине в милоните (рис. 6.7) могли произойти лишь небольшие смещения. Деформация в милоните шла в условиях ламинарного течения, в ходе которого сформировалась листоватость. Милонит образовался из небольших пачек меловых известняков, которые были раздавлены и размазаны, как масло по хлебу (часть такой пачки показана на рис. 6.7). Присутствие разрушенных кальцитовых жил позволяет предполагать, что деформация милонита сопровождалась растворением кальцита в межзерновом флюиде и его последующим переотложением в жилах. Гранобластовая структура цемента показывает, что преобладающим механизмом в образовании милонита была перекристаллизация, а не механическая деформация зерен.

Основываясь на содержании магния в кальците, Шмид предположил, что максимальная температура во время ламинарного течения в мраморе была около 390°C. Это определение базируется на специальных данных по устойчивости минералов, обсуждаемых в гл. 13, и поэтому можно допустить, что описанный милонит имеет равновесную минеральную ассоциацию. По геологическим данным Шмид рассчитал минимальную скорость движения тектонического покрова Гларус по плоскости надвига; она оценена в 3,5 мм в год. Были проведены эксперименты при давлениях и температурах, близких к условиям деформации в милоните Лохзайтен, и показано, что в этих условиях мрамор деформируется как пластичное твердое тело. Такой механизм транспортировки тектонического покрова отличается от обычно принимаемого в последние годы геологами механизма образования альпийских тектонических покровов. Следует подчеркнуть тщательность как петрографических, так и структурных наблюдений Шмида, лежащих в основе его аргументации. Если в его петрологических и структурных данных обнаружатся ошибки, то изменятся численные характеристики мощности текучего слоя милонита, его температуры и давления, изменятся также тектонические построения. Исследования такого рода дают возможность по меньшей мере полуколиче-

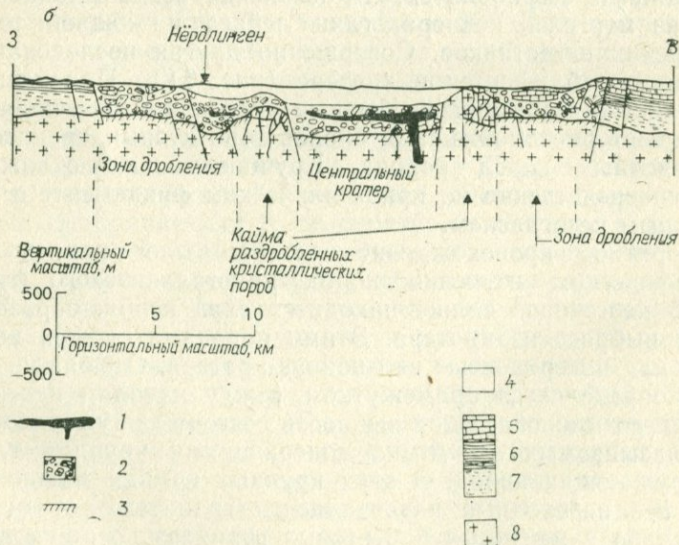
ственной оценки механизма тектонических движений в земной коре и могли бы представить очень ценные материалы для построения моделей тектоники плит. Эту цель сейчас преследуют многие исследователи, занимающиеся изучением надвигов в зонах субдукции.

Прогрессивный ударный метаморфизм в кратере Нёрдлинген-Рис, ФРГ

Кратер Рис представляет собой приблизительно круглую в плане впадину диаметром 21—24 км. Он находится в южной части ФРГ близ западной границы Баварии, между Франконскими и Швабскими горами (рис. 6.8). Старинный город Нёрдлинген стоит на неогеновых осадочных породах, заполняющих впадину.

Происхождение этой структуры было предметом большой дискуссии, сейчас в основном законченной. Обычно считают, что это в какой-то мере эродированный кратер, образованный в результате интенсивных выбросов, последовавших за ударом крупного метеорита. Широтный разрез структуры приведен на рис. 6.8, б. Геологическое строение района относительно простое. Комплекс герцинских метаморфических и магматических пород несогласно перекрывается горизонтально залегающими мезозойскими осадочными породами. Герцинский фундамент представлен главным образом биотитовыми гранитами, прорванными дайками амфиболитов. Мезозойские осадочные породы состоят из мергелей кейпера, глин лейаса и мощной толщи верхнеюрских известняков. Совершенно другая последовательность пород наблюдается в кратере (рис. 6.8). Под неогеновыми осадками залегают необычные отложения, состоящие из беспорядочно расположенных блоков биотитовых гранитов и всех осадочных пород района. Крупноглыбовые отложения лежат непосредственно на кристаллическом фундаменте с ярко выраженным несогласием.

Метеоритное происхождение кратера было выявлено при петрографическом изучении пород кристаллического фундамента. В неогеновой толще находится слой пород, образованных при выбросе из кратера. Этими породами сложен выступающий над поверхностью вал вокруг кратера. Отсюда возраст кратера определяется промежутком между началом и серединой верхнего миоцена. Слой выбросов состоит из туфоподобных пород, называемых *зювитами*, содержащими крупные глыбы всех окружающих пород. В этих крупных глыбах можно наблюдать все переходные разновидности гранитов — от относительно слабо измененных биотитовых гранитов до стекловатых пород. Эта серия рассматривается как прогрессивная зональ-



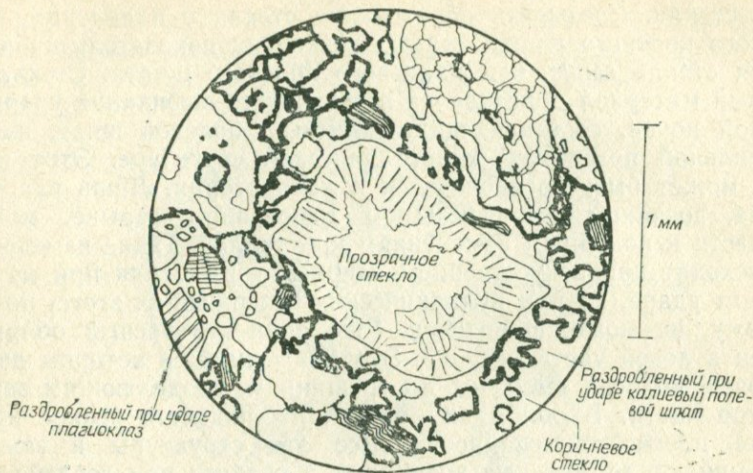


Рис. 6.9. Зювит из кратера Рис.

ность ударного метаморфизма [100]. В породах кристаллического фундамента ложа кратера изменения не изучались из-за того, что сбор образцов потребовал бы значительных затрат на глубокое бурение.

Зарисовка шлифа тонкозернистого зювита представлена на рис. 6.9. Цементирующий материал сложен светло-коричневым стеклом. В стекле видны поры, отороченные темно-коричневым стеклом, и различные обломки. Обломок справа вверху — мрамор, образовавшийся за счет юрского известняка. Остальные обломки состоят из чистого стекла, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и кварца. Каким бы ни был способ образования кратера Рис, зювит представляет собой чрезвычайно редкую горную породу, в которой выброшенные из кратера обломки сцементированы стеклом. Наблюдающиеся структурные и минеральные изменения обломков указывают на ударно-метаморфическую природу этих изменений.

Особенно показательны в этом отношении изменения калиевого полевого шпата (зерно в центре зарисовки). Его внутренняя часть представлена бесцветным изотропным стеклом, а наружная — агрегатом радиально ориентированных кристаллов калиевого полевого шпата. Эти кристаллы образовались за

Рис. 6.8. Обзорная карта (а) и разрез кратера Рис по Дорну [25].

1 — интрузивный базальт; 2 — глыбовые отложения, выполняющие кратер Рис; 3 — поверхность перемещенного фундамента в кратере Рис; 4 — неогеновые осадочные породы; 5 — верхнеюрские известняки; 6 — ниже- и среднеюрские отложения; 7 — отложения кайпера; 8 — герцинский кристаллический фундамент.

счет стекла. Связывать образование стекла с плавлением калиевого полевого шпата нельзя, поскольку показатель преломления стекла *выше*, чем калиевого полевого шпата. Стеклоподобный материал образовался в результате выбивания ударной волной ионов, составляющих калиевый полевой шпат, из их правильной позиции в кристаллической структуре. Этот процесс может быть воспроизведен в лаборатории. Лишь ударная волна, возникающая при мощном мгновенном взрыве, может привести к подобным изменениям кристаллов. Такие изменения происходят при искусственном ядерном взрыве или при метеоритном ударе, но при вулканических извержениях этого, по-видимому, не может произойти. Еще один интересный обломок виден в левой части рис. 6.9. Это плагиоклаз, в котором двойниковые полоски смещены по трещинкам, разделяющим зерно на три части. В обломках биотита наблюдается резкое изгибание плоскостей спайности. Все эти структуры в зювите напоминают те, которые возникают в граните при воздействии искусственной ударной волны. Часть из них, в том числе изгиб пластинок биотита, может возникнуть в результате динамометаморфизма, вызванного тектоническими подвижками, однако удовлетворительно объяснить образование породы в целом можно только процессом ударного метаморфизма.

На основании исследования ряда образцов зювитов, а также крупных выброшенных глыб гранитов Штёффлер [100] различает четыре ступени ударного метаморфизма:

<i>Низкая ступень</i>	I Развитие серии параллельных трещин кливажа в кварце
	II Частичное или полное превращение полевых шпатов в стекло
	III Уменьшение плеохроизма и двупреломления в биотите
<i>Высокая ступень</i>	IV Ударное плавление всех минералов гранита

Ударный метаморфизм обломков полевого шпата, показанных на рис. 6.9, соответствует ступени II. Обломки биотита, хотя и деформированы, сохранили свой плеохроизм и двупреломление, что свидетельствует о их метаморфизме ниже ступени III. Однако обломок сверху слева, представленный пузырчатым чистым стеклом, образовался, вероятно, при метаморфизме кварца и полевого шпата на III или IV ступени. Следовательно, в одном образце зювита содержатся породы разных ступеней метаморфизма. Отсюда можно сделать вывод, что обломки были метаморфизованы до того, как они попали в породу.

На рис. 6.10 изображен шлиф из выброшенной гранитной глыбы. Кварц и полевой шпат в ней полностью превращены в чистое стекло, обладающее трещинным узором, напоминаю-

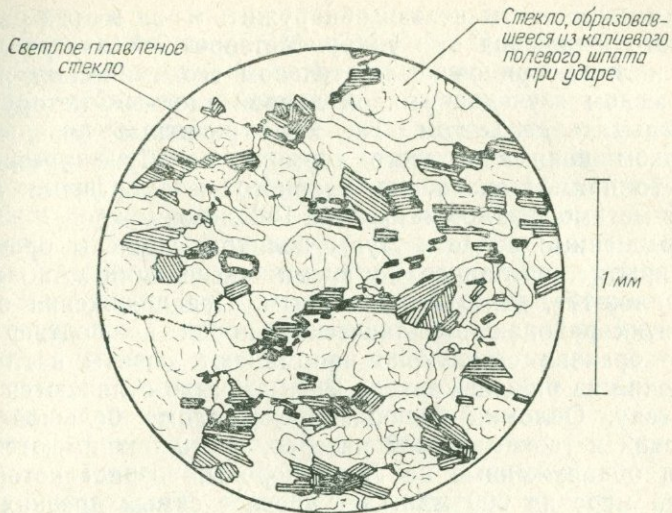


Рис. 6.10. Ударно-метаморфизованный гранит из выброшенного блока, кратер Рис.

щим перлитовую структуру вулканического стекла. Интенсивный ударный метаморфизм привел к плавлению гранита и образованию жилок стекла, пересекающих породу. При одном никеле и малом увеличении участки породы, не содержащие жилок стекла, выглядят как гранит, так как сохранилась реликтовая гранитная структура, но в скрещенных николях почти вся порода изотропна, сохранились лишь кристаллы биотита и непрозрачного минерала. Биотит обладает нормальным плеохроизмом и двупреломлением, но его пластинки изогнуты. Степень метаморфизма можно определить, следовательно, как наиболее глубоко измененную породу ступени II.

В шлифах эффект ударного метаморфизма настолько отчетливо виден, что не может быть сомнения в том, что обломки, выброшенные из кратера Рис, были подвержены воздействию ударной волны очень кратковременного взрыва. Большинство исследователей считают, что взрыв, последовавший за метеоритным ударом,— единственно возможное объяснение этого природного явления.

Метаморфизм лунных пород

Поскольку Луна не имеет атмосферы, метеориты падают на ее поверхность с высокими скоростями (8—12 км/с). Поэтому ударный метаморфизм пород Луны весьма распространен,

хотя сами метеориты нельзя обнаружить из-за малых размеров и полного испарения при ударе. Метеоритный материал определяется лишь при очень тщательном геохимическом и минералогическом изучении рыхлой лунной «почвы», которую принято называть *реголитом*. Так как гранитные породы, даже в широком понимании этого термина, на Луне чрезвычайно редки, то прямое сравнение ударного метаморфизма лунных пород с метаморфизмом в кратере Рис невозможно.

Возвышенные области Луны целиком сложены брекчиями. Это открытие, сделанное во время экспедиций «Аполлон-14» и «Аполлон-17», было неожиданным. Предположения о наличии в этих районах вулканических пород не подтвердились. Лунные брекчии структурно напоминают зювиты и глыбовые накопления из района кратера Рис, но резко отличаются от них по составу. Обломки брекчий представляют большой петрологический и геохимический интерес; среди них имеются древнейшие, обнаруженные на Луне породы, возраст которых по меньшей мере на 600 млн. лет древнее самых древних пород Земли [104].

На рис. 6.11 представлен шлиф брекчии из района возвышенности Декарта на Луне. Образец брекчии взят недалеко от места посадки спускаемого аппарата экспедиции «Аполлон-16» [119]. Автор весьма признателен доктору О. Агрелл за предоставленную возможность изучить шлиф из этого об-

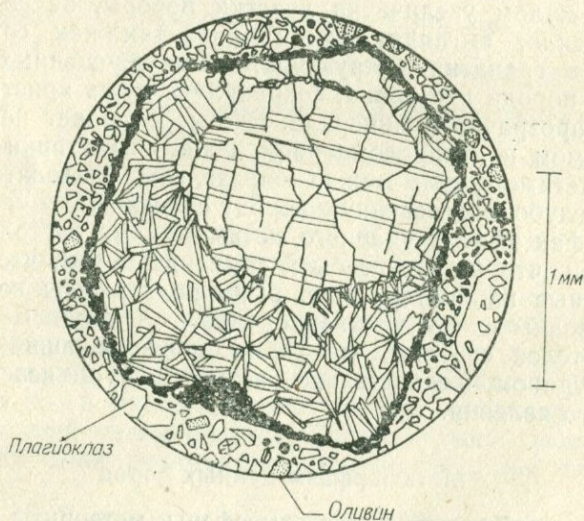


Рис. 6.11. Светлоокрашенная брекчия с возвышенной площади Луны. «Аполлон-16», шлиф образца 60016,80.

разца. Брекчия имеет светлую окраску и состоит из обломков кристаллов плагиоклаза и анортозитов. Основная масса тоже обломочная, обломки в ней представлены плагиоклазом и оливином. Обломок, занимающий основную часть рисунка, очевидно, первоначально был отдельным кристаллом анортита. Реликт первичного анортита сохранился в ядре обломка. Он пересечен серией трещин, которые смещают двойниковые пластинки (ср. с рис. 6.9). В крупных трещинах содержится изотропное стекло, образовавшееся при ударе. Внешняя часть обломка состоит из стекла, которое в момент удара, несомненно, было жидким. Об этом свидетельствует оторочка пыли, образовавшаяся, когда обломок был еще в расплавленном состоянии. Лейсты плагиоклаза в обломке кристаллизовались из стекла. В брекчию обломок попал, вероятно, уже твердым.

Как и зювит из кратера Рис, лунная брекчия, строго говоря, является осадочной породой, в обломках которой проявлены эффекты ударного метаморфизма. На возвышенных площадях лунной поверхности имеется множество кратеров, поэтому образование этой специфической лунной брекчии не связывается с каким-либо определенным взрывом. Некоторые брекчии в свою очередь содержат обломки брекчий, образованных при более ранних взрывах, хотя в образце, показанном на рис. 6.11, этого не видно.

Из-за отсутствия определенности в геологических взаимоотношениях происхождение лунных брекчий еще более дискуссионно, чем происхождение зювита из кратера Рис. Большинство исследователей рассматривают их как продукты взрыва при падении метеоритов. Однако на Луне нет атмосферы, и можно думать, что в этих условиях вулканические взрывы могут быть гораздо интенсивнее, чем на Земле. Первичным источником анортозитовых, троктолитовых и норитовых обломков брекчий считают расслоенные интрузивные тела, внедрившиеся на большую глубину под лунной корой в периоды ее ранней геологической истории. Твердые породы из этих интрузивных тел попали на поверхность Луны при очень сильных взрывах, вызванных ударами тел, сопоставимых по размерам с астероидами. Они могли быть неоднократно переотложены после ударов более мелких метеоритов.

Ударный метаморфизм не единственный вид метаморфизма лунных пород. Некоторые брекчии после своего образования претерпели прогрессивную перекристаллизацию обломков и основной массы. Происходит девитрификация стекла, потеря инертных газов — продуктов бомбардировки космическими частицами, залечивание следов трещин в минералах и развитие гранобластовых структур [118]. Впервые это было отмечено в породах, собранных на склонах кратера Коун в экспедиции

«Аполлон-14». В формацию Фра-Мауро, представляющую собой слой брекчий, выброшенных при огромном взрыве, в результате которого был сформирован бассейн Моря Дождей, эти породы, по-видимому, попали с различных глубин. Уорнер [118] полагает, что породы глубинной части слоя были сильно разогреты, так как выброшенный взрывом материал находился еще в раскаленном состоянии. Наружные горизонты слоя были очень плохим проводником тепла, поэтому глубокие горизонты оставались разогретыми достаточно долго для того, чтобы произошла метаморфическая перекристаллизация. Этот процесс имел место при очень высоких по сравнению с земными температурах (выше 800°C). Уорнер описывает его как «лунный термальный метаморфизм». Конечно, это не контактовый метаморфизм. Процесс сходен со свариванием земных игнимбри-тов, хотя наиболее вероятным источником тепла здесь был не вулканизм, а энергия взрыва при ударе метеорита.

Упражнение

Приведены анализы основных магматических пород из района Мутки в юго-восточной Турции (рис. 6.1). Анализы 1 и 2 представляют собой ба-

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	48,22	50,52	50,51	48,73
TiO ₂	0,81	1,49	1,58	1,51
Al ₂ O ₃	15,99	13,22	16,38	15,55
Fe ₂ O ₃	5,80	2,68	1,92	3,89
FeO	3,92	6,63	7,30	6,07
MnO	0,17	0,26	0,19	0,23
MgO	6,56	7,18	4,18	8,31
CaO	9,00	7,50	8,23	5,23
Na ₂ O	4,69	2,54	2,91	4,70
K ₂ O	0,16	2,99	1,10	0,19
H ₂ O _{общ}	4,12	3,87	4,51	4,40
P ₂ O ₅	0,00	0,10	0,10	0,07
CO ₂	0,10	0,12	0,11	0,05
Сумма	99,54	99,10	99,02	98,93

Минеральные ассоциации

1. Альбит + амфибол + хлорит + эпидот + сфен (+ пироксен).
 2. Альбит + кварц + амфибол + хлорит + эпидот + сфен + апатит + непрозрачные минералы.
 3. Альбит + кварц + роговая обманка + гранат + эпидот + сфен + апатит + непрозрачные минералы (+ хлорит).
 4. Альбит + кварц + роговая обманка + эпидот + сфен + рутил + апатит + непрозрачные минералы (+ хлорит).
- (Неопубликованные анализы Р. Холла, за предоставление которых автор выражает ему признательность.)

Примечание: не забудьте внести поправку в величину С на небольшие количества P₂O₅ и CO₂. При расчете величины F вычитать [TiO₂] из [FeO] не нужно, так как в минеральной ассоциации имеются сфен и рутил.

зальтовые лавы, метаморфизованные во время альпийского орогенеза, анализы 3 и 4 — долериты из даек, метаморфизованные, вероятно, в палеозойское время. Ниже помещены минеральные ассоциации каждой из пород, причем в скобки заключены названия реликтовых минералов магматических пород и минералов — продуктов ретроградного метаморфизма. Нанесите анализы 1 и 2 на одну диаграмму АСФ, а анализы 3 и 4 — на другую. На каждой из диаграмм проведите соответствующие минеральным ассоциациям конноды. Состав эпидота, хлорита и граната возьмите из диаграммы, представленной на рис. 8.13. Поле амфибола имеет ту же конфигурацию, что и на указанном рисунке, но максимальные содержания алюминия в амфиболе в каждом из случаев различны, их нужно рассчитать. Причина этих различий объясняется в гл. 8, они связаны с разными условиями метаморфизма.

Глава 7

РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОБЛАСТЕЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

В качестве примера метаморфических пород докембрийских щитов выбран Льюисский комплекс на северо-западе Шотландии. Этот комплекс всесторонне изучен, и слагающие его породы подобны метаморфическим породам многих других областей докембрийских щитов. Наиболее распространенные типы метаморфизма в областях докембрийских щитов описываются в гл. 8 и 9. Здесь же рассматривается один из наименее распространенных типов метаморфизма, так как он редко проявляется вне докембрийских щитов, и сопутствующие ему условия являются ключевыми для общей дискуссии о происхождении древнейших частей докембрийских щитов. Кроме того, здесь обсуждается происхождение полосчатых гнейсов — обычных пород докембрийских щитов.

Льюисский комплекс представляет собой фрагмент Канадского щита, отделившийся от гренландской части щита при сравнительно недавнем раскрытии Северо-Атлантического океана. На его площади преобладают гнейсы, часто близкие к гранитам по составу, но с сильной гнейсовидной полосчатостью. Радиологические определения возраста показывают, что все породы Льюисского комплекса являются древними, метаморфизованными более 1700 млн. лет назад. Наиболее древний (2900—2200 млн. лет) Скаурский комплекс, породы которого залегают в виде реликтовых пачек среди пород Лаксфордского комплекса, метаморфизованных позднее (2200—1700 млн. лет назад). Некоторые авторы полагают, что возраст метаморфизма и геологические структуры лучше объяснить, если принять три главные эпохи метаморфизма [11]. Первые две, как считают эти авторы, обусловили образование пород Скаурского комплекса, из них более ранняя носит название «бэдколлская»,

а более молодая — «инверская». В этой главе вслед за Ридом и Уотсоном [88] принято более простое подразделение, но наличие различных точек зрения иллюстрирует сложную эволюцию этих пород и трудности ее интерпретации. В северо-восточной части Каледонского орогенического пояса породы Льюисского комплекса повторно метаморфизованы (рис. 7.1). Повторный метаморфизм обычен на докембрийских щитах.

Породы, описанные в этой главе, отобраны в окрестностях деревни Скаури на севере материковой области распространения Льюисского комплекса. Непосредственно к северу от деревни наблюдается переход от пород Скаурского комплекса к породам Лаксфордского комплекса. Здесь развиты полосчатые гнейсы, варьирующие от кислых пород до ультраосновных. Эти гнейсы рассечены многочисленными основными дайками. Полосчатость гнейсов связана с колебаниями состава породы; более темные полосы обогащены FeO и MgO, а более светлые — SiO₂, Na₂O и K₂O. Петрология гнейсов Скаурского комплекса в этом районе описана Саттоном и Уотсоном [101]. Петрогенезис их обсуждался многими авторами [79, 12].

Петрология пироксеновых гнейсов

На рис. 7.2 изображен шлиф гнейса, отвечающего по составу кислой магматической породе. Хотя в обнажениях и штуфах наблюдается гнейсовидная полосчатость, площадь шлифа слишком мала, чтобы ее можно было увидеть. Минеральная ассоциация: кварц + полевой шпат + ромбический пироксен + моноклинный пироксен + непрозрачный минерал. Порода содержит также роговую обманку и биотит, но эти минералы слагают реакционные каемки и, следовательно, не являются членами ассоциации, образованной при метаморфизме высокой ступени, а принадлежат к минералам более поздней стадии *ретроградного метаморфизма*. Ранняя ассоциация высокой ступени грубозернистая, гранобластовая (ср. рис. 5.8). Полевой шпат в этой породе — антипертит: кристаллы олигоклаза An₃₀ содержат пластинчатые включения калиевого полевого шпата. Сравните это с пертитом, изображенным на рис. 6.2. Антипертит возникает в результате способности плагиоклаза при высоких температурах растворять больше калиевого полевого шпата, чем при более низких температурах. По мере остывания плагиоклаза калиевый полевой шпат *выделяется* из твердого раствора, так что гомогенный при высокой температуре кристалл превращается в сростание двух минералов. Это может произойти лишь в том случае, если скорость охлаждения достаточно мала и позволяет ионам калия и натрия диффундировать в кристалле плагиоклаза, что обеспечивает раз-

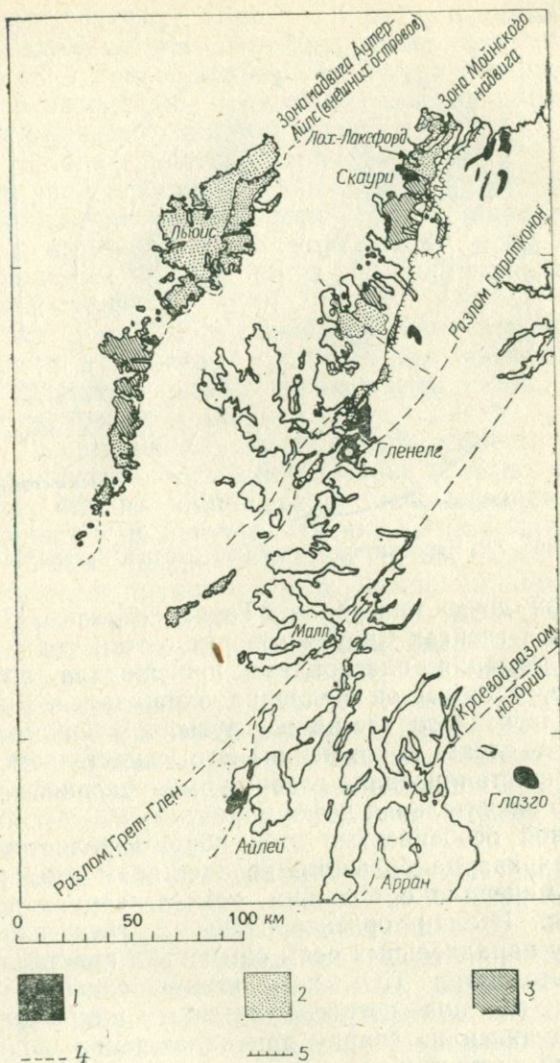


Рис. 7.1. Схематическая геологическая карта северо-западной Шотландии по Риду и Уотсону [88].

Показан Льюисский комплекс, в котором выделены участки, подвергавшиеся деформации и метаморфизму в скаурскую, лаксфордскую и каледонскую эпохи.
 1 — льюисские гнейсы, переработанные в каледонскую орогению; 2 — гнейсы с лаксфордскими структурами или лаксфордского возраста; 3 — гнейсы со скаурскими структурами или скаурского возраста; 4 — крупные разломы; 5 — крупные надвиги.

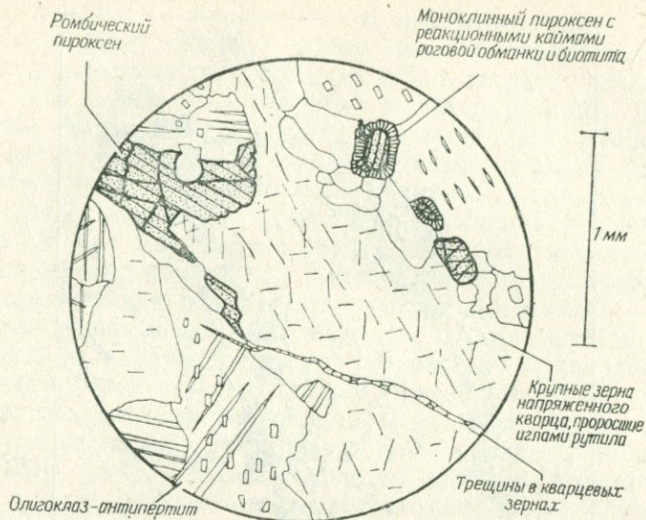


Рис. 7.2. Чарнокитовый гнейс из Скаури, Сатерленд.

деление этих двух минералов. Таким образом, присутствие антипертита в гнейсах Скаури говорит о том, что первоначальная кристаллизация плагиоклаза происходила при высокой температуре, а затем он медленно охлаждался. Двойниковые пластины плагиоклаза слегка изогнуты, а в кристалле кварца наблюдаются следы напряжения. Это свидетельствует о том, что после кристаллизации главной минеральной ассоциации имела место значительная деформация.

Интересной особенностью этой породы является присутствие в зернах кварца большого количества мелких игольчатых включений минерала с большим, чем у кварца, показателем преломления. Иголки ориентированы в трех направлениях, по-видимому параллельных осям симметрии кристаллов кварца. Вероятно, это рутил TiO_2 , хотя иголки слишком малы для определения их под петрографическим микроскопом. TiO_2 , видимо, выделился из кварца при охлаждении, подобно тому, как калиевый полевой шпат выделяется из плагиоклаза. Обилие включений рутила в кварцевых зернах приводит к тому, что эти зерна в штуфе характеризуются темной окраской и отчетливой темно-синей опалесценцией.

Химический состав этой породы соответствует гранодиориту, а минеральная ассоциация также близка к таковой гранодиорита с той разницей, что незначительное количество железомagneзиальных минералов представлено безводными ромбическим и моноклинным пироксенами, а не водосодержащими

слюдами и амфиболами. (Биотит и роговая обманка в этой породе кристаллизовались, очевидно, позже главной минеральной ассоциации.) *Гранобластовая* структура этой породы и ее геологическая позиция не оставляют сомнения в том, что она имеет метаморфическое происхождение.

Породы состава гранитов и гранодиоритов, но с гранобластовой структурой и безводными железомagneзиальными минералами принадлежат *чарнокитовой серии*. Чарнокитом в строгом смысле называют член этой серии с преобладанием калиевого полевого шпата (т. е. по химическому составу эквивалентный граниту).

Порода на рис. 7.2 с преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, строго говоря, является *эндербитом* [110], натровым членом чарнокитовой серии, в противоположность *чарнокиту*, калиевому члену.

Породы чарнокитовой серии распространены на многих докембрийских щитах. Это наименование обаяно своим появлением тому, что из этой породы было сделано надгробье Джоба Чарнока в Калькутте, Индия. Камень для надгробья был добыт вблизи Мадраса в южной Индии. Существуют некоторые разногласия по поводу того, можно ли породы Скаури описывать как чарнокиты. Как упоминалось раньше [59], диагностическим признаком чарнокита является темный цвет кварца, обусловленный игольчатыми выделениями рутила. Высказывается сомнение в том, что гнейсы Скаури недостаточно темны, чтобы отвечать этому названию! Это затруднение можно обойти, присвоив гнейсам Скаури наименование *чарнокитовые гнейсы*, где эпитет «чарнокитовый» будет употребляться в более широком смысле, чем термин «чарнокит» (Хауи, личное сообщение).

Среди гнейсов Скаури встречаются и основные разности. Два примера показаны на рис. 7.3 и 7.4. По химическому составу они примерно соответствуют базальту. Порода, изображенная на рис. 7.3, сложена ассоциацией плагиоклаз $Ap_{46} +$ ромбический пироксен + моноклинный пироксен + непрозрачный минерал + апатит. Ромбический и моноклинный пироксены окружены реакционными каймами. Моноклинный пироксен обрастается каймой из зеленой роговой обманки и кварца. Непрозрачный минерал также имеет биотитовую реакционную кайму. Двойниковые пластинки плагиоклаза изогнуты и имеют волнистое погасание, как и в чарнокитовом гнейсе рис. 7.2. Минеральная ассоциация этой породы мало отличается от таковой базальта. Единственным отличием, заметным под петрографическим микроскопом, является более высокое содержание натрия в плагиоклазе; здесь он представлен андезином, а не лабрадором. Размер зерен здесь крупнее, чем в базальте,

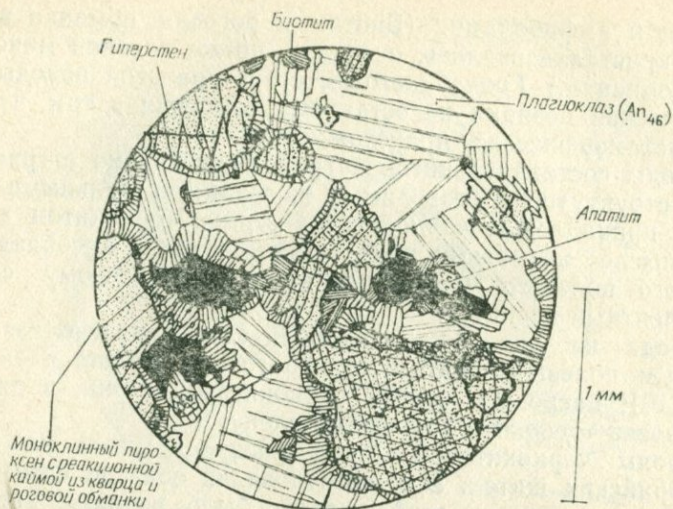


Рис. 7.3. Основной пироксеновый гнейс из Скаури, Сатерленд.

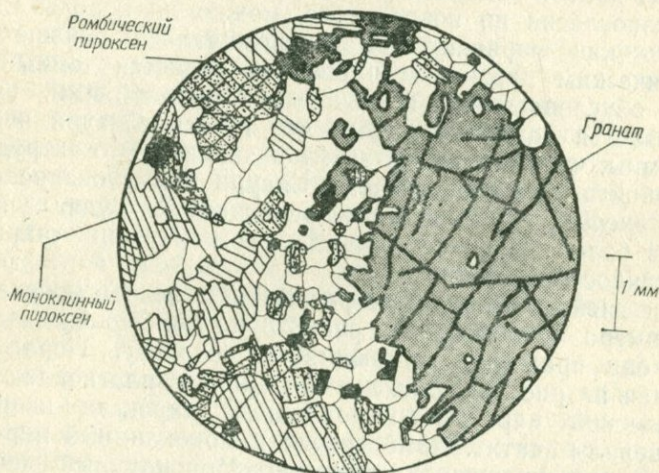


Рис. 7.4. Пироксеновый гнейс, образовавшийся за счет основной магматической породы, Скаури, Сатерленд.
Виден крупный порфиробласт граната.

а вместо микрофитовой структуры наблюдается гранобла-
стовая.

Гнейсы, имеющие химический состав основной магматиче-
ской породы и содержащие в качестве железомagneзиальных
минералов пироксены, широко развиты на докембрийских

щитах. Для этих пород нет общепринятого названия. Наименования «чарнокит» и «эндербит» для кислых ортогнейсов уже обсуждались. В Саксонии, ГДР, развиты породы, обычно отвечающие по составу кислой изверженной породе, в минеральной ассоциации которых участвуют безводные железомagneзиальные минералы. Они обладают характерными метаморфическими структурами, резко отличающимися от среднезернистых гранобластовых структур, типичных чарнокитов. Эти породы названы *гранулитами*. Многими авторами это название было распространено на основные гнейсы, сложенные безводными минералами, которые называют *основными гранулитами*. Другие же авторы [101] в подобных случаях применяют термин «основной чарнокит». Вопрос о наименовании этих пород еще более осложняется тем, что термин «гранулит» употребляется еще для обозначения метаморфической фации (гл. 13). Некоторые геологи, особенно из Шотландской геологической службы, используют термин «гранулит» для обозначения массивных пород гранобластовой структуры, богатых кварцем и полевым шпатом, но не содержащих безводных минеральных ассоциаций, свойственных чарнокитам и саксонским гранулитам.

В связи с этой путаницей термина «гранулит», по-видимому, лучше избегать. В этой книге основные породы, характеризующиеся гнейсовидностью, присутствием безводных минералов и гранобластовой структурой, называются *пироксеновыми гнейсами*. Кислые породы с безводными минералами называются *чарнокитовыми гнейсами*. Термин «гранулит» сохраняется для конкретных пород Саксонии и для наименования метаморфической фации.

На рис. 7.4 и 7.5 показан другой пироксеновый гнейс из Скаурн. Он содержит в минеральном составе алмадин. Существуют две структурные разности граната: крупные *порфиробласты* (рис. 7.4) и мелкие зерна в каймах между пироксеном и плагиоклазом (рис. 7.5). Порфиробласты имеют очень неправильные очертания и многочисленные включения плагиоклаза. Формы кристаллов отражают характер роста граната. Он начался, вероятно, с образования кайм вокруг зерен ромбического пироксена и последующего их замещения; затем происходило разрастание порфиробластов вдоль стыков зерен плагиоклаза. Эта последняя стадия частичного поглощения и замещения кристаллов плагиоклаза видна на рис. 7.4. Таким образом, ядра порфиробластов могут слагаться гранатом, кристаллизовавшимся одновременно с пироксеном, входящим в раннюю минеральную ассоциацию этой породы: плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклинный пироксен + гранат + непрозрачные минералы. Эта порода изменена интенсивнее, чем порода, изображенная на рис. 7.3. Плагиоклаз замутнен из-за

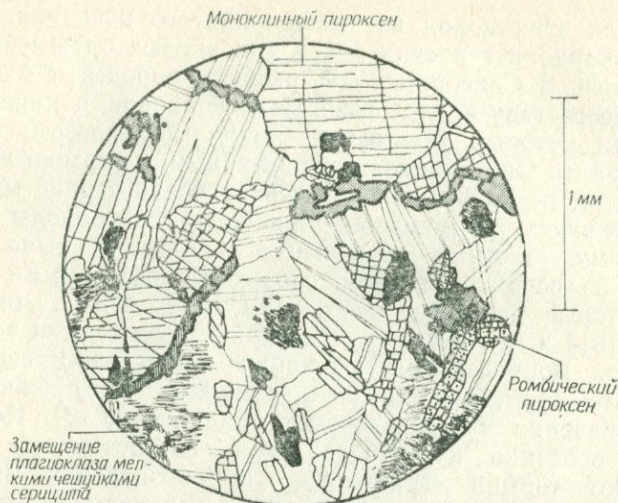


Рис. 7.5. Пироксеновый гнейс, образовавшийся за счет основной магматической породы, Скаури, Сатерленд. Видны интерстициальные зерна граната. Тот же образец, что и на рис. 7.4, но в другом масштабе.

частичного перехода в клиноцоизит, белую слюду и более кислый плагиоклаз. Клиноцоизит и белая слюда — водные минералы, так что это изменение представляет собой процесс замещения безводных минералов водными, что говорит о привносе H_2O в породу при низкотемпературном ретроградном метаморфизме. Однако здесь ретроградный метаморфизм зашел не настолько далеко, чтобы образовалась определенная низкотемпературная минеральная ассоциация.

На рис. 7.6 показан гнейс, имеющий состав ультраосновной магматической породы. Он сложен ассоциацией моноклинный пироксен + ромбический пироксен + оливин + шпинель + паргасит + непрозрачные минералы. Паргасит — это бледноокрашенная, богатая глиноземом разновидность роговой обманки. Шпинель представлена буровато-зеленым *плеонастом*. Оливин в процессе ретроградного метаморфизма превращен в серпентин и магнетит. Таким образом, регионально-метаморфические породы, подобно контактово-метаморфическим роговикам из Комри, описанным в гл. 5, могут слагаться минеральными ассоциациями, недосыщенными SiO_2 . А в породах, богатых MgO и FeO , в ранней ассоциации высокой степени метаморфизма устойчив водный минерал паргасит $NaCa_2Mg_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2$. В глубоко измененных пироксеновых гнейсах докембрийских щитов очень часто отмечается роговая обманка. Отличительной чертой,

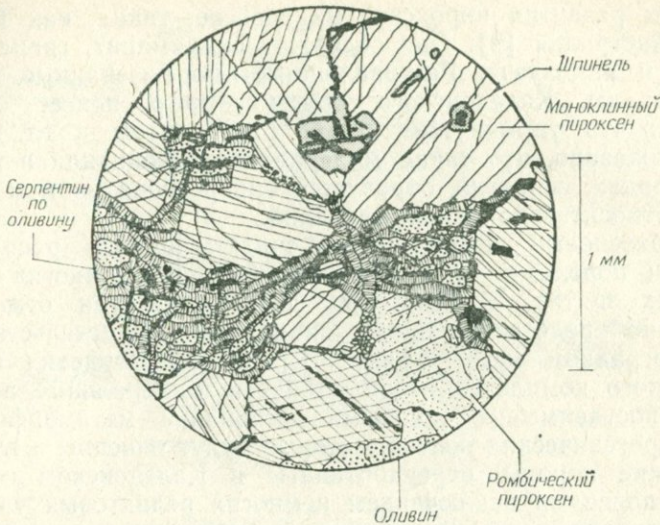


Рис. 7.6. Ультраосновной пироксен-паргасит-оливиновый гнейс из Скаури, Сатерленд.

указывающей на относительно высокую степень метаморфизма пироксеновых гнейсов и чарнокитов, является сосуществование в метаморфической минеральной ассоциации ромбического и моноклинного пироксенов. Однако если эти два пироксена представляют собой реликты первичной магматической породы, что можно установить по микроструктуре, то это, конечно, не указывает на высокую степень метаморфизма. Если же ромбический или моноклинный пироксены в метаморфической ассоциации встречаются порознь, то это также не говорит о высокой степени метаморфизма; каждый пироксен в отдельности может появляться и в минеральных ассоциациях более низких ступеней при соответствующем химическом составе породы.

Хотя высокометаморфизованные пироксеновые гнейсы — обычные породы докембрийских щитов, они иногда наблюдаются среди фанерозойских регионально-метаморфических пород. Минеральные ассоциации этих пород очень напоминают таковые высокотемпературных контактовых роговиков и, подобно им, вероятно, претерпели метаморфизм при сравнительно высоких температурах. Присутствие граната в минеральных ассоциациях основных магматических пород свидетельствует об отличии условий их метаморфизма от таковых в контактовых ореолах. В Льюисском комплексе возле Скаури нет метаморфизованных пелитовых пород, однако они известны в других

областях развития пироксеновых гнейсов, таких, как Брокен-Хилл, Австралия [9]. Они содержат силлиманит, гранат, кордиерит и андалузит. Регионально-метаморфизованные пелитовые породы Каледонского орогенического пояса, близкие к только что упомянутым, будут рассмотрены в гл. 9. Там будет показано, что такая минеральная ассоциация в пелитовых породах, вероятно, образуется при региональном метаморфизме относительно низких давлений.

Пироксеновые гнейсы нельзя считать широко распространенными породами, хотя они встречаются во многих докембрийских щитах. В некоторых гнейсах Скаури отмечалось появление водосодержащих минералов, свидетельствующее о ретроградном метаморфизме. Среди лаксфордских гнейсов Льюисского комплекса развиты водные минеральные ассоциации, сопоставимые с таковыми регионально-метаморфических пород орогенических поясов, которые будут описаны в гл. 8 и 9. Льюисские породы, переработанные в Каледонском орогеническом поясе, за исключением немногих реликтовых участков, также подвергаются замещению низкотемпературными водосодержащими минеральными ассоциациями. Эти породы в данной главе не рассмотрены, их описание будет дано позже. Однако, подобно пироксеновым гнейсам высоких ступеней метаморфизма и в отличие от пород, описываемых в гл. 8 и 9, лаксфордские и каледонские гнейсы обладают гнейсовидной полосчатостью.

Гнейсовидная полосчатость

Вблизи Скаури в метаморфических породах гранодиоритового, базальтового и ультраосновного составов наблюдается гнейсовидная полосчатость. Как уже упоминалось, она обычно слишком груба, чтобы ее можно было наблюдать в шлифах, но отчетливо видна в штуфах и обнажениях. В породах Льюисского комплекса, да и вообще в породах докембрийских щитов, гнейсовидная полосчатость наблюдается как в гнейсах с водосодержащими минералами — слюдами и амфиболами, так и в пироксеновых гнейсах. Многие гнейсы Льюисского комплекса представляют собой не полосчатые гнейсы, а расланцованные граниты (табл. 3.1). Темные полосы полосчатых гнейсов богаты железомagneзиальными минералами — пироксенами в пироксеновых гнейсах и биотитом и гранатом в обычных полосчатых гнейсах. Светлые полосы в обоих случаях обогащены кварцем и полевым шпатом. Толщина полос варьирует от 1 мм до 1 м и более (рис. 2.8). Способ образования полосчатости был предметом очень острых споров; здесь рассматриваются некоторые из предлагавшихся теорий.

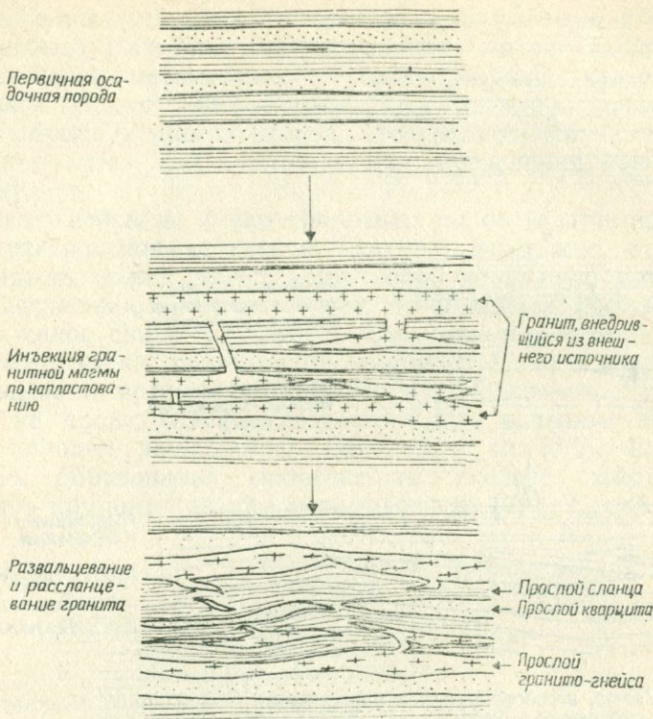


Рис. 7.7. Схема, иллюстрирующая образование гнейсовидной полосчатости путем инъекции гранитной магмы.

Гнейсовидная полосчатость может быть *реликтом* первичной слоистости (или магматической расслоенности в случае метаморфизованных магматических пород), которая сохраняется в процессе метаморфизма высокой ступени. Однако в большинстве случаев гнейсовидная полосчатость тоньше слоистости, так что, если это реликтовая слоистость, порода должна претерпеть сильное тектоническое раздавливание, ориентированное перпендикулярно к направлению слоистости. Можно доказать образование гнейсовидной полосчатости в некоторых гнейсах Льюисского комплекса за счет слоистости. Иногда наблюдаются сланцы и мраморы, метаморфизованные в скаурскую эпоху, в которых видна реликтовая слоистость, указывающая на их образование за счет осадков. Эти особенности прослеживаются постепенно до пород, светлые полосы которых имеют состав гранодиоритов. Эти полосы параллельны плоскостям сланцеватости, которые в свою очередь параллельны слоистости. Согласно одной из теорий, которую иллюстрирует рис. 7.7,

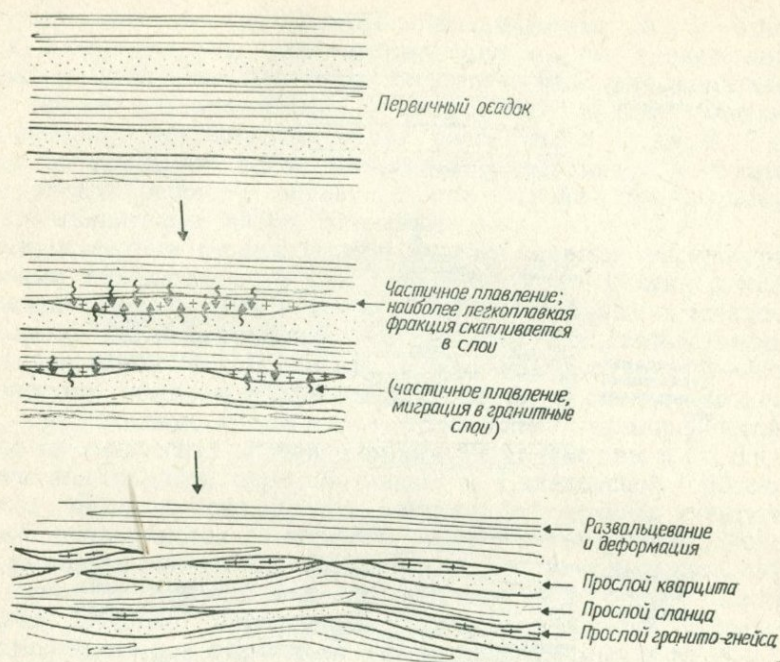


Рис. 7.8. Схема, иллюстрирующая образование гнейсовидной полосчатости при частичном плавлении.

гранодиоритовые слои представляли собой языки гранодиоритовой интрузии, внедрившиеся вдоль сланцеватости. Этот процесс может быть назван гранитной инъекцией (термин «гранит» здесь употреблен в широком смысле) в гнейсы, и образованные таким путем гнейсы получили название *инъекционных гнейсов*. Гранитные инъекции, секущие полосчатость гнейсов, часто сильно смяты, что подтверждает высказанное выше предположение о существовании значительного тектонического раздавливания.

Другая теория полагает, что не было инъекции магмы, а гранитный материал отделился от осадка при его частичном плавлении. Слои, богатые кварцем и полевым шпатом, плавятся раньше слоев, богатых слюдой, и, вероятно, образующийся расплав может концентрироваться между более тугоплавкими слоями. В соответствии с этой теорией в момент гнейсообразования порода была в полурасплавленном состоянии, обладала малой прочностью, в результате чего текстуры многих гнейсов обнаруживают признаки течения. Этот способ образования гнейсов изображен на рис. 7.8.

Изложенные теории объясняют генезис гнейсов, в которых гранитоидный материал переслаивается с образованиями высоких ступеней метаморфизма. Такие породы известны как *мигматиты*. Происхождение различных их структурных типов служит объектом многих споров. Это рассмотрено ниже. Обзор различных типов мигматитов и их образования дан Менертом [70].

Многие гнейсы не имеют гранитных полос (например, основные и ультраосновные гнейсы Скаури). Возможно, что такая полосчатость может представлять собой первичную магматическую расслоенность. Если это так, то мощность различных по составу полос свидетельствует о том, что эта первичная расслоенность имела ритмический характер [117] и была затем развальцована при деформации и метаморфизме. Эта точка зрения на происхождение полосчатости в основных магматических породах защищалась Боуэном и др. [12]. Еще один механизм образования полосчатости гнейсов предполагает миграцию компонентов при метаморфизме [79]. Калий, натрий

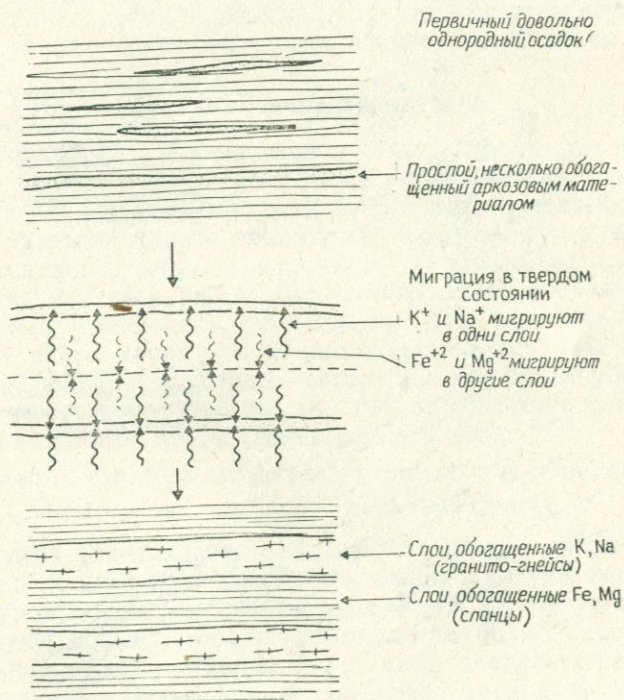


Рис. 7.9. Схема, иллюстрирующая образование гнейсовидной полосчатости в результате метаморфической дифференциации.

и кремнезем могли мигрировать, образуя слои, богатые полевыми шпатами, железо и магний — слои, богатые железомagneзиальными минералами. Этот химический механизм называется *метаморфической дифференциацией*. Он изображен на рис. 7.9. Гнейсы, образовавшиеся в результате этого процесса, должны сохранить общий валовой состав первичной осадочной или магматической породы, но отдельные их полосы могут резко отличаться от любой известной магматической или осадочной породы.

Если гнейсовидная полосчатость образовалась путем гранитной инъекции, частичного плавления или метаморфической дифференциации, то она не обязательно будет параллельна первичной слоистости в осадках, хотя для простоты так пока-

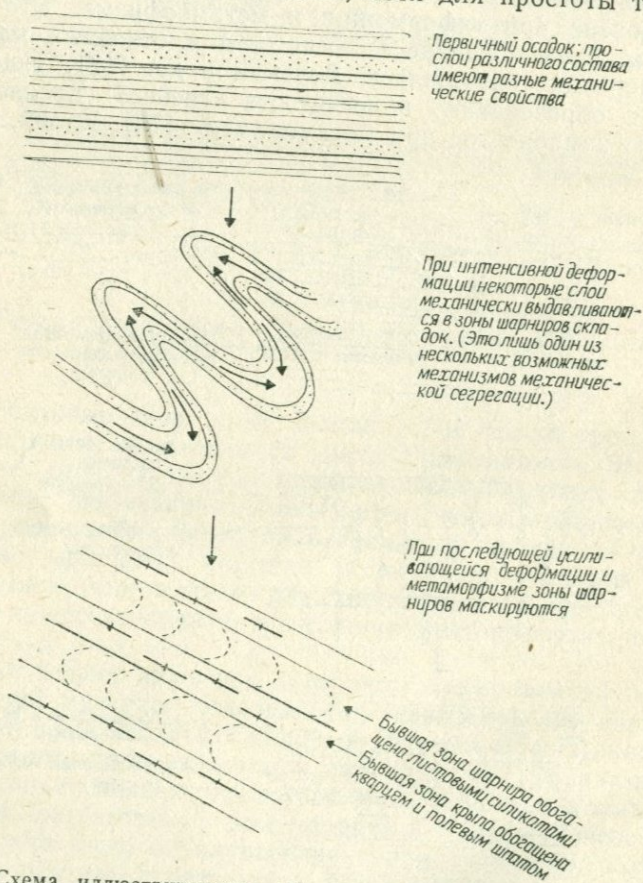


Рис. 7.10. Схема, иллюстрирующая образование гнейсовидной полосчатости в результате механической сегрегации при формировании изоклинальной складчатости.

зано на рис. 7.7—7.9. Гранитные жилы или полосы полевошпатовых метаморфических дифференциатов могут пересекать слоистость, следуя по плоскостям отдельности, кливажа или осевым поверхностям складок. Возможно также, что образование гнейсовидной полосчатости непосредственно связано с изоклинальной складчатостью осадков при метаморфизме. Гипотеза, согласно которой механическая сегрегация материала при деформации приводит к возникновению полосчатости, иллюстрируется рис. 7.10 в соответствии со взглядами Эйртона [4].

Рассмотренные теории не исчерпывают всех существующих взглядов и не безупречны. Например, весьма вероятно, что механическая сегрегация минералов, используемая в последней из изложенных гипотез, могла бы сочетаться с химической сегрегацией элементов, привлекаемой в гипотезах метаморфической дифференциации. В большинстве случаев механизм образования гнейсовидной полосчатости уверенно определить нельзя, хотя упоминавшееся выше интенсивное тектоническое развальцевание, по-видимому, представляет собой обычное явление. В отдельных случаях по геологическим признакам или из анализа метаморфических структур удастся определить общую величину уплотнения, или минимальный объем.

Происхождение мигматитов

Происхождение мигматитов было предметом споров в 1940-х—1950-х гг. Многие геологи доказывали, что мигматиты образовались исключительно при метаморфических процессах с формированием гранитных прослоев путем преобразования осадков в твердом состоянии без расплавления. Строго говоря, это является видом *метасоматоза*. Не останавливаясь на этом, они утверждали, что многие или даже все граниты немигматитового характера также образовались путем преобразования вещества в твердом состоянии. Наиболее убедительным свидетельством в пользу этой теории считается следующая последовательность, часто наблюдаемая в поле:

регионально-метаморфическая порода высокой ступени → мигматитовые гнейсы → гнейсограниты → массивные граниты.

Поскольку большинство осадков по составу отличается от гранитов и должен был измениться валовой состав очень больших объемов пород, эта теория отличается от обсуждавшихся в предыдущем разделе тем, что предполагает большой региональный привнос и вынос компонентов, т. е. предполагает *региональный метасоматоз*. Разделявшие эту точку зрения высказывали множество различных идей о механизмах, с помощью которых мог происходить такой привнос и вынос химических компонентов.

Все процессы, приводящие к образованию гранита, описывались под общим названием *гранитизация*.

Эти взгляды встретили сильное противодействие со стороны тех геологов, которые по традиции считали, что гранит является магматической породой, кристаллизующейся из силикатного расплава, или магмы. Эти геологи рассматривали природу мигматитов в соответствии со схемой, изображенной на рис. 7.7 и доказывали, что гранитная составляющая мигматитов была интродуцирована в виде магмы. Контраст этих двух точек зрения разителен: с позиций гранитизации мигматиты и граниты считаются метаморфическими породами в свете данных в этой книге определений; с позиций инъекции они считаются магматическими породами. Аргументацию и полевые данные, на которых строилась теория гранитизации, можно найти у Рида [87]. Более краткая сводка дана Хетчем и др. [49].

В последние годы спор угас. Возможно, главной причиной этого послужило накопление данных о происхождении многих мигматитов путем частичного плавления, как показано на рис. 7.8. Аргументы в пользу этой теории были обобщены Винклером [123] и обстоятельно проиллюстрированы Менертом [70]. Если мигматизированные гнейсы являются продуктом частичного плавления, то обсуждавшийся выше переход от метаморфических пород высокой степени через мигматиты к гранитам представляет собой высокотемпературный контакт между метаморфическими и магматическими породами. Граниты и магматические породы, образовавшиеся при частичном плавлении, и мигматиты являются в действительности гетерогенными породами, представляющими собой магматический гранит, смешанный с метаморфическими породами высокой степени. Таким образом, сейчас петрологи пришли к гораздо большему взаимопониманию, чем в разгар споров о граните, хотя происхождение мигматитовых гранитов установлено еще далеко не полностью.

Этот спор теперь имеет больший интерес для истории науки, чем для исследователя, изучающего метаморфические породы. Однако о нем было необходимо напомнить по двум причинам. Спор этот наложил свой отпечаток на описание метаморфических пород, так что студент сможет понять некоторые моменты в описании регионально-метаморфических пород, особенно пород докембрийских щитов, только в том случае, если он будет знать, что они сделаны исходя из допущения, что регионально-метаморфические породы представляют собой раннюю стадию гранитизации. Он также иллюстрирует, как одним поколением геологов может быть воздвигнуто грандиозное, монолитное здание теории эволюции метаморфических пород

и как оно может быть уничтожено следующим поколением. По мнению автора, это показывает, как вредно слишком доверять теории, когда речь идет о метаморфических породах. Из-за пробелов в нашем понимании метаморфических процессов возможно, что многие из принятых в настоящее время петрогенетических теорий могут таким же образом оказаться ошибочными. Исследования метаморфических пород, выполненные с целью подтверждения такой теории, будут очень мало стоить. Описательный подход к породам сохранит свою ценность в любом случае, поскольку описания пород и минералов не зависят от петрогенетических теорий.

Упражнение

Приведены анализы амфиболитов из темных полос докембрийских гнейсов юго-западной Гренландии. Они были выполнены методом рентгенофлюоресцентного анализа, а результаты анализов с помощью компьютера приведены к 100 (сумма анализированных окислов без учета H₂O составляет 100 %). Это не влияет на *относительные* количества А, С и F, поэтому нанесите эти анализы на ACF-диаграмму. Перечислены также минеральные ассоциации.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	48,43	48,37	50,54	50,50	55,60	49,60
TiO ₂	1,30	0,87	0,70	1,09	0,69	0,67
Al ₂ O ₃	14,68	15,09	13,77	13,52	15,53	14,12
Fe ₂ O ₃	3,72	3,60	3,49	3,85	2,45	3,48
FeO	9,28	8,98	8,73	9,61	6,10	8,70
MnO	0,24	0,20	0,20	0,22	0,16	0,21
MgO	5,45	8,32	8,58	7,09	6,00	8,88
CaO	13,11	11,67	10,88	11,52	9,46	11,88
Na ₂ O	3,02	2,46	2,58	2,39	3,32	2,04
K ₂ O	0,77	0,45	0,52	0,22	0,69	0,42

Минеральные ассоциации

1. Роговая обманка + плагиоклаз An₄₀₋₄₅ + диопсид + кварц + циркон + сфен + апатит + непрозрачные минералы (+ эпидот).
2. Роговая обманка + плагиоклаз + диопсид + кварц + биотит + апатит + немного граната.
3. Роговая обманка + плагиоклаз + диопсид + гранат + кварц + апатит.
4. Роговая обманка + плагиоклаз + диопсид + гранат + кварц + апатит + непрозрачные минералы.
5. Роговая обманка + плагиоклаз + диопсид + кварц + апатит + непрозрачные минералы.
6. Роговая обманка + плагиоклаз + кварц + апатит + непрозрачные минералы. (Неопубликованные анализы Р. Престона, за которые автор выражает ему признательность.)

Возьмите составы минералов из рис. 8.13 (диопсид добавьте сами), попробуйте провести коннды для изображения этих минеральных ассоциаций. Вы обнаружите, что это невозможно. Почему? Под микроскопом породы имеют хорошо развитую гранобластовую структуру и явно равновесные ас-

социации. (На диаграмме эти анализы образуют кучную группу. Они лежат близко к коннодам плагиоклаз — роговая обманка. Однако гранатсодержащие составы беспорядочно располагаются среди безгранатовых составов, не обогащаясь компонентами А или F. Согласно Престону, изучившему гораздо больше анализов, чем приведено здесь, присутствие или отсутствие гранатов связано с различной гидратацией амфиболитов. Большинство богатых H_2O пород образует ассоциации из четырех фаз: плагиоклаз + гранат + диопсид + роговая обманка, которые нельзя изобразить на этой диаграмме. Поскольку количество воды ограничено, ее следует рассматривать как дополнительный химический компонент в породах, а все дополнения, выходящие за пределы АСF-диаграммы, не могут быть на ней отражены. Если бы содержание H_2O в этих породах было определено, то имеющиеся анализы можно было бы нанести в тетраэдр АСF— H_2O и роль воды можно было бы учесть.)

Глава 8

РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ, I

Многие классические исследования прогрессивного регионального метаморфизма были выполнены в различных районах Каледонского складчатого пояса на северо-западе Европы. К такой геологической классике относится работа Барроу (гл. 2), в течение последнего десятилетия девятнадцатого столетия картировавшего для Геологической службы Великобритании породы Грампианского нагорья в Шотландии к западу от Абердина. Поэтому думается, что читатель этой книги, вероятно, хотя бы в общих чертах знаком с прогрессивной регионально-метаморфической зональностью в Шотландских нагорьях, так что в этой главе будут обсуждаться иные примеры.

Прогрессивная регионально-метаморфическая зональность, аналогичная таковой в Грампианском нагорье, обнаруживается в Каледонском складчатом поясе повсюду. В качестве примера здесь описан район Сулихельма, Норвегия [116, 53]. Это район месторождений меди севернее полярного круга близ границы со Швецией (рис. 8.1, а). В этой части скандинавских каледонид степень метаморфизма возрастает в направлении с юго-востока на северо-запад, и крупномасштабная ориентировка структур в породах позволяет проследить отдельные стратиграфические формации из районов низких в районы более высоких ступеней метаморфизма. Это не типичный случай, потому что обычно стратиграфические горизонты вытягиваются параллельно направлению орогенического пояса, которое является также направлением зон различных ступеней регио-

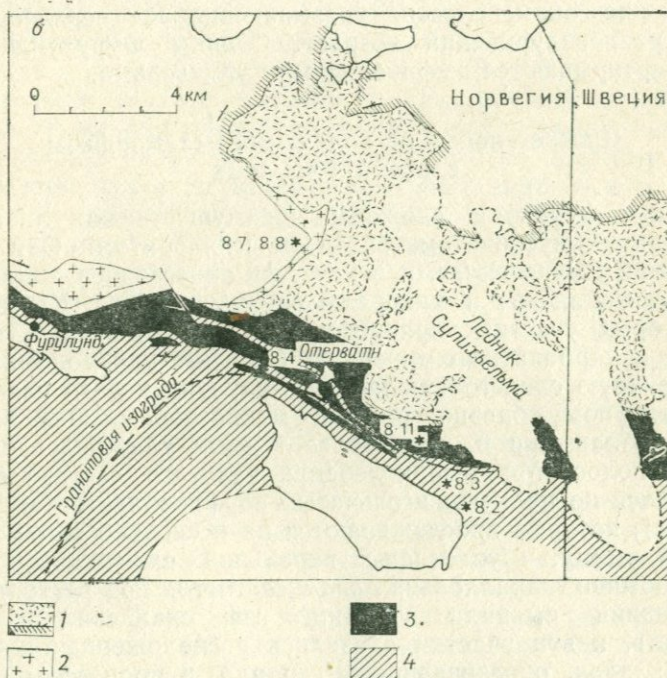
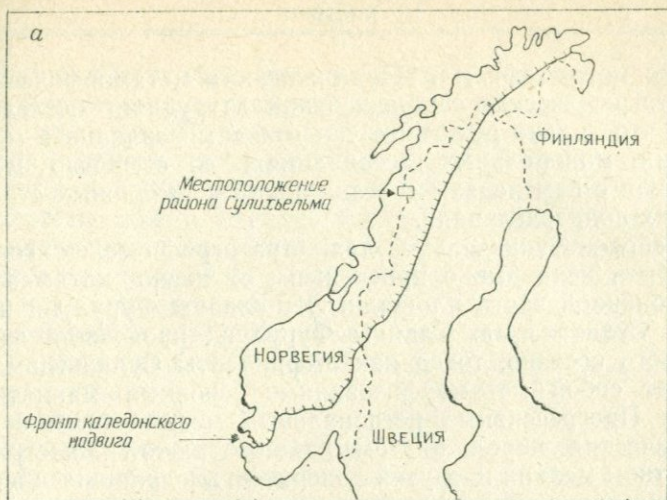


Рис. 8.1.

а — местоположение района Сулихельма; б — схематическая геологическая карта района Сулихельма. Показаны места взятия образцов, изображенных на рис. 8.2, 8.3, 8.4 и 8.11. Изограда проведена по Хенли [53].
 1 — контактный ореол вокруг габбро Сулихельма; 2 — гранит; 3 — амфиболиты Сулихельма; 4 — кристаллические сланцы Фурулунд.

нального метаморфизма. Параллельность метаморфических зон и стратиграфических подразделений затрудняет исследование, потому что трудно решить, с чем связаны различия в метаморфических минеральных ассоциациях: со степенью метаморфизма или с изменением состава пород в различных стратиграфических подразделениях.

В районе Сулихельма два стратиграфических горизонта могут быть непрерывно прослежены от низко- до высокометаморфизованной части площади. Это сланцы Фурулунд и амфиболиты Сулихельма. Сланцы Фурулунд произошли из пород пелитового состава, тогда как амфиболиты Сулихельма представляют собой метаморфизованные основные магматические породы. Прогрессивный региональный метаморфизм основных магматических пород в этом районе также иллюстрируется множеством мелких интрузий долеритов, внедрившихся в сланцы Фурулунд перед главным этапом регионального метаморфизма. Вблизи границы со Швецией в восточной части района Сулихельма среди сланцев Фурулунд встречаются прослой мрамора, содержащие окаменелости, указывающие на верхнеордовикский — раннесилурийский возраст. Сланцы Фурулунд структурно перекрываются амфиболитами Сулихельма.

Прогрессивный региональный метаморфизм сланцев Фурулунд

Сланцы Фурулунд сложены преимущественно листовыми силикатами — мусковитом, биотитом и хлоритом. Они содержат кварц и плагиоклаз, а в качестве аксессуаров — магнетит, пирит, сфен, апатит и минералы группы эпидота. Кроме того, в некоторых участках присутствуют гранаты, игольчатые амфиболы и карбонатные минералы (кальцит или доломит).

Первичную слоистость сланцев Фурулунд нельзя разглядеть ни в штучном образце, ни под микроскопом. Она заметна лишь в обнажении в виде более темных или более светлых зеленых полос. Местные колебания валового состава породы выявляются по наличию игольчатых порфиروبластов амфибола (рис. 2.9), которые прослеживаются на несколько сотен метров и, по-видимому, обусловлены первичной слоистостью. Слоистость обычно параллельна *сланцеватости*, но региональные исследования выявили участки, где сланцеватость сечет слоистость, и эти участки оказались расположенными в шарнирах складок, образовавшихся до или в процессе метаморфизма.

Прогрессивное увеличение степени метаморфизма с юго-востока на северо-запад сопровождается общим увеличением размеров зерен метаморфических минералов, хотя это часто

маскируется значительными местными колебаниями. Сланцеватость выражается в сквозной плоскостной предпочтительной ориентировке (гл. 2) листовых силикатов (гл. 2). Рис. 8.2 изображает низкометаморфизованный хлорит-биотитовый сланец из района Сулихельма, в котором характер этой сквозной сланцеватости можно изучить более детально. Преобладание одного предпочтительного направления носит лишь статистический характер, так что отдельные чешуйки листовых силикатов могут располагаться наклонно к плоскости сланцеватости или даже перпендикулярно ей, хотя число таких чешуек значительно меньше параллельных или почти параллельных плоскости сланцеватости.

Во многих образцах сланцев Фурулунд, кроме сквозной сланцеватости наблюдается еще другая *локальная* ориентировка зерен слюды и хлорита вдоль многочисленных различных поверхностей, пронизывающих породу. Пример показан на рис. 8.3, изображающем биотитовый сланец примерно той же степени метаморфизма, что и хлоритовый сланец на рис. 8.2. С семейством параллельных поверхностей S_2 связана локальная ориентировка чешуек мусковита, хлорита и биотита, отличающаяся от сквозной сланцеватости S_1 . Эти поверхности представляют так называемый *кренуляционный кливаж* (известный также под названием *кливаж напряжения — скольжения*), который является несквозной текстурой, потому что он захватывает лишь часть зерен листовых силикатов в породе. Решающим признаком распознавания кливажа скольжения служат свидетельства его образования после сквозной сланцеватости. В биотитовом сланце, показанном на рис. 8.3, хорошо видно, как чешуйки мусковита и хлорита, определяющие сланцеватость S_1 , постепенно приобретают новую ориентировку вдоль кливажа скольжения S_2 . Это может быть подтверждено полевыми наблюдениями, которые показывают, что образцы сланцев Фурулунд с кливажем скольжения приурочены лишь к зонам шарниров систем складок, сминающих сланцеватость S_1 .

На рис. 8.3 также видно, что крупные порфиробласты биотита имеют предпочтительную ориентировку параллельно кливажу напряжения—скольжения S_2 . Это свидетельствует о том, что порфиробласты росли одновременно с развитием кливажа S_2 или позже. Некоторые чешуйки биотита на рис. 8.2 не так строго подчинены направлению сквозной сланцеватости, как хлоритовые и мусковитовые, что также подтверждает их более поздний рост. Таким образом, по структурным особенностям пород, показанным на рис. 8.2 и 8.3, можно проследить историю взаимосвязи метаморфической кристаллизации и деформации в низкометаморфизованной части сланцев Фурулунд. Ранее,

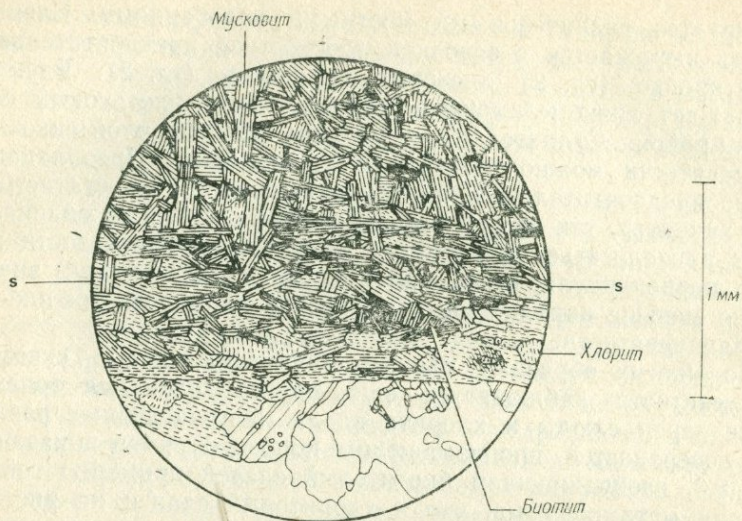


Рис. 8.2. Хлоритовый сланец.
SS — направление сланцеватости.

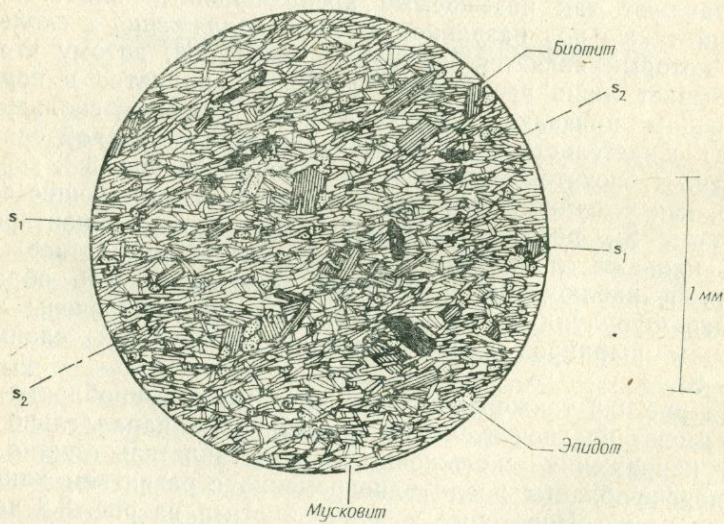


Рис. 8.3. Биотитовый сланец.
 S_1S_1 — ранняя сквозная сланцеватость; S_2S_2 — более поздний кливаж скольжения.

когда развивалась сланцеватость S_1 , кристаллизовались хлорит и мусковит, биотит же кристаллизовался в процессе или позже развития кливажа скольжения S_2 . Однако это не позволяет предполагать, что биотит развивался позже мусковита и хлорита во всем районе Сулихельма. Региональную картину можно построить, лишь изучая в поле малые структуры и микроструктуры в шлифах изо всех частей района.

Что можно сказать в отношении изменения степени метаморфизма? Уже отмечалось, что местные вариации в размере зерен дают лишь грубое представление о степени метаморфизма. Более надежным критерием являются минеральные ассоциации сланцев. Порода, показанная на рис. 8.2, имеет ассоциацию кварц+плаггиоклаз+мусковит+хлорит+непрозрачные минералы+биотит, а порода, изображенная на рис. 8.3, сложена ассоциацией кварц+мусковит+биотит+эпидот+непрозрачные минералы. Сравните их с породой, представленной на рис. 8.4, которая характеризуется ассоциацией биотит+мусковит+плаггиоклаз+кварц+гранат+непрозрачные минералы, хотя имеет приблизительно тот же состав, что и порода, показанная на рис. 8.3.

Изменение минеральной ассоциации, выражающееся в появлении граната, может быть следствием повышения степени метаморфизма. В юго-восточной части района гранат не встречается совсем. На севере и западе он наблюдается только в некоторых образцах сланцев Фурулунд, и то лишь в прослоях, относительно обогащенных глиноземом и железом одновременно. Этот гранат хорошо виден в штуфных образцах, так как он образует порфиروبласты, и даже, когда содержание граната невелико и его кристаллы сравнительно мелкие (около 0,1 мм), они образуют небольшие узелки, которые можно видеть невооруженным глазом, поскольку они нарушают обычно однообразную сланцеватость. Порода, изображенная на рис. 8.4, представляет собой сравнительно крупнозернистый гранат-слюдяной сланец с диаметром зерен граната около 1,5 мм; особенно хорошо заметно изменение направления сквозной сланцеватости вокруг порфиробластов граната.

Первое появление граната в прослоях сланцев Фурулунд, наиболее обогащенных железом и глиноземом, можно очень точно зафиксировать на местности благодаря тому, что в этом арктическом районе, недавно выглаженном ледником, поверхность представляет практически сплошное обнажение. На рис. 8.1 в центре карты среди амфиболитов Сулихельма показаны два прослоя сланцев. Если южный из этих прослоев проследить с востока на запад через небольшое озеро Отерватн, то можно увидеть, что на восточном берегу озера сланцы безгранатовые, а на западном в них обычны мелкие порфиروبласты. Таким

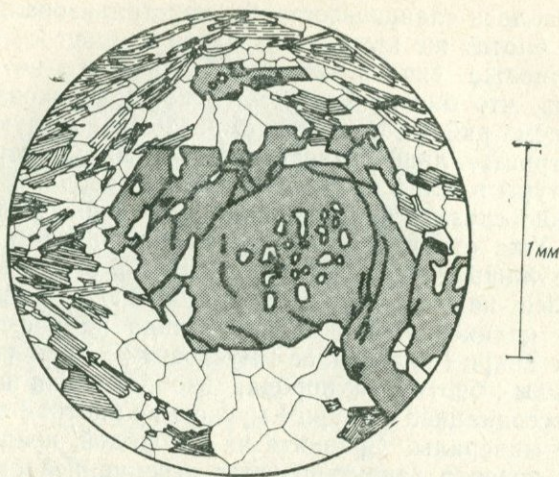


Рис. 8.4. Гранат-слюдяной сланец.

образом, при однородном валовом составе этой полосы сланцев на западной стороне в минеральной ассоциации присутствует альмандиновый гранат, а на восточной его нет. Это означает, что условия метаморфизма изменились, т. е. степень метаморфизма возросла до критической величины. В точке изменения минеральной ассоциации полоса сланцев пересекается линией, носящей название *изограда* или «линия равной степени метаморфизма» (рис. 8.1). При обсуждении прогрессивной метаморфической зональности в амфиболитах Сулихельма будет показано, что появление граната — это не единственное существенное изменение метаморфической ассоциации, происходящее на этой линии.

Понятие *изограда* имеет такое большое значение при обсуждении регионального метаморфизма, что стоит прервать описание района Сулихельма, чтобы дать ему более подробное объяснение. Определение *изограда* впервые было дано Тилли в 1924 г. [107]. Как уже было указано, *изограду* можно определить по *первому* появлению нового минерала при повышении степени метаморфизма в прогрессивном регионально-метаморфическом разрезе. Его не обязательно видеть на всех горизонтах стратиграфического подразделения, он виден лишь в породах определенного состава. Например, уже было показано, что альмандиновый гранат появляется в сланцевой серии Фурулунд района Сулихельма только в прослоях, обогащенных железом и глиноземом. Однако проследить *изограду* по серии обнажений, подобно тому, как это сделано на рис. 8.1,

можно лишь в том случае, если многие горизонты имеют состав, подходящий для образования граната на изограде.

Линия изограды, проведенная на карте, подобно границам между формациями на общепринятых геологических картах, является лишь двумерным представлением изограды, которая, если рассматривать ее в трех измерениях, представляет собой поверхность. Форма поверхности изограды в орогенных поясах очень интересна с геологической точки зрения; но, к сожалению, из-за плохой обнаженности или отсутствия в породе горизонтов, подходящих по химическому составу, точно установить на карте положения изоград во многих местах очень трудно, поэтому часто форму изоград определить невозможно.

Треугольники АФМ на рис. 8.5, а и б показывают разницу в минеральных ассоциациях по разные стороны гранатовой

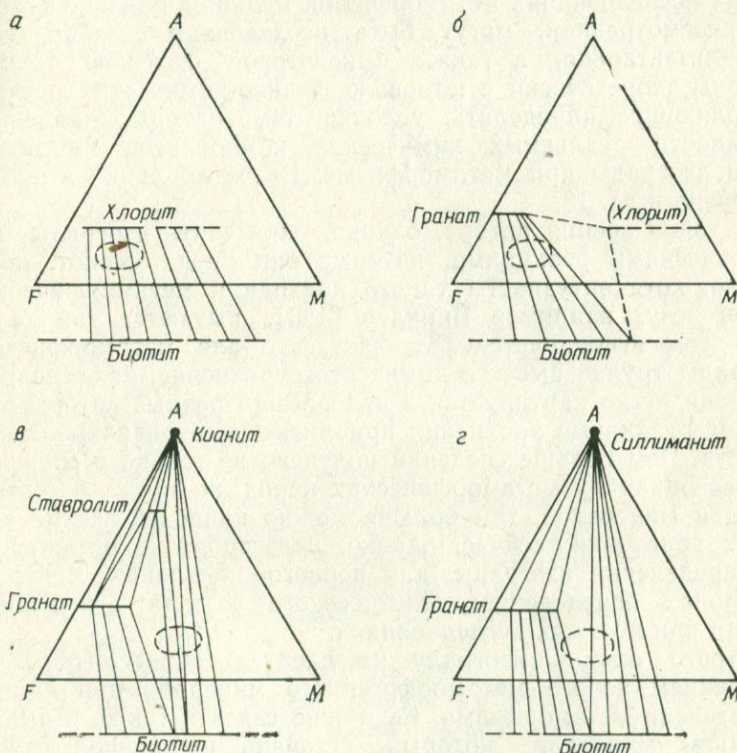


Рис. 8.5. АФМ-диаграммы, на которых показано прогрессивное изменение минеральных ассоциаций пелитовых пород района Сулихельма при возрастании степени метаморфизма.

а — биотитовая зона; б — гранатовая зона; в — кянитовая зона (ранняя ассоциация, рис. 8.7); г — силлиманитовая зона (поздняя ассоциация, рис. 8.8). Область состава метаморфических пород района Сулихельма околтурена пунктиром.

изограды. Из-за близкого сходства химического состава граната и хлорита гранат образуется за счет разложения хлорита, что видно на этих треугольниках. Метаморфическая реакция здесь, однако, не столь проста, потому что отношение Fe/Mg в альмандине и хлорите различно и хлориты в Сулихьельме сохраняются выше изограды альмандин, хотя содержание их в сланцах быстро падает. Если треугольники AFM построены правильно, то эта изограда характеризуется метаморфической реакцией, ведущей к изменению отношения Fe^{2+}/Mg в хлорите и биотите. В соответствии с определением, данным в гл. 13, эта реакция представляет собой скользящую реакцию, или *реакцию смещенного равновесия* (sliding reaction).

Это соотношение между изографами и метаморфическими реакциями придает изографам особое значение в петрогенетических исследованиях метаморфизма. Реакции, близкие к только что рассмотренной, могут быть исследованы в лаборатории экспериментально, а также с некоторой степенью точности изучены теоретически с помощью физико-химических расчетов, позволяющих определить условия температуры, давления и активности различных химических компонентов на поверхности изограды при метаморфизме. Более подробно это будет изложено в гл. 13.

С точки зрения автора, однако, определять изограды метаморфическими реакциями, которые они представляют, неправильно, хотя энтузиасты такого подхода к метаморфическому петрогенезу, например Винклер [123], пытаются так делать. При этом игнорируется тот факт, что для метаморфической изограды трудно вывести химическое уравнение, даже если эта изограда легко картируется в поле. Часто разные авторы предлагают различные уравнения приблизительно одинаковой вероятности. Чем больше сведений получено не только о составах ассоциациях метаморфических пород, но также о составах пород и минералов, тем больше можно написать весьма вероятных уравнений; сейчас, однако, целесообразно остановиться на определении изограды как первого появления минералов в породах определенного химического состава; это особенно удобно при полевых исследованиях.

Строго говоря, изограду не следует определять только появлением нового метаморфогенного минерала при повышении степени метаморфизма. Ее можно связать также и с исчезновением минерала, который устойчив на низкой ступени метаморфизма и неустойчив на высокой. Например, в сланцах Сулихьельма высокой ступени хлорит отсутствует, так что теоретически изограда могла бы картироваться по исчезновению хлорита. Однако, так как хлорит не образует таких порфиробластов, как гранат, и часто присутствует в виде вторич-

ного продукта, образовавшегося после главной эпохи метаморфизма, картировать такую изограду неудобно. Можно определить изограду также по появлению или исчезновению пары минералов при повышении степени метаморфизма, но в районе Сулихельма это опять-таки практически нерацionalmente.

Большинство изоград, закартированных в регионально-метаморфических породах, проведено на основе признаков, различных в штуфных образцах, подобно гранатовой изограде в Сулихельме. В некоторых случаях изограды проведены после изучения под петрографическим микроскопом или с помощью рентгеновской аппаратуры минеральных ассоциаций сотен тщательно привязанных к местности образцов. Читатель может себе представить, какая это трудоемкая задача.

На рис. 8.4 показан гранатовый сланец, в котором видны также интересные особенности роста порфиробластов граната и структурной эволюции высокометаморфизованных участков сланцев Фурулунд. Кристаллы граната образуют пойкилобласты с включениями кварца, которые расположены зонально, и в гл. 15 будет показано, что такое распределение включений связано с зональностью состава граната, хотя под петрографическим микроскопом этого установить нельзя. В центре зерна граната наблюдаются мелкие включения, затем следует зона, лишенная включений, а по периферии снова появляются включения, но большего размера; некоторые из них соединены с кварц-плагноклазовой гранобластовой основной массой, окружающей кристалл граната. Периферические включения показывают, что пойкилобластовая структура развивалась благодаря тому, что гранат рос преимущественно вдоль стыков зерен кварца. Хотя гранат и развит в виде пойкилобластов, границы его зерен с кварцем и плагноклазом стремятся образовать шестиугольники, представляющие сечения ромбододекаэдра (форма [110] кубического класса симметрии) — обычной формы для минералов группы граната. Это указывает на то, что поверхностная энергия растущего кристалла граната была относительно большой. Описанный механизм образования пойкилобластов противоположен тому, который типичен для кордиерита (рис. 5.3).

Даже если учитывать частичное замещение гранатом включенных в него зерен кварца, из расположения центров этих включений ясно, что зерна, включенные в ядре порфиробласта, образовывали гранобластовую структуру, но более мелкозернистую, чем структура породы вне зерна. Удлинение этих кварцевых зерен указывает также на то, что ранняя структура была сланцеватой. Плоскость этой рассланцовки S_1 составляет большой угол с плоскостью сланцеватости образца

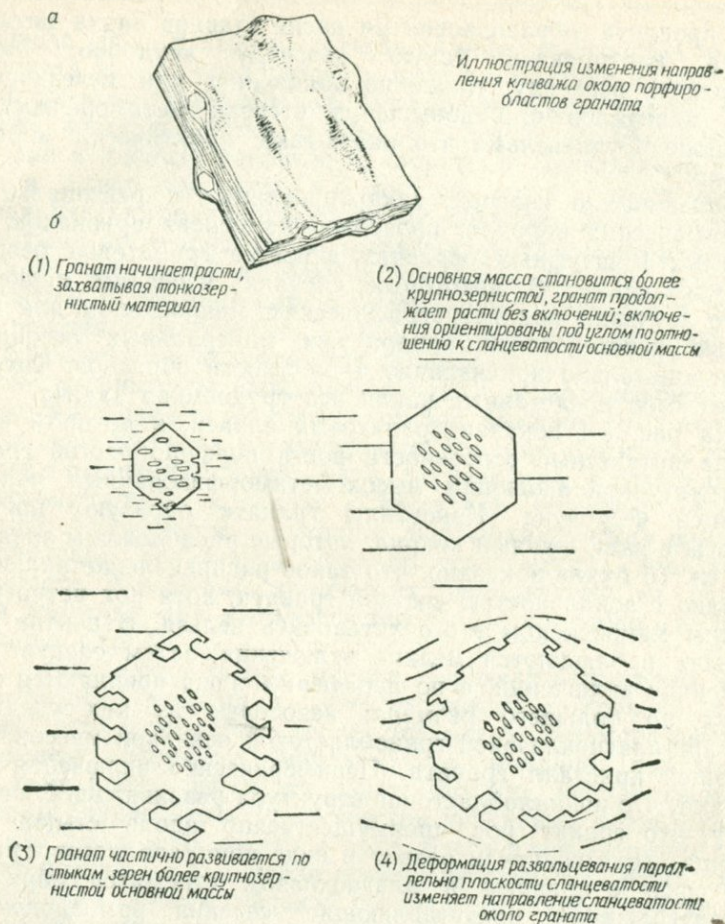


Рис. 8.6.

а — макроскопические структурные соотношения порфириобластов граната в сланцах Фурулуид; б — модель развития порфириобластов граната.

S_6 , показывая, что в процессе роста гранатового порфириобласта происходило некоторое вращение его относительно структуры породы S_6 . Мелкий размер зерен внутри граната может свидетельствовать о том, что они образовались в условиях более низкой ступени метаморфизма, чем агрегат, окружающий порфириобласт; однако ранее уже упоминалось о ненадежности размера зерен как индикатора степени метаморфизма.

Сланцеватость, определяемая по положению листочков слюды, обтекает порфириобласты граната, образуя фигуру, напоминающую глаз. Форма этого нарушения сланцеватости

показана на трехмерной зарисовке (рис. 8.6, а). Обратите внимание на то, что веретенообразные «глазки» вокруг зерен граната проявляют линейную ориентировку, а также листоватость, представленную сланцеватостью. Это нарушение общего направления сланцеватости возникает не в результате расталкивания растущими зернами граната существовавшей ранее сланцеватости, как полагали ранее (например, Харкер [43]). Уже было показано, что порфиробласты граната росли, замещая окружающий материал, а не расталкивая его. На рис. 8.6, б показан механизм образования этой структуры при усилении развальцовки сланца во время последней фазы роста граната за счет сдвиговой деформации параллельно плоскости сланцеватости, сопровождаемой вытягиванием листочков вдоль направления линейности. О существовании позднего растягивания сланцев Фурулунд говорят и наблюдаемые иногда структуры — будинаж.

Высокие ступени метаморфизма в сланцах

Хотя сланцы Фурулунд пелитовые, они относительно богаты СаО. В слабометаморфизованных сланцах окись кальция обычно связана в кальцит. На более высоких ступенях кальцит реагирует со слоистыми силикатами, в результате чего глинозем связывается в плагиоклазы. В богатых глиноземом сланцах серии Лапфелерен, залегающих в разрезе выше амфиболитов Сулихельма (рис. 8.1), наблюдаются характерные минеральные ассоциации ставролитовой, кианитовой и силлиманитовой зон Барроу. На рис. 8.7 показана зарисовка шлифа из образца сланца этой формации. Он характеризует наиболее высокометаморфизованные породы района Сулихельма. В штучном образце видна сравнительно грубая зернистость и различаются порфиробласты альмандинового граната, ставролита и кианита. В сланце наблюдаются зарождающийся кливаж скольжения и сланцеватость, а шлиф ориентирован перпендикулярно к обоим этим направлениям. Обратите внимание, что увеличение на рис. 8.7 меньше, чем на рис. 8.2—8.4.

Кианит и ставролит, образующие порфиробласты, еще не были нами описаны. Ставролит в штуче наблюдается в виде темно-коричневых короткопризматических кристаллов и не образует крестообразных двойников, по которым его часто узнают. Кианит развит в виде типичных пластинчатых кристаллов до 5 см длиной; плоскости пластин совпадают со сланцеватостью, а удлинение — с кренуляционной линейностью. Кианит на плоскостях спайности имеет характерный для него бледно-голубой цвет. Под микроскопом виден третий новый минерал — призматический глиноземистый силикат силлиманит.

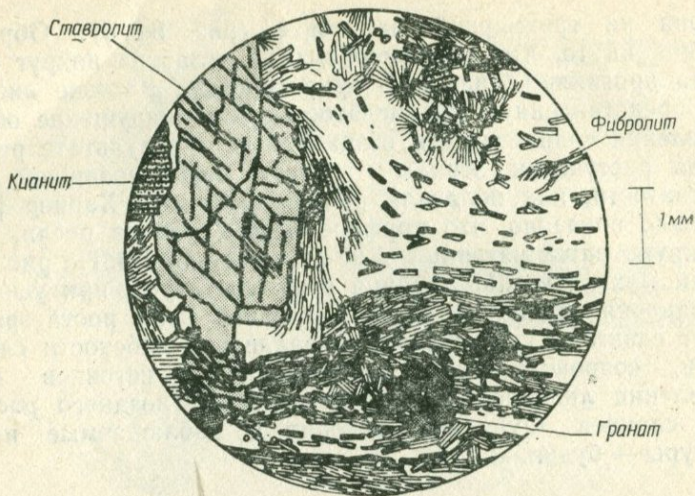


Рис. 8.7. Кианит-ставролит-слюдяной сланец.
Отдельные зерна плагиоклаз-кварцевой основной массы не различимы.

В этом образце он присутствует как в виде игольчатой разновидности, известной под названием *фибролит*, так и в виде более характерных призматических зерен (рис. 8.8).

Кианит и силлиманит имеют одинаковый химический состав Al_2SiO_5 . Таков же и состав андалузита, который уже был описан при характеристике контактово-метаморфических ореолов (гл. 5). Теперь, когда встретились все три полиморфные разновидности Al_2SiO_5 , уместно рассмотреть их оптические свойства, по которым их легко определить под петрографическим микроскопом, а также петрогенетическое значение этих минералов.

Хотя все три минерала являются ортосиликатами с изолированными тетраэдрами SiO_4 , на их оптические и физические свойства сильно влияют цепи ионов алюминия, окруженные шестью ионами кислорода в октаэдрической координации. Поэтому все три полиморфные разновидности характеризуются призматическими кристаллами. Андалузит и силлиманит кристаллизуются в ромбической сингонии, а кианит — в триклинной. К общим для всех трех минералов оптическим свойствам, отличающим их от слюд, пироксенов и амфиболов, с которыми они часто ассоциируются, относятся сравнительно высокий положительный рельеф и низкое двупреломление. Силлиманит может иметь красный или синий интерференционный цвет второго порядка, а остальные — серый или желтый первого порядка. Отсутствие аномальных окрасок, связанных с дис-

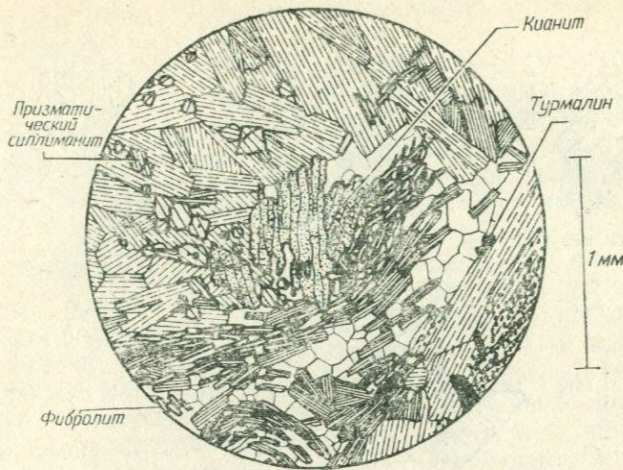


Рис. 8.8. Структурные соотношения кьянита и силлиманита в той же породе, что и на рис. 8.7.

персей, отличает глиноземистые силикаты от минералов группы эпидота. Исследователь должен искать силикаты глинозема в любой крупнозернистой пелитовой метаморфической породе, особенно если в ней присутствуют гранат или ставролит и не очень много плагиоклаза. Наиболее легкий способ различить эти три полиморфные разновидности силиката глинозема под микроскопом — это найти в шлифе разрезы, перпендикулярные направлению призм. Форма и характер спайности этих базальных сечений показаны на рис. 8.9. Особенно характерны базальные разрезы силлиманита и волокон фибролита, они показаны на рис. 8.8, такими их можно увидеть при большом увеличении. Полезными признаками для их распознавания могут служить оптический знак и угол оптических осей, а хорошие интерференционные фигуры можно получить даже на мелких зернах.

Петрогенетическое значение этих минералов связано с идентичностью их химических составов, а также с тем обстоятельством, что, как считают петрографы, поля устойчивости всех трех полиморфных разновидностей лежат в пределах диапазона условий регионального и контактового метаморфизма. Андалузит уже описывался как стабильный минерал высокотемпературной части контактовых ореолов; теперь же мы видим, что к числу минералов высокой степени регионального метаморфизма относятся также кьянит и силлиманит. Если бы удалось всесторонне определить соотношения стабильности этих трех полиморфных разновидностей, это могло бы помочь

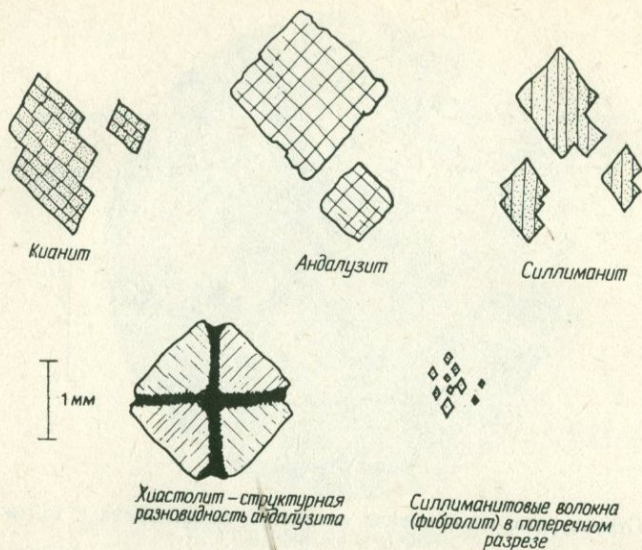


Рис. 8.9. Базальные разрезы полиморфных разновидностей Al_2SiO_5 .

определению условий давления и температуры при метаморфизме. Поэтому экспериментаторы провели большие работы по определению полей стабильности каждой полиморфной разновидности в системе Al_2SiO_5 (гл. 13).

Петрографические исследования заставляют сомневаться, всегда ли минералы Al_2SiO_5 в сланцах высокой степени растут в пределах своего поля устойчивости по температуре и давлению. Часто встречаются две из этих полиморфных разновидностей вместе, как это показано на рис. 8.7 и 8.8. Известны примеры, когда все три полиморфные разновидности были найдены в одной породе. Трудно думать, что условия температуры и давления при метаморфизме попали точно на *моновариантную* линию между двумя полями устойчивости, показанную на рис. 13.3, и еще менее вероятно, чтобы они попали точно в *тройную точку*, где сходятся все три линии. Естественнее предположить, что температура и давление меняются, пересекая одну или несколько линий, а минералы Al_2SiO_5 сохраняются *метастабильно* вне их полей устойчивости.

Структурные соотношения в породе, изображенной на рис. 8.7 и 8.8, свидетельствуют о том, что первым кристаллизовался кианит, за которым следовал сначала призматический силлиманит, а затем фибролит (рис. 8.8). Кианит выглядит несколько корродированным, а силлиманитовые призмы и волокна — идиоморфные. Силлиманит не замещает кристаллов кианита строго псевдоморфно. Таким образом, структурные

соотношения между силикатами глинозема обычно несколько неопределенны.

Итак, порода, показанная на рис. 8.7, содержит кварц, биотит, мусковит, кианит, ставролит, силлиманит, альмандиновый гранат и один или несколько непрозрачных минералов. Этот перечень, однако, не представляет собой равновесной минеральной ассоциации, поскольку при кристаллизации основной массы породы либо кианит, либо силлиманит должны быть неравновесными. Так как кианит, по-видимому, кристаллизовался раньше силлиманита, возможно, что он сохранился от более раннего периода метаморфической истории, т. е. несколько более низкой ступени. Ставролит, подобно кианиту, корродирован. Таким образом, возможно, что в породе представлены две минеральные ассоциации — более ранняя: кварц + биотит? + ставролит + кианит + мусковит? + непрозрачные минералы (вопросительные знаки означают, что все минералы такого рода, отмеченные в шлифе, возможно, представляют более поздние изменения) и более поздняя: кварц + биотит + мусковит + гранат + силлиманит + непрозрачные минералы. Эти минеральные ассоциации и поле состава породы показаны на AFM-диаграммах (рис. 8.5, в и г).

В районе Сулихельма из-за геологических соотношений между высокоглиноземистыми сланцами Лапфелерен и известковистыми сланцами Фурулунд нельзя закартировать изограды появления ставролита, кианита и силлиманита, но во многих других областях прогрессивного регионального метаморфизма это сделано. Порфиробластовый характер ставролита и кианита часто позволяет картировать эти изограды по штучным образцам в поле.

Прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитов Сулихельма

Амфиболиты Сулихельма представляют собой толщу метаморфизованных основных лав и пирокластов. Они несогласно перекрывают сланцы Фурулунд и секутся изографами прогрессивного регионального метаморфизма. Зафиксировать изограды регионального метаморфизма в этих амфиболитах непосредственно в поле невозможно. Здесь наблюдается та же тенденция к укрупнению зерен при повышении степени метаморфизма, но местные колебания размеров зерен в этих амфиболитах даже больше, чем в сланцах Фурулунд. Важной особенностью этих амфиболитов является преобладающий цвет мелкозернистых прослоев: в низкометаморфизованной части он светло-зеленый, а в высокометаморфизованной — темно-зеленый. Причины такого изменения будут обсуждаться позже.

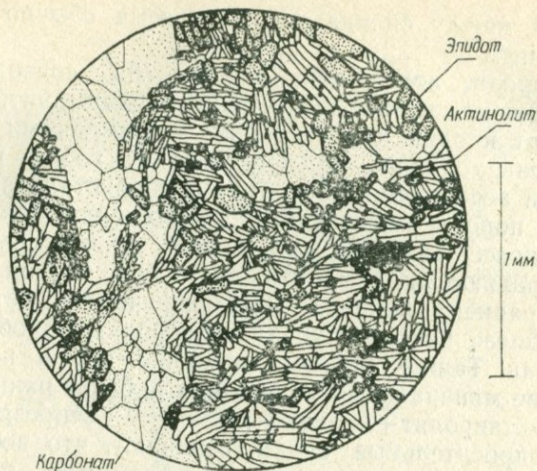


Рис. 8.10. Шлиф массивного участка подушечной лавы; шведская часть района Сулихельма.

Образец взят из восточной части амфиболитов Сулихельма (рис. 8.1).

Как показывает само название, *амфиболиты* Сулихельма содержат много кальциевого амфибола и плагиоклаза; в крупнозернистых образцах оба этих минерала различаются невооруженным глазом. В поле в этих амфиболитах нередко можно различить признаки первично-магматической породы. Массивные прослои обнаруживают призматическую отдельность, перпендикулярную слоистости, показывая этим, что первоначально они представляли собой массивные части лавовых потоков или силлов. Часто встречаются прослои с пирокластическими обломками, сплюснутыми и вытянутыми тектоническими силами, но все еще распознаваемыми. Попадают также подушечные лавы. Во многих массивных амфиболитах видны реликты порфировой структуры с перекристаллизованными *псевдоморфозами* по плагиоклазу. В шлифе видны кальциевый амфибол, плагиоклаз, минералы группы эпидота и в гораздо меньших количествах кварц, хлорит, гранат, апатит, сфен и непрозрачные минералы. Многие образцы содержат кальцит или доломит.

При повышении степени метаморфизма в минеральных ассоциациях амфиболитов Сулихельма происходят значительные прогрессивные изменения. Они будут продемонстрированы на примере двух пород: одной из сравнительно низкометаморфизованной части толщи, другой — из высокометаморфизованной части.

На рис. 8.10 показана микроструктура массивного бледно-зеленого амфиболита, относящегося к низам амфиболитовой толщи, распространенным в шведской части района Сулихельма. Он взят из участка, где видны реликты подушечных лав, но в данном обнажении их нет. Порода эта сложена минеральной ассоциацией эпидот+актинолит+карбонат+плагиоклаз+кварц и рассечена прожилками карбоната, клиноцоизита и хлорита мощностью около 1 мм, хотя в самой породе хлорита, по-видимому, довольно мало.

Амфибол бесцветен, встречается в виде радиальных скопленных призматических кристаллов. Отличить под микроскопом актинолит от роговой обманки нелегко, но в данном случае призматический габитус амфибола позволяет легко измерить максимальный угол погасания — 20° , что более характерно для актинолита, чем для роговой обманки. Амфибол имеет очень слабо зеленоватую окраску и слабо плеохроирует, поэтому трудно определить схему его абсорбции. В породе нет определенной ориентировки призм актинолита, и в местах их скопления кристаллы проникают друг в друга, что придает мелкозернистой породе большую прочность. Интерстиции между призмами актинолита заполняют зерна плагиоклаза. Их можно определить по тому, что в одном или двух зернах видны клиновидные пластинчатые деформационные двойники. Угол погасания менее 15° , а показатель преломления этих зерен близок к показателю бальзама (1,53). Это соответствует альбиту Ap_{0-10} . Коноскопические исследования подтверждают этот вывод: зерна со спайностью явно двусосные положительные. Имеется также несколько зерен без спайности и с немного более высокими показателем преломления и двупреломлением, которые в сходящемся свете дают одноосные положительные интерференционные фигуры и, таким образом, определяются как кварц.

Еще один минерал этой породы — эпидот. Он образует короткопризматические кристаллы с четкими контурами и большим диапазоном размеров зерен. У него резкий положительный рельеф по сравнению с амфиболом, и в скрещенных николях видны аномальные интерференционные окраски, характерные для этой группы минералов. Цвета интерференции достигают зеленого второго порядка, показывая, что это главным образом железосодержащий эпидот. Его можно сравнить с маложелезистым клиноцоизитом, встречающимся в прожилках с кальцитом, который имеет интерференционные окраски только первого порядка. Эти аномальные окраски как в эпидоте, так и в клиноцоизите вызваны дисперсией и особенно заметны в зеленом цвете второго порядка и в начале первого порядка (глубоко-синие или бледно-коричневые, а также серые).

Порода содержит акцессорный сфен, характеризующийся еще более высоким показателем преломления, чем эпидот, высоким двупреломлением и бурым цветом, различимым в крупных зернах.

На примере этой породы хорошо видно различие петрографического исследования метаморфической и магматической пород. Петрологическое значение присутствующего амфибола требует его определения хотя бы по его углу погасания. Отсутствие двойникования в плагиоклазе вызывает необходимость обращать внимание на показатель преломления, спайность и оптический знак, чтобы не только убедиться в его присутствии, но и определить его состав. Обычно при исследовании метаморфической породы необходимо пользоваться максимальным увеличением.

Порода, показанная на рис. 8.11, отобрана из высокометаморфизованной части амфиболитов Сулихельма. В штуде она темнее предыдущей, возможно, потому, что амфибол представлен здесь роговой обманкой, а не актинолитом. Наиболее бросающейся в глаза особенностью породы являются белые пятна, представляющие собой псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза первичного базальта. Этот образец взят из массивного прослоя в верхней части амфиболитовой толщи Сулихельма. Такие прослои с реликтовой порфирированной структурой характерны для большинства амфиболитов шведской части района Сулихельма.

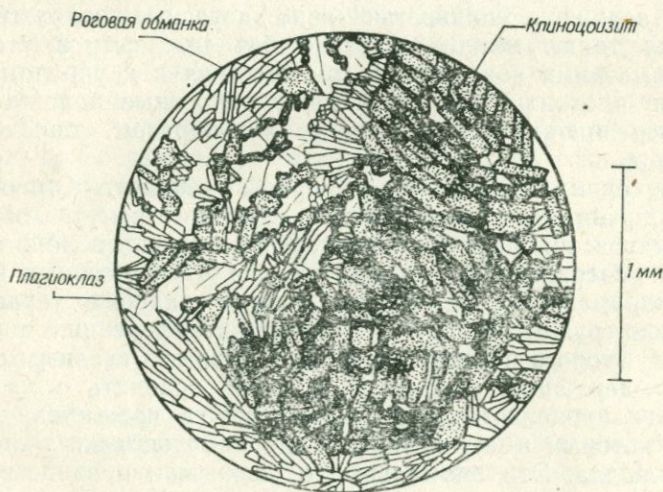


Рис. 8.11. Амфиболит из массивной части эффузивных порфиритов, содержащий реликтовый вкрапленник.

В шлифе *псевдоморфозы* по плагиоклазу хорошо видны и состоят из кристаллов клиноцоизита и плагиоклаза. Клиноцоизит с низкими интерференционными окрасками первого порядка и аномальными синими и бурными тонами из-за высокой дисперсии образует кристаллы, различные по размеру и призматические по своему облику. Остальная часть породы сложена ассоциацией роговая обманка + плагиоклаз + эпидот + сфен + непрозрачные минералы. Если породу рассматривать при малом увеличении, можно видеть, что кристаллы роговой обманки сгруппированы в параллельные или радиально-лучистые сростки со скоплениями эпидота и плагиоклаза между ними. Они, вероятно, представляют соответственно пироксен и основной плагиоклаз первичной магматической породы, которая была среднезернистым базальтом или долеритом с вкрапленниками плагиоклаза.

Максимальный угол погасания, равный 27° , свидетельствует о том, что амфибол основной массы является роговой обманкой, а не актинолитом. Эпидотовый минерал по своим аномальным интерференционным окраскам, двупреломлению второго порядка и отрицательному оптическому знаку определяется как собственно эпидот. Присутствие двух различных членов группы эпидота во вкрапленниках и в основной массе показывает, что в процессе метаморфизма ионы алюминия и железа не достигали равной концентрации по всему объему породы. Высокое содержание иона Fe^{3+} в основной массе привело к кристаллизации здесь сравнительно железистого эпидота, тогда как недостаток Fe^{3+} или Fe^{2+} во вкрапленниках, слагавшихся первоначально лабрадором или андезином, обусловил образование безжелезистого клиноцоизита. Если эти два минерала группы эпидота росли одновременно, значит по краям подвергавшихся перекристаллизации вкрапленников в процессе метаморфизма существовал градиент химического потенциала ионов Fe^{3+} . Некоторые признаки этого видны в шлифе. Кристаллы клиноцоизита обладают несколько более высоким двупреломлением по краям, чем в ядре, что говорит об ограниченной диффузии ионов Fe^{3+} в эти бывшие вкрапленники.

Плагиоклаз как во вкрапленниках, так и в основной массе полисинтетически сдвойникован, так что в обоих случаях его состав можно определить методом максимального симметричного погасания, а в основной массе также по методу комбинированного угла погасания альбит-карлсбадских двойников. Эти измерения показывают, что состав плагиоклаза в обоих случаях одинаков и отвечает Ap_{28} .

Если сравнить минеральные ассоциации породы, изображенной на рис. 8.10, и основной массы породы, изображенной на рис. 8.11, то можно увидеть большие отличия, связанные со

степень метаморфизма, а не с разницей в химическом составе. Первое отличие состоит в том, что во втором случае вместо актинолита встречается роговая обманка, а второе — в том, что плагиоклаз здесь представлен не альбитом, а основным олигоклазом.

Систематические исследования амфиболитов Сулихельма, проведенные Хенли [53], показали, что эти переходы от актинолита к роговой обманке и от альбита к олигоклазу происходят скачкообразно, как только пересекается изограда альмандинового граната в сланцах Фурулунд. Эти изменения на изограде при полевых исследованиях амфиболитов незаметны. Хенли также показал, что в амфибол- и плагиоклазсодержащих прослоях сланцев Фурулунд на гранатовой изограде происходят такие же резкие изменения в составах амфибола и плагиоклаза. Эта изограда, таким образом, является не только гранатовой, но также олигоклазовой и роговообманковой изоградой. В других областях прогрессивного регионального метаморфизма также закартированы изограды олигоклаза и роговой обманки, но они не обязательно совпадают с изоградой граната, как в Сулихельме.

Переход от альбита к олигоклазу представляет особый интерес. Исследования Хенли показывают, что состав альбита изменяется от Ap_0 до Ap_8 , а олигоклаз имеет состав Ap_{17} или более основной. Область составов от Ap_8 до Ap_{17} в этих плагиоклазах отсутствует. Хотя при высоких температурах при кристаллизации плагиоклаза из магматических расплавов между альбитом и анортитом существует полная смесимость, в случае значительно более низких температур перекристаллизации амфиболитов Сулихельма дело обстоит иначе. Альбит и олигоклаз являются несмесимыми фазами. Рентгеновские исследования плагиоклазов магматических пород от Ap_8 до Ap_{17} также показывают, что они представляют собой субмикроскопические срастания альбита и олигоклаза, которые получили название *перистериты*. Таким образом, на фазовой диаграмме альбит—анортит ниже температуры солидуса имеется область несмесимости, известная как «перистеритовый сольвус» (рис. 8.12). Скачок в составе плагиоклаза при пересечении изограды является индикатором температуры метаморфизма: чем больше разрыв в составах, тем ниже температура метаморфизма [16].

Это не объясняет общую для плагиоклазов амфиболитов тенденцию увеличивать свою основность при повышении степени метаморфизма. Такая тенденция наблюдается повсеместно и является удобным показателем степени метаморфизма. Замещение альбита анортитом сводится к привнесу в плагиоклаз кальция и алюминия. Замещение актинолита роговой

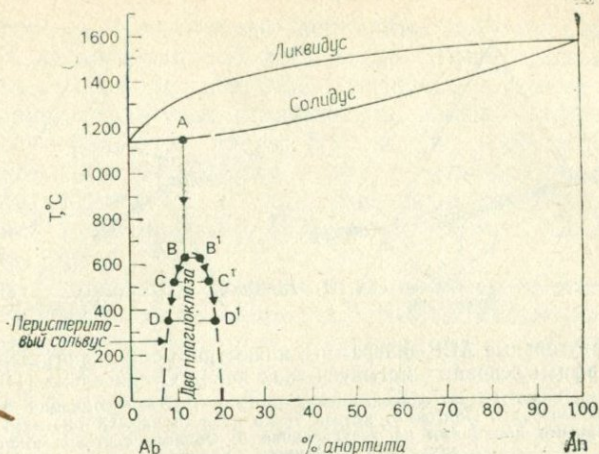


Рис. 8.12. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ с перистеритовым сольвусом.

Кривые ликвидуса и солидуса относятся к чистой сухой системе под давлением 100 кПа. Температуры кристаллизации плагноклазов в магматических породах ниже, но кривые имеют ту же форму. Закристаллизовавшийся плагноклаз состава A будет охлаждаться до температуры B , оставаясь гомогенным кристаллом. При температуре B он расплывется на две плагноклазовые фазы с составами B и B' . По мере дальнейшего падения температуры разрыв между составами двух сосуществующих плагноклазов будет расширяться, например, до C и C' при 530°C и D и D' при 350°C .

обманкой говорит о том, что в амфибол поступают натрий и алюминий. Наиболее вероятным источником кальция и алюминия является разложение минералов группы эпидота при повышении степени метаморфизма, а натрий для роговой обманки может поставляться за счет частичного разложения альбитового компонента плагноклаза. По этой причине содержание анортита в плагноклазе может служить показателем степени метаморфизма лишь в тех породах, которые содержат также минералы группы эпидота или другие Са-содержащие минералы. По мере повышения степени метаморфизма происходит постепенное разложение эпидота и содержание анортита в плагноклазе продолжает повышаться выше минимума, допускаемого перистеритовым сольвусом до тех пор, пока в наиболее метаморфизованных амфиболитах Сулихельма оно не достигнет примерно 50%, а эпидот не исчезнет. В роговой обманке также, по-видимому, происходят непрерывные прогрессивные изменения, сопровождающиеся появлением более интенсивной зеленой окраски на более высоких ступенях метаморфизма.

Изменения минерального состава амфиболитов при повышении степени метаморфизма сведены в треугольные ACF-диаграммы (рис. 8.13). На этих треугольниках показано также появление граната в сланцах Фурулунд.

Отсутствие тектоногенных текстур в амфиболитах говорит, что в отличие от сланцев их метаморфогенные минералы крис-

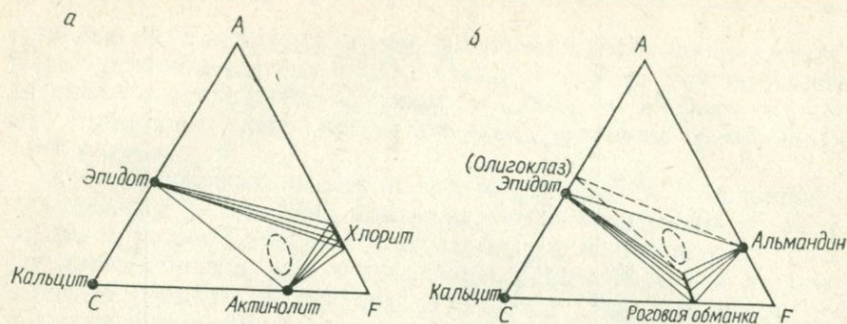


Рис. 8.13. Треугольные АСF-диаграммы, иллюстрирующие прогрессивный метаморфизм основных магматических пород Сулихельма [116].

a — ассоциации ниже гранат-олигоклазовой изограды; *b* — ассоциации выше гранат-олигоклазовой изограды. Олигоклаз нельзя точно нанести на АСF-диаграмму, но он показан пунктирными коннодами на треугольнике *b*. Область составов амфиболитов Сулихельма околнурена пунктиром.

таллизовались вне связи с деформацией. Но зато в них сохранились особенности структуры, свидетельствующие об их первично-магматическом происхождении.

Ступени метаморфизма

Теперь, после того как было описано несколько примеров прогрессивной метаморфической зональности в контактово- и регионально-метаморфических породах с полным разбором их минеральных ассоциаций (исключая непрозрачные минералы), стоит попытаться дать более точное определение ступеней метаморфизма, чем в гл. 2. Было показано, что реакции, происходящие в породах при повышении степени метаморфизма, являются реакциями дегидратации: хлорит в сланцах Фурулунд прогрессивно замещается гранатом, а хлоритоид и хлорит сланцев Скиддо — андалузитом, кордиеритом и биотитом. В этих случаях повышение степени метаморфизма проявляется в прогрессивной дегидратации минеральных ассоциаций. В кремнистых доломитах ореола Бен-ан-Дабхейк повышение степени метаморфизма, наоборот, сопровождается прогрессивной декарбонатизацией минеральных ассоциаций. Таким образом, в метаморфизованных осадочных породах ступень метаморфизма определяется прогрессивной потерей первичных летучих компонентов. Диагенез осадков также заключается в потере летучих, и метаморфизм можно рассматривать как продолжение диагенеза (гл. 10).

В гл. 2 подчеркивался *относительный* характер понятия «ступень метаморфизма». Согласно изложенному в той главе, ступень метаморфизма осадочных пород можно определить

как относительное количество первичных летучих компонентов, изгнанных из минеральной ассоциации. Минеральная ассоциация слабо метаморфизованной породы потеряла меньшую часть первичных летучих компонентов, высокометаморфизованных пород — большую часть. H_2O и CO_2 — не единственные летучие компоненты, которые могут теряться. Угли при повышении «категории» (т. е. при диагенезе осадков), а также подвергаясь метаморфизму [73], могут терять CH_4 и другие летучие.

Труднее определить ступени метаморфизма в метаморфизованных магматических породах. Высокометаморфизованные члены амфиболитовой серии Сулихельма содержат меньше H_2O , чем слабометаморфизованные, но и первоначально породы были практически безводными. Габбро в районе Сулихельма (рис. 8.1) и теперь безводны, хотя их геологические соотношения показывают, что они в течение очень долгого времени имели те же температуры и давления, что и окружающие их сланцы и амфиболиты. Они практически не были метаморфизованы, потому что H_2O не проникала далеко в глубь крупной интрузии. Следовательно, чтобы магматическая порода вообще могла подвергаться метаморфизму (по крайней мере, при температурах и давлениях метаморфизма района Сулихельма), в нее должны привноситься летучие компоненты. Во многих геологических ситуациях (гл. 10, гл. 14) это может произойти довольно легко. В таких случаях степень метаморфизма можно определить, исходя из положения, что метаморфические породы низкой степени содержат в метаморфогенных минеральных ассоциациях больше привнесенного летучего материала, чем породы высокой степени метаморфизма.

Метаморфизму могут подвергаться и породы, не содержащие летучих компонентов, например лунные брекчии Фра-Мауро (гл. 6). В этих случаях температура начала метаморфизма гораздо выше максимальных температур, достигавшихся в комплексе Сулихельма. Степень метаморфизма брекчий Фра-Мауро определяется просто температурой перекристаллизации метаморфогенных ассоциаций [104]. Строгое определение степени метаморфизма в породах, которые были метаморфизованы без участия летучих, выходит за пределы задач этой книги.

Упражнение

Приведенные ниже анализы представляют собой средние величины по образцам из сланцев Фурулунд, метаморфизованных выше гранатовой изограны (анализы 1—3), и из сланцев Лапфелерен (анализ 4). Эти анализы, как и приведенные в конце гл. 7, получены рентгенофлуоресцентным методом, но в этом случае сумма не пересчитана на 100%. Поскольку содержание H_2O не определялось, а все железо приведено в форме FeO , сумма

здесь не имеет значения. Нанесите эти анализы на АСF-диаграмму, допустив, что вся K_2O сосредоточена в мусковите, а вся Na_2O — в плагиоклазе. Все железо считайте в форме FeO , как принято в этих анализах. При этом не учитывается присутствие биотита в минеральных ассоциациях, но, вероятно, его нет во многих изученных образцах.

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO_2	62,0	62,5	64,4	61,4
TiO_2	1,07	0,99	0,78	1,12
Al_2O_3	16,7	16,2	12,8	18,2
FeO^*	8,0	7,2	5,3	8,5
MnO	0,24	0,14	0,09	0,11
MgO	5,1	4,6	3,9	3,3
CaO	2,3	3,6	7,4	0,5
Na_2O	1,7	1,7	1,9	1,0
K_2O	2,9	3,0	1,8	4,3

* Все железо в виде FeO .

Минеральные ассоциации

1. Кварц + плагиоклаз + мусковит + биотит + гранат + непрозрачные минералы.
2. Кварц + плагиоклаз + мусковит + биотит + гранат + роговая обманка + непрозрачные минералы.
3. Кварц + плагиоклаз + мусковит + биотит + роговая обманка + непрозрачные минералы.
4. Кварц + плагиоклаз + мусковит + биотит + ставролит + непрозрачные минералы. (Неопубликованные анализы, любезно предоставленные Хелли; каждый анализ представляет собой среднее из четырех оригинальных анализов.)

Используя составы минералов, изображенные на рис. 8.13 (принять для ставролита $A=69\%$, $F=31\%$), проведите коннды, показывающие минеральные ассоциации. Обратите внимание, что результаты в общем правильны, несмотря на рискованные допущения, принятые вначале. Оцените максимальное содержание глинозема в роговой обманке и сравните его с результатами, полученными в упражнении в конце гл. 5. Цель этого упражнения — показать, что даже по неполным аналитическим данным можно строить треугольные диаграммы и получать интересные результаты. Заметьте также, что АСF-диаграммы можно применять для пелитовых пород с Са-содержащими минералами, такими, как роговая обманка, моноклинный пироксен или эпидот.

Глава 9

РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ, II

Последовательность минеральных изменений, наблюдаемая при увеличении степени метаморфизма в сланцах Фурулунд в Сулихельме, типична для прогрессивного регионального метаморфизма многих пелитовых пород. Это, однако, не единственный случай. Примером иной регионально-метаморфической

зональности могут служить сланцы надгруппы Дальред в округе Коннемара, графство Голуэй, западная Ирландия. Геология этого района изучалась группой исследователей под руководством Лика [62, 63, 5, 127]. На рис. 9.1 показана схематическая геологическая карта района, построенная на основании этих работ. Дальредские породы — это переслаивающиеся кварциты, сланцы, мраморы и основные вулканиты. Хотя эта серия нарушена дometаморфическими надвигами, наличие маркирующих горизонтов позволяет коррелировать ее с породами юго-западной Шотландии и сделать вывод о ее позднедокембрийском возрасте.

Надгруппа Дальред несогласно перекрывается нижнепалеозойскими породами, относящимися к тремадокскому ярусу ордовика [94]. Это несогласие подчеркивается резким контрастом в степени метаморфизма. Ордовикские и силурийские породы представлены слабометаморфизованными глинистыми сланцами, тогда как дальредские — высокометаморфизованными кристаллическими сланцами и гнейсами. Метаморфизм высокой степени дальредских пород, очевидно, предшествовал их поднятию, эрозии и отложению несогласно залегающих пород [24].

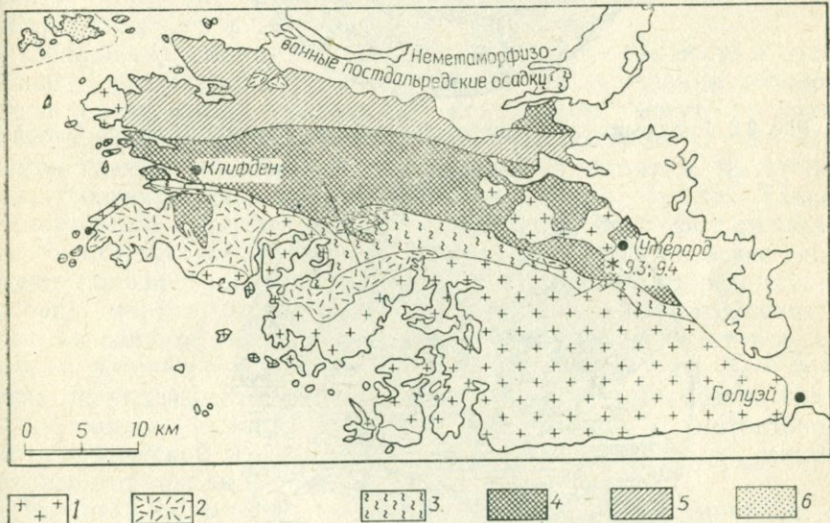


Рис. 9.1. Схематическая геологическая карта округа Коннемара, западная Ирландия.

Карта в основном составлена по Лика [64]; метаморфические зоны нанесены по источникам, указанным в тексте. Показано место взятия образцов, приведенных на рис. 9.2, 9.3 и 9.4.

1 — постметаморфические граниты; 2 — разбитые на блоки синметаморфические основные — ультраосновные интрузии; метаморфические породы надгруппы Дальред: 3 — мигматиты Коннемара, 4 — силлиманитовая зона, 5 — ставролитовая зона, 6 — низкая степень метаморфизма.

Пелитовые породы графства Голуэй

На рис. 9.2 показан кордиерит-силлиманитовый кристаллический сланец из надгруппы Дальред графства Голуэй. Эта порода сложена минеральной ассоциацией кордиерит+кварц+силлиманит+биотит+плагноклаз+непрозрачные минералы+апатит. Силлиманит представлен пучками субпараллельных иголок *фибrolита*, располагающихся параллельно плоскостям

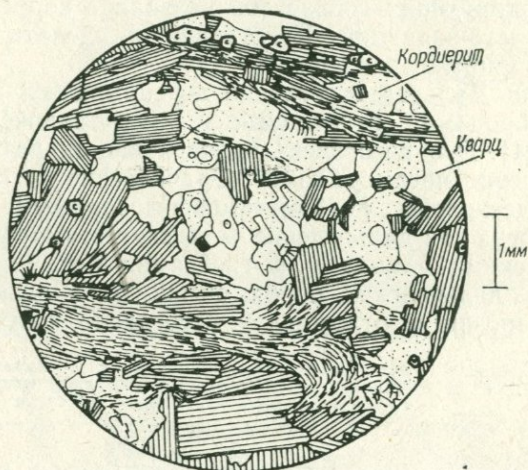


Рис. 9.2. Кордиерит-силлиманитовый сланец из Утерард, графство Голуэй.

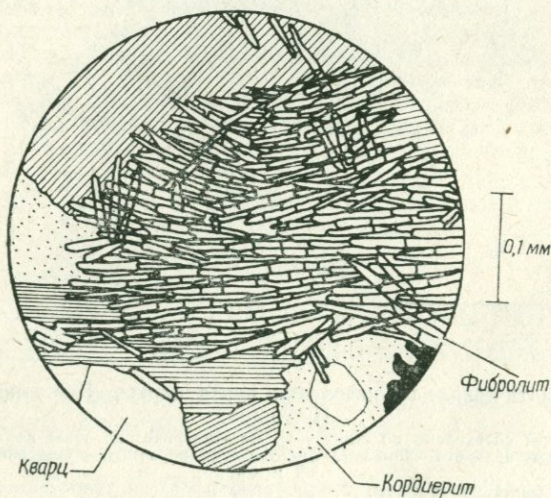


Рис. 9.3. Увеличенный участок породы, показанной на рис. 9.2.

спайности биотита. На рис. 9.3 показан пучок игл силлиманита, который расширяется на конце; иглы растут по стыкам более крупных зерен биотита и кордиерита. Это говорит о том, что рост силлиманита продолжался после окончания кристаллизации биотита и кордиерита. При большем увеличении удастся заметить, что размеры игл силлиманита сильно колеблются. Удивительно, что по краям пучка эти иглы толще, чем в середине. Это могло бы указывать на рост силлиманита при повышающейся степени метаморфизма, но ассоциация силлиманитовых пучков с листочками биотита требует другого объяснения. Силлиманит, возможно, развивался по биотиту, поскольку близость кристаллических структур способствовала началу роста мелких кристаллов силлиманита по краям биотитовых зерен [14]. Такое зарождение новых кристаллов носит название *нуклеация*. На поверхности биотита в благоприятных для нуклеации условиях образуется много мелких кристаллов силлиманита, но по мере роста сохраняются лишь немногие из них. Для фибролита часто характерны взаимоотношения с другими минералами, указывающие на большую роль в их развитии процессов нуклеации. Минералы, легко поддающиеся нуклеации, могут расти *метастабильно* вне своего поля устойчивости. Если это произошло, такие минералы, конечно, не следует включать в парагенезис.

Обилие силлиманита и вывод о длительности его роста в ходе развития структуры породы, сделанный на основании неоднородностей размеров игольчатых кристаллов, могут служить доказательством того, что силлиманит в данном случае является членом равновесной минеральной ассоциации. Читатель может оценить субъективный характер этого вывода. Такие субъективные заключения при исследовании всех трех силикатов глинозема приходится делать часто; тем не менее они имеют большое значение при интерпретации метаморфической истории многих пелитовых пород. Минеральная ассоциация рассматриваемой породы напоминает таковую высокотемпературных роговиков в ореоле Скиддо, описанном в гл. 5, с той лишь разницей, что силикат глинозема здесь представлен силлиманитом, а там — андалузитом. Это сходство с контактово-метаморфической ассоциацией будет обсуждаться в следующем разделе этой главы.

На рис. 9.4 изображен сланец, в котором порфиробласты граната частично разложены. Один из них находится в центре рисунка, другой левее внизу. Гранат перешел в кордиерит, силлиманит, биотит и кварц, и показательно, что в этом шлифе нигде нет граната в контакте с биотитом. Силлиманит, очевидно, сосуществует с биотитом, обрастает его, а также образует в нем включения. Гранат, таким образом, представляет

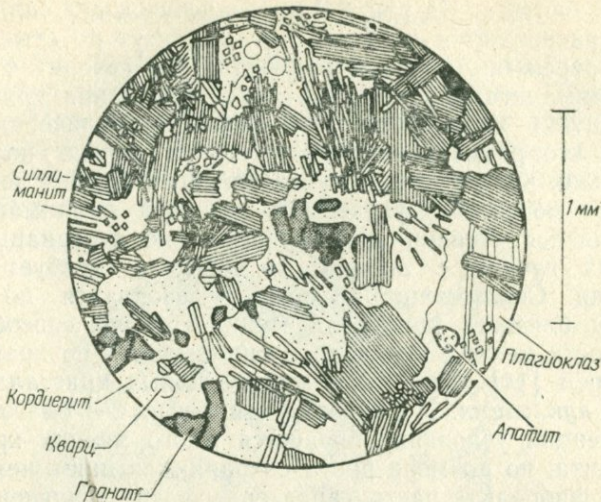


Рис. 9.4. Гранат-кордиерит-силлиманитовый сланец из Утерард, графство Голуэй.

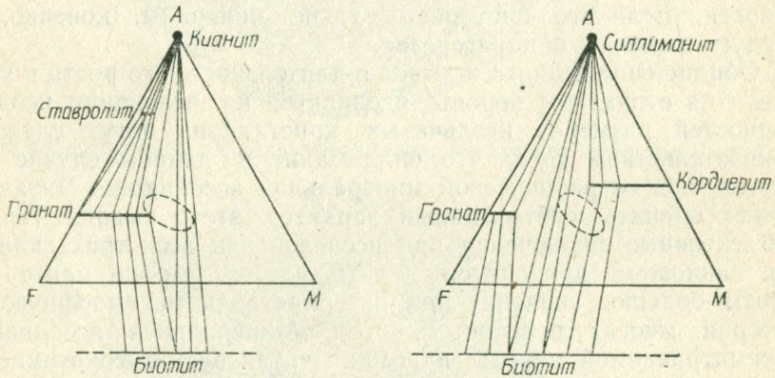


Рис. 9.5. Треугольные АФМ-диаграммы, иллюстрирующие различие между ранними и поздними минеральными ассоциациями пелитовых пород, графство Голуэй.

Оконтурена область составов пород графства Голуэй.

собой *реликт*, сохранившийся от более ранней стадии метаморфизма породы. В региональных описаниях пелитовых пород из округа Коннемара упоминаются и другие реликтовые минералы, такие, как ставролит, кианит и андалузит. Треугольные диаграммы на рис. 9.5 изображают стабильную минеральную ассоциацию (рис. 9.4), а также возможный набор ранних минеральных ассоциаций, от которых мог сохраниться гранат.

Опубликованные данные по реликтовым минералам [127] позволяют думать, что ставролит и кианит в этой части округа Коннемара являются членами реликтовых минеральных ассоциаций. Эти две диаграммы четко намечают переход от метаморфогенных ассоциаций, характерных для зон Барроу, к минеральным ассоциациям, напоминающим ассоциации контактового ореола Скиддо или Комри.

Изменения условий метаморфизма в пространстве и времени

В полсе дальредских пород графства Голуэй степень метаморфизма повышается с севера на юг; наиболее сильный метаморфизм наблюдается в зоне *мигматитов* Коннемара на юге этого района (рис. 9.1). Эти мигматиты часто контактируют с очень большой расчлененной на блоки пластовой интрузией основных и ультраосновных пород, не имеющей контактовых ореолов. На рис. 9.1 показаны также различия в степени метаморфизма пород на основании изучения нескольких участков, для которых были построены изограды [127], и других участков, где по опубликованным петрографическим исследованиям можно было предположить приблизительное положение этих изоград. Изограды, по-видимому, проведены по минеральным ассоциациям, которые достигли равновесия в течение второй из двух стадий метаморфизма, описанных выше, но уверенности в правильности построения этой карты из-за ограниченного количества опубликованных данных по этим метаморфическим породам пока нет.

Если изменение условий метаморфизма дальредских пород графства Голуэй в пространстве установлено только для отдельных изолированных участков, колебание их во времени в некоторых местах изучено очень хорошо. Сопоставляя развитие кливажа осевых плоскостей, связанного с различными этапами расланцевания, можно выявить последовательность роста метаморфогенных минералов. На рис. 9.6 показана эта связь [127] для центральной части изученной площади. D1, D2, D3 и D4 — эпизоды деформации, выделяемые на территории, показанной на рис. 9.1. Ставролит, кианит и гранат росли в течение D2 или между D2 и D3, тогда как андалузит, силлиманит и кордиерит развивались позже — между D2 и D3 или во время D3. Если последовательность роста метаморфогенных минералов, выявленная по изменению степени метаморфизма, одинакова на всей территории Коннемара, можно заключить, что здесь имели место ранняя фаза метаморфизма, по условиям сопоставимая с метаморфизмом района Сулихельма, и более поздняя, для которой характерны иные условия.

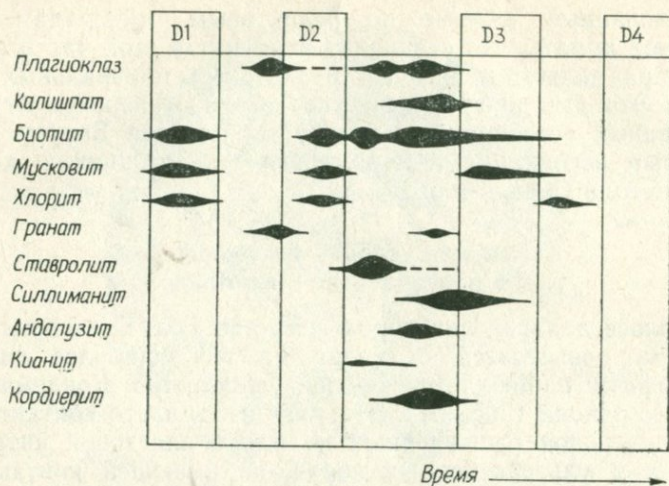


Рис. 9.6. Рост метаморфогенных минералов по отношению к четырем эпизодам деформации [127].

D1, D2, D3, D4 — эпизоды деформации.

В эту позднюю фазу метаморфизма в Баханском районе, графство Банфшир, Шотландия, развились метаморфогенные ассоциации, похожие на наблюдаемые в дальредских пелитовых породах этого же графства. Они образуют метаморфическую зональность *Баханского типа* (Buchan-type)¹ в отличие от ранее сформировавшейся метаморфической зональности *типа Барроу*, названной по имени Барроу, впервые ее описавшего.

Какова же причина различия между этими двумя типами прогрессивной регионально-метаморфической зональности в графстве Голуэй? На рис. 9.7 показаны поля устойчивости некоторых минералов (гл. 13) и нанесены возможные градиенты температуры — давления при метаморфизме ранней и поздней фаз. В период раннего метаморфизма типа Барроу скорость нарастания температуры с глубиной в земной коре была ниже соответствующей скорости при более позднем метаморфизме Баханского типа. *Геотермический градиент* при метаморфизме Барроу был ниже, чем при метаморфизме Баханского типа. На рис. 9.8 показаны основанные на такой интерпретации изменения температуры и давления во времени в породах силлиманитовой зоны графства Голуэй, зарисовки которых приведены на рис. 9.2, 9.3 и 9.4.

¹ Ранее в советской литературе переводилось как зональность Бучанского или Буханского типа.— *Прим. ред.*

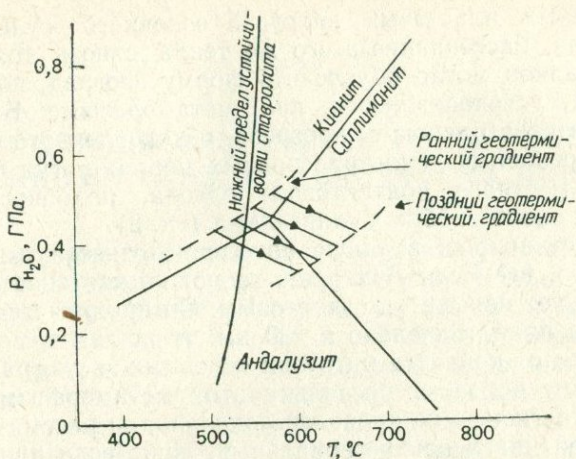


Рис. 9.7. Ранний и поздний геотермические градиенты, графство Голуэй [127]. Маленькими стрелками показаны возможные пути изменения температуры—давления отдельных пород.

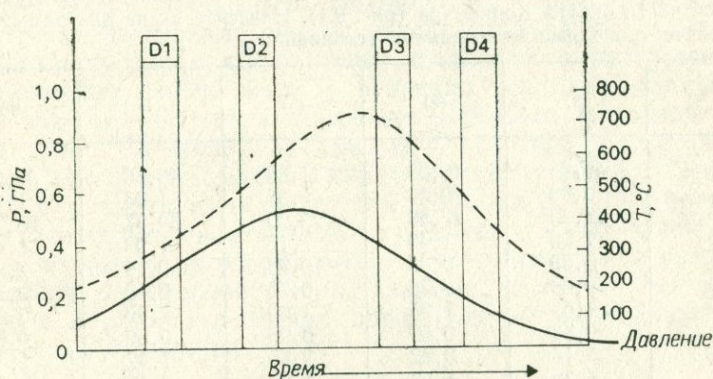


Рис. 9.8. Изменения температуры и давления во времени. Силлиманитовая зона, графство Голуэй.

Уже упоминалось о сходстве метаморфических ассоциаций поздней (баханской) фазы метаморфизма с контактово-метаморфическими ассоциациями. Лик [63] высказал остроумное предположение о том, что первые в действительности представляют собой контактово-метаморфические образования крупного масштаба. Он указал, что мигматиты Коннемара можно считать продуктами частичного плавления дальредских осадков (рис. 7.8), вызванного большим количеством тепла, выделявшегося при кристаллизации и охлаждении упоминавшихся

ранее крупных пластовых интрузий основного — ультраосновного состава. Рассеивание этого же тепла сквозь толщу дальредских осадков могло обусловить форму изоград, показанных на рис. 9.1, установившуюся при метаморфизме Баханского типа. Гигантские масштабы прогресса, обусловленного пластовой интрузией основных — ультраосновных пород, могут объяснить отсутствие местного контактового ореола, подобного наблюдающемуся около габбро Сулихельма (гл. 2).

Возникает вопрос: в какую категорию отнести такой метаморфизм (гл. 1)? Если Лик прав, то можно настаивать на том, что его следует называть контактовым. Он проявляется, однако, на площади приблизительно в 230 км² и различим по крайней мере в 15 км от контакта интрузии основных — ультраосновных пород. Таким образом, поскольку этот метаморфизм охватывает целый регион, а не проявлен локально, он рассматривается автором этой книги как региональный, даже если предположение Лика верно.

Упражнение

Даны анализы пелитовых пород из одного небольшого участка центральной части округа Коннемара (рис. 9.1). Нанесите их на диаграмму AFM и выделите коннодами минеральные ассоциации.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	49,73	48,00	41,88	46,38	52,53
TiO ₂	0,39	0,46	1,38	1,03	1,02
Al ₂ O ₃	27,50	27,83	29,20	30,37	26,76
Fe ₂ O ₃	1,66	1,40	1,15	1,98	1,45
FeO	6,89	9,36	10,76	9,74	7,86
MnO	0,08	0,23	0,16	0,15	0,18
MgO	1,61	1,95	3,09	2,09	2,31
CaO	0,53	0,90	0,98	0,59	0,61
Na ₂ O	0,46	0,62	1,56	1,42	1,25
K ₂ O	6,26	5,52	4,63	2,40	2,71
P ₂ O ₅	0,18	0,09	0,23	0,16	0,17
H ₂ O ⁺	4,20	3,19	4,45	3,13	2,69
S	0,10	0,40	0,21	0,18	0,04
Сумма	99,59	99,95	99,68	99,62	99,58

Минеральные ассоциации: 1. Мусковит + силлиманит + биотит + кварц + гранат. 2. Мусковит + ставролит + гранат + кварц + биотит. 3. Мусковит + биотит + ставролит + плагиоклаз + гранат. 4. Ставролит + мусковит + кварц + биотит. 5. Ставролит + кварц + мусковит + биотит + гранат.

(Анализ из работы Лика [62] с разрешения автора.)

Одна из пород обнаруживает сильное отклонение. Какая и почему?

Примечание. При расчете F учтите серу, вычитая 1/2 [S] из [FeO]. Это предполагает, что вся сера присутствует в виде пирита FeS₂.

(Отклонение обнаруживает анализ 1, содержащий гранат + силлиманит вместо ставролита. Таким образом, он отобран выше ставролитовой изограды, тогда как остальные породы — ниже. Он действительно взят значительно южнее остальных пород.)

РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КАЙНОЗОЙСКИХ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Все примеры прогрессивной регионально-метаморфической зональности, которые будут описаны в этой главе, взяты из Альпийского орогенического пояса в южной и центральной Европе. Это исключительно сложный орогенический пояс, содержащий различные примеры прогрессивного метаморфизма. Так как он возник относительно недавно, эрозия не срезала толщи деформированных пород так глубоко, как в Каледонском орогеническом поясе, и в некоторых участках можно изучить переход от неметаморфизованных осадков к низшим ступеням регионального метаморфизма. Сильно расчлененный рельеф позволяет иногда определить положение поверхностей изоград в трех измерениях. Наконец, некоторые типы прогрессивного метаморфизма еще не описаны в этой книге. Рассматриваемые примеры по-прежнему относятся к прогрессивному метаморфизму пелитовых и основных магматических пород.

В задачи этой книги не входит региональный обзор структуры Альп. Читатель, не имеющий об этом представления, может обратиться к превосходному краткому обзору Амбгроува [114] и к сводке Рида и Уотсона [89]. На рис. 10.1 приведена мелкомасштабная карта западных и центральных Альп, на которой показаны некоторые зоны кайнозойского прогрессивного регионального метаморфизма, главные тектонические подразделения и районы развития пород, метаморфизованных в палеозое или докембрии.

Прогрессивный региональный метаморфизм пелитовых пород над Аарским массивом

На севере центральных Альп, в восточной Швейцарии, мезозойские и кайнозойские осадочные породы залегают поверх большого Аарского массива, сложенного древними породами. Некоторые из этих осадков лежат несогласно на палеозойских метаморфических породах и интрузивных породах. Эти кристаллические породы вместе с перекрывающей их осадочной толщей образуют так называемый *автохтон*. Осадочные породы, лежащие поверх автохтона, были тектонически перемещены по

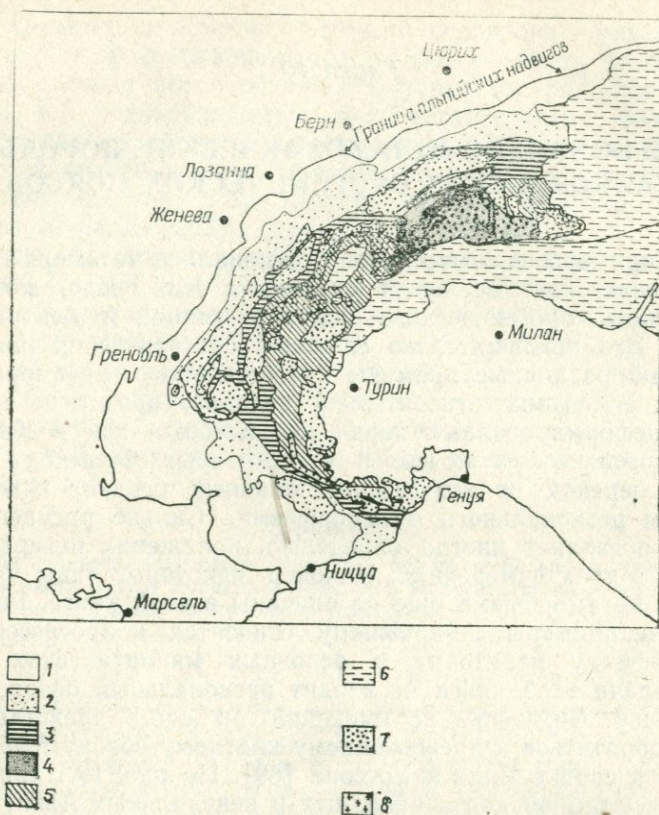


Рис 10.1. Схематическая карта альпийского метаморфизма в западных и центральных Альпах (по Фрею и др. [35] с упрощениями).

Метаморфические зоны: 1 — неметаморфизованные осадки; 2 — очень низкая степень метаморфизма; 3 — метаморфизм типа Барроу — низкая ступень; 4 — метаморфизм типа Барроу — высокая ступень; 5 — метаморфизм фации голубых сланцев (часто затухевая наложенными процессами). *Тектоно-стратиграфические единицы:* 6 — комплексы южных и восточных Альп (главным образом, палеозойские); 7 — палеозойские породы внешних массивов и Пеннинские покровы; 8 — гранитные интрузии.

плоскостям надвигов с юга на север. Этот процесс уже обсуждался в гл. 6. Перемещенные породы залегают в виде нескольких тектонических *покровов*, которые группируются в крупную тектоническую единицу, называемую Гельветскими покровами. По возрасту породы автохтона и Гельветских покровов охватывают интервал от перми до эоцена. Среди них преобладают известняки и глины.

В самых низах сложной толщи осадков, перекрывающих Аарский массив, залегают слабометаморфизованные породы. Минеральных ассоциаций карбонатных пород этот метамор-

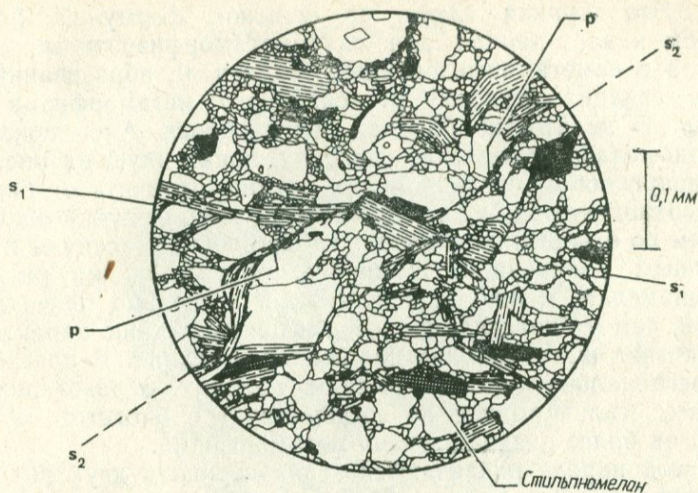


Рис. 10.2. Шлиф кровельного сланца из Зерфталя, кантон Гларус, Швейцария.

физм не изменил. Пелитовые осадки, наоборот, претерпели сильные минеральные и структурные изменения, превратившись в глинистые сланцы. В нескольких местах они разрабатываются как кровельный материал. Верхняя часть Гельветских покровов не испытала регионального метаморфизма, и, следовательно, этот район представляет превосходный полигон для исследования воздействия процессов регионального метаморфизма на пелитовые породы [33]. При региональном метаморфизме листовые силикаты перекристаллизуются и изменяют свой состав. Лучше всего эти изменения изучать в лаборатории рентгенометрическими методами, но микроскопическое изучение шлифов дает возможность различать минералы и видеть детали сложного структурного развития этих пород.

На рис. 10.2 изображен шлиф кровельного сланца из автохтонных осадков на северной стороне Аарского массива. Первоначальный осадок представлял собой песчанистый ил, слоистость осадка подчеркивается песчанистыми прослоями, в которых кварцевые зерна сохранили обломочные контуры. Чешуйки белой слюды очень мелки и под микроскопом неотличимы от мусковита. Поскольку рентгенометрические исследования показывают, что это не мусковит, при их описании будет употребляться неопределенный термин *серицит*. Минеральная ассоциация этой породы: кварц + серицит + кальцит + стильпноmelon + непрозрачные минералы. Это мергелистый (богатый известью) сланец. Стильпноmelon — минерал, еще не описанный в этой

книге. Это хрупкая слюда со сложной формулой, богатая железом и характерная для слабометаморфизованных пород, начиная с неметаморфизованных осадков до образований низких и средних ступеней регионального метаморфизма *типа Барроу*. В пелитовых породах центральных Альп появление стильпномелана определяет изограду, показанную на рис. 10.1. Под микроскопом стильпномелан трудно отличить от биотита. Он плеохроирует от бурого до желтого, а его чешуйки обладают прямым по отношению к трещинам спайности угасанием и отрицательным удлинением. В породе, показанной на рис. 10.2, стильпномелан можно определить по несколько менее совершенной, чем у биотита, спайности и по отсутствию характерной для биотита шагрени близ положения угасания. В прогрессивных регионально-метаморфических породах, образованных по пелитам, стильпномелан не сосуществует с биотитом, а появляется на более низкой ступени метаморфизма.

В этой породе различаются зерна серицита двух размеров. Для крупных зерен характерен сквозной кливаж сланцеватости, секущий слоистость, хотя этого и не видно на рис. 10.2. В мелких зернах распознается не очень четкая предпочтительная ориентировка. В этой породе наблюдается также поздний, резко выраженный несквозной кливаж, параллельный осевым поверхностям малых складок. В обнажении можно видеть, как эти складки сминают слоистость и ранний кливаж сланцеватости. На некоторых обломочных зернах кварца видно *растворение под давлением* в плоскостях несквозного позднего кливажа (точки *P* на рис. 10.2). Хотя зерна кварца в общем не перекристаллизованы, по форме тех из них, которые соприкасаются с поверхностями несквозного кливажа, видно, что прилегающие к этим поверхностям части зерен растворены. Считается, что местное, более высокое давление на зерно со стороны развивающейся поверхности кливажа вызывает растворение кварца межгранулярным флюидом. Этот механизм очень важен при деформации осадков и очень слабо метаморфизованных пород, но, по-видимому, имеет меньшее значение, когда большинство зерен породы подверглось метаморфической перекристаллизации при деформации. В этой конкретной породе несквозной кливаж развился, вероятно, после достижения максимальной степени метаморфизма при образовании сквозного кливажа. На самой высокой ступени метаморфизма растворения зерен кварца под давлением, по-видимому, не происходит.

На рис. 10.3 и 10.4 показана порода более высокой ступени метаморфизма из автохтона на южной стороне Аарского массива. Ее минеральная ассоциация: кварц + плагиоклаз (альбит) + калиевый полевой шпат + серицит + хлорит + графит. Этот перечень основан на рентгенометрических определениях мине-

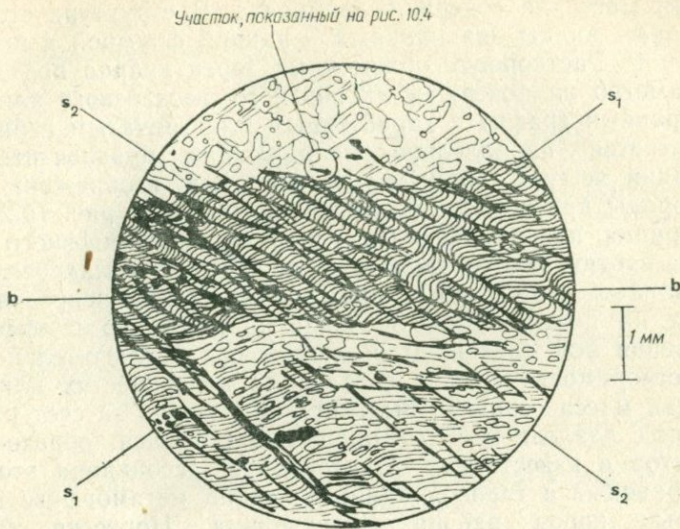


Рис. 10.3. Шлиф метаморфизованного углистого филлита, переслаивающегося с песчаным сланцем из Лётшентала, кантон Вале, Швейцария.

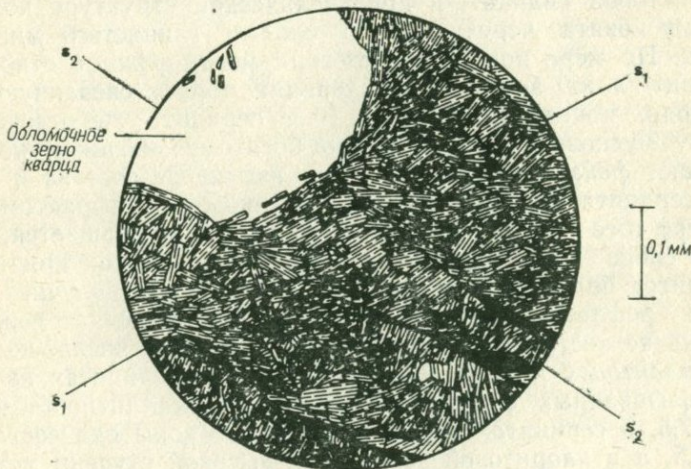


Рис. 10.4. Увеличенная деталь рис. 10.3.

ралов С. Тэйлором (личное сообщение). Поскольку плагиоклаз не сдвойникован, он не определим под микроскопом. Эта порода отличается от изображенной на рис. 10.2 тем, что ее песчаная фракция представляет собой аркоз, а тонкозернистая

основная масса не содержит карбоната. В структуре этой породы также видны два кливажа — ранний сквозной и поздний несквозной. Растворение обломочных зерен кварца под давлением заметно на поверхностях позднего несквозного кливажа. Непрозрачный графит с характерным пластинчатым габитусом располагается параллельно направлению предпочтительной ориентации чешуек серицита. На рис. 10.4 изображена часть этой породы при том же увеличении, что и на рис. 10.2. Эта иллюстрация показывает, что поверхности несквозного кливажа S_2 протягиваются вдоль осевых плоскостей микроскладок, образованных чешуйками серицита. Скопление непрозрачного графита на поверхностях S_2 , возможно, связано с эффектом растворения под давлением. В силу своей исключительно низкой растворимости графит остался на поверхностях кливажа, тогда как масса серицита была оттуда удалена за счет растворения под давлением. Этот процесс аналогичен образованию стилолитов в известняках. Минеральная ассоциация этой породы сравнима с таковой наиболее слабо метаморфизованных пелитовых пород района Сулихельма, Норвегия (гл. 8, рис. 8.2).

Ранее было установлено, что серицит этих слабометаморфизованных альпийских пород не мусковит. Это смешанно-слоистый листовый силикат, в кристаллической структуре которого слои мусковита чередуются со слоями глинистого минерала иллита. По мере повышения степени метаморфизма отношение мусковит/иллит возрастает и серицит теряет связанную H_2O . В породе, показанной на рис. 10.3, серицит уже отвечает по составу мусковиту, относительно богатому магнием, который называют *фенгитом*. Прогрессивное изменение состава и структуры серицита изучено методом рентгеновской дифрактометрии. По мере того как доля иллита в сериците уменьшается, положение слоев ионов кремния и алюминия в этих кристаллах становится более упорядоченным, что позволяет получить более четкие рефлексы на рентгенограммах порошка серицита. Степень четкости рефлексов выражают в виде числа, называемого *иллитовой кристаллическостью* [26]. В серицитах из неметаморфизованных сланцев иллитовая кристаллическость превышает 7,5, в серицитах стильпномелановой зоны она составляет 4,0—7,5, а в хлоритовой зоне более высокой ступени метаморфизма по сравнению со стильпномелановой зоной она меньше 4,0. Иллитовая кристаллическость породы, изображенной на рис. 10.3, равна 3,2. Для образца, показанного на рис. 10.2, это число не было экспериментально определено, но сравнение с образцами из окрестностей долины Линт позволяет предполагать, что оно должно быть в пределах 5,5—6,0 [34].

ЮЮВ

ССЗ

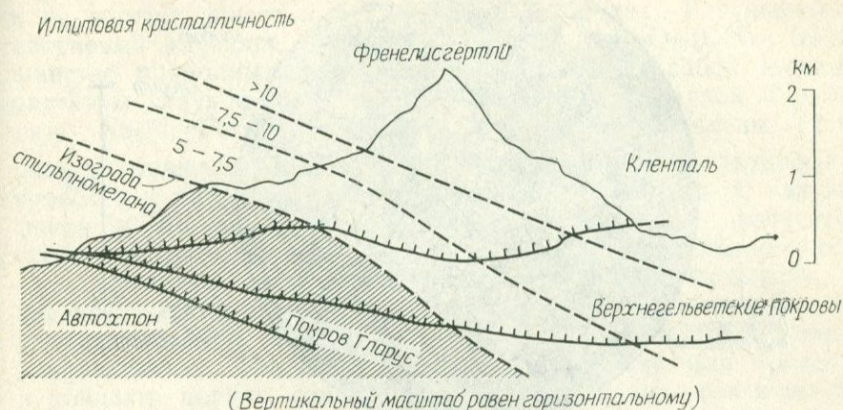


Рис. 10.5. Изограды на разрезе вдоль западной стороны долины Линт, кантон Гларус, Швейцария.

Фрей и Хунцикер исследовали образцы в районе с относительными превышениями свыше 3000 м и таким образом смогли определить характер поверхностей *изоград*. Последние погружаются к северу грубо параллельно кровле Аарского массива. На рис. 10.5 показаны изограды в разрезе вдоль западного склона долины Линт. Минеральные ассоциации и величины иллитовой кристалличности в качестве показателей степени метаморфизма хорошо согласуются друг с другом. В некоторых образцах был определен возраст глауконита, стильномелана или биотита калий-аргоновым методом (гл. 14). Результаты определений, относящиеся к породам любой степени метаморфизма, близки. Куполовидная форма изоград предполагается часто, но редко она бывает так хорошо продемонстрирована, как на рис. 10.5. Здесь изограды пересекают плоскости надвигов между покровами, показывая тем самым, что большинство покровов образовалось до метаморфизма. Это заключение прямо противоречит выводам Шмида [93], изложенным в гл. 6. Чтобы разрешить этот вопрос, нужны дальнейшие исследования.

Голубые сланцы в западных и центральных Альпах

Залегающие во внутренних частях Альпийского орогенического пояса мезозойские породы явно метаморфические в отличие от пород Гельветских покровов, которые до недавнего

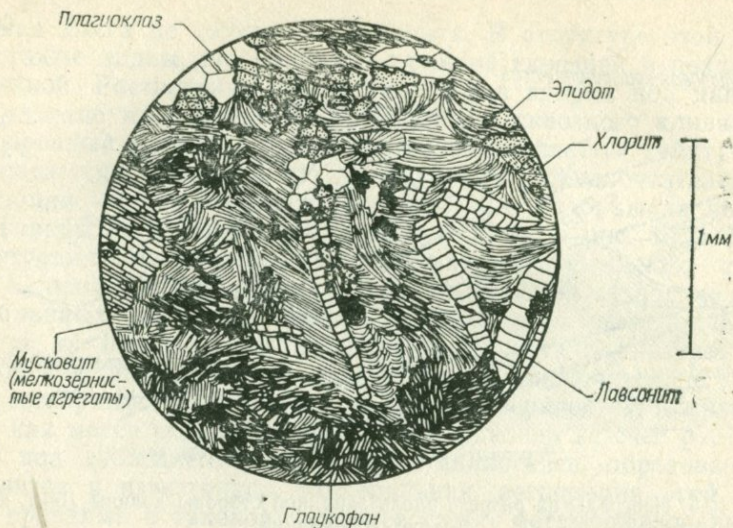


Рис. 10.6. Метаморфизованный базальт пика Марсель вблизи Гийестра, Франция.

Кембриджская коллекция шлифов Харкера, шлиф 118474.

времени описывались как неметаморфизованные осадки. Тектонические единицы, к которым эти породы принадлежат, носят в Швейцарии собирательное название «Пеннинские покровы». Мезозойские породы Пеннинских покровов в отличие от Гельветских содержат основные магматические породы как в виде базальтовых лав, так и в виде интрузивных габбро.

В Пеннинских покровах отмечаются различные типы метаморфической зональности. Широко распространенные пелитовые породы местами образуют зональность типа Барроу (рис. 10.1). Встречается также зональность другого типа, хорошо проявленная в основных магматических породах. Последние превращены в средне- или даже крупнозернистые сланцеватые породы, которые можно считать амфиболитыми, так как они обычно содержат амфибол, плагиоклаз и часто эпидот. Амфибол, однако, замечателен тем, что имеет синий цвет, отчего эти породы и называют голубыми сланцами.

На рис. 10.6 показана зарисовка шлифа типичного голубого сланца из тектонического блока, аналогичного Пеннинским покровам, но во Франции. Этот образец взят из пород, геологические соотношения и текстура которых показывают, что они представляют собой подводные базальтовые лавы. Сохранилась подушечная отдельность. Порода сложена следующими минералами (в порядке убывающего содержания): мусковит,

глаукофан, альбит, эпидот, лавсонит, кварц и хлорит. Этот перечень содержит минералы, еще не охарактеризованные здесь и не встречающиеся в магматических породах. Глаукофан — натриевый амфибол с формулой $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{28}(\text{OH})_2$. Большинство природных глаукофанов представляет собой твердые растворы глаукофана с вышеприведенной формулой и рибекита $\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Промежуточные члены этого ряда называются кросситом. Отличительной чертой глаукофана, кроссита и рибекита является сильный плеохроизм. У глаукофанов и богатых глаукофановой составляющей кросситов схема плеохроизма такова: N_g — синий, N_m — лавандово-синий, N_p — бесцветный. Лавандово-синий цвет в направлении N_m — диагностический признак глаукофана и кроссита (есть разности роговых обманок, обнаруживающие синий цвет в определенных направлениях). Именно кристаллы глаукофана или кроссита и придают породе синий цвет. Однако, даже если в штуфе порода не обладает характерным цветом (такие случаи автор наблюдал), под микроскопом голубой сланец нельзя спутать ни с чем.

Лавсонит — известково-глиноземистый водосодержащий силикат $\text{CaAl}_2(\text{OH})_2(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{H}_2\text{O}$. Эту формулу можно представить как анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ плюс $2\text{H}_2\text{O}$; лавсонит замещает анортитовый компонент в плагиоклазе первичных базальтов. Он ромбический и оптически положителен, что отличает его от эпидота, с которым его легко спутать, особенно потому, что эти два минерала часто встречаются в одной и той же породе, как в данном случае.

Особенностью рассматриваемых пород является то, что метаморфические минералы в них встречаются в различных формах. Например, глаукофан присутствует как в крупных кристаллах (один из них виден слева), так и в виде радиально-лучистых сростков. Точно так же имеются зерна эпидота двух размеров. Эти различия заставляют сомневаться в равновесности породы. Список минералов, присутствующих в породе, может, таким образом, не соответствовать метаморфической ассоциации. По всей вероятности, глаукофан и лавсонит росли вместе, так как они контактируют друг с другом. Существование двух типов кристаллов глаукофана позволяет считать, что глаукофан при структурной эволюции породы рос весьма длительно и, возможно, охватывал весь период развития лавсонита. Значение сосуществования глаукофана и лавсонита будет объяснено далее.

Структурные признаки неравновесности — нередкая черта голубых сланцев. Это часто ведет к ошибке в интерпретации геологических соотношений, когда гнезда средне- и крупнозернистых голубых сланцев залегают среди пелитовых пород,

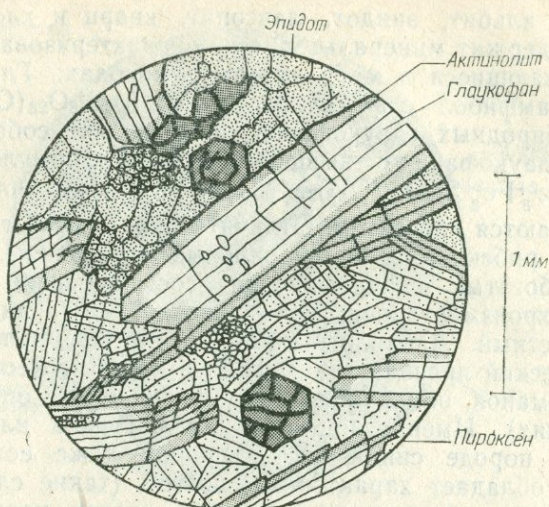


Рис. 10.7. Глаукофан-эпидотовый сланец из Риффельхауса, вблизи Церматта. Кембриджская коллекция шлифов Харкера, шлиф 19435.

явно однообразно и слабо метаморфизованных. Прогрессивная метаморфическая последовательность, для которой можно в поле картировать изограды, встречается редко, хотя в некоторых местах изограды устанавливаются путем изучения большого количества шлифов. Отдельные образцы голубых сланцев, по-видимому, содержат равновесные минеральные ассоциации, а во многих других случаях можно установить, что некоторые минералы сосуществовали в равновесии в течение части времени метаморфизма, как лавсонит и глаукофан на рис. 10.6.

На рис. 10.7 показан крупнозернистый голубой сланец из Пеннинских покровов, район Церматт, Швейцария. Он содержит глаукофан и эпидот, но лавсонита в нем нет. Однако в отличие от породы, изображенной на рис. 10.6, эта порода содержит метаморфогенный пироксен. Пироксен представлен богатой натрием разновидностью авгита, называемой *омфаци-том*, который по оптическим свойствам близок к авгиту с той разницей, что в плоскополяризованном свете омфациит имеет бледно-зеленый цвет. Порода содержит также зерна граната — от ксеноморфных до идиоморфных. Эти гранаты оптически неотличимы от гранатов сланцев Сулихельма, но химические анализы показывают, что они богаче магниезиальным компонентом — пиропом $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$. Описываемая порода гораздо более крупнозерниста, чем изображенная на рис. 10.6, и могла бы рассматриваться почти как равновесная минеральная ассоциация. Амфиболы, присутствующие в этой породе, показы-

вают, однако, что это не так. Отдельные призматические кристаллы амфибола отчетливо зональны — их ядра сложены синим и лавандовым глаукофаном, а оболочки — темно-зеленым актинолитом. Двупреломление оболочек также отчетливо выше.

Для этой породы нелегко установить равновесную минеральную ассоциацию. Наиболее вероятно, что здесь могла быть ранняя ассоциация гранат+омфацит+глаукофан+эпидот, которая затем местами распалась на альбит+актинолит (на рисунке вверху слева присутствует небольшая каемка альбита). Если это так, то ранняя ассоциация, возможно, является переходной от голубого сланца к *эклотиту*, породе, состоящей из богатого пиропом граната и омфацита (гл. 12). Поздняя же ассоциация отражает стадию *ретроградного метаморфизма*, т. е. более позднего метаморфизма низкой ступени.

На рис. 10.8 изображена порода, в которой различаются не две, а три фазы метаморфизма. Крупное зерно граната контактирует с омфацитом. Омфацит подвергается замещению крупным зерном глаукофана в ассоциации с карбонатным минералом, вероятно кальцитом или доломитом. Зерно глаукофана содержит вставки мелких призмочек эпидота и листочков мусковита, а снаружи обрастается узкой каймой актинолита, как на рис. 10.7. В этой породе можно выделить последовательные минеральные ассоциации:

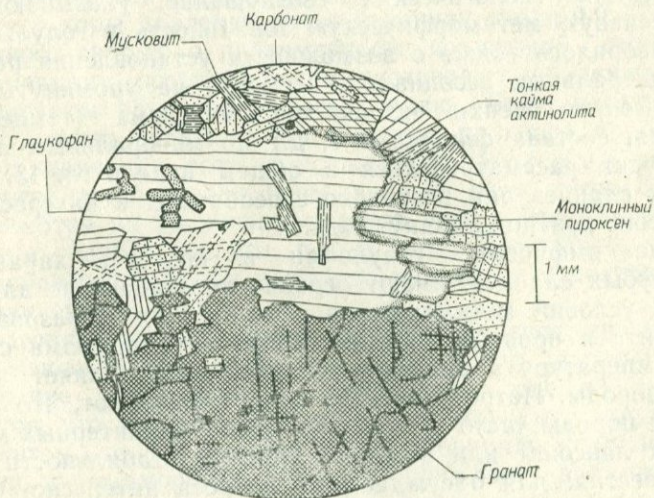


Рис. 10.8. Глаукофановый эклотит из Пфульве, Церматт.
Кембриджская коллекция шлифов Харкера, шлиф № 92882.

<i>Высокая ступень</i>	гранат + омфацит ↓ глаукофан + кальцит
<i>Низкая ступень</i>	↓ актинолит + мусковит + эпидот

В этом случае каждая последующая минеральная ассоциация по степени метаморфизма ниже предыдущей, что свидетельствует о длительном периоде ретроградного метаморфизма.

Зональность минералов, а в некоторых случаях различия габитуса и размеров зерен (рис. 10.6), затрудняют выявление ассоциаций метаморфических минералов в голубых сланцах, а следовательно, здесь может быть больше ошибок, чем при изучении регионально-метаморфических пород, описанных в гл. 8 и 9. Следует подчеркнуть еще один момент. Если в метаморфической породе виден двухстадийный метаморфизм, с замещением ранней ассоциации более поздней эта вторая ассоциация будет зависеть не только от состава породы и условий метаморфизма, но также и от степени и характера разложения первой ассоциации. Например, если ранняя ассоциация представлена гранатом и омфацитом, а поздняя — глаукофаном, лавсонитом и эпидотом, то относительные количества глаукофана и эпидота будут зависеть от состава граната и омфацита, а также от степени их разложения.

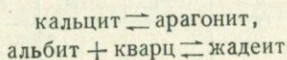
Условия образования голубых сланцев

Уже упоминалось о структурных признаках неравновесности и отсутствии геологических соотношений, указывающих на прогрессивную метаморфическую зональность в голубых сланцах. Говорилось также о возможности установления равновесных минеральных ассоциаций, несмотря на упомянутые трудности. Вопрос оценки условий метаморфизма (температуры, давления, состава флюида и т. д.) по минеральным ассоциациям будет рассматриваться в общем виде в гл. 13, но для голубых сланцев они настолько своеобразны и интересны, что о них стоит кратко упомянуть здесь.

Синие амфиболы — глаукофан и кроссит, — характерные для голубых сланцев, имеют ограниченное значение для определения условий метаморфизма. Реакции их образования из актинолита в процессе прогрессивного метаморфизма сложны, и на температуру и давление их равновесия влияет валовой состав породы. Петрологический опыт показывает, что глаукофановые породы часто не содержат таких характерных минералов, как лавсонит или омфацит. Область стабильности лавсонита известна; для обсуждаемого вопроса интересно, что это сравнительно низкотемпературный минерал, разлагающийся в диапазоне температур от 345°C при 0,4 ГПа до 430°C при 1,0 ГПа [123]. Низкими температурами метаморфизма можно

также объяснить широко распространенные признаки неравно-весности голубых сланцев, поскольку при повышенных температурах метаморфические реакции протекают быстрее, и, следовательно, при низких температурах больше вероятность появления признаков незавершенных реакций.

О давлениях при метаморфизме более определенно свидетельствуют не сами голубые сланцы, а сопутствующие им породы. Было показано, что в известковых мраморах при метаморфизме стабильным минералом состава CaCO_3 является не кальцит, а арагонит, который в лучших образцах характеризуется средне- и крупнозернистой гранобластовой структурой. В метаморфизованных аркозовых песчаниках и кварц-полевошпатовых граувакках натриевый пироксен жадеит $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ стабильно сосуществует с кварцем. Условия равновесия реакций



хорошо определены лабораторными экспериментами. Реакция образования жадеита обсуждается в гл. 13. Суть в том, что в области температур, определяемой присутствием лавсонита в голубых сланцах, арагонитсодержащие мраморы и жадеитсодержащие аркозы должны быть метаморфизованы при необычайно высоких давлениях (0,5—0,9 ГПа для арагонитового мрамора, 0,7—1,2 ГПа для сосуществующих жадеита и кварца). Чтобы оценить эти цифры, напомним, что в основании континентальной коры давление имеет величину около 0,9 ГПа [58]. Было много споров о правомерности допущений, стоящих за этими оценками, особенно о том, составляют ли рассматриваемые минералы равновесную ассоциацию. Было показано, что арагонит может образовываться вместо кальцита при гораздо меньших давлениях, если он осаждается из флюидов, содержащих другие растворенные ионы, а не из чисто водных растворов. Несмотря на разногласия, автор этой книги полагает, что некоторые голубые сланцы, в том числе альпийские, действительно образовались при необычно низких температурах и высоких давлениях.

Полагают, что на необычно высокие давления при метаморфизме основных магматических пород может указывать сосуществование глаукофана с лавсонитом, как на рис. 10.6. Считается, что основные магматические породы с глаукофаном и кросситом, но без лавсонита или омфацита являются переходными и метаморфизованы при давлениях, промежуточных между теми, которые свойственны амфиболитам типа Барроу, и теми, которые присущи лавсонитсодержащим голубым сланцам. Термином «голубые сланцы» часто вообще обозначают породы высокого давления.

Голубые сланцы представляют собой еще один пример того разнообразия геотермических градиентов при метаморфизме, которое уже было описано. Если эта точка зрения на метаморфизм голубых сланцев верна, то они образовались при таких условиях, когда быстрый рост давления сопровождался необычайно медленным повышением температуры. Это заключение имеет большое значение для тектонических построений (гл. 16).

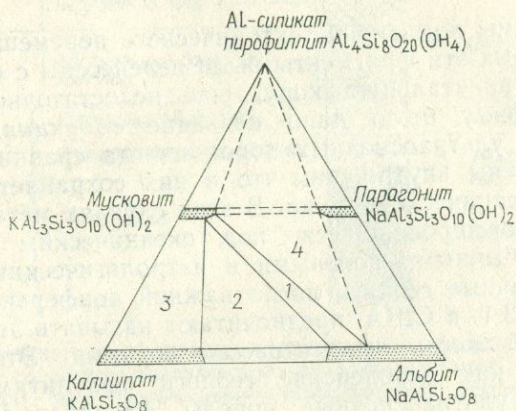
Упражнение

Анализ породы, для которой параметры А, F и М были рассчитаны в табл. 4.1 и нанесены на диаграмму рис. 4.6, а, приведен первым в ниже следующей таблице; в ней приведены, кроме того, частичные модальные анализы других пелитовых пород из района Лётшенталь, Швейцария. Вели-

Анализируем. обр.	И. К.	Му	Хл	Пир	Кш	Аб	Кв	Ка	Непр.
	3,7	90	10	—	+	+	+	—	—
1	3,1	42	50	8	—	—	—	—	—
2	4,3	72	13	15	—	—	++	++	?
3	4,3	82	3	15	—	—	+	+	—
4	4,3	77	11	12	—	—	+	+	—
5	4,1	74	—	26	—	—	+	+	—
6	5,2	67	17	16	—	—	+	—	—
7	3,1	76	13	11	—	—	+	—	—
8	4,8	69	11	20	—	—	+	++	—
9	5,0	75	12	13	—	—	+	—	—
10	4,1	73	13	14	—	—	+	—	—
11	4,6	82	6	12	—	—	+	+	?
12	4,7	53	27	20	—	—	+	—	?
13	4,7	64	18	18	—	—	+	—	?
14	4,1	45	14	15	—	—	+	—	?
15	4,2	78	5	17	—	—	+	—	?
16	3,6	88	—	12	—	—	+	—	?
17	4,5	83	4	13	—	—	+	++	?
18	3,9	69	12	19	—	—	+	+	—
19	4,2	70	15	15	—	—	++	—	—
20	5,2	74	8	18	—	—	++	—	—
21	4,8	73	11	16	—	—	++	—	—
22	3,6	74	12	14	—	—	++	—	—
23	3,4	76	13	11	—	—	++	—	—
24	4,1	70	13	17	—	—	++	—	—
25	4,1	65	21	13	—	—	+	++	—
26	4,3	69	16	15	—	—	+	++	—
27	4,3	64	23	13	—	—	+	++	—

Условные обозначения в таблице: И. К. — иллитовая кристалличность, Му — мусковит, Хл — хлорит, Пир — пирофиллит (парагонит), Кш — калиевый полевой шпат, Аб — альбит, Кв — кварц, Ка — карбонат, Непр. — непрозрачные минералы. В первых трех колонках даны относительные количества этих трех минералов. Обозначения для других колонок: — отсутствует, + присутствует, ++ обилеи, ? — возможно присутствует. Все данные получены с помощью рентгеновской дифрактометрии. (Неопубликованные данные, собранные и любезно предоставленные Тейлором.)

чины иллитовой кристалличности показывают, что эти образцы лежат в ограниченном диапазоне низкотемпературного метаморфизма. Пересчитайте эти анализы снова для нанесения на треугольную диаграмму AKN: $A=[Al_2O_3]$ —



—0,33 [FeO + MgO] — [Na₂O] — [K₂O]; K = [K₂O]; N =]Na₂O]. Такая диаграмма показана ниже с нанесенными на нее полями составов минералов. Пользуясь данными таблицы, покажите на диаграмме области составов пород Лётшенталья.

Глава 11

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

За последние годы было получено много новых данных по геологии дна океанов. Это дало возможность сделать важные выводы о стратиграфии и петрологии пород по крайней мере неглубоких уровней океанической коры и о процессах образования океанической коры в результате спрединга вдоль срединно-океанических хребтов. В 1960-х годах с глубин океанического дна близ крупных разломов были подняты образцы метаморфических пород, и с этого момента стали говорить о значении метаморфизма в эволюции океанического дна [74]. Были разработаны теории, согласно которым базальты, преобладающие на океаническом дне, подвергаются быстро усиливающимся с глубиной метаморфизму под действием интенсивного теплового потока из недр Земли, обнаруженного возле срединно-океанических хребтов. Поскольку в то время в распоряжении ученых имелись лишь собранные драгами образцы, эти предположения нельзя было проверить непосредственно; такая возможность появилась, когда с помощью глубинного бурения стали получать образцы из недр срединно-океанических хребтов. Другой способ проверки этих предположений

связан с обнаружением в орогенических поясах массивов основных и ультраосновных пород, которые по ряду независимых признаков могут считаться фрагментами океанической коры.

Механизмы подъема и тектонического перемещения, при помощи которых эти фрагменты были перенесены с океанического дна в континентальную кору, еще недостаточно поняты; но этому процессу было дано название *обдукция*. Эти массы основных и ультраосновных пород иногда сравнительно слабо деформированы внутри, так что в них сохраняется структура древнего океанического ложа. В этих случаях метаморфические породы, сформировавшиеся под океаническим дном, могут изучаться обычными полевыми и петрологическими методами.

Англоязычные геологи после важной конференции, состоявшейся в 1973 г. в США, предпочитают называть эти фрагменты океанической коры *офиолитовыми* сериями. Это неудачный термин, так как европейские геологи офиолитами называют основные и ультраосновные породы Альпийско-Гималайского орогенического пояса независимо от их происхождения. Это привело к значительной путанице, так как происхождение многих офиолитов в европейском смысле неясно. По этой причине мы не станем пользоваться термином «офиолит» в этой главе. Он применен в описательном смысле к породам Альп в гл. 16.

Основной — ультраосновной комплекс Троодос, Кипр

Наиболее известный из этих массивов основных — ультраосновных пород расположен на юго-западе Кипра, в горах Троодос. Его местоположение показано на рис. 6.1. Краткий очерк метаморфизма пород комплекса Троодос дан Гассом и Сьюингом [38].

Породы комплекса Троодос представлены главным образом метаморфизованными основными магматическими породами. В неглубоких слоях древней океанической коры они представлены подводными лавами с подушечной отдельностью, на более глубоких уровнях — дайками долеритов, а на самых низких горизонтах, где происходит метаморфизм, — габбро. На рис. 11.1 показан обобщенный разрез древней океанической коры Троодоса, типы первичных магматических пород и наложенная на них прогрессивная метаморфическая зональность.

На рис. 11.2 дана зарисовка метаморфизованного базальта из верхней части комплекса Троодос. Первичные пластинчатые кристаллы плагиоклаза, выросшие из магматического расплава, остались неизмененными. Между этими кристаллами первоначально было базальтовое стекло, позднее девитрифицированное

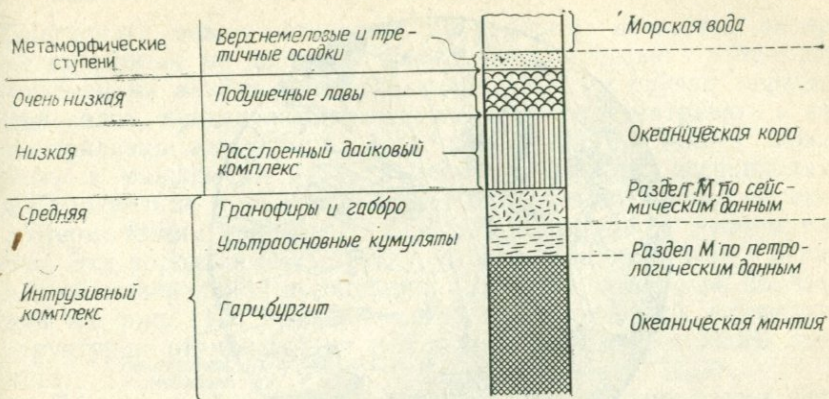


Рис. 11.1. Сопоставление сводной стратиграфической колонки комплекса Троодос на Кипре со слоями океанического дна, выделенными по сейсмическим данным (справа), и с прогрессивно-метаморфической толщей (слева) [38].

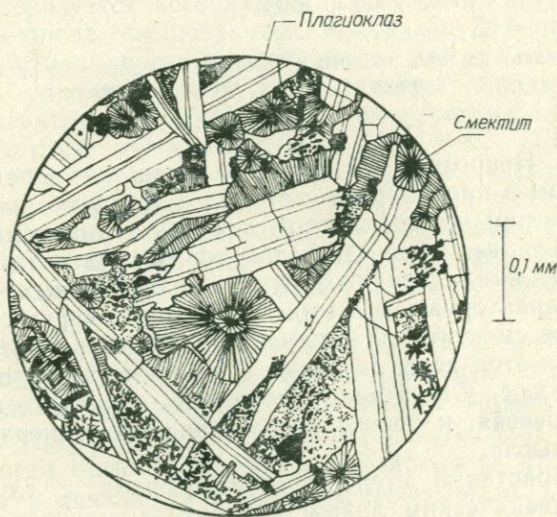


Рис. 11.2. Базальт из зоны наиболее низкого метаморфизма, Скоурнотисса, Троодос.

с образованием радиально-лучистых сростков *смектита*, местами проросшего пылевидными частицами непрозрачных минералов. «Смектит» — название глинистых минералов группы монтмориллонита, которое используется здесь так же неформально, как и термин «серицит» в гл. 10. Смектит под микроскопом различим при большом увеличении. Он отличается от серицита бледно-желтой окраской и более низкими показателями пре-

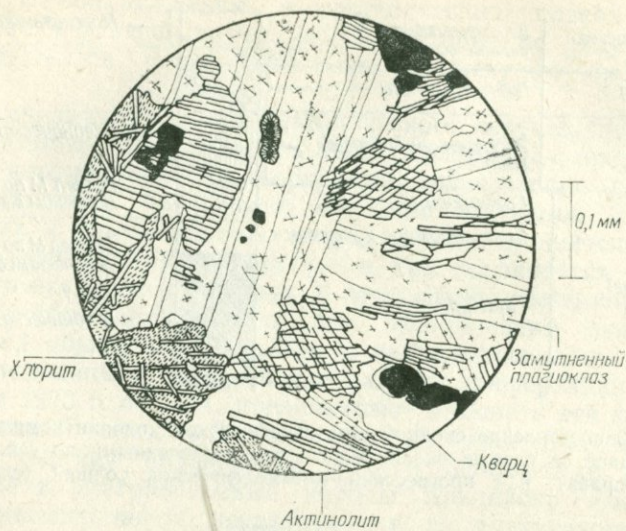


Рис. 11.3. Базальт из зоны низкого метаморфизма, дайка из расслоенного дайкового комплекса, Фтерикоудхи.

ломления. Непрозрачный минерал нельзя определить под микроскопом в проходящем свете, но с помощью рентгеновской дифрактометрии он диагностируется как титанистый магнетит. Этот образец взят из массивной части лавового потока, не содержащей миндалевидных пустот, заполненных цеолитами, особенно характерных для этой части метаморфической толщи. Присутствие смектита, замещающего базальтовое стекло, также типично для этой зоны наиболее слабого метаморфизма в комплексе Троодос. Структура породы четко указывает на отсутствие равновесия, и перечень слагающих ее минералов привести нет смысла.

При возрастании степени метаморфизма с глубиной под древним океаническим ложем смектит замещается кварцем и хлоритом, а плагиоклазы мутнеют в результате разложения, хотя их состав все еще отвечает лабрадору. Вслед за кварцем и хлоритом образуются эпидот и актинолит. Порода этого уровня показана на рис. 11.3. Ее минеральная ассоциация — плагиоклаз + актинолит + хлорит + кварц + непрозрачные минералы (титанистый магнетит) — напоминает слабо метаморфизованный базальт из Сулихельмы (рис. 8.10) с той разницей, что там нет плагиоклаза, богатого анортитовой составляющей, и минералов группы эпидота, хотя в метаморфизованных базальтах Троодоса эпидот на этом уровне иногда встречается.

Плагиоклаз может оставаться лабрадором, поскольку он при метаморфизме не достигает равновесного состояния путем разложения на альбит, эпидот и кварц. В этом случае перечень минералов, приведенный выше, не может рассматриваться как минеральная ассоциация. Или, наоборот, плагиоклаз может быть в равновесии [73], а различие между ассоциациями в Сулихельме и на Кипре может быть вызвано более высоким геотермическим градиентом при метаморфизме во втором случае. Эта порода имеет структуру, свидетельствующую о равновесной минеральной ассоциации, в отличие от породы, показанной на рис. 11.2, где первичный магматический плагиоклаз структурно отличается от вторичного метаморфогенного смектита.

При дальнейшем повышении степени метаморфизма актинолит замещается роговой обманкой, а хлорит исчезает. В минеральной ассоциации появляется богатый диопсидом моноклинный пироксен. Порода этой ступени показана на рис. 11.4. Она характеризуется ассоциацией плагиоклаз + кварц + роговая обманка + диопсид + непрозрачные минералы. Эта порода взята из самой нижней части расслоенного дайкового комплекса. Ниже этого уровня основные магматические породы сменяются ультрабазитами, обычно без признаков метаморфизма, если не считать местную серпентинизацию. На рис. 11.5 показано исключение: шлиф *ксенолита* близ кровли интрузии габбро в верхней части плутонического комплекса. Бросается в глаза крупнозернистость этой породы по сравнению с породами, изображенными на рис. 11.2—11.4. Это пироксеновый роговик, который, несомненно, представляет собой равновесную ассоциацию.

Рассмотрение контактово-метаморфической породы в качестве представителя наиболее высокой ступени прогрессивной регионально-метаморфической зональности может показаться излишним. Приблизительно такой же подход был использован в гл. 9, когда было высказано предположение, что мигматиты Коннемара и связанный с ними прогрессивный метаморфизм Баханского типа следует рассматривать как проявление регионального, а не контактового метаморфизма. Предполагается, что очень высокий геотермический градиент, сопутствующий метаморфизму основных магматических пород в комплексе Троодос, как и в Ирландии, мог быть вызван внедрением большого объема основной магмы на относительно высокий уровень земной коры. Интрузия габбро, в которой был найден ксенолит, изображенный на рис. 11.5, может быть только частью этого магматического тела. В отличие от ирландского примера, где основная интрузия представляла собой один большой массив,

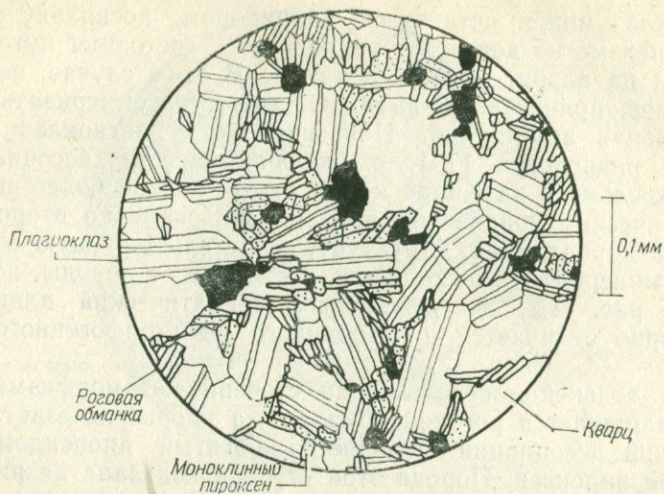


Рис. 11.4. Базальт средней степени метаморфизма, расслоенный дайковый комплекс, Лемитоу.

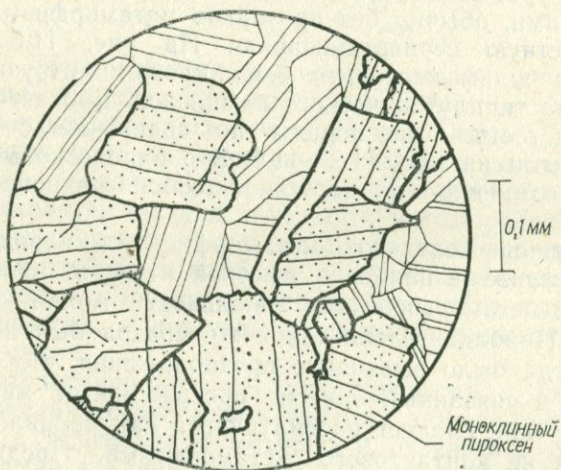


Рис. 11.5. Пироксеновый роговик из ксенолита базальта в габбро непосредственно под основанием расслоенного дайкового комплекса, Айс-Деметриос.

слоистый комплекс габбро Троодос образован большим количеством мелких интрузий 1—5 км в диаметре.

На треугольных диаграммах ACF рис. 11.6 показаны ассоциации пород, слагающих высокометаморфизованный комплекс Троодос. Различия состава основных магматических пород

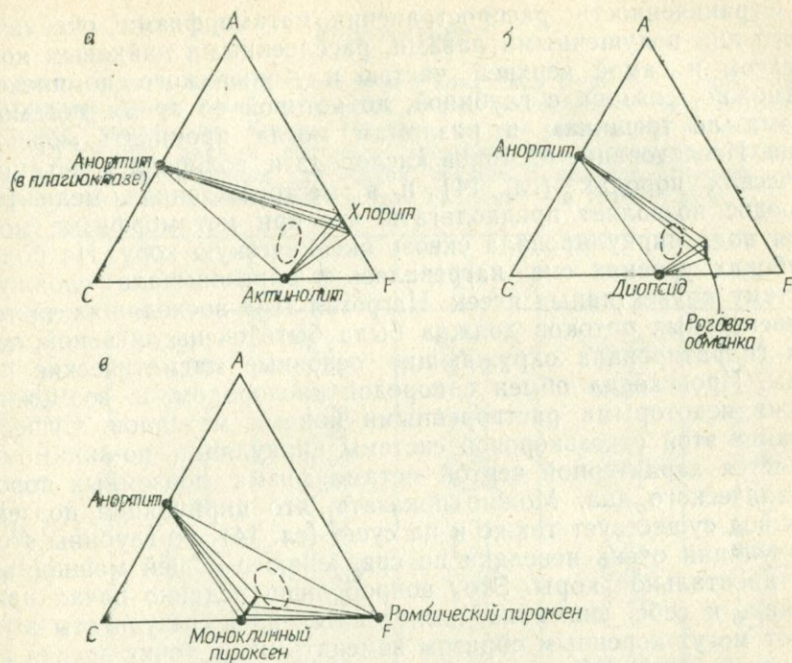


Рис. 11.6. ACF-диаграммы, показывающие изменение минеральных ассоциаций в зависимости от степени метаморфизма в основных магматических породах Троодоса.

a → ассоциации зоны низкого метаморфизма (рис. 11.3); *б* — ассоциации зоны среднего метаморфизма (рис. 11.4); *в* — пироксен-роговиковые ассоциации (рис. 11.5). Область составов основных магматических пород Троодоса околонтурена пунктиром.

Троодоса невелики, поэтому для изображения парагенезиса можно использовать лишь часть ACF-диаграммы.

Породы верхнего и нижнего слоев подушечных лав и расслоенного дайкового комплекса почти полностью метаморфизованы, тогда как породы плутонического комплекса только местами метаморфизованы в условиях океанического дна. Ультраосновные породы самой нижней части плутонического комплекса метаморфизованы в различной степени. На этом уровне преобладают рассланцованные гарцбургиты [76]. Эти ультраосновные породы рассматриваются как мантийные, подстилающие древнюю океаническую кору. Они подверглись метаморфизму, вероятно, в тот период, когда были частью мантии Земли. Метаморфические породы из мантии будут обсуждаться подробнее в гл. 12. Они не могут рассматриваться как продукт метаморфизма океанического дна, как это имеет место в верхней части комплекса Троодос.

Ограниченность распространения метаморфизма океанического дна подушечными лавами, расслоенными дайковым комплексом и самой верхней частью плутонического комплекса, возможно, связана с глубиной, до которой во время метаморфизма по трещинам и разломам могла проникать морская вода. Исследование изотопов кислорода и водорода в метаморфических породах (гл. 14) и в месторождениях меди гор Троодос позволяет предполагать, что при метаморфизме морская вода циркулировала сквозь океаническую кору. На более глубоких уровнях она нагревалась и образовывала сложную систему конвективных ячеек. Нагретая H_2O восходящих частей конвективных потоков должна была быть очень активной, так как гидратировала окружающие основные магматические породы. Происходил обмен с породой кислородом, и, возможно, также некоторыми растворенными ионами металлов. Существование этой сквозькоровой системы циркуляции, по-видимому, является характерной чертой метаморфизма подземных пород океанического дна. Можно показать, что циркуляция подземных вод существует также и на суше (гл. 14), но глубины этой циркуляции очень невелики по сравнению с общей мощностью континентальной коры. Этот вопрос лишь недавно начал привлекать к себе внимание исследователей, и результаты этих работ могут коренным образом изменить нашу точку зрения на процессы метаморфизма.

Когда большая часть этой главы была уже написана, автору стало известно (Дж. Р. Кенн, личное сообщение), что результаты глубоководного бурения в Северной Атлантике могут поставить под сомнение аналогию, проводимую между породами океанического дна и тектонически поднятыми основными — ультраосновными комплексами, подобными комплексу Троодос. К моменту, когда писались эти строки, базальты океанического дна были разбурены до глубины 600 м, и в них не было обнаружено признаков метаморфизма. Интерстициальное стекло в базальтах не изменено, и между базальтовыми потоками залегают слои рыхлого вулканического пепла, состоящего из обломков базальтового стекла. Эти факты дают пищу для дальнейших обсуждений. Пока что автор поддерживает мнение Кенна о том, что аналогия между метаморфическими породами океанического дна и породами комплекса Троодос остается полезной для обсуждения метаморфизма океанического дна. Возможно, что отсутствие метаморфизма в базальтах Северной Атлантики связано с тем, что во время формирования океанического дна отсутствовали системы конвективной циркуляции морской воды в срединно-океаническом хребте. Дальнейшее глубокое бурение и измерение теплового потока должны помочь решению этой задачи.

Упражнение

Даны анализы магматических пород комплекса Вуринос, Греция, представляющего собой поднятый участок пород океанического дна, подобный комплексу Троодос на Кипре. Нанесите составы этих пород на АСF-диаграмму и по этим данным постройте треугольники с возможными вариантами расположения коннод для низкой, средней и высокой ступеней метаморфизма. Серпентин помещается в углу F, пренит — в точке A 33 %, C 67 %.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	54,7	74,7	54,7	54,56	68,4
TiO ₂	0,30	0,25	0,78	0,92	0,56
Al ₂ O ₃	16,4	12,0	14,7	16,24	13,7
Fe ₂ O ₃	2,47	1,26	6,36	5,18	2,71
FeO	7,61	2,64	3,13	5,08	2,97
MnO	0,17	0,09	0,10	0,14	0,08
MgO	6,38	0,94	3,20	6,72	1,07
CaO	9,74	2,46	9,74	4,16	4,22
Na ₂ O	1,41	3,14	2,34	2,60	4,43
K ₂ O	0,21	0,95	0,04	0,23	0,04
P ₂ O ₅	0,025	0,069	0,025	0,069	0,087
H ₂ O ⁺	1,52	1,00	3,01	3,94	1,10
H ₂ O ⁻	0,12	0,20	0,28	0,30	0,14
Сумма	101,05	99,70	98,41	100,09	99,51

Минеральные ассоциации

1. Плаггиоклаз + роговая обманка + кварц + непрозрачные минералы.
2. Ранняя ассоциация: кварц + плаггиоклаз + роговая обманка + непрозрачные минералы; поздняя ассоциация: кварц + эпидот + альбит + непрозрачные минералы.
3. Серпентин + пренит + альбит (?) + хлорит + непрозрачные минералы.
4. Пренит + хлорит + серпентин.
5. Кварц + плаггиоклаз + хлорит + непрозрачные минералы (по Мурсу [75], с разреzenia).

Примечание. Многие из этих пород окислены. Если $[\text{Fe}_2\text{O}_3] + [\text{TiO}_2]$ больше, чем $[\text{FeO}]$, примите, что избыток присутствует в виде гематита $[\text{Fe}_2\text{O}_3]$, и, следовательно, берите $F=[\text{MgO}]$.

Глава 12

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В ряде случаев горные породы, отторгнутые от мантии, находят на поверхности Земли. Они попадают на поверхность двумя путями: либо при тектонических движениях, либо при вулканических извержениях. Многие из этих пород по структуре могут быть отнесены к метаморфическим.

Плотность мантии и скорость прохождения через нее сейсмических волн свидетельствуют о том, что она по составу близка

к ультрабазиту. Это подтверждается составом отторгнутых от маанти пород, которые преимущественно представляют собой ультрабазиты. Поскольку метаморфизм пород такого состава мало обсуждался в этой книге, ультраосновные мантийные породы будут рассмотрены лишь кратко; более детально будут описаны отделившиеся от мантии основные породы.

Уже упоминалось о гарцбургитах, залегающих в основании комплекса основных — ультраосновных пород Троодос на Кипре (гл. 11). Они представляют собой перидодиты, содержащие ромбический пироксен, со сланцеватостью, подчеркнутой предпочтительно ориентированными вытянутыми кристаллами ромбического пироксена. Имеются также рассланцованные дуниты, рассланцовка которых обусловлена плоскостной предпочтительной ориентировкой зерен оливина. Рассланцовка этих ультраосновных пород ориентирована грубо параллельно контактам с перекрывающими ультраосновными кумулятивными породами и основными магматическими породами океанического дна (рис. 11.1). Полагают, что эти породы представляют собой продукт, оставшийся после частичного плавления верхней мантии. Плавление порождает основную магму, которая кристаллизуется в срединно-океаническом хребте, образуя кору океанического дна. Рассланцовка развивается, по-видимому, во время и после частичного плавления.

В некоторых участках орогенических поясов, как альпийских, так и более древних, тектоническими движениями из-под океанической коры выносятся на поверхность фрагменты верхней мантии (как на Кипре). Мантийный материал как из-под океанической, так и из-под континентальной коры выносятся на поверхность в виде *ксенолитов* в вулканических породах. Они наблюдаются в базальтах как океанических, так и континентальных областей, а также в необычных вулканических породах, являющихся источником алмазов. Эти последние называются *кимберлитами* по известному району добычи алмазов Кимберли в ЮАР. Эти включения в базальтах и кимберлитах представлены основными и ультраосновными породами. Среди обоих типов встречаются породы как с магматической, так и с метаморфической структурами.

Кимберлиты — обломочные породы с обломками различного состава в мелкозернистой основной массе. Основная масса состоит из низкотемпературных минералов — серпентина и кальцита. Обломки представлены как породами, залегающими в контакте с кимберлитом, так и экзотическими породами, по-видимому, вынесенными из глубоких частей коры и верхней мантии. Кимберлиты встречаются на докембрийских щитах и в кратонных областях, где докембрийские щиты погребены под толщами фанерозойских осадков (рис. 2.13). Они обна-

жаются на небольших участках, часто неправильной формы, но разработка их показывает, что кимберлитовые тела обычно представляют собой вертикальные трубковидные структуры, прорывающие докембрийские породы. Иногда находят связанные с ними небольшие дайки и силлы. Средний диаметр трубок в районе Кимберли, который, по-видимому, является типичным, составляет 300 м; трубки постепенно сужаются книзу, т. е. имеют форму перевернутого конуса [50]. Таким образом, их можно считать вулканическими жерлами, и это предположение подтверждается обнаружением в Танзании и Намибии эруптивных вулканических пород, напоминающих кимберлиты [90, 32], которые образуют низкие холмы, почти наверняка представляющие собой эродированные остатки кимберлитовых вулканов.

Кимберлиты, видимо, можно считать вулканическими породами, образовавшимися при извержениях из мантийных глубин. Выброшенный на поверхность материал представлял собой смесь твердых обломков, сорванных газами со стенок жерла. Этот газ, вероятно, образовался в мантии, и его взрыв, направленный вверх сквозь мантию и кору, выносил обломки пород из самых глубин Земли на поверхность. Таким образом, кимберлиты содержат породы из мантии и коры.

Мантийные ксенолиты могут быть основными и ультраосновными, хотя, как уже было установлено, ультраосновные породы встречаются чаще. И те и другие породы могут обладать сланцеватостью и линейностью при большом разнообразии метаморфических структур, особенно это относится к динамометаморфическим породам [10]. Они гораздо более крупнозернисты, чем коровые динамометаморфические породы, размер их зерна раз в десять больше.

На рис. 12.1 показан шлиф магматической основной породы из кимберлитовой трубки Робертс-Виктор, ЮАР [61, 46]. Это необычная трубка, содержащая ксенолиты основных пород, в которых макроскопически легко различаются два минерала — темно-красный гранат до 10 мм в поперечнике и зеленый пироксен. Несмотря на крупнозернистость, порода равномернозерниста и обладает гранобластовой (или гранулярной) структурой. Наблюдения под микроскопом подтверждают простую первичную минеральную ассоциацию этой породы: гранат + + моноклинный пироксен. Обратите внимание на очень малое увеличение рис. 12.1. Основные породы такого минерального состава были охарактеризованы в гл. 10. Они называются *эклогитами*.

Эклогиты обладают средней плотностью около $3,5 \text{ г/см}^3$, тогда как габбро того же химического состава имеют плотность около $3,0 \text{ г/см}^3$. Следовательно, эклогит — порода, образовав-

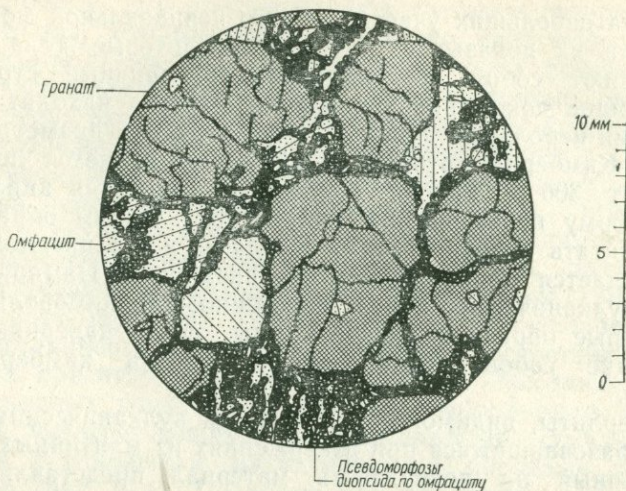


Рис. 12.1. Шлиф эклогита из включения в кимберлитовой трубке Робертс-Виктор, ЮАР.

шаяся при высоком давлении, которое заставляет ионы в кристаллах минералов принимать более тесную упаковку. Это предположение было подтверждено многочисленными экспериментами с базальтовым материалом при высоких давлениях [128 и др.]. Эксперименты обнаружили также, что эклогитовая ассоциация может образовываться либо путем перехода базальта в эклогит в твердом состоянии при повышении давления и сравнительно низких температурах либо при кристаллизации из базальтового расплава при высоких давлениях и температурах. В первом случае образуются метаморфические эклогиты, во втором — магматические. Гранулярные эклогиты, подобные изображенному на рис. 12.1, могут быть либо метаморфическими породами, кристаллизовавшимися в бесстрессовых условиях, либо магматическими породами. Харт и Гёрни, основываясь на геохимических данных, считают их магматическими породами.

По краям зерен граната и пироксена наблюдается вторичное изменение, несомненно метаморфогенное. В породе, показанной на рис. 12.1, пироксен сильнее изменен, чем гранат. Крупные кристаллы зеленого пироксена замещены вдоль краев и трещин более мелкими призматическими кристаллами с близким двупреломлением, но более низким показателем преломления по сравнению с первичными крупными кристаллами. Интересно различие углов оптических осей этих двух пироксенов. Первичный пироксен имеет $+2V$ около 80° , мелкий вто-

ричный пироксен +2V около 30°. Это показывает, что крупные пироксены представлены *омфацитом*, богатой натрием и глиноземом разновидью авгита, тогда как мелкие перекристаллизованные пироксены — обыкновенным авгитом. Омфацит является характерным минералом эклогитов, и его можно распознать по зеленому цвету (хотя он может быть настолько слабым, что его трудно заметить в шлифе) и большому углу оптических осей. Известны гранат-пироксеновые породы, в которых пироксен представлен диопсидом или авгитом. Эти породы не эклогиты, а гранатсодержащие пироксеновые гнейсы (гл. 6).

Ассоциация эклогитов с алмазами в кимберлитах свидетельствует о том, что они образовались при высоких давлениях и, следовательно, на значительных глубинах. В одном из двух образцов были найдены алмазы, а включения эклогита и слагающих его минералов обнаружены в алмазах, что убедительно доказывает их сосуществование. На рис. 12.2 показана область *ТР*-условий, в которых алмаз — более устойчивая модификация углерода, чем графит. Границы этого поля хорошо изучены в связи с промышленным синтезом алмазов. Приводятся также

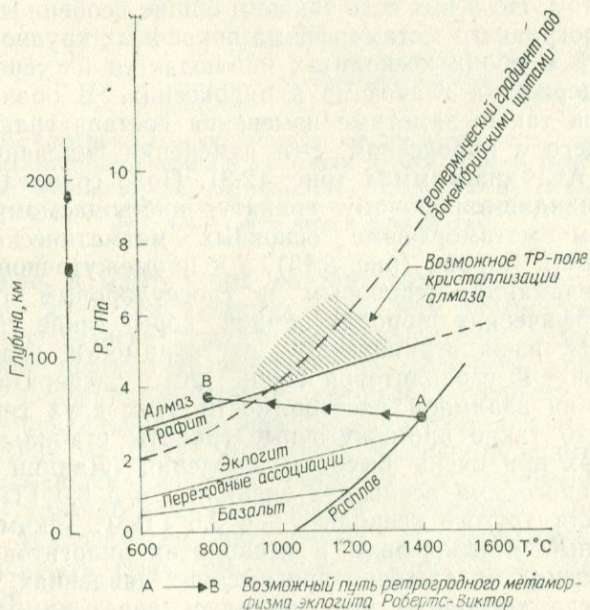


Рис. 12.2. Диаграмма температура—давление, на которой показаны кривая моновариантного равновесия алмаз—графит, поля устойчивости базальта и эклогита и возможная история ретроградного метаморфизма эклогитов Робертс-Виктор [61].

примерные глубины под континентальной корой, соответствующие этим давлениям. Эта диаграмма показывает, что если алмаз представляет собой стабильный член минеральной ассоциации эклогита, то метаморфизм эклогитов, находимых в виде обломков в кимберлитах, должен происходить глубоко в мантии.

При изучении *ретроградных* изменений в эклогитах трубки Роберт-Виктор путем исследования составов минералов с помощью электронно-рентгеновского микроанализатора Лаппину и Доусону [61] и Харту и Гёрни [46] удалось проследить часть истории отдельных ксенолитов по температуре и давлению. Лаппин и Доусон изучали ксенолит с двумя различными минеральными ассоциациями: гранат+пироксен и гранат+пироксен+кианит. Харт и Гёрни исследовали ксенолит с ассоциацией гранат+пироксен; в нем особенно хорошо были развиты пластины распада пироксена и граната, так что можно было изучить последовательные стадии распада после первичной кристаллизации. *Метаморфическая* история этих эклогитов имеет некоторые различия, позволяющие предполагать, что они происходят из разных уровней мантии, где и были захвачены кимберлитом. Но в них есть также и общие особенности. В процессе ретроградного метаморфизма первичных крупнозернистых ассоциаций в обоих ксенолитах наблюдается постепенное снижение содержания глинозема в пироксенах. В обоих случаях отмечаются также заметные изменения состава граната, сосуществующего с пироксеном. Эти изменения показаны на треугольных АСF-диаграммах (рис. 12.3). Поле граната сужается не к альмандин-пироповому гранату, наблюдаемому при региональном метаморфизме основных магматических пород в зональности Барроу (рис. 8.13), а к промежуточной разности между альмандин-пироповым и гроссуляровым гранатами. В метаморфических породах земной коры такие гранаты не встречаются из-за ограниченной растворимости гранатов пиральспитовой и уграндитовой серий [20]. Экспериментальные исследования взаимной растворимости этих двух серий показывают, что такие промежуточные гранаты стабильны только в эклогитах при очень высоком давлении (Лаппин и Доусон для изученного ими ксенолита оценили его в 3,0 ГПа, а Харт и Гёрни для другого ксенолита — в 3,5 ГПа). Таким образом, ретроградный метаморфизм в ксенолитах эклогитов происходил в условиях охлаждения при высоких давлениях, а не в то время, когда ксенолиты выбрасывались через кимберлитовую трубку. Лаппин и Доусон полагают, что при охлаждении их ксенолита давление несколько возросло.

Таким образом, исследовать метаморфические процессы, происходящие в мантии на глубинах 100—200 км, возможно.

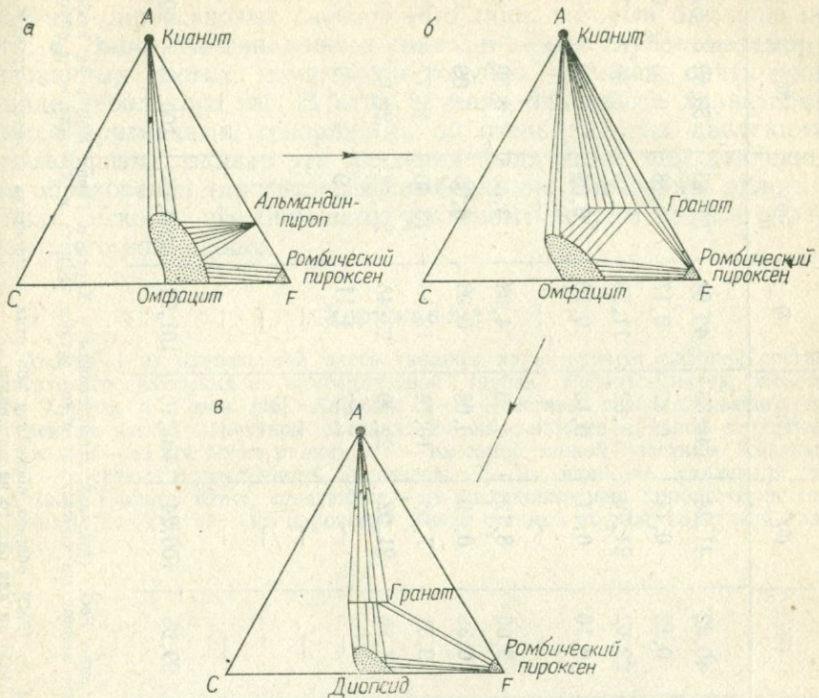


Рис. 12.3. АСF-диаграммы, показывающие последовательность стабильных минеральных ассоциаций в эклогитах трубки Робертс-Виктор.

В отличие от большинства примеров, приведенных в этой книге, это ретроградная последовательность (т. е. треугольник *а* представляет наиболее высокую, *б* — промежуточную, а *в* — самую низкую температуру).

Этот уровень в мантии под континентами соответствует слою низких скоростей сейсмических волн, или *астеносфере*; следовательно, существует заманчивая перспектива: исследуя метаморфические породы из кимберлитов, получить данные о тех процессах перекристаллизации, которые обуславливают механизм континентального дрейфа, подобно тому как исследование Шмидом [93] милонита Лохзайтен позволило судить о механизме перемещения покрова. Точно так же изучение рассланцованных ультраосновных пород в основании океанических разрезов, тектонически внедренных в орогенические пояса, может раскрыть процессы, происходящие под океанической литосферой.

Наконец, следует подчеркнуть, что распространение эклогитов не ограничивается мантией. Они встречаются также в породах нижней коры в виде линз (мощностью, как правило, не более нескольких метров) среди гнейсов высокой ступени,

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
SiO ₂	43,50	40,70	40,84	40,21	40,82	41,28	48,33	49,04	51,43	53,82	52,20
TiO ₂	0,17	0,17	0,15	0,12	0,12	0,14	0,17	0,17	0,18	0,13	0,15
Al ₂ O ₃	15,12	22,54	22,38	22,49	22,02	21,70	13,82	11,50	7,48	5,56	7,29
Cr ₂ O ₃	0,05	0,12	0,12	0,12	0,10	0,11	0,10	0,10	0,09	0,10	0,05
Fe ₂ O ₃	4,68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO *	4,70	10,81	9,10	9,24	9,06	8,12	4,36	4,08	3,06	3,00	2,93
MnO	0,18	0,45	0,40	0,36	0,39	0,19	0,08	0,08	0,05	0,09	0,01
MgO	12,06	11,96	11,43	9,90	9,31	7,68	10,74	12,18	13,80	13,77	13,24
CaO	17,44	14,42	15,22	17,73	18,16	21,02	22,29	23,45	22,46	22,67	21,65
Na ₂ O	0,64	—	—	—	—	—	1,27	1,11	1,59	1,19	1,71
K ₂ O	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,04	101,17	99,64	100,17	99,98	100,24	101,16	101,71	100,14	100,33	99,23

* Во всех анализах, кроме первого, дано общее железо в виде FeO. (Анализы заимствованы у Харта и Гёрни [46], с их любезного согласия.). Нанесите все эти точки на АСF-диаграмму. Соедините коннодами соответствующие составы граната и моноклининого пироксена. Сравните результаты с рис. 12.3.

Примечание. При расчете минералов не вычитайте [TiO₂] из [FeO] общего, поскольку оба этих компонента входят в гранат и пироксен. По той же причине не вычитайте [Na₂O] и [K₂O] из [Al₂O₃] ни для одного из минералов.

особенно пироксеновых гнейсов того типа, который был описан в гл. 6. Эклогиты попадают также в самых глубокометаморфизованных частях комплексов голубых сланцев, опять-таки в виде небольших тел. В этих случаях они также характеризуются признаками, говорящими об очень высоких давлениях метаморфизма, однако эти давления были ниже, чем давления при образовании эклогитов из кимберлитов. Распознать эклогит в поле легко по его большому удельному весу; в шлифе определить его еще проще.

Упражнение

Анализ 1 из приведенной здесь таблицы характеризует валовой состав эклогитового включения из кимберлитовой трубки Робертс-Виктор, описанного Хартон и Гёрни [46]. Анализы 2—6 — составы граната, взятого из внутренних частей пластинок распада: 2 — из наиболее крупной пластины, следующие — из все более мелких и 6 — из самой тонкой пластины. Анализы 7—11 — составы моноклинного пироксена: 7 — из наиболее удаленной от пластинки граната точки, следующие — из последовательно приближающихся к гранату точек и 11 — из пироксена рядом с самой тонкой пластиной граната.

ЛАБОРАТОРНОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Глава 13

ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ

В последние годы выяснение условий образования метаморфических пород основывается на исследовании метаморфических реакций. Работы ведутся в двух направлениях: выявление химических реакций, происходящих при метаморфизме, и изучение этих реакций в лаборатории. В предыдущих главах настоящей книги были рассмотрены химические реакции, идущие при повышении или понижении степени контактового и регионального метаморфизма. Было показано, что химические реакции при постоянстве химизма горных пород сводятся к изменению равновесной минеральной ассоциации. Эти изменения с помощью изоград можно показать на геологических картах и разрезах. В благоприятных случаях исследование метаморфических реакций в лаборатории позволяет судить о температуре, давлении и химической активности летучих компонентов, имевших место при метаморфизме.

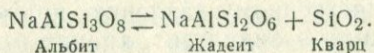
Лабораторное исследование метаморфических пород проводится двумя методами, которые часто сочетаются: во-первых, ставятся прямые эксперименты, при которых минералы или стекла подвергаются воздействию определенных температур и давлений, а во-вторых, производятся расчеты, основанные на применении законов физической химии к природным материалам. Используемые в обоих случаях материалы обычно химически более просты, чем метаморфические породы; однако законы физической химии указывают, что относительно небольшие количества примесей, отличающие некоторые горные породы от искусственных материалов, применяемых для экспе-

риментов и расчетов, часто не очень сильно влияют на конечные величины. Основная трудность прямого эксперимента заключается в невозможности воспроизвести в лаборатории время, в течение которого шла реакция в природных породах. Метаморфические породы могут перекристаллизовываться миллионы лет, тогда как лабораторный эксперимент длится лишь несколько месяцев. И опять грамотное рассмотрение результатов эксперимента в свете законов химии может помочь найти путь к решению этой проблемы.

Упрощенные химические составы, изучаемые в лаборатории, называются *системами* и характеризуются числом и природой их химических компонентов (гл. 4). Вот почему результаты эксперимента часто обсуждаются в свете правила фаз Гиббса, и равновесные фазы, установленные в результате прямого эксперимента или расчета, сравниваются с природными метаморфическими минеральными ассоциациями.

Обсуждения метаморфических реакций в этой главе носят выборочный характер и относятся главным образом к тем реакциям, которые затрагивались в таких же выборочных петрографических и геологических описаниях метаморфических пород в предыдущих главах. Более полные описания возможных в метаморфических породах реакций приводятся в работах Миясиро [73] и Винклера [123]. Применение законов физической химии к метаморфическому петрогенезису лучше всего описано Тернером [112, гл. 3 и 4].

Важно подчеркнуть существование двух категорий метаморфических реакций. С одной стороны, это твердофазовые реакции, а с другой — реакции с участием летучих компонентов H_2O или CO_2 , которые требуют различной экспериментальной аппаратуры и различного характера расчетов. К первой категории относится реакция



Альбит Жадент Кварц

Положение моновариантной кривой такой твердофазовой реакции на диаграмме температура—давление не зависит от присутствия или отсутствия летучей фазы при метаморфизме. Ко второй категории относится реакция



Мусковит Кварц Калишпат Андалузит Водяной пар

В такого рода реакциях с участием летучей фазы на характер моновариантной кривой на диаграмме температура—давление важную роль играет химическая активность компонента H_2O в летучей фазе. Аппаратура и методика эксперимента для реакций с участием летучих или без них могут быть резко

различными, поскольку существуют технические трудности, связанные с удержанием летучей фазы при температурах и давлениях, характерных для метаморфических процессов.

Прямой эксперимент

В настоящее время лабораторная техника позволяет достигать таких температур и давлений, которые перекрывают весь диапазон условий, существующих по современным представлениям в земной коре, а также в значительной части мантии. В экспериментах используется сложная и дорогая техника, требующая для ее обслуживания опытных и высококвалифицированных специалистов. Работы такого рода сосредоточены в нескольких лабораториях, старейшей и наиболее известной среди которых является Геофизическая лаборатория института Карнеги, Вашингтон, США.

Система Al_2SiO_5 . Поскольку три полиморфные модификации Al_2SiO_5 широко развиты в метapelитовых породах и, по видимому, часто переходят одна в другую (гл. 8, 9), эта система многократно исследовалась экспериментально. Ее объясняют три твердофазовые реакции, происходящие между фазами одного и того же состава — Al_2SiO_5 :

андалузит \rightleftharpoons кианит,

андалузит \rightleftharpoons силлиманит,

силлиманит \rightleftharpoons кианит.

Таким образом, это — однокомпонентная система, что существенно облегчает ее исследование. Диаграмма температура—давление с тремя моновариантными кривыми должна содержать также тройную точку, соответствующую единственной температуре и единственному давлению, при которых устойчивы все три модификации — андалузит, кианит и силлиманит.

Результаты большого числа экспериментов, выполненных различными лабораториями, дают очень большой разброс (рис. 13.1). Некоторые из этих отклонений можно объяснить методикой эксперимента. В ранних попытках определить положение моновариантных кривых использовались простые прессы или подобные им аппараты (рис. 13.2, а). В установках такого типа давление на ампулу с испытуемым материалом не измерялось непосредственно, а рассчитывалось исходя из нагрузки на поршень. Впоследствии было установлено, что эти расчеты ошибочны, так как давление в разных точках ампулы различно и в среднем ниже того, которое дают расчеты. За плохие результаты, получаемые на этих установках, Файф прозвал их «противными прессами».

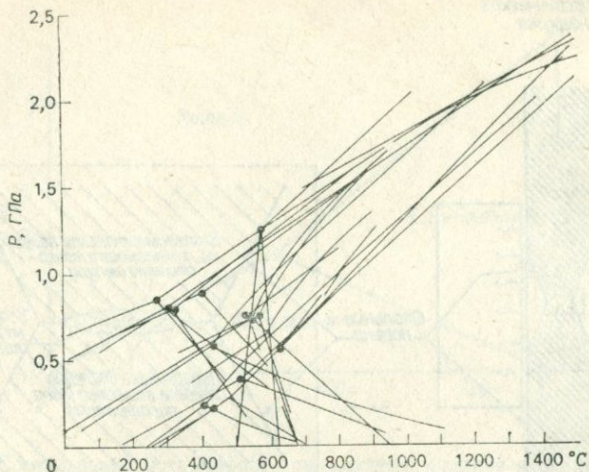


Рис. 13.1. Фазовая диаграмма Al_2SiO_5 по данным различных экспериментальных исследований [115].

Более поздние эксперименты выполнялись на гидротермальных установках (рис. 13.2, б). Обычно эти эксперименты заключались в попытках получить кристаллы одной полиморфной модификации Al_2SiO_5 за счет другой. Для этого минерал берется в виде тонко измельченного порошка, чтобы как можно больше увеличить площадь его поверхности, и помещается в сосуд с надкритическим водяным паром при соответствующих температуре и давлении. В этих условиях кристаллы андалузита, кинанита и силлиманита не будут расти самопроизвольно. Навеску надо «засеять» природными кристаллами одной или нескольких полиморфных модификаций. Только в этом случае можно показать, что некоторые из этих мелких зародышей за время опыта выросли, тогда как другие несколько растворились. Даже по такой методике опыты при температурах и давлениях, близких к моновариантной линии или тройной точке, могут дать неоднозначные результаты. Несмотря на все эти трудности, в настоящее время получены результаты, согласующиеся друг с другом и с данными термодинамических расчетов. Наиболее приемлемыми обычно считаются кривые, полученные Ричардсоном и др. [91] (рис. 13.3). По причинам, которые будут объяснены в следующем разделе, реакции перехода одной полиморфной модификации в другую протекают очень медленно.

В связи с большими трудностями проведения эксперимента и расхождениями результатов некоторые исследователи [123] выразили сомнение в применимости экспериментальных данных

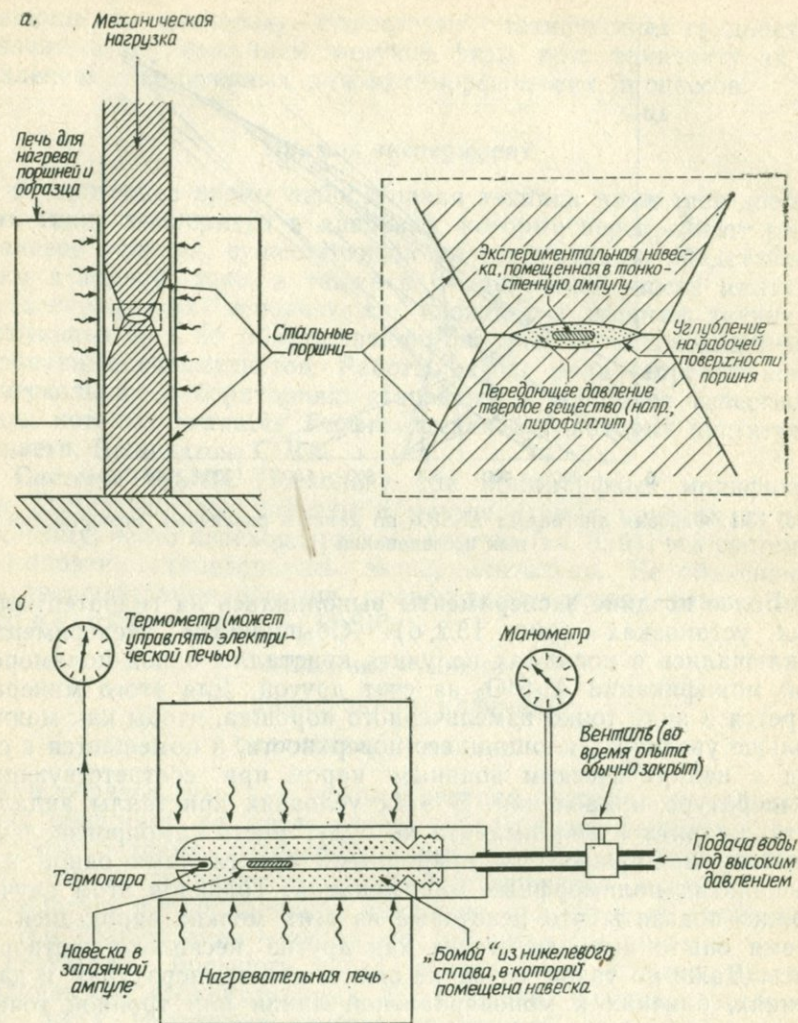


Рис. 13.2. Схемы установки «простой пресс» (а) и гидротермальной установки (б).

по системе Al_2SiO_5 к определению температур и давлений метаморфизма пелитовых пород. Вероятность влияния некоторых ионов, особенно Fe^{3+} , на положение этих кривых усиливает эти опасения. Условия роста этих полиморфных модификаций в эксперименте, т. е. превращение частиц порошка одной модификации в зародыши другой, не очень близки к тем условиям, при которых эти полиморфные модификации растут в природе.

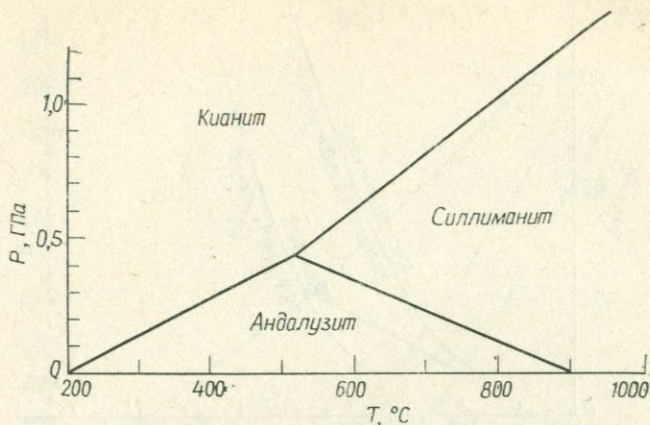
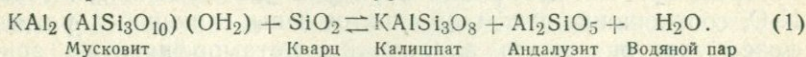


Рис. 13.3. Соотношения устойчивости андалузита, кyanита и силлиманита в системе Al_2SiO_5 по Ричардсону и др. ([91] цит. [115]).

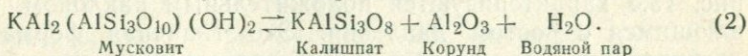
Однако полностью отвергать эти кривые, конечно, не следует, так как они очень хорошо согласуются с другими, более определенными экспериментальными данными по стабильности минералов. Температура, полученная для тройной (инвариантной) точки, также хорошо согласуется с данными геотермометрии по изотопам кислорода (гл. 14).

Распад мусковита. В гл. 5 было показано, что во внутренних частях контактового ореола Комри мусковит вмещающих пород разложен с образованием минеральных ассоциаций, содержащих калиевый полевоы шпат. Происходящие при этом реакции являются реакциями дегидратации, они изучены в системе $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ (часть системы $\text{K}_2\text{O—SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$).

В этой системе протекают две реакции, близкие реакциям, происходящим в пелитовых породах. Одна из них представляет собой разложение мусковита в условиях пересыщения системы SiO_2 . Эта реакция описывается уравнением



Когда в экспериментальной системе нет избытка кварца, мусковит разлагается следующим образом:



Экспериментальные кривые этих реакций показаны на рис. 13.4.

Обе эти реакции являются реакциями дегидратации. Они очень чувствительны к активности H_2O во флюидной фазе;

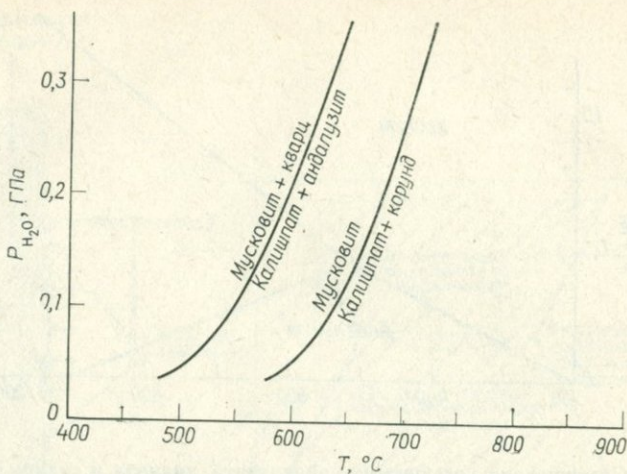


Рис. 13.4. Моновариантные кривые разложения мусковита по Тернеру [112].

кривые, показанные на рис. 13.4, были определены в гидротермальном эксперименте, где активность H_2O была очень высокой. Нет уверенности в том, что в природе, например в ореоле Комри, условия разложения мусковита были такими же. Если бы породы контактового ореола всегда имели некоторый избыток воды по отношению к H_2O , заключенной в кристаллических структурах водосодержащих минералов, таких, как мусковит, а прогрессивный метаморфизм сопровождался бы непрерывным удалением H_2O из пород, активность воды была бы высокой и эти кривые весьма точно отражали бы температуры и давления метаморфизма. Петрологи представляют, что именно так и происходит прогрессивный метаморфизм первоначально богатых водой осадков, например пелитовых пород. Но для первоначально сухих горных пород, таких, как основные магматические породы, активность H_2O могла быть на протяжении большей части метаморфизма низкой. Для карбонатов, из которых при метаморфизме наряду с CO_2 удаляется также и H_2O , соотношение этих компонентов в выделяющейся флюидной фазе будет оказывать влияние на метаморфическую зональность, как описывалось в гл. 5.

Кривые дегидратационного разложения мусковита на рис. 13.4 характеризуются положительным наклоном, увеличивающимся с ростом давления. Это типичная форма кривых дегидратации, связанная с тем обстоятельством, что объем продуктов правой части уравнений (1) и (2) гораздо больше объема фаз левой части, особенно при низких давлениях. Причиной такого увеличения объема слева направо является,

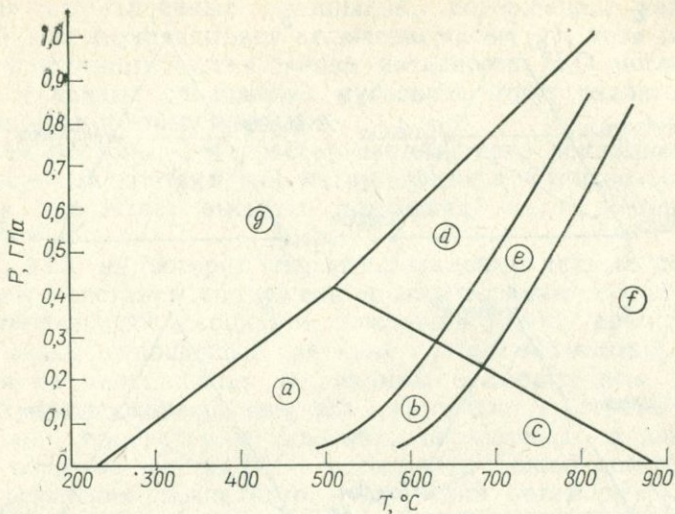


Рис. 13.5. Наложение диаграмм, изображенных на рис. 13.3 и 13.4, для построения простой петрогенетической сетки.

Буквы в кружках соответствуют треугольникам на рис. 13.6.

конечно, присутствие в правой части водяного пара. Кривые температура — P_{CO_2} реакций декарбонатизации, где вместо H_2O выделяется CO_2 , имеют такую же форму. Эти реакции не создают в эксперименте таких сложных проблем, как медленно протекающие реакции системы Al_2SiO_5 .

Допуская, что присутствие небольших количеств Na_2O , FeO , MgO и т. д. не влияет на положения моновариантных кривых систем Al_2SiO_5 и $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$, можно очертить TP -поля, в пределах которых устойчивы отдельные ассоциации, которые в случае пелитовых пород богаты K_2O , Al_2O_3 и SiO_2 . Эти поля устойчивости показаны на рис. 13.5, а маленькие треугольные диаграммы, изображающие стабильные минеральные ассоциации, — на рис. 13.6.

Если рассматривать только породы, близкие по составу к этой упрощенной четырехкомпонентной системе, то можно сказать, что ореол Комри имеет следующую зональность:

$$(a) \rightarrow (b) \rightarrow (c).$$

Контактный ореол габбро Сулихельма, Норвегия (рис. 8.1), характеризуется иной зональностью. Вмещающими породами, окружающими габбро, являются высокометаморфизованные кианитсодержащие сланцы. В контактном ореоле кианит переходит в силлиманит. Во вмещающих сланцах содержится

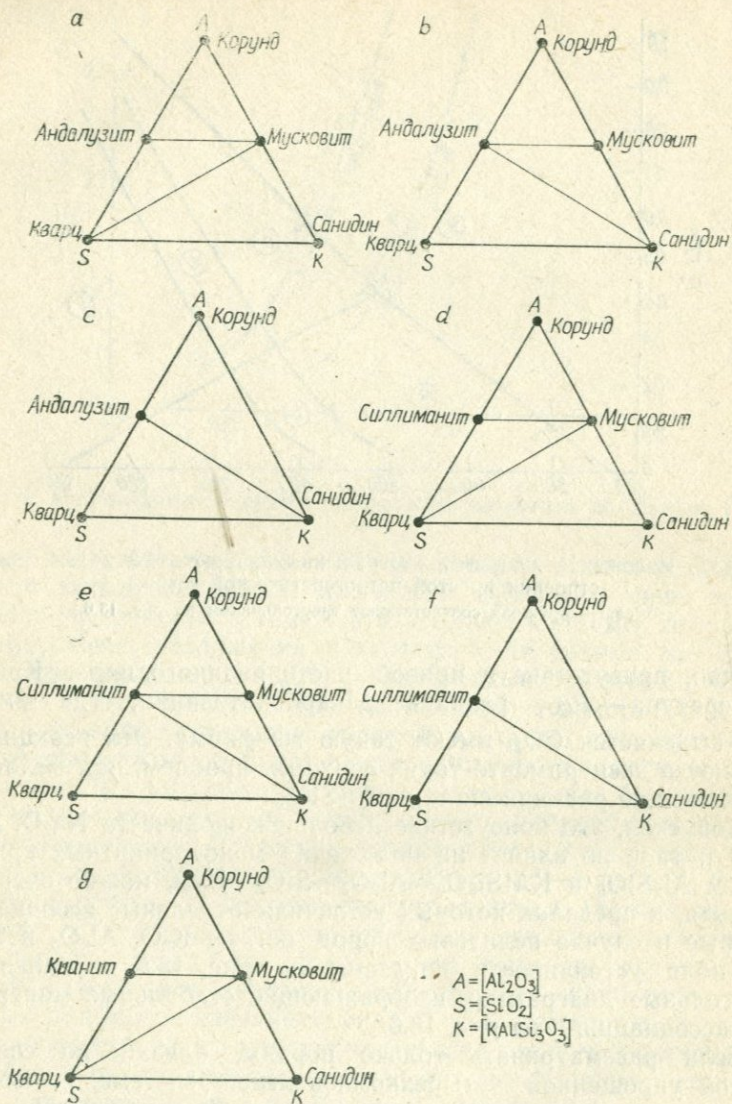


Рис. 13.6. Треугольные диаграммы, на которых показаны минеральные ассоциации, соответствующие полям температура—давление (рис. 13.5).

мусковит, но во внутренних частях ореола присутствует калиевый полевой шпат. Следовательно, зональность в этом контактовом ореоле имеет схему

$$(g) \rightarrow (d) \rightarrow (e) \rightarrow (f).$$

Наличие недосыщенных ассоциаций, содержащих калиевый полевой шпат, оправдывает включение поля (g), хотя похоже, что во внутренних частях ореола активность H_2O могла быть низкой и кривые разложения мусковита могут оказаться неприменимыми к этому случаю.

Таким образом, эта простая система ясно показывает, что прогрессивный контактовый метаморфизм в Сулихельме происходил при более высоких давлениях, чем в Комри или Скиддо.

Рис. 13.5, на котором экспериментальные данные по двум различным системам совмещены и использованы для обсуждения минеральных ассоциаций реальных пород, представляет собой очень упрощенный вариант *петрогенетической сетки*. Каждая из минеральных ассоциаций, изображенных на маленьких треугольниках рис. 13.6, устойчива в ограниченном диапазоне температур и давлений, показанных на рис. 13.5. Таким образом, минеральные ассоциации можно использовать для определения температур и давлений метаморфизма. Эта сетка слишком проста для серьезного петрогенетического обсуждения, так как в ней не учтены очень многие химические компоненты (например, MgO и FeO), содержащиеся в исследуемых пелитовых породах. Проводились экспериментальные исследования и более сложных систем, с помощью которых построены более детальные петрогенетические сетки, применимые к более широкой области составов пород [78, 45]. По мере рассмотрения все большего числа реакций увеличивается число полей, и теоретически TP -поле для каждой комбинации минеральных ассоциаций может быть сильно сужено. Но когда в одном и том же минерале возможно замещение одного иона другим (например, $Mg^{2+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$ в биотите), это вызывает возможность проявления реакций другого типа, что еще более усложняет ситуацию.

Скользящие реакции¹. В простых экспериментальных системах, описанных до сих пор, минералы имели постоянный состав, и в результате рассмотренных метаморфических реакций происходили резкие изменения минеральных ассоциаций. Реакции такого типа называются *прерывистыми реакциями*. Многие минералы, например гранат, роговая обманка и биотит, обычные для метаморфических пород, содержат ионы металлов, которые могут замещаться ионами, близкими по размеру. В метаморфических породах лучше всего, пожалуй, изучено замещение Mg^{2+} и Fe^{2+} . Возможны и другие замещения, также

¹ В советской литературе термину *sliding reactions* соответствует термин «реакции смещенного равновесия». — *Прим. перев.*

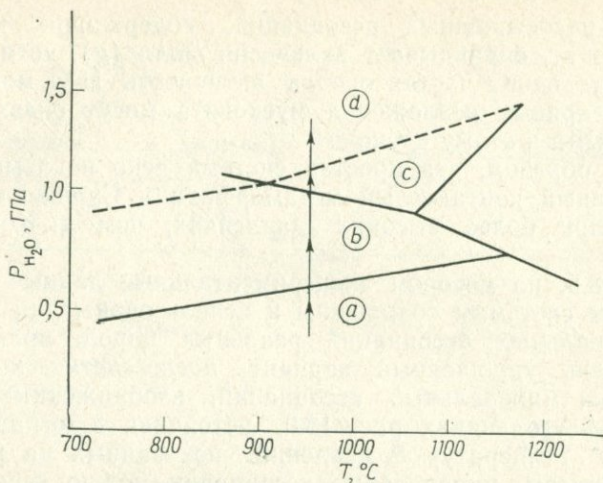


Рис. 13.7. Области устойчивости некоторых минеральных ассоциаций по температуре и давлению для системы, состав которой изображен на треугольниках АФМ (рис. 13.8) [54].

имеющие большое значение. Пары ионов могут замещаться другими парами (например, $\text{Na}^{1+} + \text{Al}^{3+}$ на $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$).

Вследствие сложности скользящих реакций лишь немногие из них досконально изучены экспериментально. Более или менее детально изучен ряд реакций, происходящих в системе $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, которые определяют стабильность кордиерита и альмандин-пиропового граната. Здесь будет рассмотрена лишь одна реакция из множества возможных: переход ассоциации кордиерит + гиперстен + кварц в ассоциацию гранат + силлиманит + кварц при повышении давления. Обсуждаемые данные взяты из экспериментальной работы Хенсена и Грина [54], в которой использовался один конкретный состав в четырехкомпонентной системе $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. Поскольку в этих экспериментах H_2O не выступает в качестве реагента, эти реакции являются твердофазными. В этой связи роль H_2O не будет здесь рассматриваться, хотя, строго говоря, игнорировать ее активность неправильно [124]. Ошибка, связанная с этим допущением, может повлиять на точное определение температуры и давления по составам сосуществующих кордиерита и граната, но не меняет рассмотренных здесь принципов. Принимается, что кварц присутствует во всех рассматриваемых ассоциациях, а K_2O в системе отсутствует. Минералы могут, следовательно, непосредственно наноситься на треугольные АФМ-диаграммы, а не проецироваться из точки состава мусковита, как в АФМ-диаграммах Томпсона.

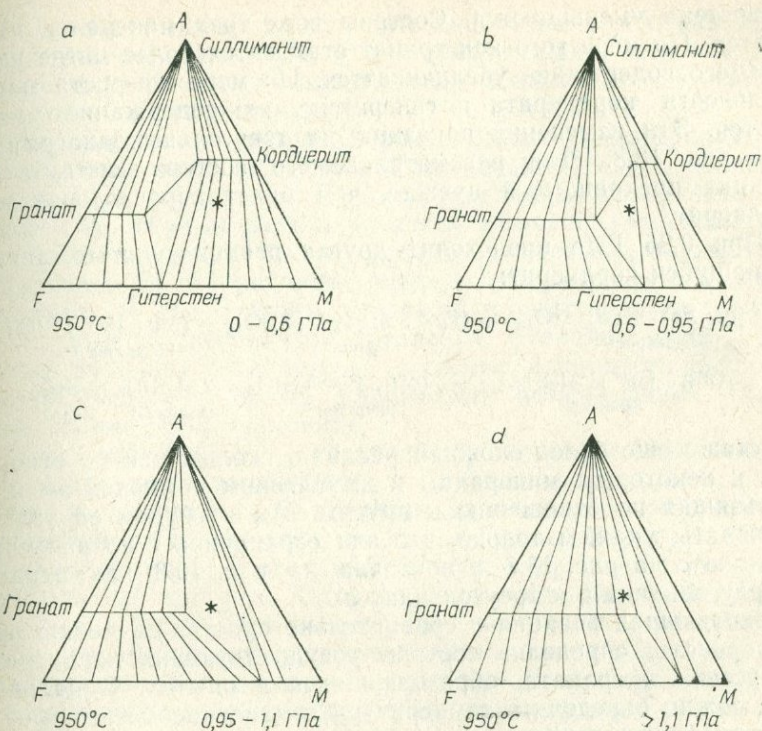
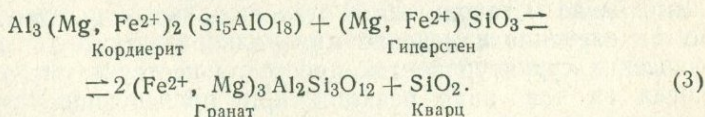


Рис. 13.8. AFM-диаграммы, иллюстрирующие состав экспериментальной навески (звездочка), для которой построена диаграмма рис. 13.7, и стабильные минеральные ассоциации (+кварц во всех случаях) в полях *a*, *b*, *c* и *d* рис. 13.7.

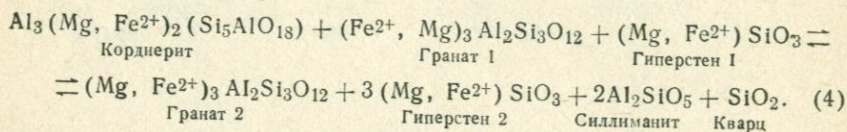
Реакция образования граната за счет кордиерита и гиперстена в поле *b* рис. 13.7 может быть записана следующим образом:



Эта реакция начинается при определенном составе рассматриваемой четырехкомпонентной системы при 950°C и 0,6 ГПа (рис. 13.8). При 950°C между 0,6 и 0,95 ГПа сосуществуют кордиерит, гиперстен, гранат и кварц (рис. 13.8). Вначале гранат относительно богат Fe²⁺, как показывает формула, написанная в уравнении (3). С ростом давления доля граната в этой минеральной ассоциации увеличивается, а доли кордиерита и

гиперстена уменьшаются. Составы всех трех минералов изменяются. По мере того как гранат становится более магнезиальным, его содержание увеличивается. По мере же роста магнезиальности кордиерита и гиперстена их содержание уменьшается. Эти изменения показаны на треугольных диаграммах $a-b$ рис. 13.8. Для рассматриваемого состава системы эта реакция прекращается прежде, чем будет израсходован весь кордиерит.

При 0,95 ГПа происходит другая реакция, уничтожающая остающийся кордиерит:



Это даже еще более сложная реакция, скользящая по отношению к некоторым минералам и химическим компонентам и не скользящая по отношению к другим. Мы не будем ее дальше обсуждать, укажем только, что она ограничивает по давлению реакцию c на рис. 13.7 и показана на рис. 13.8 как переход от треугольника b к треугольнику c .

Скользящая реакция c сравнительно проста. Ее можно прокалибровать, определив составы сосуществующих кордиерита, гиперстена и граната, образовавшихся в опытах. В дальнейшем можно определять температуру и давление метаморфизма в аналогичных простых породах с оговоркой о поправке на активность H_2O , о чем упоминалось выше. Этим способом можно однозначно определить температуру и давление, а не только установить интервал температуры и давления. Необходимые анализы экспериментального материала и соответствующих природных минералов могут быть выполнены при помощи электронно-рентгеновского микроанализатора (гл. 15).

Такие исследования позволяют во многих случаях определять температуры и давления метаморфизма. На этом необходимо бегло остановиться. Установить *реальную реакцию* [115] путем изучения изменений минеральной ассоциации и метаморфических структур не так просто; существует много примеров, когда та или иная реакция при последующем тщательном изучении пород оказывалась гораздо сложнее. Контроль над всеми переменными факторами является задачей эксперимента. О значении химической активности H_2O уже упоминалось. В реакции, описанной выше, важную роль играет Fe^{2+} . Это значит, что необходимо учитывать степень окисленности породы. Если в процессе реакции Fe^{2+} будет окисляться до Fe^{3+} , то отношения Mg к Fe в минералах изменятся. Хенсен и Грин считают, что в их экспериментальной установке, сделанной из

стали, едва ли может происходить окисление. Точно контролировать степень окисления в экспериментальной системе возможно, но это вносит дополнительные осложнения и в без того уже сложные эксперименты.

Ряд химических реакций, происходящих на изоградах, подобных гранатовой изограде в Сулихельме (гл. 8), являются скользящими реакциями. Нередко происходящая на изограде реакция на первый взгляд кажется обычной (*прерывистой*), но при последующем, более тщательном изучении оказывается скользящей [3]. В принципе точное знание породы и составов минералов по обе стороны изограды в сочетании с экспериментальным исследованием реальной реакции может дать точные величины температуры, давления, активности H_2O , степени окисления и других параметров метаморфизма. Такое исследование очень трудоемко.

Цель современных исследований регионально-метаморфических пород часто заключается в выяснении реакций, происходящих на изоградах. В изучении классических регионально-метаморфических разрезов, таких, как зоны Барроу в Гампианском нагорье, Шотландия, в этом направлении достигнут значительный прогресс. Однако среди исследователей существуют разногласия. Эти исследования могут привести к открытию особенностей отдельных реакций, имеющих общее значение по отношению к определенным породам (например, к пелитам или к основным магматическим породам), но, по мнению автора, в настоящее время до этого еще далеко. По этой причине в настоящей книге отдается предпочтение описательному определению изоград, а не определению их на основе метаморфической реакции, используемому, например, Винклером [123].

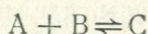
Расчеты полей устойчивости минералов

Альтернативой прямому эксперименту является расчет полей устойчивости минералов по температуре и давлению. Обычно оба эти метода используются совместно, причем эксперимент обеспечивает сведения о количестве фаз, на основе которых могут производиться расчеты.

Для исследования метаморфических реакций особый интерес представляют два типа расчетов. Первый — определение равновесных соотношений в упрощенных системах — теоретический эквивалент экспериментов, описанный в предыдущем разделе. Второй — исследование скоростей химических реакций, т. е. кинетики реакций. В этой области расчеты имеют преимущество перед экспериментом (хотя некоторые прямые эксперименты были сделаны) из-за кратковременности эксперимента

по сравнению с геологическими процессами. Для обеспечения расчетов в этой области все же нужен эксперимент, так как только с его помощью можно определить ступени реакции. При изучении кинетики реакции необходимо знать состояние равновесия, к которому стремится реакция. Поэтому в первую очередь будет обсуждаться расчет равновесных соотношений.

Переход от осадочных пород к метаморфическим, рассмотренный в начале гл. 4, снова будет использован в качестве примера. Читатель помнит, что два минерала А и В, сосуществующие равновесно в осадочной породе, становятся неравновесными в условиях метаморфизма. Иными словами, метаморфическая реакция



протекает слева направо. Равновесной в условиях метаморфизма была ассоциация В+С, так как в исходном материале имелся избыток В. Из изложенного в начале этой главы должно быть ясно, что это прерывистая твердофазная реакция.

Эта реакция идет слева направо, потому что в условиях температуры и давления метаморфизма химическая потенциальная энергия пары А+В выше, чем С. Перекристаллизуемая порода стремится образовать минеральную ассоциацию с минимальной энергией, которая и является равновесной минеральной ассоциацией. Если А+В в осадочных породах стабильны, значит, в этих условиях энергия этих двух минералов выше:

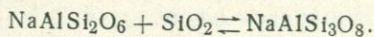
Низкие T и P

энергия А + энергия В < энергия С

Высокие T и P

энергия А + энергия В > энергия С

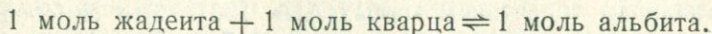
Химическая потенциальная энергия должна определяться с учетом тех количественных соотношений А и В, в которых они реально участвуют в реакции. Рассмотрим, например, твердофазную реакцию



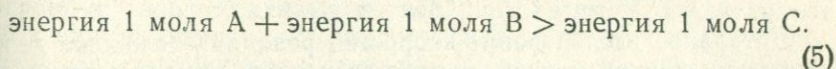
Жадит	Кварц	Альбит
202,04 г	60,07 г	262,11 г

Внизу приведены весовые количества реагентов. Энергии обычно рассчитываются на весовые количества, которые представляют собой молекулярные веса в граммах, выведенные по химическим формулам минералов, участвующих в реакции. Эти весовые количества называются *грамм-молекулярными*

весами или сокращенно *молями*. Эту реакцию можно записать так:



Возвратимся к гипотетической реакции, протекающей в условиях высокой температуры и давления слева направо:



Химическую энергию минерала при определенных температуре и давлении можно рассчитать, если известны такие его свойства, как энергия образования из слагающих элементов и зависимость его удельной теплоемкости от температуры. Измерить эти свойства нелегко; но в некоторых случаях получено хорошее соответствие с прямым экспериментом и петрографическими наблюдениями. Этот метод гораздо более эффективен при экстраполяции отрезков экспериментально полученных моновариантных кривых прерывистых реакций или при распространении на более широкую область данных по составам сосуществующих минералов в скользящих реакциях. Сочетание эксперимента с расчетами более эффективно при обосновании условий метаморфизма, чем один лишь прямой эксперимент. Кроме экстраполяции результатов расчетами можно проверить согласуемость самих экспериментальных данных и выявить влияние непредусмотренных реакций. Такой подход в будущем, по всей вероятности, будет наиболее распространенным. Вуд и Фрейзер [125] дают полное и строгое изложение этого предмета.

При расчете скоростей реакций важное значение имеет *изменение энергии* по мере протекания реакции в том или ином направлении. Если это изменение велико, то реакция будет идти быстро и скоро завершится, если мало — она будет протекать вяло. Химическая потенциальная энергия минералов выражается термодинамическим параметром, называемым *свободной энергией Гиббса* и обозначаемым символом G . Таким образом, приведенное выше неравенство (5) можно просто записать как

$$G_A + G_B > G_C.$$

Изменение энергии в ходе этой реакции обозначается символом ΔG . Для неравенства (6), следовательно, имеем

$$\Delta G = (G_A + G_B) - G_C.$$

Для некоторых реакций ΔG может быть определена при помощи калориметрических измерений опытным путем или же рассчитана. Файф и др. [36] давно указывали, что для многих

метаморфических реакций ΔG мало по сравнению с общей энергией минералов, принимающих участие в реакции. Это было названо «бедствием малых ΔG » [36]. Это справедливо, например, для полиморфных превращений андалузита, кианита и силлиманита и объясняет вялость этих реакций, особенно вблизи моновариантных кривых и невариантной тройной точки.

Детальное исследование скоростей реакций — сложное дело, поскольку при этом необходимо рассмотреть вопрос механизма образования зародышей минералов и их твердофазового роста, а также углубиться в обсуждение процессов диффузии ионов металлов сквозь кристаллическую решетку и вдоль стыков зерен, что выходит за рамки данной книги. Эти вопросы рассмотрены Верноном [115].

Топологический анализ петрогенетических сеток. Метод, который в последнее время был успешно применен для построения петрогенетических сеток, использует геометрические ограничения, вытекающие из правила фаз (гл. 4). Он лучше всего работает, если в системе с несколькими химическими компонентами происходит много прерывистых реакций. Этот метод был разработан Скрейнемакерсом в двадцатые годы, но к метаморфической петрологии применен недавно. Он дает возможность проверки результатов прямых экспериментов и позволяет экстраполировать поля устойчивости отдельных ассоциаций в те части петрогенетических TP -условий, где отсутствуют прямые экспериментальные данные. Этот метод был применен Хартом [45] при построении петрогенетической сетки для пелитовых пород метаморфических зон Барроу в Грампианском нагорье. Харт принял, что в этом классическом районе активность H_2O при метаморфизме была высокой, а окисления силикатов, содержащих Fe^{2+} , не происходило. Он обнаружил, что его модель хорошо предсказывает реально существующие минеральные ассоциации. Это позволяет надеяться на широкое применение экспериментальных данных к регионально-метаморфическим породам вообще. Харт пришел к заключению, что рассчитанная им петрогенетическая сетка отражает максимальные температуры и давления, имевшие место в процессе метаморфизма, которые в различных участках этого района колебались в широких пределах. Иногда предполагается, что сетки в координатах температура—давление, построенные по экспериментальным данным, также обладают надежностью, но неизбежные при их построении допущения редко так строго сформулированы и проверены.

Детали метода построения петрогенетических сеток Скрейнемакера здесь не приводятся, но их можно найти у Миясино [73] или Вернона [115].

Выводы

Оценка температур и давлений, достигаемых при метаморфизме, зависит от точного выявления минеральных ассоциаций и определения метаморфических реакций. Точность этих оценок будет зависеть от характера реакции и от количества и качества экспериментальных данных по ней. Для геологов, не имеющих собственного опыта экспериментальной работы (подобно автору), судить о качестве экспериментальных данных особенно трудно. Достижения эксперимента, например в определении роли высоких давлений при образовании голубых сланцев и эклогитов, позволяют использовать данные метаморфической петрологии для широкого осмысливания эволюции Земли. Опубликование Харкером в 1932 г. классической монографии по метаморфизму явилось замечательным достижением в этой области. Но противоречивые и не очень точные экспериментальные данные, часто преподносимые без намека на неточность, должны вызывать определенный скептицизм у неспециалистов. В следующем параграфе мы попытаемся выработать сбалансированную точку зрения в пределах весьма ограниченных знаний автора.

В особо благоприятных случаях оценка температуры может быть очень точной ($\pm 5^\circ\text{C}$). Чаще она дает пределы 20—50°C. Оценки давления менее надежны, ошибка здесь редко меньше 0,1 ГПа, хотя относительные давления часто оцениваются более надежно, чем абсолютные. Оценки давления также связаны с допущением относительной активности H_2O и других летучих компонентов. Читатель не должен забывать, что оценки температуры и давления при метаморфизме природных горных пород опираются на большое число допущений, например что изученные минералы были равновесны при метаморфизме или что используемые экспериментальные данные надежны также и в отношении активностей летучих компонентов. Что же касается конкретных метаморфических пород, то исследователь редко может их всесторонне изучить: экспериментаторы принимают на веру геологические соотношения и структуры, а полевые петрологи принимают на веру экспериментальные данные. Будучи полевым петрологом, автор особенно приветствовал бы всесторонний и критический обзор «состояния искусства» экспериментальной петрологии в применении к метаморфическим породам.

Метаморфические фации

Идея метаморфических фаций была предложена крупным финским петрологом Эсколой в 1915 г. до появления каких-либо

существенных экспериментальных или термодинамических данных по стабильности метаморфических минералов. При дальнейшем развитии эта идея стала неотделимой от исследований стабильности минералов. В современном виде ее наиболее полное и всестороннее изложение можно найти у В. С. Соболева [96]. По причинам, изложенным ниже, мы в настоящей книге не придерживаемся фашиального подхода. Но в геологической литературе, в том числе во многих работах, цитированных в этой книге, часто упоминаются метаморфические фации, поэтому в данной главе дается краткое изложение существа вопроса.

Метаморфическая фация представляет собой дальнейшее развитие понятия минеральной ассоциации. Минеральная ассоциация в определенной породе стабильна только в ограниченном диапазоне условий метаморфизма. В схеме Эсколы 1920 г. перечислялось много диагностических минеральных ассоциаций метаморфизованных основных магматических пород, которые определяли широкие поля температуры и давления таким же образом, как упрощенные ассоциации, показанные на рис. 13.6, определяют поля на петрогенетической сетке (рис. 13.5). Согласно этой ранней схеме, переменными факторами при метаморфизме считались лишь температура и давление; были выделены пять различных областей, получивших название *метаморфические фации*. Позднее исследователи рассмотрели более широкий диапазон пород и большее число переменных (таких, как активности H_2O и CO_2) и, таким образом, выделили, в общем, большее число метаморфических фаций.

Можно видеть, что метаморфические фации представляют собой близкую к генетической классификацию условий метаморфизма. Это именно *близкая* к генетической, а не строго генетическая классификация, потому что для определения конкретной метаморфической фации не обязательно знать численные значения температуры, давления и активностей летучих компонентов. Отдельные фации получили названия по характерным породам, стабильным в тех или иных условиях, а в более точных схемах с большим числом подразделений могут быть выделены субфации, которые обычно называют по минеральным ассоциациям.

Метаморфическую фацию можно определить одним из двух способов. Для каждой породы может быть выделена критическая минеральная ассоциация (например, для основных магматических пород фации глаукофановых сланцев — ассоциация глаукофан + лавсонит). Это — «классическое» определение фации, данное Эсколой, которому с тех пор часто следуют. Для определения границ метаморфической фации можно использо-

вать и критические метаморфические реакции (например, для перехода от амфиболитовой фации к фации пироксеновых роговиков — реакцию мусковит + кварц \rightleftharpoons калиевый полевоышпат + H_2O). Этот подход в связи с широким изучением метаморфических реакций в настоящее время особенно популярен.

Как и во всех классификационных схемах, существуют разногласия между теми, кто по мере накопления новых данных о метаморфических породах предлагает все больше и больше подразделений («делители» — «splitters»), и теми, кто предпочитает сохранять обширные подразделения, но вынуждены периодически изменять определение фации («укрупнители» — «lumpers»). Современные исследования метаморфических пород проводятся на базе очень четкого толкования фации, введенного в экспериментальную петрологию Файфом, Тернером и Ферхугеном в 1958 г. [36]. Это толкование было затем расширено Тернером [112]. Существенный вклад в учение о фациях внес также Винклер [122], предложивший несколько иную схему фаций. Благодаря этим работам описание метаморфических пород во многих геологических научных статьях, опубликованных за десятилетие с 1965 по 1975 г., сделаны уже с позиций метаморфических фаций. Описание метаморфических пород с использованием понятия метаморфических фаций обладает большими преимуществами. Этот подход заставляет определить *все* минералы в метаморфической породе, чтобы получить полную характеристику минеральной ассоциации. Он также рекомендует изучить несколько по возможности различных пород, прежде чем будет сделан вывод об условиях метаморфизма. Этот подход широко применяется и особенно плодотворен по отношению к метаморфическим породам, образовавшимся в очень необычных условиях метаморфизма, например к голубым сланцам.

Определение как отдельных метаморфических фаций, так и понятия вообще обсуждалось с тех самых пор, как Эскола высказал эту идею. Неопределенности существуют как в выявлении реакций, ограничивающих поля метаморфических фаций, так и в определении положения кривых температура—давление этих реакций. Неопределенность в установлении температуры и давления границ фаций сравнима по величине с самим диапазоном фаций, даже таких обширных, как в представлении «укрупнителей». Именно эта проблема способствовала отказу Винклера [123] и других исследователей от фациального подхода. Миясиро [73] избегает этих трудностей, выделяя широкие *TR*-поля для отдельных минеральных фаций и сосредоточивая внимание на описании прогрессивно-метаморфической зональности в метаморфических породах, а не на детальном обсуждении границ фаций или минеральных ассо-

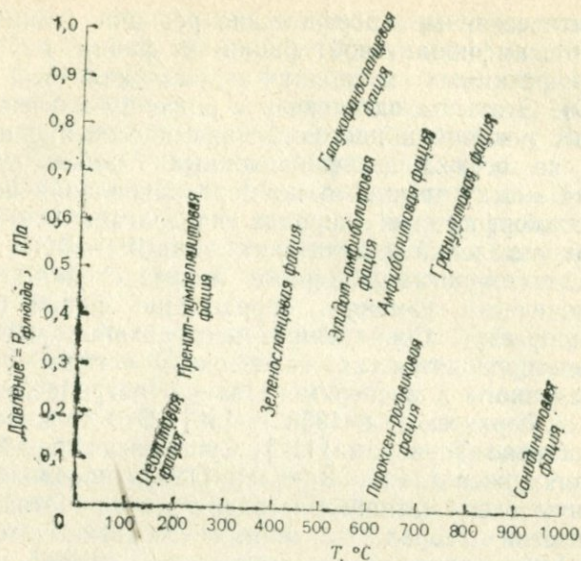


Рис. 13.9. Приблизительные положения метаморфических фаций на диаграмме температура—давление по Миясиро [73].

циаций, определяющих фацию. Его схема, таким образом, имеет практическую ценность для общего описания всего диапазона условий метаморфизма и метаморфических пород, но это может свидетельствовать о том, что он уклоняется от теоретической дискуссии по данному вопросу.

Чтобы помочь студенту разобраться в геологической литературе, кратко остановимся на схеме Миясиро, который относится к «укрупнителям». В его широкой схеме в качестве переменных рассматриваются только температура и давление, как и в первоначальной схеме Эсколы. В книге Миясиро рассматриваются и другие факторы, но они игнорируются его фациальной схемой. Принимается, что активность H_2O при метаморфизме так же высока, как и в гидротермальных экспериментах. На рис. 13.9 показаны поля десяти метаморфических фаций, выделенных Миясиро; метаморфогенные ассоциации основных магматических пород и пелитовых осадков для каждой фации приведены в табл. 13.1.

Поскольку выделение определяющей минеральной ассоциации затруднительно, следует подчеркнуть, что приведенные ассоциации не обязательно являются диагностическими, хотя автор надеется, что они типичны. Они могут относиться к несколько необычным основным магматическим и пелитовым осадочным породам в каждой фации.

Таблица 13.1

Названия метаморфических фаций и типичные для каждой из них минеральные ассоциации метаморфизованных магматических и пелитовых пород по Миясиро [73]

Название фации	Типичная ассоциация в метаморфизованных основных магматических породах	Типичная ассоциация в метаморфизованных пелитовых породах
Зеленосланцевая	Хлорит + актинолит + альбит + эпидот + кварц	Хлорит + мусковит + хлоритонд + кварц
Эпидот-амфиболитовая	Роговая обманка + эпидот + альбит + альмандиновый гранат + кварц	Альмандиновый гранат + хлорит + мусковит + биотит + кварц
Амфиболитовая	Роговая обманка + андезин + гранат + кварц	Гранат + биотит + мусковит + силлиманит + кварц
Пироксеновых роговиков	Моноклинный пироксен + лабрадор + кварц	Кордиерит + андалузит + биотит + кварц
Гранулитовая	Моноклинный пироксен + лабрадор + ромбический пироксен + кварц	Гранат + кордиерит + биотит + силлиманит + кварц
Санидинитовая	Моноклинный пироксен + лабрадор + кварц	Санидин + силлиманит + гиперстен + кордиерит + кварц
Глаукофановых сланцев	Глаукофан + лавсонит + кварц	Мусковит + хлорит + спессартиновый гранат + кварц
Эклогитовая	Пироповый гранат + омфациит	Неизвестна
Цеолитовая	Смектит + цеолиты (с реликтовыми плагиоклазом и моноклинным пироксеном) ¹	Иллит + хлорит + кварц ²
Пренит-пумпеллитовая	Пренит + пумпеллит (с реликтовыми плагиоклазом и моноклинным пироксеном) ¹	Иллит + стильпноmelан + хлорит + кварц ²

¹ Основные магматические породы цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций редко имеют равновесную минеральную ассоциацию. Поэтому обычные реликтовые минералы магматической породы даны в скобках.

² Цеолитовая и пренит-пумпеллитовая фации выделены в метаморфизованных граувакках и основных магматических породах, но не в пелитах. Приведенные здесь пелитовые ассоциации — предположение автора.

Читатель может недоумевать, почему схема метаморфических фаций в этой книге не принята, тем более что в ней большое внимание уделено выявлению равновесных минеральных ассоциаций. Причина состоит в том, что книга предназначена для студентов, которым следует учиться распознавать минералы и точно описывать метаморфические породы. Отнесение толщи метаморфических пород к той или иной метамор-

фической фации должно быть результатом обширной программы полевых и микроскопических исследований; не следует делать этого в начале изучения. Автор обеспокоен растущей среди студентов тенденцией преждевременно относить ту или иную толщу пород к определенной метаморфической фации. Это может привести к серьезным ошибкам, например может быть пропущен минерал, не характерный для этой фации или, еще хуже, неправильно определен минерал, который «должен» в ней присутствовать. Примеры второго типа автор может привести из личного опыта: андалузит вместо клиноцоизита был описан в контактовом ореоле и лавсонит вместо эпидота — в глаукофансодержащих сланцах. Поэтому в этой книге намеренно не приведена схема метаморфических фаций и породы не разложены по полочкам. Вместо этого в качестве канвы для обсуждения взяты геологические соотношения и свободное определение степени метаморфизма. Автор надеется, что недостаток четкости изложения восполнится той пользой, которую дает понимание приблизительности заключений о метаморфическом петрогенезисе и необходимости строго обосновывать их точными наблюдениями.

Было бы несправедливым, однако, приписывать автору агностицизм в отношении метаморфических фаций. Он полагает, что широкие фациальные схемы типа предложенной Миясиро очень полезны для рассмотрения метаморфизма. Автор надеется, что студент, ознакомившись с этой книгой в процессе обучения, обратится затем к специальным работам, в которых за основу изложения принята фациальная схема.

Глава 14

ИЗОТОПЫ В ГЕОЛОГИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Нестабильные изотопы

Радиоактивные изотопы с большим периодом полураспада в магматических, осадочных и метаморфических породах явились объектом многочисленных исследований. Цель этих исследований — определение возраста — область наук о Земле, выходящая за рамки данной книги. По метаморфическим породам, особенно докембрийским, было выполнено много определений возраста. Понимание процессов метаморфизма необходимо для правильной интерпретации содержаний изотопов в минералах и породах, измеряемых с целью определения возраста метаморфизма. Эти работы, таким образом, дают ценные дополнительные сведения о процессах и условиях кон-

тактового и регионального метаморфизма, хотя это и не является их непосредственной целью.

Нестабильные изотопы четырех элементов, широко используемые для определений возраста,— это калий-40 (^{40}K), рубидий-87 (^{87}Rb), торий-232 (^{232}Th), уран-235 (^{235}U) и уран-238 (^{238}U). Калий — наиболее распространенный элемент в этом перечне, хотя ^{40}K составляет лишь очень малую часть природного калия. Рубидий также содержится во многих породах в виде элемента-примеси с концентрацией около десяти частей на миллион. Уран и торий редки, но концентрируются в некоторых аксессуарных минералах (например, в цирконе, апатите, ортите).

Природа дочерних изотопов, представляющих собой конечные продукты радиоактивного распада этих элементов, является решающим фактором для интерпретации концентраций материнских и дочерних изотопов в метаморфических породах. На рис. 14.1 показаны конечные дочерние изотопы перечисленных выше материнских изотопов, а также периоды *полураспада* каждого ряда. Для урана и тория показаны только начальные и конечные изотопы на концах сложного ряда распада.

Аргон — элемент, образующийся при распаде ^{40}K , представляет собой инертный газ, не реагирующий химически с минералами. При низких температурах он остается захваченным в кристаллических решетках минералов, но довольно легко теряется. Стронций — металлический элемент, который может входить в кристаллические решетки некоторых минералов

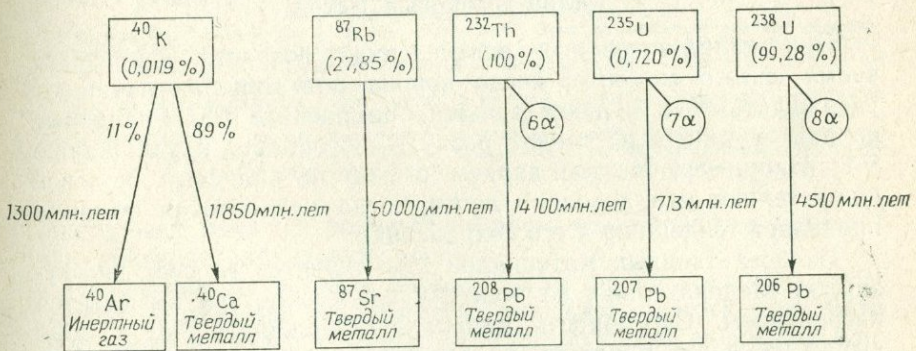


Рис. 14.1. Радиоактивный распад главных нестабильных изотопов, используемых для датировки метаморфических пород.

На верхних прямоугольниках приведены химические символы материнских нестабильных изотопов и процентное содержание в природных элементах. В нижних прямоугольниках показаны конечные дочерние стабильные изотопы и их физическая природа в чистом состоянии. Возле стрелок, обозначающих распад, приведены периоды *полураспада*. В кружках показано число α -частиц, испускаемых при распаде изотопов урана и тория. Для этих изотопов не показаны длинные и сложные ряды распада.

(таких, как плагиоклазы) в виде двухвалентного иона Sr^{2+} . Очень малые количества ^{87}Sr , образовавшегося при радиоактивном распаде ^{87}Rb , также могут быть захвачены в решетках минералов, обычно не содержащих стронция в дефектах кристаллических решеток. ^{87}Sr не так легко выводится из пород при нагревании, как ^{40}Ar . Изотопы свинца, образующиеся при распаде тория и урана, также крепко связаны в решетках минералов. Так как циркон исключительно устойчив к растворению магматическими или метаморфическими флюидами, цирконы часто показывают возраст пород до метаморфизма или частичного плавления. Он может даже показать возраст кристаллизации первоначальных магматических пород, которые затем подверглись выветриванию, образовали осадочные породы и были метаморфизованы.

Следует подчеркнуть, что радиометрические измерения всех видов, проводимые на метаморфических породах, наиболее надежны в том случае, если история кристаллизации породы тщательно выяснена петрографическими и рентгенометрическими исследованиями. Многие лаборатории не принимают без этого породы на определение возраста. Сведения об условиях метаморфизма, полученные при изучении нестабильных изотопов, являются побочным продуктом определения возраста. Сложность и дороговизна оборудования и потребность в высококвалифицированных специалистах для его обслуживания таковы, что такие исследования надо, по-видимому, считать делом обозримого будущего.

Калий-аргоновый метод

При калий-аргоновых определениях возраста измеряется время с того момента, когда порода или минерал начинают удерживать ^{40}Ar , образовавшийся при распаде ^{40}K . Различные породы и минералы имеют разную способность к удержанию ^{40}Ar . Например, богатое калием стекло и калиевый полевой шпат теряют его довольно легко, тогда как роговая обманка проявляет тенденцию к его сохранению.

Из всех твердых материалов ^{40}Ar теряется за счет диффузии, и, следовательно, во всех случаях его потеря вызывается нагреванием. Способность минерала удерживать ^{40}Ar удобно выражать через *температуру блокировки*, выше которой скорость диффузии аргона достаточно велика для его вывода. Поскольку температура блокировки различных минералов разная, калий-аргоновый метод может дать сведения о скорости охлаждения метаморфических пород (рис. 14.2). Если охлаждение происходит медленно, минералы с высокой температурой

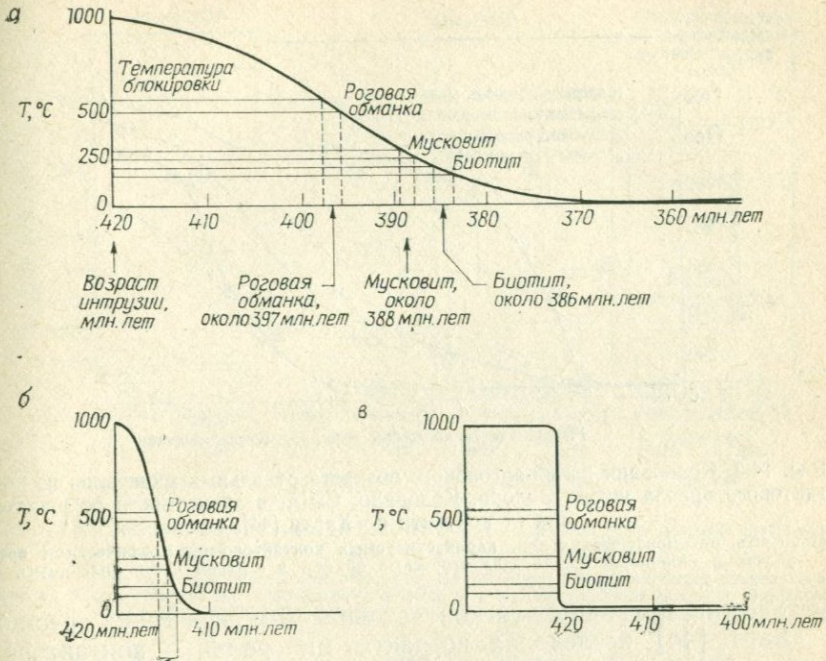


Рис. 14.2. Соотношение между датировками различных минералов из одной и той же породы по калий-аргоновому методу и скоростью охлаждения породы по Уилсону [120].

а — порода охлаждалась медленно. Роговая обманка, мусковит и биотит дают различные величины абсолютного возраста (386, 388 и 397 млн. лет соответственно) в связи с их различными температурами блокировки.

б — порода была охлаждена в течение 10 млн. лет. Хотя теоретически роговая обманка, мусковит и биотит из этой породы должны были дать различные возрасты, практически эти различия меньше погрешностей калий-аргонового метода датировки. За возраст эпизода метаморфизма следует принимать среднее этих значений.

в — порода была охлаждена очень быстро, в течение нескольких тысяч лет. Некоторую разницу в возрастах минералов следует объяснить погрешностями эксперимента. Такое быстрое охлаждение, по-видимому, может происходить в приповерхностных контактовых ореолах, и в этом случае возраст породы должен быть тем же, что и возраст магматической интрузивной породы, с которой связан ореол.

блокировки покажут больший возраст, чем минералы с низкой температурой блокировки.

Повторное нагревание породы после первоначального охлаждения от высокой температуры вызывает осложнения. Если повторный нагрев происходил в температурном диапазоне блокировки, возможна частичная потеря аргона, обуславливающая нереальный «возраст» пород или минералов, промежуточный между возрастом первоначального охлаждения и возрастом повторного нагрева. В результате влияния этих помех на результаты определения возраста принципы исследований возраста регионально-метаморфических пород калий-аргоновым

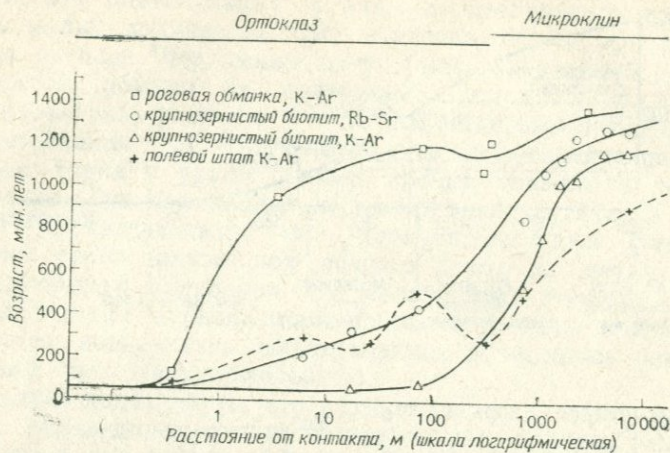


Рис. 14.3. Колебания калий-аргонового возраста отдельных минералов из контактового ореола штока Элдора, Колорадо, США, в зависимости от расстояния от контакта по Харту [44].

Мощность метаморфических зон, характеризуемых контактово-метаморфическими ортоклазом и микроклином, показана отрезками прямой в верхней части диаграммы.

методом не пригодны для контактово-метаморфических ореолов. Харт [44] исследовал возрасты минералов в контактовом ореоле в Колорадо, США, где докембрийские гнейсы прорваны штоком третичных кварцевых монзонитов (рис. 14.3). Разница в возрастах, полученных калий-аргоновым методом по биотиту (1200 млн. лет) и роговой обманке (1400 млн. лет), взятым из сланцев в 10 000 м от контакта, отражает, вероятно, медленное охлаждение после регионального метаморфизма, обусловившее выше. Возраст внедрения штока, определенный калий-аргоновым методом по минералам кварцевого монзонита, составляет 54 млн. лет. По температурам блокировки, приведенным на рис. 14.2, можно видеть, что максимальная температура, достигнутая при повторном нагреве, на расстоянии 3 м от контакта с интрузией составляла около 500°C, а на расстоянии 3000 м — около 200°C. Единственная изограда, различимая в контактовом ореоле, который накладывается главным образом на гранито-гнейсы, отражает переход от микроклина к ортоклазу в гнейсах. Этот переход происходит в 325 м от контакта и наблюдается в зоне шириной 30 м. Изменение калий-аргонового возраста биотита отмечается на значительно большем удалении от контакта, чем изменения структуры или минеральной ассоциации, которые можно видеть в штуфном образце или под микроскопом.

В последнее время получила развитие иная методика калий-аргоновой датировки, дающая более точные сведения о по-

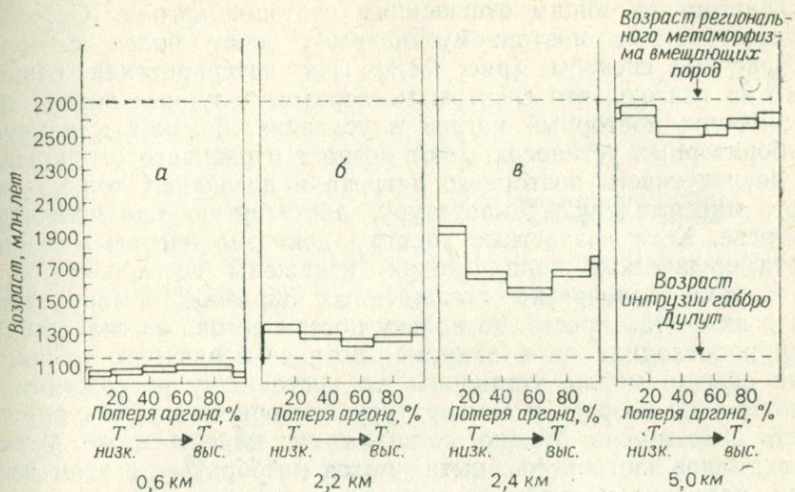


Рис. 14.4. Спектры потери аргона биотитами из контактового ореола интрузии габбро Дулут, Миннесота, США.

Под спектрами указаны расстояния образцов от контакта. *a* — нормальный спектр, дающий возраст метаморфизма вмещающих пород; *b* и *c* — искаженные спектры. Заимствовано у Даллмейера [17], использовавшего данные Хансона и др. [42].

тере аргона из минералов. Это метод спектра ^{39}Ar — ^{40}Ar . Анализируемый образец породы или минерала сначала облучается нейтронами, переводящими известную часть обычного стабильного изотопа калия ^{39}K в ^{39}Ar . Этот изотоп аргона в природе не образуется. Содержание ^{39}Ar в образце можно измерить одновременно с измерением содержаний ^{40}Ar и природных изотопов ^{38}Ar и ^{36}Ar , которые присутствуют в образце вследствие неизбежного загрязнения его атмосферным аргоном. Таким образом, используя соотношение ^{39}Ar и ^{40}Ar , можно определить возраст образца и степень атмосферного загрязнения его.

Отличительной особенностью метода спектра ^{39}Ar — ^{40}Ar является ступенчатый нагрев образца до температуры, при которой удаляется весь аргон, причем отдельно на каждой ступени определяются содержания всех четырех изотопов аргона. Нагревание происходит в форвакууме. Возраст, соответствующий каждой ступени нагрева, может быть затем определен отдельно. Полученные при этом кривые называются *возрастными спектрами* (рис. 14.4). Аргон, выделенный при низких температурах, сильно загрязнен атмосферным аргоном, но образцы, нагретые до температур выше температур блокировки и затем однократно охлажденные, содержат в высоко-температурных фракциях постоянное количество аргона. Это постоянное содержание соответствует возрасту образца, опре-

деленному по общим отношениям изотопов аргона. Образцы, подвергавшиеся повторному нагреву, дают более сложные возрастные спектры (рис. 14.4). Их интерпретация спорна. Можно считать, что спектры метеоритов и лунных пород, перенесших повторный нагрев в условиях, близких к вакууму лабораторных установок, дают возраст первичного охлаждения и последующего повторного нагрева и позволяют только оценить максимальную температуру, достигнутую при повторном нагреве. Хотя возрастные спектры повторно нагретых земных метаморфических пород также искажены по сравнению со спектрами однократно охлажденных образцов, интерпретировать их не так просто, поскольку потеря аргона за счет диффузии происходила не в вакууме. Возраст первичного охлаждения обычно можно установить по постоянству содержания на спектре, но возраст и температуру повторного нагрева определить невозможно. Можно, по-видимому, надеяться, что усилия геохимиков-изотопистов, пытающихся разобраться в этом явлении, приведут к лучшему пониманию роли диффузии в метаморфизме.

Рубидиево-стронциевый метод

Поскольку дочерним изотопом ^{87}Rb является ^{87}Sr , остающийся в кристаллической решетке силикатных минералов, интерпретация термической истории минералов и пород на основе содержаний ^{87}Rb и ^{87}Sr более проста, чем в случае изотопов аргона. Рубидиево-стронциевые «часы» труднее выходят из строя при повторном нагреве после первичного охлаждения, чем калий-аргоновые «часы». Рубидиево-стронциевая датировка минералов дает время, прошедшее с того момента, когда рубидий и стронций потеряли возможность свободно диффундировать через породу и различным образом сконцентрировались в разных минералах породы. Это происходит вследствие большой разницы химических свойств рубидия и стронция. При кристаллизации самых древних пород значительная часть ^{87}Sr уже присутствовала, так что необходимо изучить увеличение содержания ^{87}Sr и понижение содержания ^{87}Rb в образце. Это обычно делается путем построения *изохронных диаграмм*, на которых по вертикали откладывается отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (стабильный изотоп), а по горизонтали — отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 14.5). Поскольку одни минералы имеют более высокое отношение Rb/Sr по сравнению с другими, конечные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ будут выше в минералах, богатых рубидием (рис. 14.5).

Можно построить изохронные диаграммы для отдельной породы, используя несколько различных минералов с разными

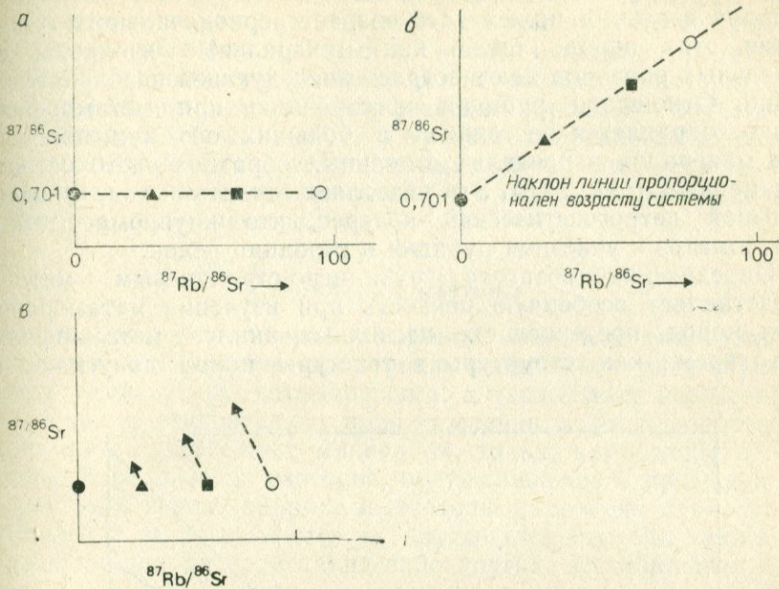


Рис. 14.5. Изохронные диаграммы по Уилсону [120].

По ординате отложены отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, по абсциссе — отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для различных минералов породы. На изохронные диаграммы можно также наносить и изотопные отношения для породы в целом, хотя в этом примере они не приведены. Черными кружками обозначены минералы, не содержащие рубидия; треугольниками, квадратами и светлыми кружками показаны минералы с нарастающим содержанием рубидия. а — изотопные отношения во время кристаллизации. Все четыре минерала имеют одно и то же отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, но различаются по значению отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. б — изотопные отношения несколько миллионов лет спустя. У минерала с наиболее высоким отношением Rb/Sr (светлый кружок) обнаруживается наибольшее изменение величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. У минерала, не содержащего рубидия (черный кружок), не наблюдается изменения этого отношения. Все точки попадают на одну прямую, наклон которой пропорционален возрасту этой системы. в — пунктирными линиями со стрелками показаны изменения изотопных отношений каждого минерала за промежуток времени между диаграммой а и диаграммой б.

отношениями рубидия к стронцию. Эти изотопные отношения должны составить прямую линию на диаграмме, наклон которой определяет возраст. Такая линия называется *минеральной изохроной*. Можно также построить изохроны по нескольким образцам породы с различными отношениями рубидий/стронций. Эти изохроны называются *валовыми*. Если изохрона минерала дает время прекращения диффузии рубидия и стронция в масштабе штучного образца, то валовая изохрона фиксирует время прекращения обмена рубидием и стронцием на протяжении сотен метров и более. Для комплекса пород с простой историей охлаждения, например для серии образцов гранитов из одной интрузии, минеральная и валовая изохроны дают один

и тот же возраст. Но в регионально-метаморфических породах валовая изохрона может дать возраст первоначального охлаждения этих пород, тогда как минеральные изохроны для отдельных образцов дают возраст последующей перекристаллизации. Отношение рубидия к стронцию при метаморфизме редко сохраняется постоянным в больших объемах пород, но для минералов в пределах отдельных образцов часто остается неизменным (рис. 14.6). Это позволяет сделать вывод, имеющий большой петрогенетический интерес, что крупномасштабный метасоматоз с участием рубидия и стронция редок.

Определение возраста рубидиево-стронциевым методом представляет особую ценность при изучении метаморфических пород, претерпевших несколько циклов метаморфизма. В то время как структуры и текстуры пород допускают не-

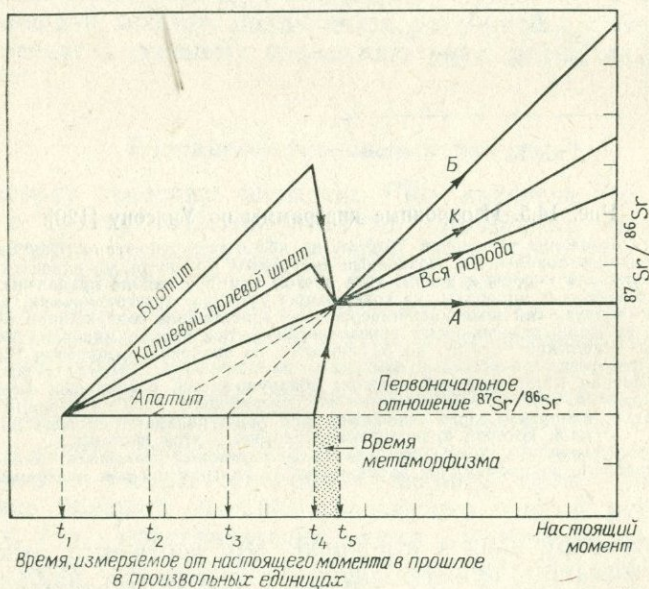


Рис. 14.6. Изохронная диаграмма для отдельных минералов и для всей гранитной породы, претерпевшей метаморфизм после первоначальной кристаллизации [31].

За время метаморфизма от момента t_4 до момента t_5 отношения изотопов стронция для всех минералов породы выравниваются. Интервал времени t_4-t_5 преувеличен относительно остальной истории породы. Это сделано для того, чтобы подчеркнуть, что выравнивание изотопных отношений — процесс не мгновенный. Принято, что во время метаморфизма отношения Rb/Sr в минералах остаются неизменными и система была закрытой для стронция (т. е. метасоматоза не было). Данные, вычисленные на основе принятого первоначального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, расходятся (например, t_2 и t_3) и не имеют геологического смысла. Единственная величина на диаграмме, которая имеет геологический смысл, это t_5 — время, прошедшее с конца метаморфизма. Б — биотит; К — калиевый полевой шпат; А — апатит.

сколько толкований, диаграммы рубидиево-стронциевых изохрон иногда однозначно доказывают, что имело место несколько эпизодов метаморфизма. Время от времени, однако, среди геохронологов возникают серьезные споры по поводу интерпретации данных о возрасте метаморфических пород. Это случается, когда обнаруживается разброс возрастов, особенно если расходятся данные, полученные различными методами. Отчасти это объясняется недостаточным знанием процессов диффузии вещества при метаморфизме.

Стабильные изотопы

Исследования отношений различных изотопов кислорода и водорода в метаморфических породах позволили в ряде случаев оценить температуру метаморфизма, а также дали самые ценные сведения относительно происхождения воды в водосодержащих метаморфогенных минералах, таких, как слюды и амфиболы. В отличие от изотопов, обсуждавшихся в предыдущем разделе этой главы, природные изотопы кислорода и водорода стабильны и не распадаются на другие изотопы; они также не образуются при распаде каких-либо других нестабильных изотопов.

В образцах кислорода и водорода из разных источников отношения изотопов различны. Эти различия изотопного состава возникают при фракционировании изотопов в ходе непрерывной химической эволюции Земли. Фракционирование изотопов водорода и кислорода дождевой воды происходит постоянно в процессе гидрологического цикла. Для воды кристаллических решеток минералов метаморфических пород фракционирование изотопов происходит во время метаморфизма. Количество различных стабильных изотопов водорода и кислорода в морской воде таково:

$$\begin{aligned} {}^1\text{H} & - 99,985 \% \quad \text{D}({}^2\text{H}) & - 0,015 \% ; \quad {}^{16}\text{O} & - 99,795 \% , \\ {}^{17}\text{O} & - 0,037 \% , \quad {}^{18}\text{O} & - 0,204 \% . \end{aligned}$$

Различия изотопных отношений невелики. Обычно измеряют два отношения — дейтерия к водороду и ${}^{18}\text{O}$ к ${}^{16}\text{O}$. Эти измеренные отношения сравниваются со стандартным. Поскольку изучаются изотопные составы как водорода, так и кислорода, в качестве стандарта используется вода. Резервуаром воды для гидрологического цикла служат океаны, поэтому за стандарт среднего изотопного состава выбрана океаническая вода. Этот стандарт называется SMOW (Standard Mean Ocean Water).

Относительная концентрация D/H или ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ в конкретном образце выражается величиной δ (дельта), определяемой следующим образом:

Для D

$$\begin{aligned} R_{\text{образца}} &= D/H \text{ в образце,} \\ R_{\text{SMOW}} &= D/H \text{ в SMOW,} \\ \delta D &= (R_{\text{образца}}/R_{\text{SMOW}} - 1) \cdot 1000. \end{aligned} \quad (1)$$

Для ^{18}O

$$\begin{aligned} R_{\text{образца}} &= ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ в образце,} \\ R_{\text{SMOW}} &= ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ в SMOW,} \\ \delta ^{18}\text{O} &= (R_{\text{образца}}/R_{\text{SMOW}} - 1) \cdot 1000. \end{aligned} \quad (2)$$

Положительные значения δ означают, что образец обогащен дейтерием или ^{18}O по сравнению с морской водой, отрицательные говорят об обедненности его этими изотопами.

В породах различия $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в разных минералах выражаются отношением α (альфа). Эти отношения, например, могут быть определены для сосуществующих в сланце мусковита и кварца. В этом случае

$$\begin{aligned} R_{\text{мусковита}} &= ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ в мусковите,} \\ R_{\text{кварца}} &= ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ в кварце,} \\ \alpha_{\text{мусковит-кварц}} &= R_{\text{мусковита}}/R_{\text{кварца}}. \end{aligned} \quad (3)$$

Если концентрации ^{18}O в этих минералах выражены через величины δ , то α может быть найдена из соотношения

$$\alpha_{\text{мусковит-кварц}} \simeq \exp \{ (\delta_{\text{мусковита}} - \delta_{\text{кварца}}) / 1000 \}. \quad (4)$$

Кислородно-изотопная геотермометрия

При температурах, превышающих 500°C , коэффициент фракционирования α для сосуществующих в равновесии минеральных пар прямо зависит от температуры фракционирования изотопов кислорода. В большинстве изученных метаморфических пород эти температуры, по-видимому, соответствуют температурам кристаллизации метаморфических ассоциаций (т. е. температурам метаморфизма). Температуры, определяемые этим методом, не зависят от давления или состава летучих фаз, принимающих участие в метаморфических реакциях. Это — ценное преимущество перед минералогической геотермометрией, описанной в гл. 13. Экспериментальные установки для этого метода сложны, и пока еще сделано очень мало определений. При этом необходимо убедиться, что измеряемые минеральные ассоциации равновесны. В изотопном составе кислорода метаморфических минералов могут происходить ретроградные изменения, не сопровождаемые видимыми под микроскопом признаками.

Самое современное исследование изотопных отношений кислорода в регионально-метаморфических породах выполнено Гарликом и Эпштейном [37]. Они определили величины $\delta^{18}\text{O}$ в сосуществующих минералах из пород хорошо известных комплексов, характеризующихся прогрессивным региональным метаморфизмом и расположенных в пределах США. Большинство изученных ими пород были пелитовыми, а последовательность изоград в этих районах относилась к типу Барроу, подобно описанным в этой книге изоградам района Сулихельма. Они также анализировали минералы кварцевых и пегматитовых жил, встречающихся среди регионально-метаморфических пород.

Эти исследователи обнаружили, что порядок возрастания $\delta^{18}\text{O}$ в минералах метаморфических пород почти всегда один и тот же. Это позволило им установить минеральный ряд в соответствии с тенденцией к накоплению ^{18}O :

кварц	↑
полевой шпат	↑
мусковит	↑
кианит	↑
роговая обманка	↑
гранат	↑
биотит	↑
хлорит	↑
ильменит	↑
магнетит	↑

↑
возрастание
тенденции к на-
коплению ^{18}O
↑

Оказалось, что в образцах, взятых на расстоянии всего несколько сот метров друг от друга, величины $\delta^{18}\text{O}$ минералов были близки, и создалось впечатление, что изотопы кислорода выравнивают свои концентрации в пределах довольно больших объемов пород. Этот вывод подтвердился близостью $\delta^{18}\text{O}$ в жилах и вмещающих их породах, свидетельствующей о том, что эти жилы образовались путем осаждения минеральных составляющих из флюида при метаморфизме. Исключениями из правила о выравнивании изотопных отношений кислорода оказались сланец, залегающий рядом с прослоем мрамора, и метаморфизованная дайка амфиболита. В обоих случаях эти отклонения можно объяснить с геологических позиций. В образце, залегающем по соседству с мрамором, минералы, вероятно, фракционировали кислород не из H_2O , а из смеси $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. На изотопные отношения в амфиболите мог оказать влияние еще изотопный состав первичной базальтовой магмы.

Сделанные Гарликом и Эпштейном температурные определения основывались на экспериментах с парой минералов, дающей максимальную величину α ; эта пара — кварц и магнетит. На рис. 14.7 показана диаграмма зависимости величин α различных минеральных пар от температур метаморфизма

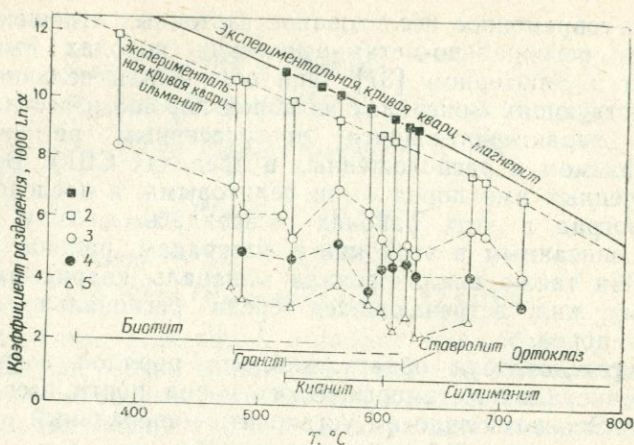


Рис. 14.7. Диаграмма зависимости коэффициента фракционирования кислорода от температуры для различных минеральных пар при повышении степени метаморфизма по Гарлику и Эпштейну [37].

Приведенные температуры основаны на экспериментальных данных по фракционированию в паре кварц—магнетит (сплошная линия) и эмпирических величинах для пары кварц—ильменит (пунктирная линия). 1 — кварц—магнетит; 2 — кварц—ильменит; 3 — кварц—биотит; 4 — кварц—гранат; 5 — кварц—мусковит.

пород, определенных по традиционным индекс-минералам Барроу. Такая диаграмма для пары кварц—ильменит может быть использована для определения температуры. Можно использовать также и другие минеральные пары, но с уменьшением α точность этих определений снижается.

Происхождение воды в метаморфических породах

Метеорная вода, т. е. дождевая вода или снег, характеризуется узким интервалом изотопных отношений водорода и кислорода, связанным со среднегодовой температурой и, следовательно, с географической широтой местности. На диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ эти метеорные воды образуют прямую линию (рис. 14.8), которая называется *линией метеорной воды*. Первично-магматическая вода, пришедшая из области зарождения магмы в верхней мантии, имеет сравнительно узкий диапазон изотопных составов, также показанный на рис. 14.8. Этот состав первично-магматической воды трудно определить экспериментально вследствие широко идущего обмена изотопами кислорода и водорода с циркулирующими подземными водами после кристаллизации магмы, даже если порода не обнаруживает петрографических признаков изменения. Вода из метаморфических пород дает более широкий диапазон изотопных

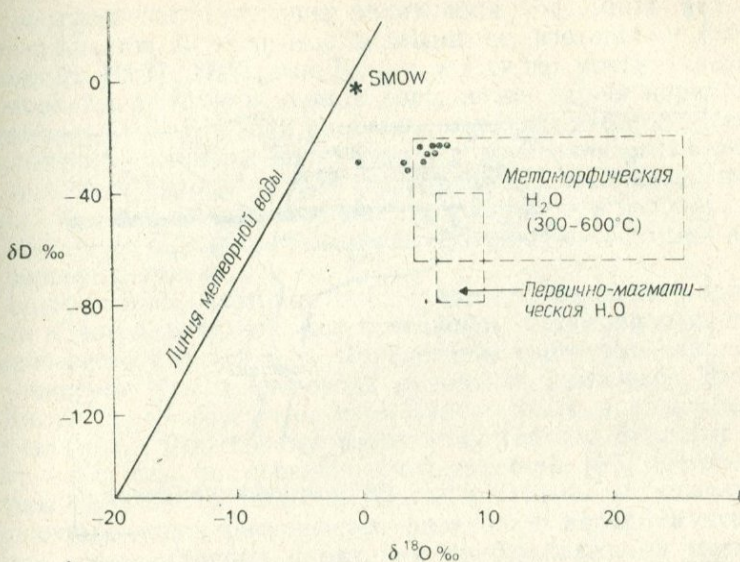


Рис. 14.8. Изотопный состав кислорода и водорода метеорных (линия), первично-магматических и метаморфических вод (окоптуренные поля) по Тейлору [102].

Точки — предполагаемые современные метаморфические воды из Калифорнии.

соотношений. Хорошо определенные изотопные соотношения метеорных вод и первично-магматических вод оказались очень важными при исследовании контактово-метаморфических пород [102].

Величины $\delta^{18}O$ используются шире, чем δD или их сочетание. В породах Скергаардской интрузии (восточная Гренландия) нижние части интрузива дают магматические значения $\delta^{18}O$, тогда как для плагиоклазов из ее верхней части характерны низкие значения $\delta^{18}O$, близкие к таковым метеорных вод. Этот интрузив пересекает крупную геологическую границу между проницаемыми для воды третичными базальтами и непроницаемыми докембрийскими гнейсами, которая соответствует изменению величин $\delta^{18}O$ в плагиоклазах интрузии. Это наблюдение может быть объяснено циркуляцией подземных вод через базальты и верхнюю часть интрузии, обменивавшихся изотопами кислорода с плагиоклазами при охлаждении, но уже после затвердевания интрузии (рис. 14.9). Сказанное заставляет полагать, что ранее, еще до затвердевания интрузии габбро, подземные воды также циркулировали сквозь проницаемые базальты. Они, вероятно, не имели возможности изотопного взаимодействия с дифференцирующей магмой

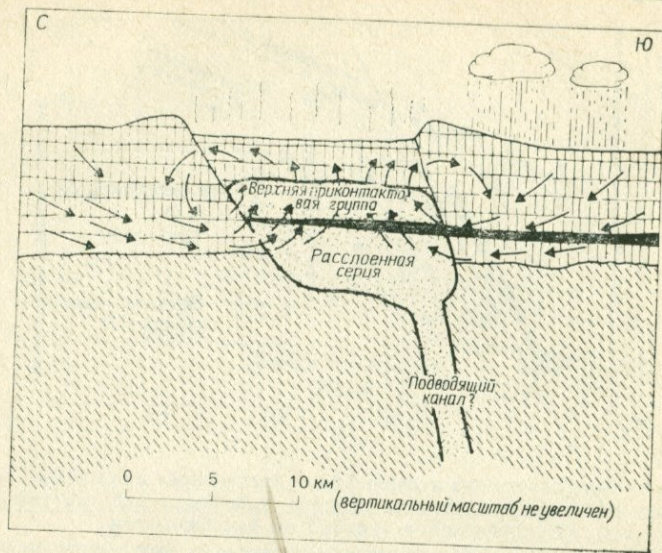


Рис. 14.9. Схематический разрез Скергаардской интрузии, восточная Гренландия, показывающий циркуляцию метеорно-гидротермальных вод на лавовом плато над гнейсовым фундаментом, по Тейлору [102].

Лишь небольшие количества метеорно-гидротермальных вод проникают в гнейсовый фундамент по трещинам. 1 — Скергаардская интрузия; 2 — третичные базальтовые лавы; 3 — докембрийские гнейсы.

вследствие «бронирования» интрузии непроницаемым панцирем охлажденной магмы. Только после затвердевания и появления трещиноватости в процессе охлаждения подземные воды стали просачиваться через верхнюю часть интрузии.

Перенос тепла циркулирующими подземными водами, как показывает приведенный пример, вероятно, самый важный механизм теплоотвода от остывающих интрузий на высоких уровнях земной коры. Это объясняет их узкие и сравнительно неправильной формы контактовые ореолы. Циркулирующие подземные воды могли относительно легко отводить тепло от внешнего ореола, тогда как в узкой оторочке закалки и во внутреннем ореоле, менее проницаемом или вовсе непроницаемом для подземных вод, существовали, вероятно, резкие температурные градиенты. Потеря тепла через эту узкую зону должна была осуществляться за счет теплопроводности.

Из контактовых ореолов, описанных в гл. 5, по данным региональной геологии, только ореол гранитов Бен-ан-Дабхейк

мог образоваться на уровне циркуляции подземных вод. Это подтверждается некоторыми данными по изотопному составу кислорода [103]. Интрузии Комри и Скиддо почти наверняка образовались глубже в земной коре, ниже уровня циркуляции подземных вод. В обоих случаях метаморфические реакции показывают, что вода, заключенная в кристаллических решетках листовых силикатов, при метаморфизме отгонялась из породы. Механизм, при помощи которого это происходило, неизвестен, но одной из возможностей является диффузия вдоль межзерновых границ.

Исследования изотопов кислорода и водорода привели также к важным выводам в отношении метаморфизма пород океанического дна (гл. 11). Определение изотопных отношений как водорода, так и кислорода в породах комплекса Троодос на Кипре показывает, что вода, заключенная в водосодержащих минералах, по своему изотопному составу ближе к морской воде, чем к первично-магматической [97]. Изотопные составы, близкие к морской воде, встречены в комплексах подушечных лав и расслоенных даек, но в габбро и кумулятивных ультраосновных слоях они приближаются к магматическим. Это подтверждает точку зрения на метаморфизм комплекса Троодос, изложенную в гл. 11.

Применение данных по изотопам водорода и кислорода при исследованиях метаморфических пород находится пока еще на предварительной стадии. Однако полученные выводы очень впечатляют и подтверждают, что эти данные могут помочь пониманию многих метаморфических процессов. Следует подчеркнуть, что, подобно радиологическому определению возраста, исследования стабильных изотопов наиболее рациональны тогда, когда они проводятся на породах с тщательно изученной петрологией, минералогией и геохимией, подобно комплексам Скергаард и Троодос. Появление новых геохимических методов совершенно не исключает петрографического исследования, наоборот, оно делает его еще более важным.

Глава 15

ЭЛЕКТРОННО-РЕНТГЕНОВСКИЙ МИКРОАНАЛИЗ

Электронно-рентгеновский микроанализ используют для определения химического состава на небольшом участке поверхности полированного минерала. В лучшем случае анализ производится с площади диаметром 1 мкм. Аппаратура, используемая для производства этих анализов, сложна и дорога. Последние образцы таких аппаратов, однако, достаточно

надежны и просты в управлении, так что оператор не обязательно должен быть специалистом в области физики и электроники. На них часто работают геологи-аспиранты, а иногда и студенты, проходящие расширенный курс минералогии.

Причина включения в эту элементарную книгу обзора этой сравнительно сложной методики состоит в том, что она предоставляет хорошую возможность дополнить микроскопические петрографические исследования химическим анализом, который можно выполнить даже на одном зерне. Микроанализы можно делать на прозрачных шлифах с полированной поверхностью и без покровных стекол. На рис. 6.11 дана зарисовка с такого шлифа. Анализируемый шлиф должен быть покрыт слоем проводящего материала, обычно очень тонкой пленкой графита. Это не препятствует исследованиям в проходящем свете, хотя некоторое затруднение может вызвать более высокий рельеф, появляющийся при снятом покровном стекле. Электронно-рентгеновские микроанализаторы, предназначенные для использования в области наук о Земле, обычно снабжаются встроенным петрографическим микроскопом для исследования анализируемого образца в плоскополяризованном свете и скрещенных николях. Однако вращать препарат при этом обычно нельзя.

Электронно-рентгеновский микроанализатор

Электронно-рентгеновский микроанализатор фокусирует на поверхность образца очень узкий пучок электронов высокой энергии. Этот луч ударяет в выбранный на поверхности участок диаметром около 1 мкм. Электроны возбуждают в атомах образца вторичное рентгеновское излучение. Частоты и энергии этого излучения характерны для элементов, входящих в состав образца, а интенсивность излучения примерно пропорциональна концентрации каждого элемента.

Необходимо выделить рентгеновскую характеристику каждого элемента. Это можно сделать одним из двух способов. Различные частоты рентгеновского излучения могут быть выделены с помощью одного или более спектрометров, а интенсивность каждой характеристической частоты можно измерить соответствующим детектором. Этот способ ко времени написания настоящей книги в 1977 г. был наиболее распространенным. Другой возможный путь — анализ рентгеновского излучения без разделения на частоты с помощью детектора, способного измерять и энергии, и интенсивности рентгеновского излучения. Затем с помощью электроники можно определить распределение энергий и по концентрациям энергий определенной величины распознать присутствующие в образце элементы. Этот путь стал возможен лишь недавно благодаря усовершенство-

ванию рентгеновских детекторов и электронной техники, позволяющей различать определенные величины энергий. Прибор такого типа проще механически, так как в нем отсутствуют спектрометры, но требует электроники более высокого уровня. В будущем, по-видимому, он будет применяться более широко. На рис. 15.1 показаны схемы приборов обоих типов. Устройство, генерирующее и фокусирующее электронный луч, одинаково в каждом случае и очень близко аналогичному устройству электронного микроскопа.

В каждом частотном или энергетическом пике интенсивность вторичного рентгеновского излучения грубо пропорциональна концентрации данного элемента в образце. Анализ производится путем сравнения интенсивностей вторичного рентгеновского излучения образца и эталона в одинаковых условиях. Эталон представляет собой вещество с известной концентрацией анализируемого элемента. Это может быть чистый металл либо проанализированные другими методами минерал или синтетическое силикатное стекло. Для точного анализа в сделанные прибором измерения интенсивности рентгеновского излучения вводится много поправок [65], и результаты, полученные на приборе без встроенного компьютера, обычно посылаются на корректировку. Грубая пропорциональность интенсивности и концентрации обычно позволяет определить минерал, не дожидаясь результатов компьютерной обработки. Этот факт ускользает от некоторых студентов! Приборы, работающие на принципе дисперсии энергий, используют свой собственный компьютер и выдают уже скорректированные результаты.

При тщательной работе электронно-рентгеновский микроанализатор может давать анализы минералов, по точности сравнимые с химическими или полученными другими физико-аналитическими методами, например рентгено-флуоресцентным. С его помощью можно анализировать несколько точек в больших зернах минералов, выявляя и измеряя зональность. Можно анализировать мелкие зерна, размером менее 5 мкм в поперечнике.

Изучение метаморфических реакций

С помощью электронно-рентгеновского микроанализатора можно проверить, представляет ли метаморфическая порода равновесную минеральную ассоциацию. Его можно использовать для выявления зональности минералов породы, как прозрачных, так и непрозрачных, а также для определения минералов, в том числе и непрозрачных. Можно определять составы минералов изоморфных рядов, таких, как амфиболы,

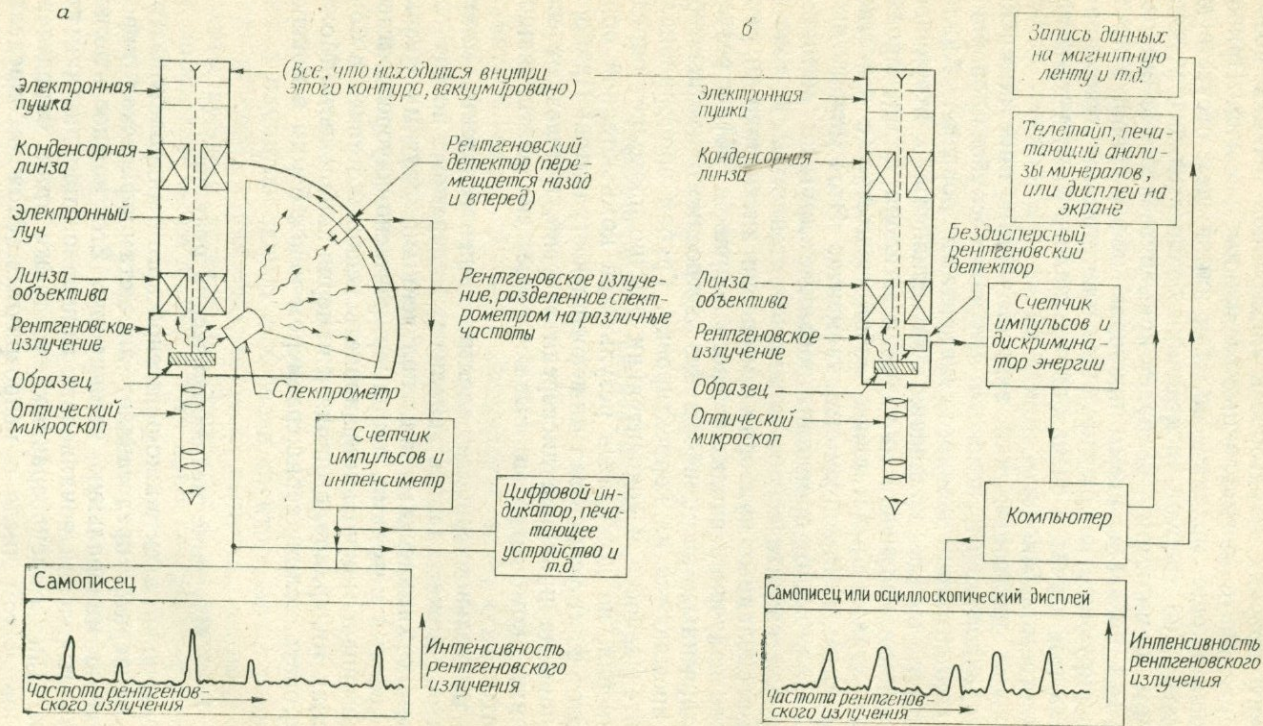


Рис. 15.1. Электронно-рентгеновский микроанализатор [65].
 а — система частотной дисперсии; б — система энергетической дисперсии.

эпидоты или слюды, и устанавливать распределение компонентов между ними. Использование этих данных для определения температуры и давления метаморфизма обсуждалось в гл. 13.

Результаты таких исследований обычно подтверждают предположение о равновесности большинства метаморфических пород, которые удовлетворяют критериям, приведенным в гл. 4. Изучены и такие породы, в которых микроанализ показывает незавершенность метаморфической реакции (например, два эклогита из включений в кимберлите, описанные в гл. 12), но этот вывод обычно лишь подтверждает данные исследования структур или рассмотрения породы с точки зрения правила фаз. В большинстве метаморфических пород минералы зональны даже в тех случаях, когда их структуры свидетельствуют о сложной истории роста при деформации породы (гл. 9).

В этом правиле есть одно важное исключение. Богатые альмандином гранаты пород средних ступеней метаморфизма часто зональны [47, 3]. Во многих описанных случаях характер зональности в общих чертах одинаков, за исключением мелких отличий. Иногда в зональности наблюдаются резкие скачки, вероятно указывающие на перерыв в росте граната, за которым следовал рост уже в других условиях. Во многих зернах граната наблюдается постепенное возрастание марганцевистости к центру, сопровождаемое соответствующим понижением железистости. Это явление было отмечено в ранних работах, посвященных зональности граната [47], но относительно его причин нет общего мнения.

Согласно одной из точек зрения, причиной зональности граната является фракционирование марганца в процессе его роста [57, 3]: марганец или любой другой элемент, будучи связан в гранате, выводится таким образом из кристаллизующейся системы. Другими словами, зерна граната включают слагающий их материал из диффузионного обмена. Марганец интенсивно концентрируется в гранате, его здесь больше, чем в других минералах породы. Сочетание этих двух процессов вполне объясняет характер зональности в распределении марганца. Эта модель позволяет также оценить расстояние, на которое должен диффундировать марганец в породе, чтобы достичь граната. В некоторых случаях оно равно 2—3 мм.

Другая гипотеза предполагает, что зональность вызвана диффузионным обменом материала между кристаллом граната и породой, когда равновесие близко, но еще не достигнуто [2]. С этой точкой зрения согласуется то обстоятельство, что, хотя гранаты, развиваясь преимущественно вдоль границ зерен других минералов, имеют довольно неправильные границы (рис. 8.6), границы между различными зонами самих кристаллов граната правильные. Этот вопрос, по-видимому, следует

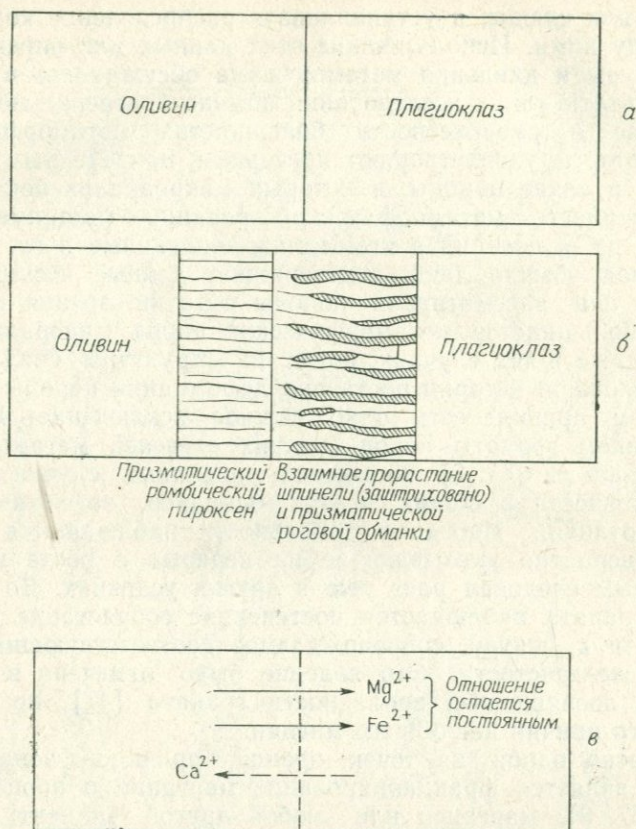


Рис. 15.2. Развитие коронарных структур в троктолите из Сулихбельмы. а — первично-магматические границы зерен оливина и плагиоклаза; б — каймы, образовавшиеся в результате не дошедшей до конца реакции при медленном охлаждении; в — диффузия ионов через первоначальную границу зерен, необходимая для объяснения состава кайм.

решать путем тщательного изучения структур граната в сочетании с электронно-рентгеновским микроанализом. Особенно важно изучить геометрию зональности в трех измерениях, используя серии разрезов через крупные зерна. Работы в этом направлении сейчас ведутся.

Изучение коронарных структур

Короны — это реакционные каймы, наблюдаемые в некоторых магматических породах. Они имеют одинаковую толщину и состоят обычно из призматических кристаллов, длинные оси

которых ориентированы перпендикулярно границам каймы. По структуре их легко отличить от магматических реакционных кайм, и трудно сомневаться в том, что эти короны образовались после затвердевания магматической породы.

Автор изучил короны, образовавшиеся вокруг зерен оливина в троктолите из краевых фаций габбро Сулихельма, Норвегия [67]. Они возникли в результате метаморфической реакции между оливином и окружающим его плагноклазом. Анализируя каждую каемку с помощью электронно-рентгеновского микроанализатора, можно показать, что эти короны образовались вследствие диффузии Mg и Fe²⁺ из оливина в плагноклаз, что сопровождалось некоторой диффузией Ca в обратном направлении. Не все короны — результат простой двусторонней диффузии такого типа. Но на примере этих корон видно, что использование электронно-рентгеновского микроанализатора в благоприятных случаях позволяет очень точно описать метаморфическую реакцию.

Этот прибор также применялся для получения большого числа анализов минералов, что невозможно было делать раньше; последние использованы для отрисовки изоград и выявления ассоциаций сосуществующих минералов. Потенциальные возможности прибора для исследования метаморфических процессов очень велики, так что в ближайшие годы он, вероятно, будет применяться гораздо шире и, как надеется автор, со значительно большей изобретательностью.

Глава 16

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

В предыдущих главах были описаны случаи, когда исследование метаморфических пород позволило установить температуру и давление в глубинах Земли в прошлые геологические эпохи. Это было сделано для пород как океанических, так и континентальных областей, для древних и более молодых орогенических поясов. В гл. 12 было показано, что такого рода исследования начинают распространяться и в мантию Земли. В гл. 6 было продемонстрировано, что изучение метаморфических пород может также пролить свет на механические процессы, происходящие в Земле. Все эти работы дают важные сведения, которые надо рассматривать как составную часть более широкого исследования Земли, особенно процессов, происходящих в глубинных частях коры и в верхней мантии.

Читатель, вероятно, имеет общие представления о теории глобальной тектоники, обычно называемой тектоникой плит, и мы не будем повторять их здесь. Обзоры ее можно найти

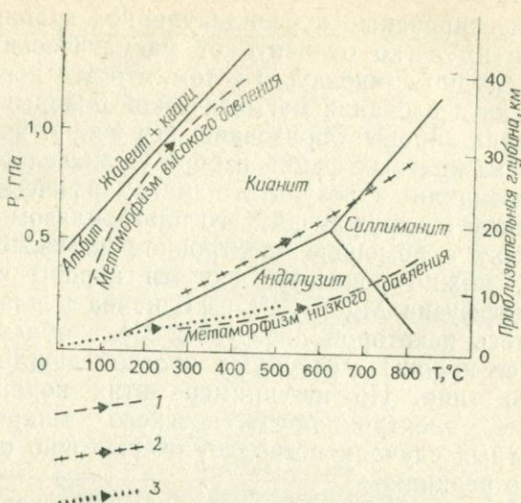


Рис. 16.1. Различные градиенты температуры и давления при метаморфизме (по Миясиро [73] с добавлением геотермического градиента океанического дна).

1 — метаморфические комплексы высокого и низкого давления в Японии; 2 — метаморфический комплекс среднего давления типа Барроу; 3 — геотермический градиент при метаморфизме океанического дна (объяснение в тексте).

у Гасса и др. [39], Уилли [126], Оксбурга [82] и во многих других работах. Исследования метаморфических пород позволили скорректировать эту теорию, особенно в отношении процессов, происходящих под срединно-океаническими хребтами и островными дугами.

Метаморфические породы срединно-океанических хребтов были описаны в гл. 11. В гл. 11 и 14 было показано, что метаморфизм и, возможно, метасоматоз пород океанической коры связаны с циркуляцией в этих породах морской воды, которая достигает основания океанической коры. Теплотери в районах срединно-океанических хребтов сильнее связаны, по-видимому, с конвекцией этой циркулирующей морской воды, чем с теплопроводностью твердых пород. Это объясняет разброс значений интенсивности теплового потока, измеренных в срединно-океанических хребтах, но в то же время затрудняет получение средних значений скорости теплоотвода. Минеральные ассоциации метаморфических пород срединно-океанических хребтов свидетельствуют о том, что температуры в основании океанической коры достигают примерно 500°C. Показанная на рис. 16.1 геотермическая кривая построена на основании метаморфических ассоциаций комплекса Троодос на Кипре, но с поправкой на мощность океанической коры, так как кора здесь, по-види-

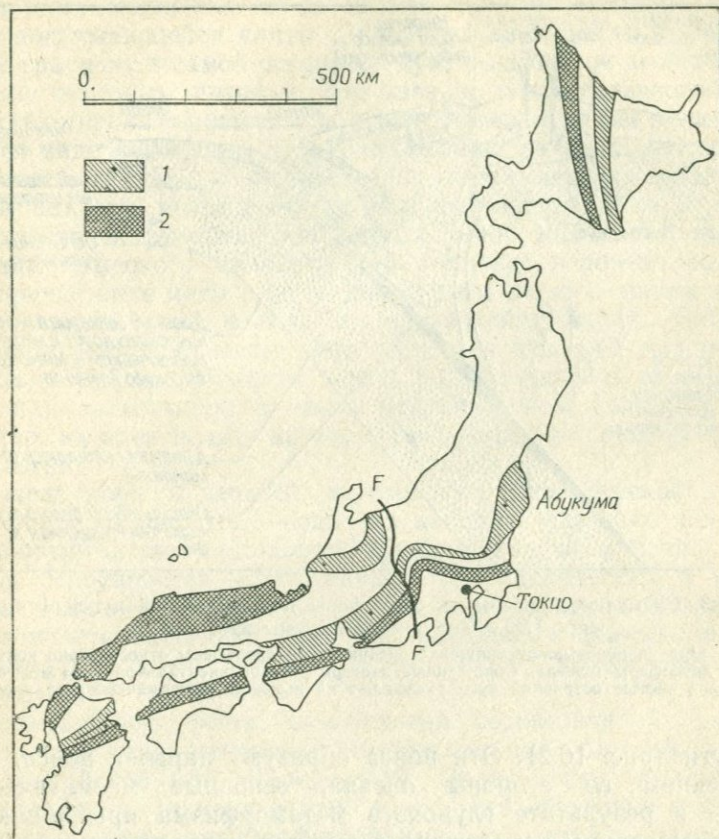


Рис. 16.2. Парные метаморфические пояса Японии по Миясиро [73].

1 — метаморфический пояс низкого давления; 2 — метаморфический пояс высокого давления; FF — постметаморфический разлом.

тому, тоньше, чем обычно. Показан общий градиент без учета влияния конвективных ячеек. Крутой геотермический градиент (температура быстро растет с глубиной) подтверждает вывод о том, что интенсивность теплового потока в срединно-океанических хребтах выше, чем в океанах в целом.

Исследование метаморфических пород позволяет также судить о температурных градиентах под островными дугами. Они были оценены еще до появления геотектонической теории. В тихоокеанских островных дугах и параллельных им поясах метаморфических пород примерно того же возраста обнаружены контрастные типы метаморфизма. Наиболее убедительно это было показано Миясиро и его коллегами для Японской остров-

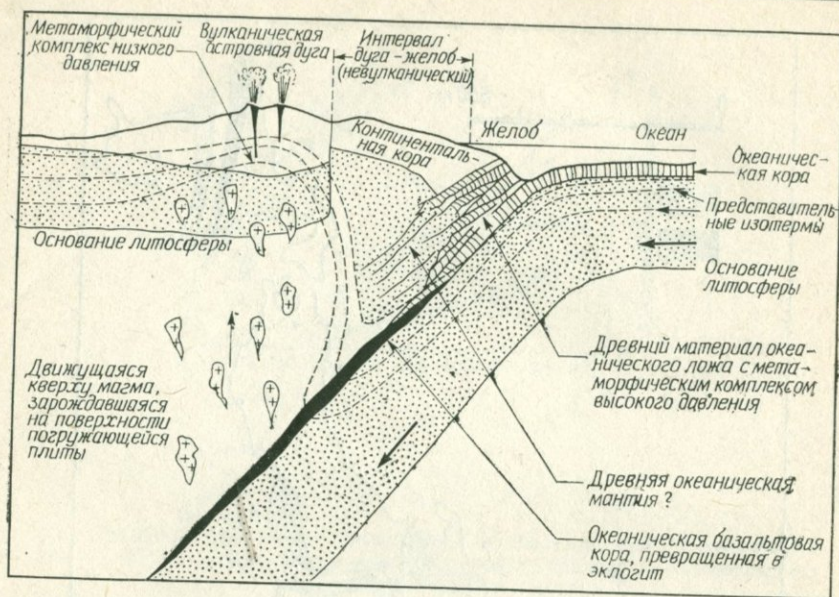


Рис. 16.3. Схематическая модель литосферы под островной дугой (по Мясиро [73] с дополнением схемы изотерм).

Большие стрелки показывают движение океанической литосферы относительно континентальной литосферы (слева). Сближенные изотермы в континентальной коре под вулканической частью островной дуги указывают на высокий геотермический градиент.

ной дуги (рис. 16.2). Эти пояса образуют пары: в поясе, расположенном со стороны океана, основные магматические породы в результате глубокого метаморфизма превращаются в голубые сланцы и эклогиты, а в поясе, расположенном с континентальной стороны, в пелитовых породах развиваются андалузит и силлиманит. В обоих поясах существуют большие колебания в степени метаморфизма. Геотермические градиенты пояса, расположенного с океанской стороны, определенные по метаморфогенным ассоциациям, низки (рис. 16.1), так что каждой данной температуре соответствует относительно высокое давление. Эти пояса называют метаморфическими поясами высокого давления. В поясе, расположенном с континентальной стороны, геотермические градиенты высоки (рис. 16.1), так что каждой данной температуре соответствует относительно низкое давление. Эти пояса называются поясами низкого давления.

Распределение градиентов температуры и давления хорошо объясняется погружением материала океанического дна под островную дугу с очень низким геотермическим градиентом (рис. 16.3). В океанической коре по мере ее погружения в глубь Земли давление быстро возрастает, тогда как температура

поднимается медленнее из-за низкой теплопроводности материала погружающейся плиты. Сравнительно высокий геотермический градиент в самой островной дуге вызывается необычайно высоким тепловым потоком. Это связано с магматической активностью, проявляющейся как в виде поверхностных вулканов, так и в виде глубинных интрузий. Возникают кислые, средние и основные магмы, и изучение их геохимических различий показывает, что некоторые из них образуются близ верхней поверхности погружающейся плиты. Непосредственной причиной такого высокого теплового потока служат, вероятно, подъем и внедрение этих магм в кору. Первичным же источником этого тепла является поверхность погружающейся плиты. Оксбург и Теркотт [81] доказывают, что тепло возникает от трения, но, поскольку метаморфических пород, выведенных с такой глубины или залегающих в таком тектоническом положении не известно, их идеи нельзя проверить с позиций метаморфической петрологии.

Модель коры и верхней мантии под океанической дугой, показанная на рис. 16.3,— одна из наиболее удачных моделей, разработанных до настоящего времени для объяснения множества особенностей — геофизических, вулканических и метаморфических — островных дуг. Она превосходно показывает действенность тектоники плит при обобщении данных некоторых отраслей наук о Земле, в том числе метаморфической петрологии.

Попытки построения аналогичной согласованной модели для орогенических поясов континентальных областей, таких, как Альпийский или Каледонский, были менее успешными. В Альпийском орогеническом поясе, как показано в гл. 10, имеются толщи, метаморфизованные до голубых сланцев и эклогитов, но они связаны не с комплексами низкого давления, содержащими на высшей ступени андалузит и силлиманит, а с зональными комплексами типа Барроу с кианитом и силлиманитом. Их можно отнести к поясам среднего давления (рис. 16.1). Четкие особенности метаморфических поясов отсутствуют. Метаморфизованные участки каледонид содержат много примеров метаморфической зональности среднего давления, но голубые сланцы известны лишь в двух небольших проявлениях. Было высказано предположение [21], что парные метаморфические пояса здесь также имеются: метаморфический пояс среднего давления соответствует поясу низкого давления Японских островов, а пояс высокого давления в основном погребен под более молодыми осадочными породами или срезан разломами. Модели континентальных орогенических поясов с позиций тектоники плит становятся все более совершенными [95]. Общие выводы исследований метаморфизма

менее применимы к таким моделям, чем к простой модели островной дуги. Здесь могут быть полезны более детальные исследования метаморфизма, и в этом направлении уже сделаны первые шаги. Оксбург и Теркотт [82] разработали модель распределения температур в восточных Альпах, восточнее района, описанного в гл. 10. Достоинством этой модели является то, что она объясняет замещение ранних ассоциаций голубых сланцев более поздними амфиболитовыми, свидетельствующее о смене раннего низкого геотермического градиента на последующий высокий. И в Пеннинских покровах центральных Альп (гл. 10), и в округе Коннемара, Ирландия (гл. 9), ранний метаморфизм высокого давления сменяется затем, по-видимому, метаморфизмом более низкого давления. Не исключено, что модель Оксбурга и Теркотта может быть применена не только к восточным Альпам. Автор надеется, что в будущем в этом вопросе теории тектоники плит будет достигнут прогресс.

В этой связи, очевидно, большое значение имеют возрастные соотношения между деформацией и метаморфизмом. На рис. 16.4 приводятся возрасты эпох метаморфизма в Альпах, орогеническом поясе, вероятно наиболее изученном в этом плане. Превосходно показаны ранний метаморфизм фации голубых сланцев и более поздний региональный метаморфизм типа Барроу. Имеются также признаки ранней фазы метаморфизма океанического дна. Такая последовательность событий при метаморфизме может быть хорошо объяснена моделью орогенической деформации с первоначальным рифтообразованием и формированием океанического дна, последующим уничтожением его субдукцией и, наконец, столкновением континентов. Такая модель, впервые предложенная Дьюи и Бердом [22], показана на рис. 16.5. Рассматривая их первоначальный вариант применительно к Альпам, можно отметить, что рифтообразование едва ли продолжалось настолько долго, чтобы мог образоваться океан; оно ограничилось лишь сравнительно узким рифтом.

При сокращении коры в орогенических поясах большую роль, по-видимому, играет метаморфическая перекристаллизация коры и верхней мантии. Это отход от чистой теории тектоники плит, которая предполагает, что все относительные движения между *литосферными плитами* происходят по поверхностям разломов и что внутренние части литосферных плит не деформируются. На рис. 16.5 показана чистая, в этом смысле, модель тектоники плит.

Однако во внутренних частях орогенических поясов, таких, как Пеннинские покровы в Альпах, материал континентальной коры, который к началу орогении был уже метаморфизован до гнейсов, вместе с перекрывающими его осадками был смят

Возраст		Западные Альпы	Центральные Альпы	Грайонс + Брегалья	Восточные Альпы
7 млн лет					
	Мiocен				
26 млн лет	Третичный	Глуок + фенгит, К-Аг и Rb-Sr	Фенгит, Rb-Sr	Фенгит + биотит, Rb-Sr и К-Аг	
	Олигоцен	Фенгит, Rb-Sr	Биотит, Rb-Sr и К-Аг	биотит, Брегалья, Rb-Sr и К-Аг	
38 млн лет	Эоцен	Паразонит, К-Аг	Жильные минералы: стады + абунер	Монацит, Брегалья + циркон, U-Pb	
	Палеоцен	Глуок + слюды, К-Аг и Rb-Sr	Глуок, Альпы, К-Аг		
65 млн лет		Глуок + слюды, К-Аг и Rb-Sr	Глуок, Альпы, К-Аг		
		Глуок, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Глуок + слюды, К-Аг		
100 млн лет		Фенгит, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Фенгит, Rb-Sr	Фенгит + биотит, Rb-Sr	
	Мел	Глуок, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Фенгит, Rb-Sr	Глуок + слюды, К-Аг	
120 млн лет		Глуок, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Фенгит, Rb-Sr		
130 млн лет		Глуок, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Фенгит, Rb-Sr		
136 млн лет		Глуок, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Фенгит, Rb-Sr		
154 млн лет	Мальм	Глуок, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Фенгит, Rb-Sr		
175 млн лет	Доггер	Глуок, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Фенгит, Rb-Sr		
180 млн лет		Глуок, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Фенгит, Rb-Sr		
190 млн лет	Лейас	Глуок, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Фенгит, Rb-Sr		
	Триас	Глуок, Сасиа, Rb-Sr и К-Аг	Фенгит, Rb-Sr		

Рис. 16.4. Радиологические определения возраста кристаллизации метаморфических пород из различных частей Альп по Фрею и др. [35].
 Вертикальные линии показывают диапазоны возрастов, установленные по минералам или породам, указанным слева. Пунктирной линией показаны ненадежные данные.

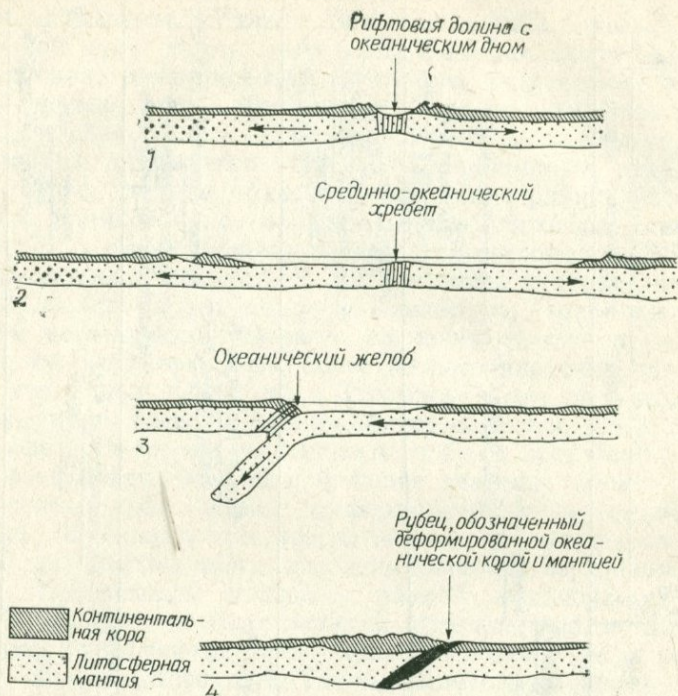
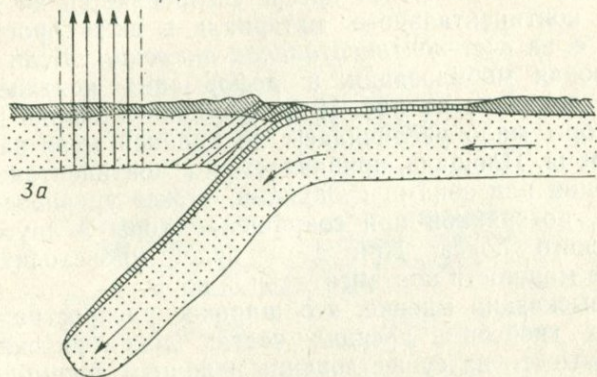


Рис. 16.5. Развитие горной цепи при океаническом рифтообразовании, за которым следует столкновение континентов, по Мейсону [69].

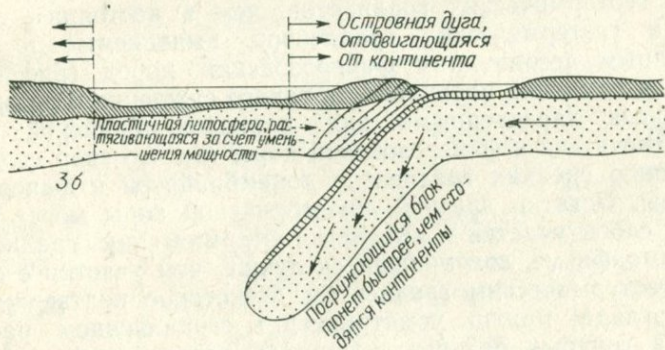
1 — первичное рифтообразование на континенте. 2 — расширение океанического рифта. Возможно, эту стадию характеризуют радиологические данные (130—100 млн. лет) по офиолитовым породам Западных Альп (рис. 16.4). 3 — закрытие океанического рифта субдукцией. Срединно-океанический хребет исчезает под зоной субдукции. Структура над зоной субдукции более детально показана на рис. 16.3, а на рис. 16.6 предлагается другая модель этой и последующей стадий. Эту стадию, вероятно, характеризует кристаллизация глаукофана в Альпах (100—60 млн. лет, рис. 16.4). 4 — после столкновения континентов относительное движение плит прекратилось. Эту стадию, по-видимому, представляют многочисленные радиологические данные по Альпам (молоче 38 млн. лет, рис. 16.4).

в гигантские изоклинальные складки. Прогрессивное нарастание деформации в гнейсах по мере приближения к орогеническому поясу было хорошо задокументировано в областях докембрийских щитов. Представляется, что полоса корового материала в орогенических поясах, достигавшая в ширину нескольких сот километров, при орогении могла приобретать пластичность и интенсивно сокращаться на последних стадиях сближения континентов. Эта пластичность предположительно является результатом нагрева при метаморфизме, возможно дополняемого поступлением H_2O из перекрывающих осадков. На рис. 16.6 схематически изображено такое сокращение коры на финальных стадиях орогении, показанных на рис. 16.5.

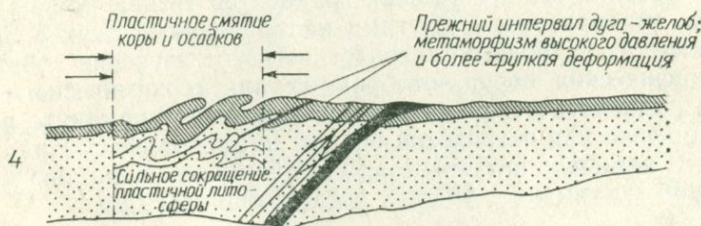
Высокий тепловой поток,
обуславливающий пластичность литосферы



3а



3б



4

Рис. 16.6. Другая модель стадий 3 и 4 рис. 16.5.

3а — высокий тепловой поток, связанный с вулканизмом в островной дуге, придает пластичность полосе литосферы. 3б — растяжение пластичной полосы континентальной литосферы за счет перемещения островной дуги в сторону океана, обусловленное тем, что погружающаяся литосферная плита тонет быстрее, чем сближаются континенты. 4 — последняя стадия деформации после столкновения континентов. Пластичная полоса литосферы, предварительно растянутая, интенсивно сокращается после столкновения континентов и прекращения относительного движения плит по зоне субдукции.

Отсюда вытекает еще одно важное следствие. Во многих теориях тектоники плит принимается, что площадь континентальной коры за геологическое время увеличивается за счет прибавления континентального материала в виде орогенических поясов, т. е. за счет *континентальной аккреции*. Если происходила широкая мобилизация и деформация континентальной коры, как показано на рис. 16.6, то общая площадь континентальной коры мало увеличилась, по крайней мере за фанерозойское время. Площадь, прибавляемая к континентальной коре при аккреции над зонами субдукции, может уравниваться площадью, потерянной при сокращении коры в другом месте орогенического пояса. При этом будет происходить общее увеличение мощности континентальной коры.

Было высказано мнение, что широкое распространение пироксеновых гнейсов в древних частях докембрийских щитов может указывать на существование в раннем докембрии более высоких геотермических градиентов, чем в настоящее время. Вариации геотермических градиентов, выявляемые по метаморфогенным ассоциациям фанерозойских пород (рис. 16.1), ставят под сомнение правильность такого суждения. Градиенты, считающиеся характерными для раннедокембрийской коры, могут встречаться в фанерозойской коре, так что спор сводится к сравнению средних градиентов докембрийской и фанерозойской коры. Остатки древней докембрийской коры могут представлять собой участки с высоким геотермическим градиентом при метаморфизме, сохранившиеся лучше, чем участки с более низким геотермическим градиентом. Некоторое подтверждение такого взгляда можно усматривать в ограниченном распространении голубых сланцев в породах древнее кайнозойских.

Роль метаморфической петрологии в выявлении относительно древних геотермических градиентов теснее, чем принято считать, связывает ее с другими направлениями наук о Земле. О важности глубокого петрологического изучения образцов метаморфических пород, отобранных для геохимического анализа и радиологической датировки, уже было упомянуто ранее. Метаморфическая петрология больше не может рассматриваться как удел немногих энтузиастов, а должна быть областью науки, с которой знакомы все ученые, исследующие Землю.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица молекулярных весов, использованных
при расчетах для построения диаграмм
состав—минеральная ассоциация

Al_2O_3	101,82	MnO_2	86,93
B	10,81	Mn_3O_4	228,79
B_2O_3	69,60	Na_2O	61,97
BaO	153,33	NiO	74,70
BeO	25,01	Nb_2O_5	265,78
C	12,01	P_2O_5	141,92
CO_2	44,00	PbO	223,18
CaO	56,07	Rb_2O	186,93
CeO	172,11	S	32,06
Ce_2O_3	328,22	SO_3	80,05
Cl	35,45	Sc_2O_3	137,89
CoO	74,93	SiO_2	60,07
Cr_2O_3	151,97	SnO	134,68
CuO	79,53	SrO	103,61
F	19,00	Ta_2O_5	441,87
FeO	71,84	ThO ₂	264,03
Fe_2O_3	159,68	TiO ₂	79,89
H_2O	18,01	UO ₂	270,02
HfO	210,48	U_3O_8	842,04
K_2O	94,20	V_2O_5	181,85
La_2O_3	325,80	Y_2O_3	225,79
Li_2O	29,87	ZnO	81,36
MgO	40,31	ZrO_2	123,21
MnO	70,93		

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

- Автохтон** — тектонически не перемещенное основание орогенического пояса с тектоническими покровами.
- Амфиболит** — метаморфическая порода, сложенная преимущественно амфиболом и плагноклазом, обычно содержащая эпидот и кварц.
- Аргиллит** — регионально-метаморфическая пелитовая порода низкой ступени метаморфизма, лишенная *квиважа* или *сланцеватости*.
- Астеносфера** — пластичный слой в мантии Земли, по которому происходит движение *литосферных плит* (глубины от 100 до 700 км).
- Валовая изохрона** — изохрона, построенная по нескольким породам с различными изотопными отношениями.
- Вмещающие породы** — породы, окружающие магматическое тело; иногда применяется также к породам, окружающим минеральную жилу, разлом или надвиг.
- Вторичное изменение** — изменение магматических пород после затвердевания, связанное с образованием водосодержащих минералов. Обычно считается магматическим процессом.
- Возрастной спектр** — набор возрастов, полученный из различных фракций аргона, отогнанного в процессе прогрессивного повышения температуры при датировке по калий-аргоновым спектрам.
- Геллефлинта** — тонкозернистая порода низкой ступени метаморфизма, имеющая состав кислой магматической породы. При ударе молотком образует остроугольные осколки.
- Геотермический градиент** — скорость повышения температуры с глубиной и, следовательно, повышением давления.
- Глинистый сланец** — пелитовая метаморфическая порода с *квиважем сланцеватости*.
- Глинка трения** — горная мука и тектоническая брекчия в плоскости разлома, частично превращенная при выветривании в глинистый материал.
- Гнейс** — полосчатая метаморфическая порода с чередованием полос, богатых и бедных железомagneзиальными минералами.
- Гнейсовидная полосчатость** (гнейсовидность) — метаморфическая полосчатость, выражающаяся в чередовании полос, богатых кварцем и полевыми шпатами, с полосами, богатыми железомagneзиальными минералами.
- Голубой сланец** — основная метаморфическая порода, содержащая глаукофан.
- Грамм-молекулярный вес** — вес одной формульной единицы вещества (например, минерала или окисла в анализе породы), рассчитанный по атомному весу каждого элемента, умноженному на число атомов в формуле, и выраженный в граммах. Чаще употребляется сокращение «моль».
- Гранитизация** — процесс, заключающийся в постепенном превращении твердой породы в гранит при температурах ниже ее точки плавления. Особый случай регионального метасоматоза.
- Гранобластовая структура** — структура, образованная зернами одного минерала одинакового размера, углы тройного стыка которых составляют 120° .
- Гранофельс** — пелитовая порода высокой ступени метаморфизма без *ориентированного расположения* листовых силикатов.

- Гранулит** — разновидность богатой кварцем и полевым шпатом породы из Саксонии, ГДР, со специфической структурой и минеральной ассоциацией. Это наименование часто распространяется и на другие метаморфические породы (например, «основные гранулиты»).
- Грит** — устаревшее название полупелитового сланца, метаморфизованной граувакки или метаморфизованного конгломерата.
- Дедоломитизация** — разложение магниального компонента доломитовой породы при метаморфизме.
- Дочерние изотопы** — изотопы, образующиеся при радиоактивном распаде, используемые для радиологического определения возраста.
- Диagenез** — перекристаллизация породы в поверхностных или близповерхностных условиях. Обычно считается осадочным процессом.
- Дивариантная система** — химическая система с двумя степенями свободы. На фазовой диаграмме изображается в виде поля.
- Динамометаморфические породы** — породы, залегающие в областях разломов, надвигов или близ метеоритных кратеров, образовавшиеся в результате интенсивной деформации материнских горных пород.
- Зеленокаменная порода** — метаморфическая основная порода без кливажа, обычно содержит актинолит, эпидот и альбит. Характеризуется более низкой степенью метаморфизма, чем амфиболит.
- Зеленый сланец** — метаморфическая основная порода низкой степени метаморфизма, содержащая много хлорита.
- Зювит** — брекчия, состоящая из обломков породы в импактном стекле.
- Известковый сланец** — сланец, содержащий карбонатные минералы; метаморфизованный мергель.
- Изограда** — поверхность, геометрическое место точек одинаковой степени метаморфизма в толще метаморфических пород. Степень метаморфизма чаще всего устанавливается по появлению *индекс-минерала*. На геологической карте изограда изображается в виде линии.
- Изоморфное замещение** — замещение одного иона другим в кристаллической решетке минерала без изменения самой структуры, например $Mg^{2+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$ в оливине.
- Изохронная диаграмма** — график отношений материнского и дочернего изотопов к стабильному изотопу (например, $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$). Наклон результирующей прямой линии дает возраст породы (рис. 14.5).
- Иллитовая кристалличность** — выраженное в виде числа отношение иллита к мусковиту в серицитах из пелитовых пород низкой ступени метаморфизма. Используется для количественного измерения степени метаморфизма таких пород.
- Импактное стекло** — стекло, образовавшееся при ударном метаморфизме и ударном плавлении.
- Индекс-минералы (минералы-индикаторы)** — минералы, характеризующие определенные стадии (*метаморфические зоны*) при возрастании степени метаморфизма в прогрессивно-метаморфической толще.
- Интъекционный гнейс** — гнейс, образовавшийся при внедрении гранитной магмы параллельно слоистости осадочных пород или по сланцеватости метаморфических пород. Разновидность мигматита.
- Кварцит** — метаморфическая порода, сложенная преимущественно кварцем. Метаморфизованный песчаник.
- Кимберлит** — обломочная вулканическая порода, содержащая обломки глупбинных пород, иногда содержит алмазы.
- Кливаж** — способность горных пород раскалываться вдоль параллельных плоскостей.
- Кливаж напряжения — скольжения** — система близко расположенных параллельных трещин, ориентированных параллельно осевым плоскостям микроскладок ранее существовавшей *сланцеватости* в сланцеватых метаморфических породах.

Кливаж сланцеватости — сквозная структура, обусловленная *ориентированным* расположением слоистых силикатов в глинистых сланцах, которая позволяет породе раскалываться на очень тонкие, почти совершенно плоские пластины.

Компонент — простейшая химическая формула, при помощи которой может быть выражен состав *фаз* в химической *системе*, например, состав фазы моноклинного пироксена в пироксеновых роговиках можно представить как 68 % компонента $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (диопсид) и 32 % компонента $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ (геденбергит). Заметьте, что «компонент» — общий термин, который можно также использовать и в тех химических системах, где не происходит *замещения*.

Коннода (соединительная линия) — линия на диаграмме состав—парагенезис, соединяющая составы равновесно сосуществующих минералов.

Контактово-метаморфические породы — метаморфические породы, образовавшиеся близ контактов с интрузиями, как принято считать, за счет нагрева.

Контактовый метасоматоз — *метасоматоз*, происходящий в контактах с интрузией.

Контактовый ореол — зона *роговиков* и других контактово-метаморфических пород, окружающих магматическую интрузию.

Континентальная аккреция — теория, согласно которой континентальные области земной коры разрастаются за счет присоединения новой континентальной коры вдоль границ орогенических поясов.

Короны — реакционные каймы между минералами, образовавшиеся за счет диффузии ионов через границы зерен в твердом состоянии.

Кристаллический сланец — метаморфизованная пелитовая порода с хорошо развитой *сланцеватостью*.

Ксенолит — блок вмещающей породы, включенный в магматическую породу.

Линейность — метаморфическая *структура*, характеризующаяся тем, что минералы или их агрегаты в породе располагаются параллельно (рис. 2.9).

Линия метеорной воды — прямая линия на диаграмме $D/^{18}\text{O}$, получающаяся при нанесении изотопного состава пара природной воды (дождя или снега), который изменяется в зависимости от климата (рис. 14.8).

Литосфера — самый верхний твердый слой Земли (около 100 км), включающий кору и мантию, отличающийся механической жесткостью и лежащий на более пластичной *астеносфере*.

Метаморфическая дифференциация — обособление в породе полос различного состава в результате местного *метасоматоза* при метаморфизме высокой степени.

Метаморфическая зона — элемент прогрессивной метаморфической серии в контактово- или регионально-метаморфических породах, выделяемый либо по появлению характеристического индекс-минерала, либо по структурным признакам.

Метаморфическая зональность типа Барроу — регионально-метаморфическая зональность, характеризующаяся тем, что в пелитовых породах при повышении *степени метаморфизма* развиваются сначала кванцит, а затем силлиманит.

Метаморфическая зональность Баханского типа — регионально-метаморфическая зональность, характеризующаяся появлением в пелитовых породах при повышении *степени метаморфизма* сначала андалузита, а затем силлиманита.

Метаморфическая ступень (степень) — мера интенсивности метаморфизма, часто относительная. Порода контактово-метаморфического ореола, лежащая ближе к интрузии, относится к более высокой ступени метаморфизма, чем более удаленная порода.

Метаморфическая структура (текстура) — термин, употребляемый для обозначения ориентированной структуры.

Метаморфическая фация — область условий метаморфизма, выделяемая на основе диагностических *минеральных ассоциаций* или метаморфических реакций.

Метасоматоз — метаморфизм, сопровождающийся привнесом или выносом из породы химических компонентов, не считая летучих компонентов, таких, как H_2O и CO_2 .

Метастабильный минерал — минерал, кажущийся стабильным, но в действительности находящийся вне поля его устойчивости.

Мигматит — сложная горная порода, обычно *гнейс*, с полосами или инъекциями гранита или рассланцованный гранит с полосами или участками метаморфической горной породы высокой ступени.

Микроструктура — синоним термина *структура*, используемый тогда, когда возможна путаница с металлургическими терминами.

Милонит — тонкозернистая кремнеподобная динамометаморфическая порода, приуроченная к разломам и зонам надвигов. Обычно имеет полосчатость, параллельную плоскости разлома. Содержит реликтовые порфирокласты вмещающих пород.

Минералогическое правило фаз Гольдшмидта — число минералов в *минеральной ассоциации* равно или меньше числа окисных компонентов в составе породы.

Минеральная ассоциация — перечень минералов, равновесно сосуществующих при метаморфизме.

Минеральная изохрона — прямая линия, получаемая на изохронной диаграмме при нанесении изотопных отношений в минералах одной и той же породы.

Моновариантная система — химическая система с одной *степенью свободы*, на *фазовой диаграмме* изображаемая кривой. На фазовых диаграммах температура — давление моновариантными кривыми характеризуются равновесия прерывистых метаморфических реакций.

Мрамор — метаморфическая порода, сложенная карбонатами, преимущественно кальцитом.

Несквозная структура (текстура) — метаморфическая структура, состоящая из разобщенных микроструктур (например, густая сеть трещин).

Нонвариантная (инвариантная) система — химическая система без *степеней свободы*. На *фазовой диаграмме* изображается точкой.

Нуклеация — образование мелких «зародышей», из которых могут вырастать новые минералы.

Обдукция — поднятие и тектоническое перемещение океанического дна на континентальную кору.

Омфакит — богатая натрием разновидность моноклинного пироксена, встречающаяся в голубых сланцах и эклогитах.

Ориентированная структура (текстура) — метаморфическая структура, отдельные элементы которой (обычно кристаллы метаморфических минералов) имеют предпочтительную ориентировку в связи с деформацией и перекристаллизацией. Особенно распространена в регионально-метаморфических породах.

Основной гранулит — название, часто применяемое для обозначения основных *пироксеновых гнейсов*.

Офиолиты — подушенные лавы, габбро и серпентиниты из Альпийского орогенического пояса. Часто офиолитами называют древнее океаническое ложе.

Очковый гнейс — разновидность *гнейса*, в которой гнейсовидная полосчатость обтекает порфиробласты, создавая видимость глазков.

Парагенезис — синоним термина *минеральная ассоциация*.

Пелитовая порода — метаморфизованная первоначально глинистая осадочная порода.

Период полураспада — время, необходимое для распада половины массы неустойчивого изотопа в образце. Радиоактивные изотопы, используемые для определения возраста метаморфических пород, имеют периоды полураспада, измеряемые многими миллионами лет.

Перистерит — плагиоклазы состава Al_6-Al_{17} , представляющие собой субмикроскопическое прорастание альбита и олигоклаза.

- Петрогенезис** — отрасль петрологии, изучающая процессы образования горных пород.
- Петрогенетическая сетка** — диаграмма, связывающая поля устойчивости минеральных ассоциаций с условиями метаморфизма и учитывающая не только температуру и давление, но также активности химических компонентов.
- Пироксеновый гнейс** — регионально-метаморфическая основная порода, обладающая *гнейсовидной полосчатостью* и гранобластовой структурой, сложенная безводной минеральной ассоциацией.
- Пироксеновый роговик** — разновидность *роговика*, обычно встречающаяся в *контактовых ореолах*. Пелитовые пироксеновые роговики сложены преимущественно ромбическим пироксеном (рис. 5.8); основные пироксеновые роговики состоят главным образом из моноклинового пироксена (рис. 11.5).
- Плеонас** — зеленая шпинель, по составу промежуточная между шпинелью $MgAl_2O_4$ и герцинитом $FeAl_2O_4$.
- Пойкилобластовая структура** — структура породы, в которой крупные зерна метаморфических минералов полностью включают в себя многочисленные мелкие зерна других минералов.
- Покров** — плита пород, тектонически перемещенных на значительное расстояние и залегающая поверх горизонтальной или слегка наклонной плоскости надвига в орогеническом поясе (особенно в Альпах).
- Полосчатый** — описательный, не генетический, термин, употребляемый для характеристики метаморфических пород, состоящих из слоев различного состава. Термин используется для того, чтобы отличить это свойство метаморфических пород от магматической расслоенности и осадочной слоистости.
- Полупелитовая порода** — метаморфизованная осадочная порода, по составу промежуточная между глиной и песчаником.
- Порфиробласт** — крупный кристалл в мелкозернистой основной массе метаморфической породы.
- Порфиробластовая структура** — структура, для которой характерны крупные кристаллы какого-либо метаморфического минерала, включенные в мелкозернистую основную массу.
- Правило фаз** — физико-химический закон, связывающий число *фаз* в химической системе с числом химических *компонентов* и *степеней свободы*.
- Прерывистая реакция** — метаморфическая реакция. Участвующие в ней минералы имеют постоянный состав (т. е. в них нет *изоморфного замещения*).
- Принцип актуализма** — предположение о том, что изменяющие лик Земли процессы, которые можно наблюдать в настоящее время, формировали породы и геологические структуры в прошлом. Выражается фразой: «Настоящее — ключ к прошлому».
- Прогрессивная дегидратация** — прогрессивная потеря H_2O водосодержащими породами при возрастании степени метаморфизма.
- Прогрессивная декарбонатизация** — прогрессивная потеря CO_2 карбонатными породами при возрастании степени метаморфизма.
- Прогрессивно-метаморфическая серия (толща)** — серия метаморфических пород, в которых степень метаморфизма постепенно и непрерывно возрастает.
- Псаммитовая порода** — метаморфизованный песчаник или аркозовый песчаник.
- Псевдоморфоза** — минерал, полностью замещенный вторичными минералами, но сохранивший первоначальные очертания.
- Псевдотахилит** — стекловатая порода, образовавшаяся за счет частичного плавления в зоне разлома или надвига.
- Пятнистый (аспидный) сланец** — обычно пелитовая контактово-метаморфическая порода с темными пятнами, появляющимися на поверхностях *клинажа сланцеватости* (который образовался при более раннем региональном метаморфизме).
- Распад** — разделение единой минеральной *фазы*, стабильной при высоких температурах, на две или несколько минеральных фаз по мере охлаждения породы.

Растворение под давлением — избирательное растворение в некоторых точках на поверхности минеральных зелен при деформации в условиях метаморфизма низкой ступени или в осадках.

Регионально-метаморфические породы — метаморфические породы, слагающие обширные участки земной коры и мантии, но не имеющие очевидной геологической связи с интрузиями магматических пород или с крупными разломами.

Региональный метасоматоз — метаморфизм с региональным привносом или выносом вещества, не считая летучих компонентов, таких, как H_2O и CO_2 .

Реголит — поверхностный слой Луны, сложенный обломочным материалом. В широком смысле — лунная почва.

Реликт — минералы, участки породы, текстуры или структуры, сохранившиеся от первоначальных магматических, осадочных или ранее метаморфизованных пород.

Ретроградный метаморфизм — метаморфизм, при котором ранняя минеральная ассоциация высокой ступени полностью или частично замещается поздней ассоциацией более низкой ступени.

Роговик — массивная, часто кремнеподобная, контактово-метаморфическая порода, располагающаяся наиболее близко к контакту в *контактовом ореоле*.

Сахаровидный мрамор — грубозернистый мрамор с гранобластовой структурой, по внешнему виду напоминающий кусковый сахар.

Свободная энергия Гиббса — термодинамический параметр, представляющий собой меру химической потенциальной энергии минералов, участвующих в метаморфических реакциях.

Серицит — неформальное наименование белых слюд иллит-мусковитовой серии.

Серпентинит — метаморфизованная ультраосновная магматическая порода, сложенная минералами группы серпентина.

Система — экспериментально или мысленно изолированный образец материала простого химического состава, используемый для исследования всех соотношений стабильности отдельных фаз. Обычно описывается своими простейшими химическими формулами, например система $MgO-SiO_2-H_2O$.

Ситовидная структура — разновидность *пойкилобластовой структуры*, когда пойкилобластовые зерна содержат очень много мелких включений.

Скарн — контактово-метасоматическая порода, содержащая лишь один или два минерала.

Сквозная структура (текстура) — ориентированная структура, в которой участвует каждое минеральное зерно породы (например, сланцеватость).

Скользкая реакция — метаморфическая реакция с участием двух или более минералов, в которых происходит изоморфное замещение элементов. Эта реакция происходит в некотором диапазоне температур и давлений, а не на моновариантной кривой.

Сланцеватость — плоскопараллельная ориентированная структура, обусловленная параллельным расположением мелких или крупных зерен листовых силикатов, обычно наблюдающаяся в кристаллическом сланце.

Смектит — общее наименование глинистых минералов группы монтмориллонита. В гл. 11 использовано для обозначения глинистых минералов, образовавшихся при низкотемпературной гидратации базальтового стекла.

Степени свободы — число способов, какими можно изменить химическую систему без изменения числа и природы фаз в этой системе.

Структура — соотношение минеральных зерен метаморфической породы по размеру, форме и ориентировке. Недавно вошедший в употребление термин *микроструктура* имеет то же значение.

Структурная петрология — анализ геометрических и генетических соотношений между главными геологическими структурами, мелкими геологическими структурами и метаморфическими структурами (текстурами).

- Тальковый камень** — массивная метаморфизованная ультраосновная порода, сложенная главным образом тальком.
- Тальковый сланец** — метаморфизованная ультраосновная порода, обладающая *сланцеватостью* и сложенная главным образом тальком.
- Твердый раствор** — «растворение» одного конечного члена минерала в другом, например в оливинах Fe_2SiO_4 растворяется в Mg_2SiO_4 .
- Тектоника плит** — теория, описывающая движения внешнего 100-километрового слоя Земли, или *литосферы*. Считается, что последняя состоит из ограниченного числа плит, взаимодействующих между собой в узких краевых зонах.
- Тектоническая брекчия** — порода, состоящая из угловатых обломков, залегающая в плоскостях разломов.
- Температура блокировки** — температура, ниже которой радиогенный аргон не теряется из минералов.
- Термальный метаморфизм** — метаморфическая перекристаллизация, вызванная нагреванием до высокой температуры без одновременной деформации. Очень часто употребляется как синоним термина *контактовый метаморфизм*.
- Тройная точка** — точка на *фазовой диаграмме*, в которой сходятся три *моновариантные* кривые. Отражает *нонвариантное* состояние химической системы.
- Ударный (импактный) метаморфизм** — метаморфизм пород под воздействием ударных волн, связанных с падением метеоритов и ядерными взрывами.
- Ультрамилонит** — милонит, почти или совсем не содержащий *порфирокластов*.
- Фаза** — физически обособленное вещество в экспериментальной системе (гл. 4, правило фаз). Широко используется при описании минеральных видов в метаморфической *минеральной ассоциации*.
- Фазовая диаграмма** — диаграмма, отражающая состояние системы с точки зрения *правила фаз*. Если имеется не больше двух *степеней свободы*, фазовая диаграмма может быть изображена графически на плоскости. Если рассматриваются только температура и давление, фазовая диаграмма может показывать области стабильности минералов при метаморфизме.
- Фенгит** — богатая магнием разновидность мусковита.
- Фибролит** — тонкоигльчатая или тонкопризматическая разновидность силлиманита.
- Филлит** — пелитовая метаморфическая порода, обладающая *кливажем*, более крупнозернистая, чем *глинистый сланец*, но более мелкозернистая, чем *кристаллический сланец*.
- Филлонит** — порода, напоминающая глинистый сланец, обладающая *кливажем*, параллельным плоскости разлома, и образовавшаяся при динамометаморфизме.
- Хиастолит** — разновидность андалузита, встречающаяся в *контактовых ореолах*. Содержит непрозрачные включения, образующие в поперечном разрезе кристалла крест.
- Цементная структура** — структура, характеризующаяся развитием мелкозернистых агрегатов вдоль границ более ранних крупных зерен при динамометаморфизме.
- Чарнокит** — богатый калием член *чарнокитовой серии*.
- Чарнокитовая серия** — гранитоидные метаморфические породы, состоящие только из безводных минералов. Штуфные образцы имеют темный цвет из-за присутствия в кварце игльчатых выделений рутила (результат распада твердого раствора).
- Чарнокитовый гнейс** — кислая метаморфическая порода с гнейсовидной полосчатостью, сложенная безводными минералами и обладающая *гранобла-*

стовой структурой. Темная окраска содержащегося в нем кварца обусловлена включениями иголок рутила.

Эклогит — основная порода, состоящая из граната и омфацита.

Эндербит — богатый натрием член *чарнокитовой серии*.

АСF-диаграмма — треугольная диаграмма состав—парагенезис, особенно удобная для основных магматических пород. Три изображаемых компонента: А — $[Al_2O_3]$, С — $[CaO]$, F — $[FeO + MgO]$.

AFM-диаграмма — треугольная диаграмма состав—парагенезис, особенно удобная для пелитовых пород. Три изображаемых компонента: А — $[Al_2O_3]$, F — $[FeO]$, M — $[MgO]$.

SMOW (стандартная средняя океаническая вода) — стандартный изотопный состав воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Agrell S. O.*, Polythermal metamorphism of limestones at Kilchoan, Ardnamurchan, *Mineral. Mag.*, 34, *Tiley Vol.*, 1—15, 1965.
2. *Anderson D. E.*, *Buckley G. R.*, Zoning in garnets—diffusion models, *Contr. Mineral. Petrol.*, 40, 87—104, 1973.
3. *Atherton M. P.*, The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet, *Contr. Mineral. Petrol.*, 18, 347—371, 1968.
4. *Ayrton S.*, On the origin of gneissose banding, *Eclogae Geol. Helveticae*, 62, 567—576, 1969.
5. *Badley M. E.*, Stratigraphy, structure and metamorphism of Dalradian rocks of the Maumturk Mountains, Connemara, Ireland, *J. Geol. Soc. Lond.*, 132, 509—520, 1976.
6. *Bailey E. B.*, Tectonic essays, mainly Alpine, Oxford, Oxford University Press, facsimile reprint 1968.
7. *Barrow G.*, On the geology of lower Dee-side and the southern Highland border, *Proc. Geol. Assoc.*, 23, 274—290, 1912.
8. *Battley M. H.*, Mineralogy for students, Edinburgh, Oliver & Boyd, 1972.
9. *Binns R. A.*, The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Wilyama complex, Broken Hill district, New South Wales, *Mineral. Mag.*, 35, 306—326, 1965.
10. *Boullier A. M.*, *Nicholas A.*, Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African kimberlites, *Phys. and Chem. of the Earth*, 9, 467—475, 1975.
11. *Bowes D. R.*, Archaean crustal activity in north-western Britain, In *The early history of the Earth*, B. F. Windley, ed., 469—479, London, John Wiley, 1976.
12. *Bowes D. R.*, *Wright A. E.*, *Park R. G.*, Layered intrusive rocks in the Lewisian of the North-West Highlands of Scotland, *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 120, 153—184, 1964.
13. *Carmichael I. S. E.*, *Turner F. J.*, *Verhoogen J.*, *Igneous petrology*, New York, McGraw-Hill, 1974.
14. *Chinner G. A.*, The distribution of temperature and pressure during Dalradian metamorphism, *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 122, 159—186, 1966.
15. *Chinner G. A.*, *Dixon J. E.*, Some high pressure parageneses of the Allalin Gabbro, Valais, Switzerland, *J. Petrol.*, 14, 185—202, 1973.
16. *Cooper A. F.*, Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast Schist Group of Southern New Zealand, *J. Petrol.*, 13, 457—492, 1972.
17. *Dallmeyer R. D.*, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of biotite and hornblende from a progressively remetamorphosed basement terrane, their bearing on the interpretation of release spectra, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 39, 1655—1669, 1975.
18. *Dalrymple G. B.*, *Lanphere M. A.*, Potassium—argon dating, San Francisco, Freeman, 1969.

19. *Davies G. R.*, Aspects of the metamorphosed sulphide ores at Kilembe, Uganda, In *Sedimentary ores ancient and modern* (revised), C. H. James, ed., 273—295, Proc. 15th Inter-University Geological Congress, Leicester, 1967.
20. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.*, Introduction to the rock-forming minerals, London, Longman, 1966. (См. русский перевод: *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы, М., Мир, 1965.)
21. *Dewey J. F.*, The evolution of the Appalachain/Caledonian orogen, *Nature*, London, 222, 124—129, 1969.
22. *Dewey J. F., Bird J. M.*, Mountain belts and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, 75, 2625—2647, 1970.
23. *Dewey J. F., Pankhurst R. J.*, Evolution of the Scottish Highlands and their radiometric age pattern, *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 68, 361—389, 1970.
24. *Dewey J. F., McKerrow W. S., Moorbath S.*, The relationship between isotopic ages, uplift and sedimentation during Ordovician times in western Ireland, *Scottish J. Geol.*, 6, 133—145, 1970.
25. *Dorn P.*, *Geologie von Mitteleuropa*, Stuttgart, Schweizerbart'sche, 1960.
26. *Dunoyer de Segonzac G.*, The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism, a review, *Sedimentology*, 15, 281—346, 1970.
27. *Eastwood T., Hollingworth S. E., Rose W. C. C., Trotter F. M.*, Geology of the country around Cockermonth and Caldbeck, Explanation of One-inch Geological Sheet, 23, New Series, London, Institute of Geological Sciences, 1968.
28. *Eskola P.*, On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, no. 44, 1915.
29. *Eskola P.*, The mineral facies of rocks, *Norsk Geol. Tidsskr.*, 6, 143—194, 1920.
30. *Evans A. M., Ford T. D., Allen J. R. L.*, Precambrian rocks, In *Geology of the East Midlands*, P. C. Sylvester-Bradley, Ford T. D., eds., 1—19, Leicester, Leicester University Press, 1968.
31. *Faure G., Powell J. L.*, Strontium isotope geochemistry, Heidelberg, Springer-Verlag, 1972.
32. *Ferguson J., Martin H., Nicolaysen L. O., Danchin R. V.*, Gross Brukkaros, a kimberlite-carbonatite volcano, *Phys. and Chem. of the Earth*, 9, 219—234, 1975.
33. *Frey M.*, Alpine metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps, Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt., 54, 489—506, 1974.
34. *Frey M., Hunziker J. C.*, Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz, *Contr. Mineral. Petrol.*, 39, 185—218, 1973.
35. *Frey M., Hunziker J. C., Frank W., Bocquet J., Dal Piaz G. V., Jäger E., Niggli E.*, Alpine metamorphism of the Alps — A review, Schweiz. Mineral. und Petrol. Mitt., 54, 247—290, 1974.
36. *Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J.*, Metamorphic reactions and metamorphic facies, *Geol. Soc. America, Memoir* 73, 1958. (См. русский перевод: *Файф У. С., Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.)
37. *Garlick G. D., Epstein S.*, Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 31, 181—214, 1967.
38. *Gass I. G., Smewing J. D.*, Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins, evidence from the Troodos Massif, Cyprus, *Nature*, London, 242, 26—29, 1973.
39. *Gass I. G., Smith P. J., Wilson R. C. L.*, Understanding the Earth, a reader in the earth sciences, Horsham, Sussex, Artemis Press, 1971.

40. *Goldschmidt V. M.*, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, *Vidensk. Skrifter I. Mat.-Naturv. K.*, 1911, No. 11, 1911.
41. *Hall R.*, Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey, *Bull. Geol. Soc. America*, 87, 1078—1088, 1976.
42. *Hanson G. N.*, *Simmons K. R.*, *Bence A. E.*, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectrum ages for biotite, hornblende and muscovite in a contact metamorphic zone, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 39, 1269—1277, 1975.
43. *Harker A.*, *Metamorphism*, London, Methuen, 1932.
44. *Hart S. R.*, The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado, *J. Geol.*, 72, 493—525, 1964.
45. *Harte B.*, Determination of a pelite petrogenetic grid for the eastern Scottish Dalradian, *Carnegie Inst. Washington, Yearbook*, 74, 438—446, 1975.
46. *Harte B.*, *Gurney J. J.*, Evolution of clinopyroxene and garnet in an eclogite nodule from the Roberts Victor kimberlite pipe, South Africa, *Phys. and Chem. of the Earth*, 9, 367—387, 1975.
47. *Harte B.*, *Henley K. J.*, Zoned almanditic garnets from regionally metamorphosed rocks, *Nature*, London, 210, 689—692, 1966.
48. *Hartshorne N. H.*, *Stuart A.*, *Crystals and the polarising microscope*, London, Edward Arnold, 1950.
49. *Hatch F. H.*, *Wells A. K.*, *Wells M. K.*, *Petrology of the igneous rocks*, London, George Allen & Unwin, 1972.
50. *Hawthorne J. B.*, Model of a kimberlite pipe, *Phys. and Chem. of the Earth*, 9, 1—15, 1975.
51. *Hedberg H. D., ed.*, *International stratigraphic guide*, New York, John Wiley, 1976.
52. *Heinrich E. W.*, *Microscopic identification of minerals*, New York, McGraw-Hill, 1965.
53. *Henley K. J.*, The structural and metamorphic history of the Sulitjelma region, Norway, with special reference to the nappe hypothesis, *Norsk Geol. Tidssk.*, 50, 97—136, 1970.
54. *Hensen B. J.*, *Green D. H.*, Experimental data on coexisting cordierite and garnet under high grade metamorphic conditions, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 3, 431—440, 1970.
55. *Hobbs B. E.*, *Means W. D.*, *Williams P. F.*, *An outline of structural geology*, New York, John Wiley, 1976.
56. *Hodges C. A.*, *Muehlenberger W. R.*, *Ulrich G. E.*, Geologic setting of Apollo 16, *Proc. Fourth Lunar Sci. Conf. Supplement 4 of Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1, 1—25, 1973.
57. *Hollister L. S.*, Garnet zoning, an interpretation based on the Rayleigh fractionation model, *Science*, N. Y., 154, 1647—1651, 1966.
58. *Holmes A.*, *Principles of physical geology*, London, Nelson, 1965.
59. *Howie R. A.*, The geochemistry of the charnockite series of Madras, India, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 62, 725—768, 1955.
60. *Kerr P. F.*, *Optical mineralogy*, 3rd ed., New York, McGraw-Hill, 1959.
61. *Lappin M. A.*, *Dawson J. B.*, Two Roberts Victor eclogites and their re-equilibration, *Phys. and Chem. of the Earth*, 9, 351—366, 1975.
62. *Leake B. E.*, Composition of pelites from Connemara, Co. Galway, Ireland, *Geol. Mag.*, 101, 63—75, 1958.
63. *Leake B. E.*, The origin of the Connemara migmatites of the Cashel district, Connemara, Ireland, *Q. J. Geol. Soc. London*, 125, 219—276, 1970a.
64. *Leake B. E.*, The fragmentation of the Connemara basic and ultrabasic intrusions, In *Mechanisms of igneous intrusions*, G. Newall, Rast N., eds., 103—122, Liverpool, Liverpool Geological Society, 1970b.
65. *Long J. V. P.*, Electron-probe microanalysis, In *Physical methods in determinative mineralogy*, J. Zussmann, ed., 215—260, London, Academic Press, 1967.

66. Macgregor M., Excursion guide to the geology of Arran, 2nd ed. Glasgow, Geological Society of Glasgow, 1972.
67. Mason R., Electron-probe microanalysis of coronas in a troctolite from Sulitjelma, Norway, Mineral. Mag., 36, 504—514, 1967.
68. Mason R., The chemistry and structure of the Sulitjelma gabbro, Norges geol. Unders., No. 269, 108—141, 1971.
69. Mason R., The tectonic status of the Bitlis Massif, Proc. 50th Anniversary Congress of Earth Science, Ankara, 1973, 31—41, 1975.
70. Mehnert K. R. Migmatites and the origin of granitic rocks, Amsterdam, Elsevier, 1968.
71. Mercy E. L. P., Caledonian Igneous Activity, In Geology of Scotland, G. Y. Craig, ed., 229—267, Edinburgh, Oliver & Boyd, 1965.
72. Miyashiro A., Evolution of metamorphic belts, J. Petrol., 2, 277—311, 1961.
73. Miyashiro A., Metamorphism and metamorphic belts, London, George Allen & Unwin, 1973. (См. русский перевод: Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., Мир, 1976.)
74. Miyashiro A., Shido F., Ewing M., Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°N, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 268, 589—603, 1971.
75. Moores E. M., Petrology and structure of the Vourinos ophiolite complex of northern Greece, Geol. Soc. America, Special Paper, 118, 1969.
76. Moores E. M., Vine F. J., The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust, evolution and implications, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 268, 443—466, 1971.
77. Mutch T. A., Geology of the Moon, a stratigraphic view, Princeton N. J., Princeton University Press, 1972.
78. Naggar M. H., Atherton M. P., The composition and metamorphic history of some aluminium silicate-bearing rocks from the aureoles of the Donegal granites, J. Petrol., 11, 549—589, 1970.
79. O'Hara M. J., Zoned ultrabasic and basic gneiss masses in the Early Lewisian Complex at Scouris, Sutherland, J. Petrol., 2, 248—276, 1961.
80. Oxburgh E. R., The plain man's guide to plate tectonics, Proc. Geol. Assoc. 85, 299—357, 1974.
81. Oxburgh E. R., Turcotte D. L., Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island-arc regions, J. Geophys. Res., 76, 1315—1327, 1971.
82. Oxburgh E. R., Turcotte D. L., Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the eastern Alps, Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt., 54, 641—662, 1974.
83. Porteous W. G., Metamorphic index minerals in the Eastern Dalradian, Scottish J. Geol., 9, 29—43, 1973.
84. Ramsay J. G., Folding and fracturing of rocks, New York, McGraw-Hill, 1967.
85. Rastall R. H., The Skiddaw granite and its metamorphism, Q. J. Geol. Soc. London, 66, 116—141, 1910.
86. Read H. H., Metamorphism and migmatization in the Ythan valley, Aberdeenshire, Trans. Edinburgh Geol. Soc., 15, 265—279, 1952.
87. Read H. H., The granite controversy, London, Thomas Murby, 1957.
88. Read H. H., Watson J., Introduction to geology, Volume 2, Earth history, Part I, Early stages of Earth history, London, Macmillan, 1975a.
89. Read H. H., Watson J., Introduction to geology, Volume 2, Earth history, Part II, Later stages of Earth history, London, Macmillan, 1975b.
90. Reid A. M., Donaldson C. H., Dawson J. B., Brown R. W., Ridley W. I., The Igwisi Hills extrusive kimberlites, Phys. and Chem. of the Earth, 9, 199—218, 1975.

91. *Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M.*, Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria, the aluminium silicate triple point, *Am. J. Sci.*, 267, 259—272, 1969.
92. *Robinson D.*, Metamorphic rocks, In *Geology of Durham County*, Hickling G., ed., 119—123, Durham, Natural History Society of Northumberland, Durham and Newcastle upon Tyne, 1972.
93. *Schmid S. M.*, The Glarus overthrust, field evidence and mechanical model, *Eclogae geol. Helveticae*, 68, 247—280, 1975.
94. *Skevington D.*, Palaeontological evidence bearing on the age of Dalradian deformation and metamorphism in Ireland and Scotland, *Scottish. J. Geol.*, 7, 285—288, 1971.
95. *Smith A. G.*, Plate tectonics and orogeny, a review, *Tectonophysics*, 33, 215—285, 1976.
96. *Sobolev V. S., ed.*, The facies of metamorphism, translated by D. A. Brown, Canberra, Australian National University, 1972. (См. русский перевод: *Соболев В. С.*, ред. Фашии метаморфизма. М., Недра, 1970.)
97. *Spooner E. T. C., Bechinsale R. D., Fyfe W. S., Sweming J. D.*, ^{18}O enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria, Italy, Pindos, Greece, and Troodos, Cyprus, *Contr. Mineral. Petrol.*, 47, 41—62, 1974.
98. *Spry A.*, Metamorphic textures, Oxford, Pergamon Press, 1969.
99. *Steward F. H.*, Tertiary igneous activity, In *Geology of Scotland*, C. Y. Craig, ed., 417—465, Edinburgh, Oliver & Boyd, 1965.
100. *Stöjffer D.*, Zones of impact metamorphism in the crystalline rocks of the Nördlinger Ries Crater, *Contr. Mineral. Petrol.*, 12, 15—24, 1966.
101. *Sutton J., Watson J.*, The pre-Torridonian metamorphic history of the Loch Torridon and Scourie areas in the North-west Highlands, etc., *Q. J. Geol. Soc. London*, 106, 241—307, 1951.
102. *Taylor H. P.*, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposits, *Econ. Geol.*, 69, 843—883, 1974.
103. *Taylor H. P., Forester R. W.*, Low O^{18} igneous rocks from the intrusive complexes of Skye, Mull and Ardnamurchan, western Scotland, *J. Petrol.*, 12, 465—497, 1971.
104. *Taylor S. R.*, Lunar Science, a post-Apollo view, New York, Pergamon Press, 1975.
105. *Thompson J. B.*, The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists, *Am. Mineral.*, 42, 842—858, 1957.
106. *Tilley C. E.*, Contact metamorphism in the Comrie area of the Perthshire Highlands, *Q. J. Geol. Soc. London*, 80, 22—71, 1924a.
107. *Tilley C. E.*, The facies classification of metamorphic rocks, *Geol. Mag.*, 61, 167—171, 1924b.
108. *Tilley C. E.*, A preliminary survey of metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland, *Q. J. Geol. Soc. London*, 81, 100—112, 1925.
109. *Tilley C. E.*, On garnet in pelitic contact zones, *Mineral. Mag.*, 21, 47—50, 1926.
110. *Tilley C. E.*, Enderbite, a new member of the Charnockite Series, *Geol. Mag.*, 73, 312—316, 1936.
111. *Tilley C. E.*, The zones contact skarns of the Broadford area, Skye, *Mineral. Mag.*, 29, 621—666, 1951.
112. *Turner F. J.*, Metamorphic petrology, New York, McGraw-Hill, 1968.
113. *Turner F. J., Weiss L. E.*, Structural analysis of metamorphic tectonites, New York, McGraw-Hill, 1963.
114. *Umbgrove J. H. F.*, Symphony of the Earth, The Hague, Martinus Nijhoff, 1950.
115. *Vernon R. H.*, Metamorphic processes, London, George Allen & Unwin, 1976.

116. *Vogt The.*, Sulitelmafeltets geologi og petrografi, Norges geol. Unders., no. 121, 1927.
117. *Wagen L. R., Brown G. M.*, Layered igneous rocks, Edinburgh, Oliver & Boyd, 1968.
118. *Warner J. L.*, Metamorphism of Apollo 14 breccias, Proc. Third Lunar Sci. Conf., Supplement 3 to Geochim. Acta, 1, 623—643, 1972.
119. *Warner J. L., Simonds C. H., Phinney W. C.*, Apollo 16 rocks, classification and petrogenetic model, Proc. Fourth Lunar Sci. Congr., Supplement 4 to Geochim. et Cosmochim. Acta, 1, 481—504, 1973.
120. *Wilson M. R.*, Dating rocks from the Earth and Moon, In The Earth and its Satellite, J. E. Guest, ed., 149—156, London, Rupert Hart-Davies, 1971.
121. *Winchester J. A.*, The zonal pattern of regional metamorphism in the Scottish Caledonides, J. Geol. Soc. London, 130, 509—525, 1974.
122. *Winkler H. G. F.*, Petrogenesis of metamorphic rocks, 1st edn. New York, Springer-Verlag, 1965.
123. *Winkler H. G. F.*, Petrogenesis of metamorphic rocks, 4th edn., New York, Springer-Verlag, 1976. (См. русский перевод: *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М., Недра, 1979.)
124. *Wood B. J.*, Fe^{2+} — Mg^{2+} partition between coexisting cordierite and garnet—a discussion of the experimental data, Contr. Mineral. Petrol., 40, 253—258, 1973.
125. *Wood B. J., Fraser D. G.*, Elementary thermodynamics for geologists, London, Oxford University Press, 1977.
126. *Wyllie P. J.*, The dynamic Earth, New York, John Wiley, 1971.
127. *Yardley B. W. D.*, Deformation and metamorphism of Dalradian rocks and the evolution of the Connemara coridllera, J. Geol. Soc. London, 132, 521—542, 1976.
128. *Yoder H. S., Tilley C. E.*, Origin of basaltic magmas, an experimental study of natural and synthetic rocks systems, J. Petrol., 3, 342—532, 1962.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аарский массив 155—158, 161
 Аберфойл, глинистые сланцы 76, 77, 79
 Авгит 181
 Автохтон 94, 96, 155, 158, 161, 240
 Адуляр 235
 Актинолит 138, 139, 142, 144, 166, 172—175, 207
 Алмаз 178, 181
 Альбит 53, 61, 65, 93, 163, 165, 167, 177, 187, 207
 Альмандин 68, 111, 128, 130, 133, 137, 144, 207
 Альпийский надвиг 89
 — орогенический пояс 155, 161, 233
 Альпийско-Гималайский орогенический пояс 170
 Амфибол 44, 47, 124, 138—140, 162, 225, 235, 240
 Амфиболит 39, 44, 121, 162, 219, 240
 Андалузит 67, 71—76, 134—136, 151—153, 187—189, 191, 193, 202, 207, 208, 232, 233
 Андалузит-кордиеритовый сланец 73
 Андалузитовый глинистый сланец 46
 Андезин 207
 Анортит 53, 54, 67, 103, 175
 Антипертит 106, 108
 Апатит 66, 109, 110, 121, 124, 138, 150
 Арагонит 167
 Аргиллит 31, 240
 Астеносфера 240
 Аутер-Айлс, надвиг 107

 Барроу, зоны *см.* Метаморфическая зональность типа Барроу
 Бен-ан-Дабхейк, граниты 82, 83, 222
 — доломиты 144
 — контактовый ореол 82—87
 Бен-Лиди, песчаники 76, 77, 79
 Биотит 47, 72—76, 78, 99—101, 106, 109, 110, 124—127, 130, 137, 146, 149, 150, 152, 154, 207, 212, 213, 219, 235
 Биотитовый сланец 125, 126

 Брегалья, гранитный массив 32
 Брусит 83
 Будинаж 133
 Бэдколльская эпоха метаморфизма 105

 Верлит 44
 Возрастной спектр 213, 240
 Волластонит 67, 84—86
 Вторичное изменение магматических пород 14, 240
 Вудхаус-Ивз, серия 121
 Вуринос, магматический комплекс 177

 Гарцбургиты 175, 178
 Геденбергит 53
 Геллефлинта 44, 240
 Гельветские покровы 156, 157, 161, 162
 Геотермический градиент 152, 153, 168, 173, 181, 230, 231, 233, 234, 238, 240
 Геотермометрия кислородно-изотопная 218
 Герцинит 77
 Гиперстен 67, 79, 80, 110, 196—198, 207
 Гларус, тектонический покров 94—96
 Глауконит 161
 Глаукофан 163—168, 207, 235, 236
 Глаукофан-эпидотовый сланец 164
 Глинистый сланец 43—45, 157, 240
 Глинка трения 25, 240
 Гнейс 30, 39, 44, 240
 — полосчатый 46, 105, 106
 Гнейсовидная полосчатость 30, 42, 43, 105, 106, 114—119, 240
 Гнейсовидность 30
 Голубой сланец 156, 161—169, 185, 203, 232—234, 238, 240
 Горная мука 25
 Гранат 47, 64, 68, 75, 76, 110—113, 121, 122, 124, 127—134, 138, 146, 149—152, 154, 165, 166, 179, 180, 182—185, 196—198, 219

- Гранат-кордиерит-силлиманитовый сланец 150
 Гранатовый сланец 131
 Гранат-слюдяной сланец 46, 127, 128
 Гранитизация 120, 240
 Гранито-гнейс 44, 90, 115, 116
 Гранобластовая структура 19, 55, 74, 96, 103, 109—111, 131, 167, 179, 240
 Гранофельс 42, 240
 Гранулит 111, 240
 Графит 158, 160, 181
 Грет-Глен, разлом 107
 Грит 45, 240
 Гроссуляр 54, 67, 182
- Дальред, надгруппа 36, 40, 76, 77, 147, 148, 151, 152, 154
 Дартмур, гранитный массив 20, 24
 Дегидратация 144, 191, 244
 Дедоломитизация 82, 84, 241
 Декарбонатизация 84, 85, 86, 144, 193, 244
 Декарта возвышенность 102
 Дернесс, известняки 82
 Диаганез 13, 14, 241
 Диаграмма ACF 60, 64—69, 121, 122, 143, 144, 146, 150, 174, 177, 182—184, 246
 — AFM 61, 64, 66—69, 75, 76, 129, 130, 137, 154, 196, 197, 247
 — AKN 169
 Динамометаморфические породы, 14
 15, 24—29, 88—105, 241
 Диопсид 53, 54, 67, 84, 85, 121, 122, 173, 175, 181
 Dolomit 44, 85, 124, 138, 165
 Древний красный песчаник 76
 Дулут, габбро 213
- Жадит 167, 187
- Зеленокаменная порода 44, 46, 241
 Зеленый сланец 44, 46
 Зона спекания 19, 20
 Зювит 28, 29, 97, 99, 100, 102, 103, 241
- Известковый гнейс 44
 — сланец 44, 241
 — филлит 44
 Изограда 128, 130, 137, 151, 154, 155, 158, 161, 164, 186, 212, 219, 229, 241
 — граната 123, 129—131, 142, 145
- гранат-олигоклазовая 144
 — олигоклаза 142
 — роговой обманки 142
 — стильпномелана 161
 Изотопы нестабильные 208—210
 — стабильные 217
 Изохрона валовая 215, 216
 — минеральная 215, 216
 Изохронная диаграмма 214—216, 241
 Иллит 207
 Иллитовая кристалличность 160, 168, 169, 241
 Ильменит 61, 63, 219, 220
 Импактит 28
 Инвариантная тройная точка 58, 136, 189, 191, 202
 Индекс-минерал *см.* Минерал-индикатор
 Инверская эпоха метаморфизма 106
 Инъекционный гнейс 116, 118, 241
- Каледонская орогения 107
 Каледонский орогенетический пояс 106, 114, 122, 155, 223
 Калиевый полевой шпат 44, 61, 99, 100, 108, 152, 158, 181, 187, 191, 192, 194, 210
 Калий-аргоновый метод 210—214
 Кальцит 44, 66, 85, 95, 124, 138, 144, 157, 165—167
 Канадский щит 105
 Каррок-Фелл, комплекс 70
 Кварц 44, 47, 54, 61, 64, 67, 68, 74—76, 79, 80, 85, 93, 99, 106, 121, 124, 127, 137, 139, 146, 149, 150, 154, 157, 158, 163, 167, 172—174, 177, 187, 191, 192, 194, 196—198, 207, 219, 220
 Кварцевый глинистый сланец 44—46
 Кварцит 44, 45, 241
 — полосчатый 44
 Кварцитовый гнейс 44
 Княнит 68, 129, 133—137, 150—153, 182, 183, 188, 189, 193, 201, 219, 233
 Княнит-ставролит-слюдяной сланец 134
 Кимберлит 178, 179, 182, 183, 185, 227, 241
 Кливаж 31, 34, 42, 43, 241
 — напряжения—скольжения 33, 125, 127, 133, 241
 — осевой плоскости 34, 151
 — скольжения *см.* Кливаж напряжения—скольжения
 — сланцеватости 30, 70, 71, 74, 242
 Клиноцоизит 93, 140, 141, 208

- Клиф-Хилл, карьер 21, 22
 Компонент 56, 58, 122, 187, 195, 242
 Комри, контактовый ореол 76—82, 87, 151, 191, 193
 — массив диоритов 76, 223
 — роговики 82
 Конвективная ячейка 176, 231
 Коннемара, мигматиты 147, 151, 153, 173
 Коннода 66—68, 86, 87, 121, 122, 144, 146, 177, 184, 242
 Контактво-метаморфические породы 14, 18—24, 69—87, 221, 242
 Контактный метаморфизм 15
 — метасоматоз 77, 242
 — ореол 19, 242
 Континентальная аккреция 238, 242
 Континентальный дрейф 183
 Кордиерит 67, 71—76, 78, 79, 149—152, 196—198, 207
 Кордиерит-андалузитовый сланец 72
 Кордиерит-силлиманитовый сланец 148
 Коронарные структуры (короны) 228, 229, 242
 Корунд 77—79, 191—193
 Коун, кратер 103
 Краевой разлом нагорий 76, 107
 Кренуляционная линейность 133
 Креуляционный кливаж *см.* Кливаж напряжения—скольжения
 Кристаллический сланец 45, 242
 Кровельный сланец 157
 Кроссит 163, 166, 167
 Ксенолит мантийный 178, 179, 182
 Куммингтонит 79, 80
- Лабрадор 172, 173, 207
 Лавсонит 163, 164, 166, 167, 207, 208
 Лаксфордская эпоха метаморфизма 107
 Лаксфордский комплекс 105, 106
 Ландеведнак, сланцы 41
 Лапфелерен, сланцы 133—137, 145
 Лерцолит 44
 Лизард, комплекс 41
 Линейность 15, 27, 30—34, 42, 242
 Линия метеорной воды 220, 221, 242
 Листоватость 27, 30, 32, 33, 42, 91, 92, 95
 Литосферная плита 234
 Лохзайтен, милониты 88, 94—96, 183
 Лох-Тей, известняки 41
 Лунная брекчия 102, 103
 Льюисский комплекс 105—107, 113—115
 Лэндс-Энд, гранитный массив 24
- Магнетит 85, 219
 Магнетит 61, 63, 78, 112, 124
 Малверн, комплекс 41
 Малл-оф-О, филлиты 40
 Ман-оф-Уор, гнейсы 41
 Маркфилд, массив 21—23
 Мергелистый сланец 157
 Метаморфизм пород океанического дна 223, 234
 Метаморфическая дифференциация, 117, 118, 242
 — зона 36, 242
 — зональность 21, 22, 35, 71, 122, 128, 147, 152, 155, 166, 170, 173, 205
 — — Баханского типа 152—154, 173, 242
 — — типа Барроу 17, 133, 151, 156, 158, 162, 182, 199, 202, 219, 220, 230, 233, 234, 242
 — структура 30
 — ступень 22, 41, 100, 101, 144, 145, 166, 170, 177, 242
 — фация 203—208, 242
 — — глаукофаносланцевая 206, 207
 — — гранулитовая 206, 207
 — — зеленосланцевая 206, 207
 — — пироксен-роговиковая 206, 207
 — — пренит-пумпеллиитовая 206, 207
 — — санидинитовая 206, 207
 — — цеолитовая 206, 207
 — — эколитовая 207
 — — эпидот-амфиболитовая 206, 207
 Метаморфический пояс высокого давления 231, 232
 — — низкого давления 232, 233
 — — парный 231, 233
 — — среднего давления 233
 Метапелит 43, 188
 Метасаммит 43
 Метасоматоз 23, 119, 216, 243
 — контактовый 23
 — региональный 119
 Мигматит 117, 119, 120, 243
 Микроклин 212
 Милонит 25, 26, 46, 88, 90—94, 243
 Минерал-индикатор 36, 37, 241
 Минералогическое правило фаз Гольдшмита 60, 243
 Минеральная ассоциация 41, 48, 54, 55, 59, 61, 67—69, 74, 149, 167, 172, 173, 175, 177, 179, 186, 194, 195, 197, 198, 200, 203, 206, 218, 225, 243
 — — амфиболитов 121, 122
 — — Сулихельма 138, 139, 141
 — — глинистых сланцев Скиддо 71
 — — голубых сланцев 165

- кровельных сланцев 157
 — метаморфизованных основных магматических пород 207
 — — — пород срединно-океанических хребтов 230
 — — метapelитов 154, 207
 — — милонита 93
 — — пироксеновых гнейсов 106, 108, 109, 111—114
 — — равновесная *см.* Минеральная ассоциация
 — — роговиков Комри 78, 79
 — — — Скиддо 73
 — — сланцев Лапфелерен 133, 137, 146
 — — — Фурулунд 127—129, 146
 — — филлита 158, 160
 — — эклогита 182
 Минеральный парагенезис *см.* Минеральная ассоциация
 Мойнский метаморфический комплекс 45
 — надвиг 107
 Моновариантная кривая 136, 187—189, 193, 201, 202
 Моря Дождей, бассейн 104
 Мрамор 43, 44, 219
 Мусковит 47, 61, 63, 68, 71, 72, 74, 76, 81, 124—127, 137, 146, 152, 154, 157, 162, 165, 166, 187, 191, 192, 194, 197, 207, 219
 Несквозная структура 32—34, 125, 243
 Несквозной кляваж 158, 160
 Нёрдлинген—Рис, кратер *см.* Рис, кратер
 Ноксвилл, граувакки 40
 Нуклеация 149, 243
 Обдукция 170, 243
 Оливин 102, 103, 112, 229
 Олигоклаз 142, 144
 Омфацит 164—167, 180, 181, 183, 207, 243
 Ориентированные структуры 27, 30, 42, 243
 Ортит 209
 Ортоклаз 65, 78, 79, 81, 212
 Офиолиты 170, 235, 236, 243
 Очковый гнейс 46, 243
 Парагонит 235
 Паргасит 112
 Пелитовая порода 21, 43, 64, 82, 17
 148—151, 190, 191, 195, 199, 202, 243
 Пеннинские покровы 156, 162, 164, 234
 Перидотит 178
 Периклаз 82, 84
 Перистерит 142, 243
 Перистеритовый сольвус 142, 143
 Петрогенетическая сетка 193, 195, 202, 244
 Петрографический микроскоп 48—51, 224
 Пирит 124
 Пироксен 47, 165, 180, 182
 — моноклинный 53, 106, 108—110, 112, 113, 173—175, 179, 184, 185
 — ромбический 106, 108—113, 175, 178, 183, 207
 Пироксеновый гнейс 44, 106—114, 181, 185, 244
 — роговик 79, 82, 173, 244
 Пироксен-паргасит-оливиновый гнейс 113
 Пироп 164, 207
 Плагноклаз 44, 47, 53, 64, 79, 80, 99—103, 108—112, 121, 122, 138—143, 146, 150, 152, 154, 159, 162, 171—174, 177, 221
 Плеонаст 77, 78, 112, 244
 Пойкилобластовая структура 73, 244
 Полевой шпат 106, 219
 Полупелит 45, 244
 Полупелитовый филлит 44
 Порт-Аскейг, тиллиты 40
 Порфиробласт 36, 131—133, 244
 Порфирокласт 26, 91—94, 111, 127
 Правило фаз Гиббса 56—60, 187, 202, 227, 244
 Пренит 177, 207
 Прогрессивно-метаморфическая серия 69, 77, 244
 Псаммитовая порода 43
 Псевдотахилит 27
 Пумпеллит 207
 Пятнистый глинистый сланец 46, 244
 Растворение под давлением 158, 160, 245
 Реакция прерывистая 130, 195, 199—202, 245
 — скользящая 130, 195, 196, 198, 201, 245
 — смещенного равновесия *см.* Реакция скользящая
 Регионально-метаморфические породы 14, 15, 29—39, 105—169, 245
 Реголит 102, 245

- Ретроградный метаморфизм 72, 75, 106, 112, 114, 165, 181—183, 245
 Рибекит 163
 Рис, кратер 97—102, 103
 Рифтообразование 234, 236
 Робертс-Виктор, кимберлитовая трубка 179—183, 185
 Роговая обманка 93, 106, 109, 121, 122, 140—144, 146, 173—175, 177, 207, 210, 212, 219
 Роговик 19, 46, 245
 Роговообманковый гнейс 44
 Рубидиево-стронциевый метод 214
 Рутил 108
- Сандин 194, 207
 Сахаровидный мрамор 46, 245
 Свободная энергия Гиббса 201, 245
 Серицит 47, 75, 157, 158, 160, 245
 Серпентин 44, 112, 177
 Серпентинизация 173
 Серпентинит 44, 46, 245
 Силлиманит 129, 133—137, 147, 149, 150, 152—154, 188, 189, 193, 197, 198, 202, 207, 232
 Система 187, 245
 — моновариантная 58
 — однокомпонентная 188
 — Al_2SiO_5 136, 188—191, 193
 — $KAlSi_3O_8-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$ 191, 193, 196
 — $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ 196
 — $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ 196
 — $NaAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8$ 143
 — $SiO_2-CaO-MgO$ 84, 85
 — $SiO_2-CaO-MgO-CO_2$ 84
 Ситовидная структура 73, 245
 Скари 23, 245
 Скаури, гнейсы 108, 109, 111, 114, 117
 Скаурская эпоха метаморфизма 107, 115
 Скаурский комплекс 105, 106
 Сквозная структура 32—34, 245
 Сквозной кливаж сланцеватости 77, 125—127, 158, 160
 Скергаардская интрузия 221—223
 Скиддо, глинистые сланцы 69, 71, 73, 75, 79, 144
 — гранитный массив 20, 23, 70, 223
 — контактовый ореол 69—81, 87, 149, 151
 — роговики 82
 Скрейнемакерса, метод 202
 Сланцеватость 15, 30, 42, 245
 Сметит 171—173, 207
 Соединительная линия *см.* Коннода
 Спессартин 207
- Спрединг 169
 Срединно-океанический хребет 169, 176, 178, 230, 231, 236
 Ставролит 129, 133, 134, 137, 146, 147, 150—152, 154
 Степень свободы 56, 57, 245
 Стильномелан 207, 235
 Стратколон, разлом 107
 Структура, определение 51, 245
 Структурная петрология, определение 33, 245
 Степень метаморфизма *см.* Метаморфическая степень
 Суардал, доломиты 82, 83
 Субдукция 97, 234, 236—238
 Сулихельма, амфиболиты 43, 123, 127, 128, 133, 137—145
 — габбро 41, 123, 145, 154, 193, 195, 229
 — сланцы 130, 164
 Сфен 121, 124, 138, 140, 141
- Тальк 44, 84—86
 Тальковый камень 44, 46, 246
 — сланец 44, 46, 246
 Твердый раствор 53, 106, 163, 246
 Тейваллих, метабазалты 40
 Тектоники плит тория 16, 97, 229, 233, 234, 238, 246
 Тектоническая брекчия 25, 26, 246
 Температура блокировки 210—213, 246
 Тепловой поток 169, 176, 230, 231, 233
 Термальный метаморфизм 15, 104, 246
 Тремолит 53, 84—86
 Троодос, комплекс 170—178, 223, 230
 Турмалин 135
- Углистый филлит 159
 Ударный (шоковый) метаморфизм 28, 29, 88, 97—104, 246
 Уни, долеритовый силл 19
 Ультрамафитовый гнейс 44
 Ультрамилонит 27, 246
- Фаза 53, 56—58, 246
 Фазовая диаграмма 58, 246
 Фенгит 160, 235, 246
 Фибролит 50, 134—136, 148, 149, 242
 Филлит 44, 45, 63, 246
 Филлонит 26, 27, 46, 246
 Форстерит 84, 85
 Форстеритовый мрамор 46
 Фра-Мауро, формация 104, 145

- Фурулунд, сланцы 32, 41, 43, 123—127, 131, 133, 137, 142—145
- Хиастолит 71, 73, 74, 136, 246
- Хлорит 47, 68, 71, 72, 75, 76, 124—130, 138, 139, 144, 152, 158, 160, 163, 173, 175, 177, 207, 219
- Хлоритовый сланец 126
- Хлоритоид 68, 71, 72, 75, 207
- Цементная структура 90, 91, 246
- Цеолит 207, 272
- Циркон 121, 209, 210
- Чарнокит 109, 111, 113, 246
- Чарнокитовая серия 109, 246
- Чарнокитовый гнейс 108, 109, 111, 246
- Частичное плавление 77, 116, 118, 120, 153, 178, 210
- Шпинель 77—79, 112
- Эклогит 165, 179—181, 185, 203, 227, 232, 233, 246
- Элдора, шток 212
- Электронно-рентгеновский микроанализатор 224, 229
- Электронный микроскоп 225
- Эндербит 109, 111
- Эпидот 47, 124, 126, 127, 138, 141, 143, 144, 162—166, 177, 207, 208, 227

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Абердин 36, 37, 122
Абукума, плато 17, 231
Австралия 114
Австрия 98
Айлей, остров 107
Айос-Деметриос 174
Айтан, река 36, 37
Альпы 94, 156, 158, 161, 234—236
Англия 23, 69
Анкара 89
Антрим, графство 86
Аргайл 31
Аризона 29
Арран, остров 24, 107
Атлантический океан 105, 176

Бавария 97
Балахулиш 31
Банфшир, графство 152
Бахан 152
Бельгия 98
Берн 156
Битлис 88—90
Брегалья 235
Бродфорд 83
Брокен-Хилл 114

Вале, кантон 159
Великобритания 122

Гамбург 98
ГДР 98, 111, 241
Генуя 156
Гийестр 162
Глазго 107
Гларус, кантон 95, 157, 161, 235
Гленелг 107
Глен-Лендок, река 76
Голландия 98
Голуэй, графство 147, 148, 150—153
Грампианское нагорье 35, 122, 199, 202
Гренландия 221, 222

Гренобль 156
Греция 177
Дунай, река 98

Женева 156

Зернфталъ 157

Ивреа 235
Ирак 89
Иран 89
Ирландия 147, 173, 234
Итальянские Альпы 32

Камбрия, графство 20, 69
Кельн 98
Кимберли 178, 179
Кипр, остров 69, 89, 170, 173, 177, 178, 230
Кленталь 161
Клифден 146
Клиф-Хилл 22
Кольдью, река 70
Колорадо 212
Комри 76, 195
Коннемара, округ 147, 150, 151, 154, 234
Корнуэлл 24

Лемитоу 174
Лестершир 21
Лётшенталь 63, 159, 168, 169
Линт, долина 161
Лозанна 156
Лох-Лаксфорд 107
Лох-Слейпин, озеро 83
Лох-Стэк 31

Малл, остров 107
Марсель 156

— пик 162
 Милан 156
 Миннесота 213
 Мирдаль 31
 Мосдэйл 70
 Мутки 65, 89, 90, 104
 Мюнхен 98

Намибия 179
 Нёрдлинген 97
 Ницца 156
 Норвегия 19, 31, 32, 43, 56, 69, 122,
 123, 160, 229
 Нюрнберг 98

Озерный округ 69
 Осло 56, 60
 Отерватн, озеро 123, 127

Пертшир 76
 Плимут 20
 Польша 98
 Пфальве 165

Рейн, река 98
 Риффельхаус 164

Садлбак 70
 Саксония 111, 241
 Сатерленд 31, 108, 110, 112, 113
 Северная Ирландия 86
 Сесиа 235
 Сирия 89
 Скай, остров 83
 Скаури 107, 108, 110—114
 Скаут-Хилл 86
 Скиддо 70, 195
 Скоурриотисса 171
 Стамбул 89
 Сулихельма 19, 32, 43, 69, 122—125,
 128—131, 133, 137—146, 151, 160,
 172, 173, 195, 199, 219, 228
 США 212, 213, 219

Танзания 179
 Токио 231
 Троодос, горы 69, 89, 170, 171, 175,
 176
 Турин 156
 Турция 65, 88, 89, 104

Утерард 147, 148, 150

Файви 37
 Финляндия 123
 Франконские горы 97
 Франция 98, 162
 ФРГ 97, 98
 Френелисгертли 161
 Фтерикоудхи 172
 Фурулунд 123

Хаддо-Хаус 37

Церматт 164, 165
 Цюрих 56, 94

Чехословакия 98

Швабские горы 97
 Шванден 95
 Швейцария 63, 94, 95, 98, 155, 157,
 159, 161, 162, 164, 168
 Швеция 122—124
 Шотландия 24, 35, 36, 76, 107, 122,
 147, 152, 199
 Шотландские нагорья 17, 82, 122

ЮАР 178—180

Япония 17, 231
 Японские острова 231, 233

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора перевода	5
Предисловие. <i>Перевод В. С. Знаменского</i>	8
Предисловие автора. <i>Перевод В. С. Знаменского</i>	10

Часть I.

ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Глава 1. <i>Метаморфизм и метаморфические породы. Перевод В. С. Знаменского</i>	13
Глава 2. <i>Пространственные взаимоотношения метаморфических пород. Перевод В. С. Знаменского</i>	17
Глава 3. <i>Полевое описание и определение метаморфических пород. Перевод В. С. Знаменского</i>	39

Часть II.

ИЗУЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПОД МИКРОСКОПОМ

Глава 4. <i>Химический и минеральный состав метаморфических пород. Перевод В. С. Знаменского</i>	48
Глава 5. <i>Контактово-метаморфические породы. Перевод В. С. Знаменского</i>	69
Глава 6. <i>Динамометаморфические породы. Перевод В. С. Знаменского</i>	88
Глава 7. <i>Регионально-метаморфические породы областей докембрийских щитов. Перевод М. А. Богомолова</i>	105
Глава 8. <i>Регионально-метаморфические породы палеозойских орогенических поясов, I. Перевод М. А. Богомолова</i>	122
Глава 9. <i>Регионально-метаморфические породы палеозойских орогенических поясов, II. Перевод М. А. Богомолова</i>	146
Глава 10. <i>Регионально-метаморфические породы кайнозойских орогенических поясов. Перевод М. А. Богомолова</i>	155
Глава 11. <i>Метаморфические породы океанического дна. Перевод М. А. Богомолова</i>	169
Глава 12. <i>Метаморфические породы верхней мантии. Перевод М. А. Богомолова</i>	177

Часть III.

ЛАБОРАТОРНОЕ ИЗУЧЕНИЕ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Глава 13. Исследование метаморфических реакций. <i>Перевод М. А. Богомолова</i>	186
Глава 14. Изотопы в геологии метаморфических пород. <i>Перевод М. А. Богомолова</i>	208
Глава 15. Электронно-рентгеновский микроанализ. <i>Перевод М. А. Богомолова</i>	223
Глава 16. Метаморфические породы и эволюция Земли. <i>Перевод М. А. Богомолова</i>	229
Приложение. <i>Перевод М. А. Богомолова</i>	238
Словарь терминов. <i>Перевод М. А. Богомолова</i>	240
Список литературы	248
Предметный указатель	254
Указатель географических названий	260

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Р. Мейсон

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Научный редактор В. И. Чернышева
Младший научный редактор Т. С. Егорова
Художник М. Н. Кузьмина
Художественный редактор Б. Н. Юдкин
Технический редактор И. М. Кренделева
Корректор В. И. Постнова

ИБ № 2573

Сдано в набор 26.12.80
Подписано к печати 09.04.81
Формат 60×90^{1/16}
Бумага типографская № 2
Гарнитура литературная. Печать высокая
Объем 8,25 бум. л. Усл. печ. л. 16,50. Усл. кр.-отт. 16,50
Уч.-изд. л. 16,69. Изд. № 5/1191
Тираж 3000 экз. Зак. 490. Цена 2 р. 90 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
129820, Москва, И-110, ГСП
1-й Рижский пер., 2

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

3647