НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Б. БЕЙЛИ

ВВЕДЕНИЕ В ПЕТРОЛОГИЮ

3337

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

Б. Бейли

ВВЕДЕНИЕ В ПЕТРОЛОГИЮ

B. Bayly
Rensselaer Polytechnic Institute

Introduction to Petrology

© PRENTICE-HALL, INC., ENGLEWOOD CLIFFS, NEW JERSEY, 1968

Издательство
«МИР»
Москва
1972

УДК 551.25

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

П. П. Смолина и С. С. Чекина

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И С ПРЕДИСЛОВИЕМ

д-ра геол.-мин. наук **В. П. Петрова**

В книге рассмотрены различные аспекты учения о горных породах, общие соотношения магматизма, осадконакопления и метаморфизма с планетарными геофизическими явлениями. Главная особенность этого учебного и справочного руководства — компактное освещение современного состояния самых различных методических направлений в петрографии, от экспериментального изучения различных физико-химических систем до приемов полевых наблюдений и диагностики пород. Книга иллюстрирована оригинальными диаграммами, зарисовками и удачно подобранными геологическими картами. Интересен пронизывающий все разделы книги геологический подход к петрографическим объектам; автор неизменно стремится провести читателя от первого взгляда на обнажение до синтеза всех данных в петрогенетической концепции.

Как универсальное руководство книга представляет интерес не только для студентов и специалистов-петрографов, но и для представителей любых отраслей геологии.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

Инд. 2-9-2
п-1971

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

т. 45

Б. Бейли

ВВЕДЕНИЕ В ПЕТРОЛОГИЮ

Редактор *В. И. Попова*
Художник *В. М. Новоселова*. Художественный редактор *В. М. Варлашин*
Технический редактор *Е. Н. Лебедева*

Сдано в набор 29/XI 1971 г. Подписано к печати 21/III 1972 г. Бумага № 1 70 × 108 1/16 = 8,75 бум. л. 24,50 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 23,59. Изд. № 5/5940. Цена 2 р. 76 к. Зак. 1202

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 16 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР
Москва, Трехпрудный пер., 9

Предисловие

Предлагаемая вниманию советского читателя книга крайне интересна, так как в ней впервые сведены современные взгляды, касающиеся важнейших вопросов теоретической петрографии.

Необычен и очень удачен принцип изложения материала: автор рассматривает петрографию всех пород, не отделяя магматических и метаморфических пород от осадочных, причем основывается на их физико-химических свойствах. Автор убедительно доказывает допустимость такого метода применительно к осадочным породам, особенно к их аутигенным минералам.

В своем анализе автор исходит из двух положений: цикличности процессов породообразования и PT-условий в земной коре и верхней мантии. PT-условия, господствующие в земной коре, изображены в виде диаграммы с указанием мест возможного существования расплавов, а также различного типа осадочных и метаморфических пород. Эта диаграмма, на которой базируется вся генетическая петрография, была предложена более тридцати лет назад для метаморфических пород; собственно, все представления о метаморфических фациях основаны на этой диаграмме. В Советском Союзе диаграммы такого типа не популярны; лишь в последние годы геологи школы В. С. Соболева разработали один из вариантов подобной диаграммы. Советские исследователи, изучая метаморфические породы, главное внимание уделяют закономерностям метасоматических явлений, не вдаваясь в детали влияния температур и давлений, как это делают зарубежные ученые. Конечно, такой односторонний подход — недостаток обоих направлений. Так, Бейли игнорирует влияние химических реакционных взаимодействий между растворами и метаморфизуемой горной породой. В то же время предложенная им схема метаморфизма в зависимости от PT-условий, несомненно, будет встречена советскими читателями с большим интересом. Здесь диаграмма PT-условий показана схематично и поэтому более доступна для понимания.

Как и в других американских работах, в книге Бейли при описании магматических горных пород в основу положена «норма»— значения, полученные путем пересчета химических анализов на минеральный состав. В приложении дано очень простое объяснение этого метода пересчета, что чрезвычайно полезно, так как некоторые разновидности пород (например, «толеитовые» и «оливиновые базальты») выделены на основании «нормы». Однако в Советском Союзе в подавляющем большинстве случаев пользуются истинным (модальным) составом, что позволяет учитывать изменение условий кристаллизации горной породы. Что же касается химических составов, то они после предварительного упрощения данных оригинального анализа сопоставляются как таковые.

Недостатком книги Бейли является, на наш взгляд, слабое освещение данных микроскопического изучения горных пород. Дополнительные сведения по этому вопросу советский читатель может найти в прекрасных учебниках петрографии Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, А. Н. Заварицкого, Е. А. Кузнецова и в более новых сводках А. М. Даминовой, Г. М. Саранчиной и Н. Ф. Шинкарева.

Представления, изложенные в разделе книги, посвященном осадочным породам, наиболее резко отличаются от взглядов советских авторов. В этой связи следует лишь выразить сожаление, что Бейли не использовал замечательной сводки Н. М. Страхова, посвященной рассматриваемым вопросам. Совершенно не учитывает Бейли и влияния выветривания. В настоящее время советскими геологами установлено огромное значение этого процесса в формировании осадков. Размывом кор выветривания обусловлено и образование большинства россыпей устойчивых к выветриванию минералов (золота, касситерита и т. д.). Однако оригинальный физико-химический подход, детальное рассмотрение условий образования пород, господствующих в различных природных водоемах, и сопоставление этих данных с данными по областям устойчивости осадочных минералов оказались весьма перспективными, поскольку объясняют ряд особенностей минерального состава осадочных пород.

Следует отметить расхождение представлений автора о генезисе гранитной магмы со взглядами советских исследователей. Бейли рассматривает гранитную магму как местный продукт, появляющийся в геосинклиналях при их глубоком погружении в толщу земной коры. Основанием для такого вывода ему служит достаточно широко распространенное мнение о недостатке воды для образования гранитной магмы при прогревании обычных метаморфических пород амфиболитовой фации. Это соображение, как нам представляется, несостоятельно. Как показали опыты Винклера и фон Платена, для начала выплавки гранитной магмы достаточно всего 6% воды; иными словами, если в породе содержится 1% воды, как во многих слюдяных сланцах, то из нее может выплавиться около 20% гранитной магмы, а это довольно много. Следовательно, при прочих благоприятных условиях вследствие быстрого опускания богатых водой осадочных глинистых пород на глубину может увеличиться количество гранита. Однако независимо от того, окажется ли в области давлений 2000—4000 атм и температур 600—650° С слабометаморфизованная глинистая порода или слюдистый сланец — в обоих случаях появится гранитная магма; дефицит воды отразится лишь на ее количестве.

К достоинствам книги следует отнести необычный подход к оценке роли и количества жильных образований, связанных с магматическими породами. По этому вопросу автор приводит много новых и интересных данных.

Выше уже отмечалось, что многие положения в отечественной литературе трактуются иначе, чем в книге Бейли. Важнейшие расхождения отмечены выше, ряд существенных замечаний дан в подстрочных примечаниях редактором и переводчиками.

Прилагаемый список литературы позволит читателю детально ознакомиться с представлениями советских исследователей по ряду вопросов, затронутых в книге Бейли.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В., Земная кора и верхняя мантия материков, «Наука», М., 1966.
Богатиков О. А., Годлевский М. Н., Петров В. П., Современные проблемы изучения базитового магматизма, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 3—15, 1970.
Винклер Г., Генезис метаморфических пород, «Мир», М., 1969.
Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В., Фации метаморфизма, «Недра», 1970.
Елисеев Н. А., Метаморфизм, Госгеолиздат, 1963.
Заварицкий А. Н., Изверженные горные породы, Изд. АН СССР, М., 1955.
Коржинский Д. С., Очерк метасоматических процессов. В книге «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., 1955.
Кузнецов Е. А., Петрография магматических и метаморфических пород, Изд. МГУ, 1956.
Кузнецов Ю. А., Главные типы магматических формаций, «Недра», 1964.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Петрография, Изд. АН СССР, 1955 (избранные труды, т. **IV**).
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцов С. В., Самыгин С. Г., Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала, Сб. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», «Наука», 9—24, 1971.
Петров В. П., Современное состояние представлений о магме и проблема гранита, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1964.
Петров В. П., Основы учения о древних корах выветривания, «Недра», 1967.
Ревердатто В. В., Фации контактового метаморфизма, «Недра», 1970.
Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф., Петрография магматических и метаморфических пород, «Недра», 1967.
Страхов Н. М., Основы теории литогенеза, Изд. АН СССР, **I**, **II** и **III**, М., 1962.
Страхов Н. М., Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли, Госгеолтехиздат, 1963.
Шейнманн Ю. М., Очерки глубинной геологии, «Недра», 1968.

В. Петров

Предисловие автора

На вопрос, почему науку считают необходимым элементом образования, можно отчасти ответить: потому, что она непосредственно помогает нам в жизни. Если мы представляем себе цель, то приобретение научных знаний позволит выявить наиболее эффективные пути ее достижения. Нужно уметь выдвигать гипотезы, проверять их и предугадывать с их помощью те или иные результаты. Это неизбежно в любой деятельности, и наука, безусловно, облегчает нам этот путь. Поскольку петрология занимает промежуточное положение между экспериментальными и описательными науками, в ней особенно ярко проявляются такие три элемента, как наблюдение, опыт и гипотезы. Цель настоящей книги — по возможности лучше донести предмет петрологии до читателя, с тем чтобы она действенно вошла в качестве составной части в сумму общих знаний.

Чтобы эта книга соответствовала поставленной задаче, в ней предмет петрологии разбирается всесторонне, начиная с его основ, хотя, конечно, текст будет более понятен читателям, знакомым с элементарной геологией, физикой, химией и минералогией, чем совершенно неподготовленным. По мере необходимости в книгу вводились некоторые элементы классической химии и физики, даны ссылки на работы, позволяющие глубже освоить те или иные вопросы. Автор отнюдь не стремился к упрощенному изложению, а наоборот, попытался логически перейти от широко известных фактов к некоторым относительно малоизвестным теориям, стараясь при этом вовлечь читателя в такого рода «исследования». Автор старался не пичкать читателя различными сведениями, а позволил ему самостоятельно обогащать свои знания.

Вторая особенность книги заключается в большом внимании, уделенном методологии науки. Автор пытался отделить факты от гипотез, с одной стороны, и от методов исследования—с другой. Неоднократно с разных точек зрения рассмотрены вопросы классификации, поскольку строгие представления об этом относятся к наиболее фундаментальным в любой логической системе знаний. Возможно, это вызовет известное недовольство читателей, желающих получить сведения о современных представлениях в готовом и законченном виде, однако автор просит таких читателей набраться терпения и ознакомиться с этими обязательными разделами.

В связи с рассмотрением методологических вопросов из книги были исключены описания конкретных полевых примеров. Обычно в таких описаниях приводятся отдельные наблюдавшиеся факты, подогнанные почти автоматически к какой-либо определенной гипотезе. Представленная картина, таким образом, будет обязательно субъективной, будет сковывать любознательность и инициативу читателя. Можно надеяться, что исключение «учебных примеров» побудит читателя обратиться к собственному опыту или, в худшем случае, к опыту коллег. Пусть лучше читатель поучится на недостаточно интересном объекте, который он может изучить, нежели будет говорить об интересном примере, который он никогда не видел.

Б. Бейли

Часть первая

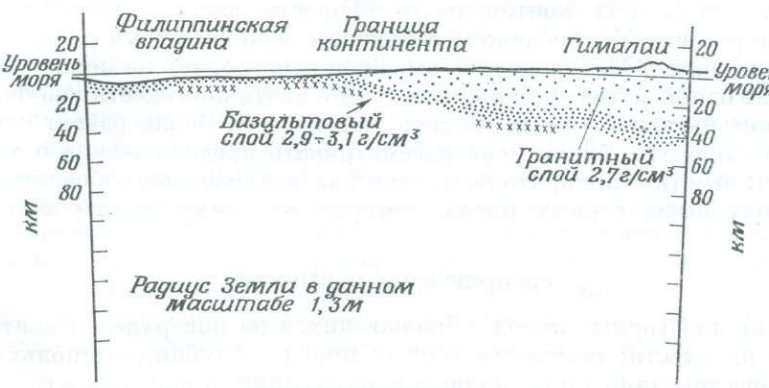
Введение

Петрология представляет собой некоторую часть общего целого: с одной стороны, ее предмет представляет собой часть физического мира, а с другой, изучение горных пород является только небольшой частью попыток привести в порядок уже известные объективные данные о Вселенной. В четырех главах этой части рассматриваются наиболее общие вопросы, которые создают предпосылки для правильного понимания излагаемого в других частях систематического материала.

Глава 1

Земная кора

Хотя в общем плане петрология рассматривает и внутренние части Земли и даже Луну, фактически объекты петрологии располагаются лишь в наиболее внешних частях Земли до глубины не более 50 км от поверхности. Наиболее глубокие рудники удаляются от земной поверхности не больше



Ф и г. 1.1. Главнейшие особенности строения земной коры.

Масштаб схемы в целом выдержан, за исключением расстояния от Гималаев до Филиппинской глубоководной впадины. Разрез построен с условным совмещением Гималайского хребта и Филиппинских островов. Термины *гранитный* и *базальтовый* используются лишь для приблизительной характеристики химизма земной коры; так называемый базальтовый слой может сильно отличаться от настоящего базальта по минеральному составу и структуре. Рыхлые поверхностные осадки в разрезе не показаны. Линии, показанные крестиками, отражают типичные установленные участки раздела Мохоровичича.

чем на 4 км, а из буровых скважин лишь немногие пройдены до глубины примерно 10 км. Таким образом, даже о наиболее внешних слоях Земли до глубины 50 км нам приходится судить лишь косвенно. На фиг. 1.1 отражена схема строения земной коры, признанная большинством ученых. Рассмотрим эту схему и факты, на которых она основана.

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Раздел Мохоровичича

Наблюдатель, удаленный от центра землетрясения, может судить о землетрясениях по волнам сжатия, распространяющимся в земной коре точно так же, как распространяются упругие волны по стальному стержню, по которому ударяют молотком. Отрезки времени, через которые такие упругие волны поступают в точки, располагающиеся на различном расстоянии от центра землетрясения, позволяют судить о скорости прохождения волн. Во многих частях Земли наблюдается следующая закономерность в изменении скорости прохождения упругих волн. Вначале от поверхности до глубины нескольких километров скорость прохождения волн плавно возрастает, затем резко повышается и вновь постепенно увеличивается (фиг. 1.2).

Фиг. 1.2. Изменение скорости прохождения сейсмических упругих волн с глубиной.

Кривая построена на основании обобщения определений во многих районах и в общем отражает общие направления вариаций этой скорости.

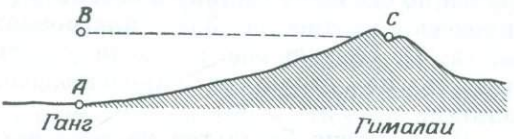
Таким образом, скорость упругих волн с глубиной непрерывно изменяется; для обозначения слоя, где происходит скачкообразное ее изменение, появился термин *раздел Мохоровичича*. Эта поверхность располагается под континентами на глубине 30 км и более, а под океанами не глубже 5—10 км. Как под океанами, так и под континентами скорость распространения упругих волн ниже раздела Мохоровичича и близка к величине 8 км/с. Хотя во многих случаях раздел Мохоровичича выражен нечетко, тем не менее устойчивое проявление одной и той же скорости 8 км/с почти повсеместно на определенной глубине позволяет предположить, что по всей Земле развит слой однородного состава. Не будем пока рассматривать предположение о характере этого слоя; отметим лишь, что он получил название *мантии* в отличие от расположенных выше горных пород, которые называют *земной корой*.

Распределение плотностей

Только для горных пород, обнажающихся на поверхности континентов; известны плотности; плотности горных пород с глубины нескольких километров известны лишь по единичным наблюдениям, а породы на глубине 1 км под океаном нам известны меньше, чем лунные образования. Таким образом, профиль распределения плотностей, приведенный на фиг. 1.1, в значительной мере гипотетичен. Он построен по данным многочисленных измерений скоростей прохождения упругих волн, а также по данным гравиметрических исследований.

Измерив ускорение силы тяжести на равнинах Ганга (точка A на фиг. 1.3), можно вычислить величину этого параметра в точке B, которая должна быть меньше, чем в A, в связи с бо́льшим удалением от центра тяжести Земли. Оценив объем и вес пород, слагающих Гималаи, можно также предсказать величину ускорения силы тяжести в точке C. Эта величина здесь должна быть больше, чем в точке B, в связи с наличием дополнительной крупной массы, выступающей над поверхностью и затененной на рисунке.

Однако непосредственные определения ускорения силы тяжести в точках типа точки *C* дают всюду меньшие величины, чем теоретически предполагаемые. Это объясняется тем, что ниже всех крупных горных цепей располагаются породы с меньшей плотностью, чем под прилегающими равнинами. Точнее сказать, под равнинами породы с высокой плотностью залегают на относительно меньшей глубине, тогда как под горными цепями породы с большой плотностью развиты на значительно больших глубинах. На основании всех этих наблюдений возникла гипотеза, согласно которой подъем



Ф и г. 1.3. Три точки с различным гравитационным полем (см. текст).

пород земной коры связан с их плотностью и в общем может быть сопоставлен с всплыванием материала в жидком субстрате. Эта гипотеза получила название *теории изостазии* (фиг. 1.4).

Теория изостазии важна для понимания многих разделов геологии. Допустим, например, что мы видим почти полностью погруженный в воду

Ф и г. 1.4. Поведение различных твердых предметов, плавающих в жидкости.

Высота твердого предмета, выступающего над поверхностью жидкости, определяется тремя параметрами: плотностью жидкости, плотностью твердого вещества и размерами твердого предмета.

плавающий предмет и другой предмет, выступающий над поверхностью воды примерно на $^1/_5$ диаметра. Исходя из этих соотношений, мы можем предположить, что сильнее выступающий предмет легче примерно в 10 раз. Аналогичным образом дно Тихого океана на значительной части занимаемой площади «плавает» на 4—5 км ниже сухопутной поверхности континентов. Продолжая нашу аналогию, мы приходим к выводу, что породы, развитые ниже дна океана, плотнее пород континентов. Чтобы решить, какова же их плотность, мы должны знать мощность относительно легких континентальных пород; и в этом отношении оказывается полезным расстояние до раздела Мохоровичича. Суммировав все имеющиеся сведения, геофизики пришли к выводу, что породы, развитые ниже океанского дна, имеют плотность около 3,0 г/см^3. Такое же значение величины плотности пород независимо получено по скорости прохождения сейсмических волн. Оказалось, что эта величина совпадает с полученной, исходя из теории изостазии.

Сложность строения коры

Континенты на значительной части своей площади покрыты тонким слоем осадочных пород. Однако в большинстве случаев даже простого бурения достаточно, чтобы установить, что почти повсеместно осадочный слой подстилается более плотными кристаллическими породами, которые обнажаются на земной поверхности на Лабрадоре, в Швеции, Австралии и в других местах. Плотность этих кристаллических пород около 2,7 г/см^3, что объясняется их составом. Они состоят из кварца (2,65) и полевых шпатов (2,5—2,7) с небольшой примесью более плотных железомагнезиальных минералов (табл. А1.2). Поскольку у гранитов плотность и минеральный состав близки, кристаллическое основание континентов получило название

гранитного слоя. Необходимо, однако, подчеркнуть, что этот термин вовсе не означает сходства пород основания с гранитными по структуре или происхождению породами; это название лишь подчеркивает общую близость состава.

Еще менее точно отражает состав название следующего на глубину *базальтового слоя*. Поскольку плотность пород в этом слое выше, чем в слое, расположенном ближе к поверхности, в нем должно быть меньше кварца и полевого шпата. В связи с этим считают, что вещество этого слоя приближается по среднему составу к базальту (главные составные части базальта — пироксен с плотностью 3,3 и плагиоклаз с плотностью 2,7; более подробно см. гл. 7). Следует еще раз подчеркнуть, что породы здесь не могут точно отвечать по структуре, происхождению или составу настоящим базальтам.

Присутствие базальтов на островах Тихого океана иногда рассматривается как доказательство базальтового состава океанической коры. Так, Гавайские острова сложены почти целиком базальтами, причем и уходящие под воду их части, вероятно, того же состава. В целом Гавайские острова представляют собой караваеобразное поднятие, возвышающееся на 10 км над средним уровнем дна океана и имеющее диаметр основания более 150 км. Однако эти острова не типичны для океанической коры. Они представляют собой как бы наросты над ней и не обязательно должны соответствовать по составу подводной коре, развитой на тысячи миль западнее или восточнее.

Таким образом, очевидно, что как океаны, так и континенты под гранитным слоем подстилаются базальтовыми породами, при этом термин *базальтовые* означает просто относительную обогащенность их более плотными минералами по сравнению с гранитами. Свойства этих пород определены лишь по косвенным данным и теоретическим соображениям, тогда как непосредственных наблюдений здесь до сих пор нет.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Рассмотрение состава земной коры в свою очередь приводит нас к изучению проблемы давлений и температуры внутри нее.

В тех участках земной коры, где сила направленного давления имеет ничтожное значение, величина давления в некоторой точке должна равняться весу колонны горных пород, расположенных выше:

Давление $= \rho g h$,

где ρ — плотность перекрывающих пород; g — ускорение силы тяжести; h — высота колонны, равная мощности перекрывающих пород. Предположим, что $\rho = 3$ г/см^3, $g = 1000$ см/с^2. Тогда

давление в дин/см^2 $= 3000$, если h в сантиметрах, или

давление в атмосферах $= 0{,}3$, если h в метрах, или

давление в килобарах $= 0{,}3$, если h в километрах.

(1 бар — 0,99 атм $=$ 1,02 кг/см^2, в связи с чем при точности большинства геологических вычислений различиями в этих величинах можно пренебречь.)

До каких величин можно пренебрегать направленным давлением и учитывать только гидростатическое? Вблизи поверхности, где гидростатические давления невелики, сколовыми усилиями пренебрегать нельзя. Эти силы имеют очень важное значение, например, для строителей плотин и небоскребов. Однако на глубине направленное давление играет относительно малую роль, поскольку здесь возрастает верхний предел устойчивости горных пород к сколовым напряжениям, тогда как гидростатическое давление может увеличиваться до неопределенно высоких величин. Имея это в виду, мы часто можем допускать, что давление в земной коре попросту обусловлено весом толщи пород, хотя в действительности это приближенное допущение.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Оценка температуры в земной коре основывается на доказательствах двух типов. Прежде всего температура может быть непосредственно измерена в некоторых буровых скважинах. Следует помнить, что температура, установленная в забое буровой скважины, не вполне соответствует ее значению в горной породе до того, как в ней была пробурена скважина. Часто, однако, эти различия незначительны. Второй способ оценки температур в земной коре заключается в измерении величины теплового потока на поверхности и определении теплопроводности горных пород. Допустим, что тепловой поток f составляет $1{,}5 \times 10^{-6}$ кал/см^2·с, а теплопроводность c составит 5×10^{-3} кал/см·с/°С. Тогда термический градиент в точке наблюдения будет равен f/c, 3×10^{-4} °С на 1 см или 3° С на 100 м. Исходя из этого, легко подсчитать, что температура на глубине 10 км должна быть на 300° выше, чем на земной поверхности.

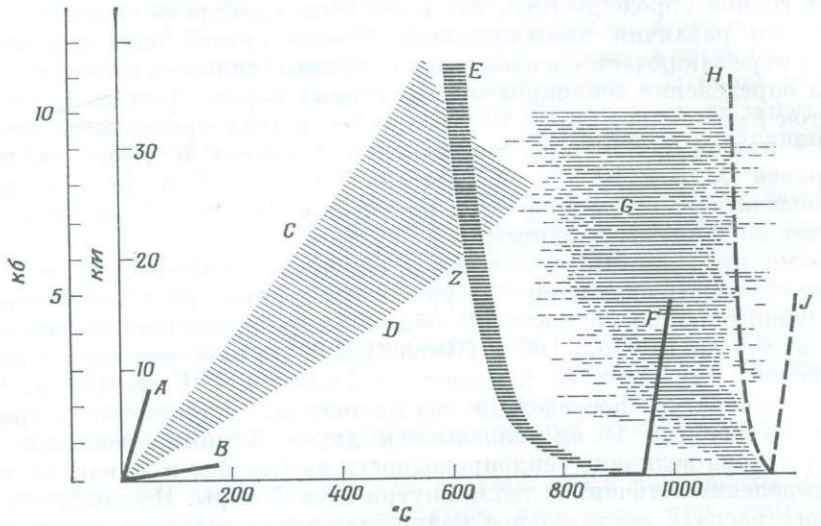
Важно подчеркнуть, что прямые измерения температуры в буровых скважинах подтверждают температуры, вычисленные при помощи градиента, определенного на поверхности. В общем были определены величины градиента от 0,6 до 15° С на 100 м (Birch, 1942), но наиболее частое значение термического градиента на континентах близко к 3° С на 100 м. Однако оценка температур посредством экстраполяции термического градиента хотя бы до глубины 10 км осложняется двумя важными неясными моментами: 1) какова величина теплопроводности на глубине и 2) какова природа и распределение источников тепла внутри земной коры. В результате радиоактивного распада значительное количество тепла генерируется преимущественно в верхних 10 км земной коры. Это означает, что через уровень 10-км глубины поднимается вверх меньше тепла, чем достигает земной поверхности. Таким образом, термический градиент на глубине 10 км при одинаковой теплопроводности должен быть меньше, чем на земной поверхности. И в действительности теплопроводность горных пород на глубине и на земной поверхности различна. По мере увеличения температуры теплопроводность понижается, а по мере увеличения давления она, вероятно, возрастает. В земной коре, видимо, проявляется гамма сочетаний этих факторов, однако причины этих эффектов остаются неизвестными. Таким образом, мы не можем в настоящее время решить вопрос о температуре на глубине 10 км. Еще менее ясен температурный режим на бóльших глубинах. Оценки температур поэтому значительно менее точны, чем оценки давлений. Ясно, однако, что в целом должны наблюдаться очень сильные перепады температур. Следует также помнить, что предположение о той или иной температуре для некоторого участка, расположенного под одной точкой земной поверхности, нельзя прямо распространять на другие районы и участки.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МАГМЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Вопросы этого раздела схематически изображены на фиг. 1.5. Пользуясь этим графиком, следует всегда помнить о тех неясных моментах, которые были упомянуты в двух предыдущих разделах. Пересечение кривых в точке Z означает, что на глубине 20 км должен существовать расплав при соблюдении следующих условий: 1) состав породы отвечает граниту, 2) породы насыщены водой и 3) возрастание температуры происходит по кривой D. Однако если с глубиной состав пород изменяется в сторону базальта, чему соответствуют условия, близкие к кривой C, то плавление произойдет позднее и может не произойти даже до глубины 50 км. В действительности плавления вообще может не быть в связи с только что отмеченной тенденцией к обогащению пород по мере нарастания глубины более тугоплавким материалом.

Однако такого рода предположения выходят за рамки этой главы. Отметим здесь следующее:

1) Образование гранитных расплавов, вероятно, происходит наиболее интенсивно на глубине от 20 до 30 км, а на более глубоких уровнях состав земной коры неблагоприятен для возникновения расплавов.



Фиг. 1.5. Условия проявления частичного плавления в земной коре.

A — B — интервал измеренных геотермических градиентов; *C — D* — интервал наиболее часто появляющихся геотермических градиентов; *E* — интервал плавления гранита в равновесии с парами воды. Для большинства пород, отвечающих по составу граниту, весьма невелик интервал температур между первыми признаками плавления и почти полным расплавлением в присутствии определенного количества воды (см. гл. 8 и 9). При некотором недостатке воды плавление все-таки начнется в условиях, отвечающих кривой *E*, но завершится лишь в условиях, близких к кривой *F*. *G* — интервал плавления базальта. В отличие от гранитов для полного расплавления базальта требуется после первых признаков плавления повышение температуры на 200° С. Плавление базальтов начинается в условиях, близких к *E*. Если при этом присутствует достаточное количество воды, плавление базальтов может закончиться в условиях, близких к кривой *H*, но при недостатке воды — лишь в условиях, отвечающих кривой *J*. (По работам Barth, 1962; Yoder, Tilley, 1962; Tuttle, Bowen, 1958.)

2) Образование базальтовых расплавов в значительных объемах невозможно на глубине менее 40 км.

3) Плавление в пределах земной коры в целом представляет собой скорее исключение, чем правило.

Все предыдущие замечания относятся к континентальным регионам. Под океанами, где мощность земной коры редко превышает 10 км, плавление внутри коры, видимо, вообще невозможно. Мощные покровы лав Гавайских и соседних с ними вулканических островов, очевидно, генерируются в неизученных областях, ниже раздела Мохоровичича.

Глава 2

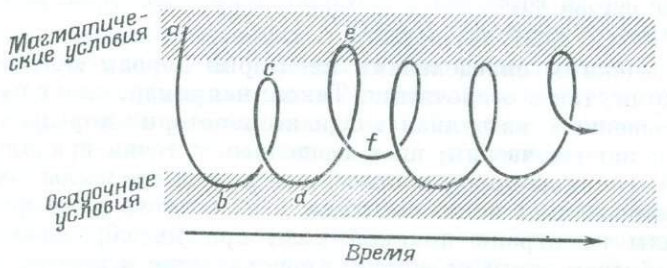
Процессы в земной коре

ЦИКЛИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Вывод предыдущей главы о существовании двух характерных источников магмы подтверждается наблюдениями над магматическими телами, обнажающимися в настоящее время на земной поверхности. Магматическое происхождение базальтовых покровов подтверждается непосредственными наблюдениями их излияния из вулканов. Магматическое же происхождение

гранитных тел вытекает из соотношений с окружающими породами. Вмещающие граниты породы разбиты трещинами, по которым проникали граниты, а обломки таких пород раздроблены и перемещены гранитным флюидом. Тепло, выделяющееся из инъецирующего гранита, обусловливает на его контактах различные изменения вмещающих пород.

Несомненно также, что вещество, привнесенное в земную кору в виде магматических расплавов, непрерывно размывается и сносится в осадки. При этом полевые шпаты превращаются в глинистые минералы, кварц становится морским песком, а кальций, смытый в море в растворенном состоянии, фиксируется организмами в виде карбоната и отлагается после отмирания фауны в виде пластов известняка. Однако если мы спросим, что представляли собой горные породы, в результате плавления которых на глубине 20—30 км генерировалась гранитная магма, то получим ответ, обоснованный детальными исследованиями в течение многих лет и во многих районах, что



Фиг. 2.1. Циклы эрозии, метаморфизма и магматизма.

в большей части они представляли собой осадки. Таким образом, история земной коры имеет циклический характер. Отложенные осадки постепенно перекрываются и погребаются, а вероятно, даже и поглощаются при колебательных движениях мантией. Затем происходит их плавление в благоприятных условиях и выжимание назад в верхние коровые горизонты. Этот процесс сопровождается химическим разделением, или фракционированием. Средние составы осадков и гранитов не одинаковы, в связи с чем при образовании гранитной магмы обычно остается более основной остаток. Способ, по которому эти остатки дают начало базальтовым магмам, не достаточно ясен, однако бесконечная повторяемость процессов в земной коре была ясна уже очень давно. Еще Джемс Хеттон писал: «В мировом устройстве я не мог найти никаких следов начала, никаких перспектив конца». На самом деле, конечно, перспективы конца существуют. В течение каждого цикла из мантии к земной поверхности необратимо переносятся некоторые количества тепла, но в этом случае, как и в часах, приводимых в движение пружиной, осуществится бесчисленное количество циклов, прежде чем израсходуется первоначальный запас энергии.

Геологическая история земной коры не ограничивается лишь одним охарактеризованным выше циклом. На фиг. 2.1 предпринята попытка схематически отобразить разнообразие циклов, проявляющихся в земной коре. Отрезок a — b соответствует полному выветриванию магматических пород и переотложению их вещества в осадках, а отрезок d — e соответствует постепенному превращению осадочных пород с плавлением в конечном итоге. Однако не каждый случай последовательного прогрева осадков завершается их плавлением, точно так же как процесс приспособления магматических пород к пониженным температурам не всегда завершается их полной дезинтеграцией. Как промежуточные между этими крайними состояниями могут рассматриваться процессы метаморфизма, при которых происходят изменения в твердом кристаллическом состоянии. Отрезок диаграммы b — c

может, например, соответствовать превращению писчего мела в кристаллический мрамор, тогда как отрезок $e - f$ может характеризовать превращение дунита (состоящего почти исключительно из кристаллов оливина) в серпентиново-тальковые породы в условиях падения температур. Эти процессы регулируются не только изменениями температуры, но также и давлением, которое также может обусловить изменение минерального состава пород.

В соответствии с изложенными выше соображениями о циклических процессах в земной коре укрепилась трехчленная классификация горных пород с их подразделением на *изверженные* (магматические), *метаморфические* и *осадочные*. Следует, однако, иметь в виду, что не все породы можно однозначно отнести в тот или иной класс. Если мы попытаемся дать четкое определение главным классам пород, то можно сформулировать, например, следующие два положения:

магматические породы образуются в результате затвердевания расплава;
осадочные породы возникают в результате осаждения частиц из водной или воздушной среды под влиянием силы тяжести [1].

По приведенным определениям некоторые породы можно считать как магматическими, так и осадочными. Таков, например, пласт вулканического пепла, выброшенного из вулкана. Однако некоторые породы мы не сможем отнести ни к магматическим, ни к осадочным с точки зрения приведенных определений. К таким породам относятся, например, жилы кальцита, которые кристаллизовались не из расплава, а из водного раствора, но гравитационные силы не играли никакой роли при их образовании.

Таким образом, хотя процессы, происходящие в земной коре, в целом и подчиняются циклическому закону, тем не менее проявляются они весьма разнообразно. На эти процессы налагаются нециклические изменения, необратимо «истощающие» Землю. Такие изменения осуществляются с переходом вещества из состояния с высокой энергией в состояние с более низкой энергией.

НЕЦИКЛИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Имеются две основные группы нециклических процессов:

1. Утечка энергии к земной поверхности, а затем в космическое пространство.

2. Перемещение вещества малой плотности к земной поверхности и параллельная концентрация плотных веществ в центральных частях Земли.

Эти два процесса взаимно связаны. В процессе перераспределения веществ различной плотности генерируется некоторое количество тепла, которое и удаляется в мировое пространство. Возможно, что перераспределение вещества различной плотности представляет собой основной источник тепла Земли. Если это справедливо, то оба рассматриваемых процесса представляют собой просто отдельные стороны единого явления дегенерации Земли. В соответствии с последним соображением рассмотрим прежде всего процесс перераспределения вещества по плотности.

Распределение плотности вещества в природе

Если из ваших рук выскользнет и упадет на пол яйцо, произойдет потеря потенциальной энергии в количестве, равном весу яйца, умноженному на высоту падения. Что же еще в данном случае произошло? В про-

[1] Это определение не совсем полно соответствует всему разнообразию осадочных пород, например коралловым рифам, которые обычно относят к осадкам. Здесь автор вовсе не пытается изменить объем содержания понятия «осадочные породы». Это определение дано лишь для приводимого обсуждения.

цессе падения увеличилась кинетическая энергия, которая при ударе превратилась в энергию упругого напряжения, а затем вновь перешла в кинетическую энергию с некоторым ее рассеиванием в виде звука. В конечном счете в результате трения все осколки пришли в состояние покоя и результативный эффект этого события выразился в ничтожном повышении температуры окружающей среды. Кроме того, конечный результат выразился также в смещении вверх объема воздуха, занятого яйцом, т. е. в перемещении примерно 20 см^3 на высоту 1 м. По существу весь рассмотренный процесс представляет собой *перераспределение вещества по плотности*, выражающееся в опускании плотного материала и подъеме легкого вещества равного объема, что сопровождается некоторой общей потерей энергии в окружающую среду. Такого же рода перераспределение вещества по плотности непрерывно происходит и внутри Земли.

В соответствии с современными теориями эволюции планет в Земле на ранних стадиях ее развития распределение вещества по плотности было менее упорядоченным, чем в настоящее время. Однако вскоре возникло грубое расслоение вещества. Материал с плотностью более 5 г/см^3 сконцентрировался в центральной части планеты, выше расположились более легкие твердые вещества, а во внешней части обособились преимущественно летучие вещества, которые мы в настоящее время наблюдаем в виде океанов и воздушной оболочки Земли [1]. Закончилось ли к настоящему времени это фракционирование вещества? В ответ на этот вопрос, как и на многие другие, можно прежде всего сказать, что наши знания о мантии Земли пока еще очень ограниченны, однако мы достаточно хорошо знаем земную кору, для того чтобы на ее примере продемонстрировать вариации плотности вещества. В процессе бурения может, например, наблюдаться следующая смена пород сверху вниз (в г/см^3); пласты солей (2,2), известняк (2,6), гранит (2,6) и метаморфические породы (2,7—2,9). Вместе с тем известно, что вода и нефть встречаются на больших глубинах, тогда как при упорядоченном по плотности распределении вода должна была бы располагаться выше горных пород, но ниже нефти. Конечно, в большинстве случаев погребение солей и углеводородов обусловлено седиментацией и не может рассматриваться как явление, унаследованное от первичного состояния Земли. Тогда уместно задать вопрос: все ли случаи обратного расположения вещества по плотности обусловлены вторичными наложенными процессами или некоторые из них имеют первичный характер?

Обоснованно ответить на этот вопрос мы пока не можем. Однако могут быть и некоторые общие соображения на этот счет. Если мы предположим, что аномальное распределение по плотности некогда существовало, что нельзя полностью исключить, то оно совершенно исчезло к настоящему времени; по мере того как расслоение становилось более совершенным, обусловливающие этот процесс силы должны были ослабевать. Таким образом, правильнее было бы поставить вопрос следующим образом: с какой скоростью в настоящее время происходит утечка легкого вещества из мантии в земную кору? Этот вопрос имеет важное значение при рассмотрении процесса миграции воды и ионов калия. Он также имеет прямое отношение к грандиозным излияниям базальтов Индии, Южной Африки, Исландии и Гавайских островов. Действительно, в какой же мере эти базальты, поднимающиеся из мантии, представляют собой продукт дифференциации еще более плотного вещества? В настоящее время очень трудно судить об этом

[1] Теоретически возможно иное понимание высоких плотностей глубинных частей Земли. Все минералы, известные на дневной поверхности, являются фазами низкого давления. При высоком и сверхвысоком давлении они переходят в новые минералы — фазы высокого давления, имеющие значительно более высокую плотность. Так, кварц (плотность 2,7) переходит в коэсит (плотность 3,01) или стишовит (плотность 4,35). — *Прим. ред.*

337

определенно, хотя можно надеяться, что данные по определениям изотопного состава в конце концов создадут основу для решения этой проблемы. Важным фактом, имеющим отношение к проблеме, является установление восходящих струй метана в южноафриканских алмазных трубках. Алмазы образуются лишь при очень большом давлении. Вместе с тем и в самих кимберлитовых алмазоносных трубках проявлялись большие давления, поскольку породы, их выполняющие, мелко раздроблены. Последнее означает, что эти породы, несомненно, претерпели напряжение, превышающее их прочность на разрыв, однако для образования алмаза требуется большее давление, чем те напряжения, которые могут выдержать породы, т. е. необходимы очень высокие гидростатические давления. Таким образом, алмазоносные породы предположительно проникали из уровней, расположенных ниже земной коры. Геологическая обстановка не позволяет предполагать, что метан был захвачен алмазоносными породами в процессе пересечения пород земной коры. Следовательно, остается предположить, что метан в настоящее время продолжает выделяться из мантии. Развивая эту мысль, можно полагать, что и другие вещества с низкой плотностью продолжают поступать из мантии к поверхности Земли.

В обоснование приведенного выше соображения выдвигались также несколько косвенные, но более обоснованные с количественной стороны доказательства. В частности, Ранкорн (Runcorn, 1964) показал, что отделение силикатов от более плотных сульфидов, окислов и самородных металлов к настоящему времени еще не закончилось. Независимо от того, закончился этот процесс разделения или нет, можно подсчитать количество тепла, генерировавшегося в результате миграции вниз более плотных компонентов в направлении к ядру Земли. Для общей качественной оценки этого явления достаточно знать современное распределение вещества по весу в Земле. Если допустить, что все это вещество на ранних стадиях эволюции планеты имело одинаковую плотность от поверхности до центра Земли, то тепло, выделявшееся в результате перераспределения материи по плотности, было достаточным для повышения температуры Земли в целом примерно до 3000° С. Таким образом, процесс перераспределения вещества по плотностям имеет важнейшее значение для геологии и играет существенную роль как при оценке планетарных явлений, так и сугубо локальных превращений.

Утечка энергии

Утечка энергии происходит преимущественно в виде тепла. При землетрясениях некоторое количество энергии поступает к земной поверхности с сейсмическими волнами и расходуется на разрушение зданий и т. д.; однако эти внешне эффектные явления в целом играют незначительную роль в балансе земной энергии. Перенос тепла в Земле, как и в лабораторных условиях, осуществляется посредством конвекции, теплопроводности и радиации. В приповерхностных условиях главная роль принадлежит теплопроводности, количественная оценка которой была дана в гл. 1. Во внутренних частях Земли, вероятно, огромную роль играет радиация. С точки зрения обычного человеческого опыта радиация преимущественно осуществляется сквозь газовую среду, однако при температурах свыше 1000° С возможна радиация тепла сквозь твердые тела. Перенос тепла от горячего ядра к холодной жесткой земной коре осуществляется в основном в результате конвекции — механического перемещения горячего вещества. Рассмотрим случай извержения лавы с температурой около 1000° С, впоследствии охладившейся на поверхности приблизительно до 0° С. Удельная теплоемкость базальта составляет 0,3 кал/г, или 1 кал/см^3, т. е. даже с одним кубическим сантиметром базальта в атмосферу поступает около 1000 кал. Если размеры лавового потока составляют 10 км $\times$ 1 км $\times$ 10 м, то поступившее с ним тепло составляет 10^{17} кал.

Сравним, например, количество тепла, поступившего конвективным способом при деятельности Этны, и количество тепла, поступившего посредством теплопроводности на всей остальной территории Сицилии. Эти два источника поступления тепла стали бы равны в том случае, если бы из Этны каждые 10 лет изливался один лавовый поток указанных выше размеров. При этом мы принимаем, что тепловой поток в Сицилии близок к среднему вообще для континентов и составляет около $1{,}5 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с.

В связи с приведенным сопоставлением следует отметить, что на Земле можно указать лишь немногие участки, в которых в течение исторического времени перенос тепла посредством конвекции был бы столь же интенсивен, как тепловой поток, обусловленный теплопроводностью. К этому заключению, однако, следует привести четыре замечания:

1. Вулканизм проявляется иногда гораздо более интенсивно, чем рассмотренный выше лавовый поток. Однако такие крупные вспышки вулканизма были в пределах исторического времени слишком редки, для того чтобы можно было оценить их «среднюю частоту» в аспекте геологического времени.

2. При поступлении магмы на небольшие глубины и затвердевании ее здесь происходит утечка тепла к поверхности посредством теплопроводности. Однако значительную часть земной коры это количество тепла перетекло в результате конвекции.

3. Средняя мировая потеря тепла посредством теплопроводности могла отличаться от современной в другие периоды в ту или иную сторону.

4. В отдаленном прошлом суммарный тепловой поток на Земле должен был быть значительно больше, чем в настоящее время в связи с более высокой радиоактивностью. Однако это избыточное тепло могло использоваться на нагревание Земли. По подсчетам Барта (Barth, 1962), в раннем докембрии (3 млрд. лет назад) в земной коре было в 5 раз больше радиоактивного калия, чем в настоящее время, что могло удвоить скорость генерации радиоактивного тепла.

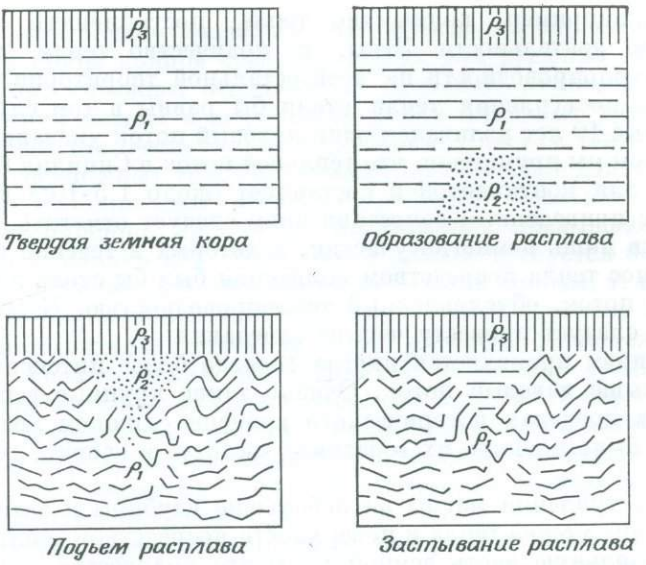
В связи с этим в то время термические градиенты были, вероятно, значительнее, интенсивнее проявлялась магматическая деятельность и обусловленное теплом перераспределение вещества по плотности, к которому мы теперь и обратимся.

Перераспределение вещества по плотности, обусловленное теплом

Выше было показано, что перераспределение вещества по плотности обусловливает генерацию тепла, однако в равной мере справедливо и обратное положение, что тепло может обусловливать перераспределение вещества различной плотности. Об этом прежде всего говорит меньшая плотность расплавов по сравнению с твердыми породами того же состава (табл. А1.5).

Таким образом, если к нижней части какой-либо массы горной породы поступает тепло в количестве, достаточном, чтобы вызвать плавление, автоматически возникает обратное аномальное распределение плотностей. На фиг. 2.2 показана последовательность событий, происходящих в этом случае. Конечное состояние цепи этих событий аналогично исходному с точки зрения распределения вещества по плотности. В этом цикле лишь происходит перенос некоторого количества тепла из нижних уровней земной коры в верхние. Рассматриваемое событие — лишь часть одного из циклов, схематически показанных на фиг. 2.1.

Короче говоря, подъем магмы и погребение осадков носят циклический характер с точки зрения круговорота вещества, но необратимы в отношении переноса тепла.



Ф и г. 2.2. Утечка тепла в результате проявления циклов конвекции.

На диаграмме в порядке уменьшения плотности вещества представлены следующие образования: твердые кристаллические породы земной коры (плотность ρ_1); расплав, возникший за счет коровых пород (плотность ρ_2); поверхностные осадки (плотность ρ_3).

Необратимая аккумуляция кальция в карбонатном веществе

Кальций наряду с другими элементами мигрирует в верхние горизонты с магматическими расплавами, а затем погребается с осадками. Однако определенная необратимость в его поведении возникла с появлением известковых организмов. По мере эволюции этих организмов вначале водоросли, а позднее ряд раковинных животных обусловили аномально повышенное количество кальция в близповерхностных частях земной коры в виде карбонатного вещества [1]. Таким образом, следует различать неорганический и органический циклы круговорота кальция в природе. Органический цикл приводит к все возрастающему необратимому накоплению кальция в верхних частях земной коры. Этот необратимый процесс начался лишь во второй половине истории Земли и наивысшего проявления достиг в период расцвета фораминифер в меловой период. Фораминиферы используют кальций, поступивший с материков в моря, и отлагают его в глубоких частях океана. Таким образом, в настоящее время происходит процесс изменения валового состава пород континентов. Конечную роль этого процесса в характере событий, осуществляющихся в земной коре, можно будет оценить лишь в далеком будущем.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. За исключением некоторых участков, в земной коре наблюдаются закономерные последовательные изменения состава. При этом в более глубоких ее частях горные породы содержат меньше кремнезема и больше минералов с высокой плотностью.

2. Такой характер распределения вещества нарушается циклическими процессами, выражающимися в подъеме магмы и погребении осадков.

[1] Вряд ли можно согласиться с таким определением природы накопления известковых осадков. Осаждение извести идет только в тех местах океана, где вода пересыщена карбонатом кальция; только в таких местах и могут накапливаться скелеты организмов; в другом случае они были бы полностью растворены. Таким образом, отложение известняков определяют не биогенные, а химические факторы.— *Прим. ред.*

3. Подъем магмы часто может быть обусловлен ее меньшей плотностью по сравнению с окружающими кристаллическими породами.

4. Конечный эффект только что указанного цикла выражается преимущественно в переносе тепла вверх.

5. Возможно также, что в этом цикле некоторая необратимость проявляется по мере переноса тепла и в транспортировке в верхние приповерхностные слои вещества с низкой плотностью.

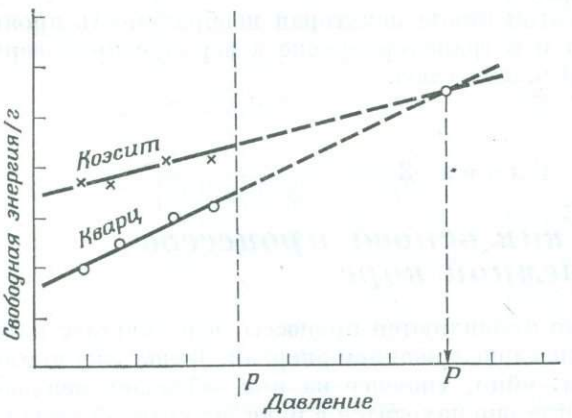
Глава 3

Энергетика как основа процессов в земной коре

В природе преимущественно проявляются процессы, в результате которых возникают вещества с меньшим содержанием энергии. Выше уже приводился пример с падением яйца: яйцо, упавшее на пол, обладает меньшей потенциальной энергией, чем когда оно находится в руке, из которой выпало. Если каких-либо сдерживающих факторов нет, существует тенденция к самопроизвольному переходу из второго состояния в первое. Аналогично некоторое тело в обстановке более высокого давления обладает меньшей энергией, чем в условиях пониженного давления. И в этом случае при отсутствии сдерживающих факторов тело будет переходить из состояния высокого давления в состояние низкого давления. Такой случай, например, имеет место при взрыве аэростата и уходе из него газа. Нередко происходит взаимодействие двух противоположно направленных тенденций, как, например, в атмосфере. Силы земного притяжения стремятся сместить молекулы из стратосферы в нижние воздушные слои. Однако молекула, двигающаяся в этом направлении, в результате перемещения в области повышенного давления приобретает столько же энергии, сколько теряет ее в «свободном падении». Если бы близ поверхности Земли скопилось слишком много молекул газа, давление здесь неизбежно стало бы выше, чем в настоящее время. При этом молекулы, вновь перемещаясь вверх, могли бы терять энергию. Подобный процесс миграции молекул действительно непрерывно проявляется в атмосфере. Изменение давления в атмосфере с высотой происходит таким образом, что суммарная энергия, обусловленная как давлением, так и силой тяжести, находится на самом низком возможном уровне. Любое отклонение от этого состояния влечет за собой увеличение суммарной энергии, в связи с чем в атмосфере сразу же проявляется тенденция к восстановлению равновесного состояния с наименьшей энергией. В качестве другого примера проявления тенденции к состоянию с минимальной энергией выше уже рассматривалась преимущественная приуроченность тяжелых горных пород к глубоким частям Земли. Этот принцип проявляется не только в изменении пространственного размещения вещества, но и в изменении его состояния.

Твердый кремнезем существует во многих формах, из которых наиболее заметно различаются по плотности кварц и коэсит. В структуре коэсита ионы располагаются теснее друг к другу, чем в структуре кварца. Очевидно, увеличение давления должно способствовать превращению кварца в коэсит. Чтобы точно определить величину давления, при котором произойдет это превращение, необходимо помнить, что кварц будет переходить в коэсит лишь после того, как количество энергии на единицу объема коэсита станет меньше аналогичного показателя для кварца. Исходя из этих соотношений, можно прийти к определенным петрологическим выводам. На фиг. 3.1 графически показаны результаты определения в лаборатории количества энергии на единицу объема кварца и коэсита при различных давлениях. Даже если

мы практически не можем непосредственно определить давление в точке рассматриваемого превращения, эту величину удается получить экстраполяцией двух кривых в точке их пересечения. Как только кривая коэсита оказы-



Фиг. 3.1. Оценка давления перехода модификаций.

Предположим, что эксперименты не могут быть проведены при давлениях выше p. В этом случае серия определений при меньших величинах давления позволяет определить величину P путем экстраполяции. (На самом же деле величина P вполне поддается экспериментальному определению и в рассмотренной процедуре нет необходимости.)

вается ниже кривой кварца, коэсит становится устойчивой формой. Существуют и более надежные, в том числе непосредственное определение давления, способы установления точки перехода, и в данном случае этот пример использован для иллюстрации самого принципа.

ОБЩАЯ И СВОБОДНАЯ ЭНЕРГИЯ

Таким образом, необходимо усвоить, что энергию кристалла можно разделить на две части: 1) энергию ионов, которую они могли бы иметь при условии стационарного расположения без каких-либо смещений в своих идеальных позициях; 2) избыточную энергию тех же ионов, обусловленную непрерывной их миграцией и смещением по крайней мере части их из идеальных позиций.

Общая энергия кристалла слагается из двух перечисленных выше частей, тогда как точки превращений определяются только энергией первого типа. Эта энергия имеет преимущественно электростатическую природу и называется *свободной энергией* (F). Различия между свободной и общей энергией объясняют следующий парадокс. При температуре $+1°$ С лед самопроизвольно превращается в воду лишь с поглощением тепла. Если самопроизвольные изменения всегда сопровождаются уменьшением содержания энергии вещества, следовало бы ожидать выделения тепла при таянии льда. Реально наблюдающееся поглощение тепла объясняется тем, что в воде ионы колеблются более энергично, чем в твердом льде. На самом деле превращение вещества со структурой льда в вещество со структурой воды при температуре $+1°$ С происходит с высвобождением тепла, однако количество этого тепла меньше, чем необходимо для того, чтобы обусловить очень интенсивные колебательные движения ионов в воде. Таким образом, в общем самопроизвольные реакции могут быть экзотермическими или эндотермическими.

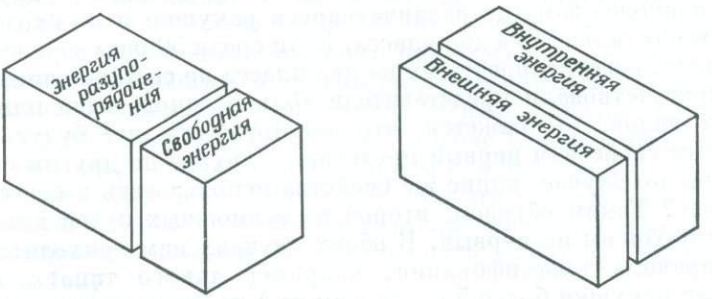
Другая часть общей энергии может быть названа *энергией разупорядочения*. Иногда ее называют *связанной энергией*, для того чтобы противопоставить свободной энергии, однако такое название не оправдано. Энергия разупорядочения обозначается символом TS, где S — энтропия вещества, т. е. степень свободы, с которой в этом веществе может происходить внутреннее переустройство, а T — температура, контролирующая интенсивность проявления этой степени свободы.

Общую энергию можно также расчленить на две другие составные части: U и PV (фиг. 3.2). Здесь P — давление на рассматриваемый кристалл, а V — объем кристалла. Таким образом, PV — работа, которую необходимо произвести, чтобы в пустоте переместить кристалл при давлении P на величину, равную его объему. Поскольку PV означает энергию, которую кристалл приобретает лишь в случае приложения внешнего давления (P), первый член может быть назван *внешней энергией*, тогда как другой член (V) приведенного выше выражения можно назвать *внутренней энергией*. Приравнивая два выражения общей энергии кристаллов, мы получим

$$F+TS=U+PV.$$

Преобразовав это выражение в форму $F = U + PV - TS$, мы получаем возможность оценивать зависимость свободной энергии от температуры и давления, что соответственно представляет важную предпосылку для предсказания вероятных точек превращений минералов в земной коре.

За редкими исключениями, почти любой геологический процесс может рассматриваться как специфический случай общего положения: система



Ф и г. 3.2. Два способа разделения общей энергии кристалла на составные части.

стремится к изменениям, в результате которых уменьшается ее общая свободная энергия [1]. Проблема, относящаяся к этому общему положению, рассматривается термодинамикой, основы которой должны усвоить все серьезно занимающиеся петрологией. Для нас достаточно еще раз подчеркнуть, что в природе невозможны процессы без переноса энергии. В следующих главах мы попытаемся на отдельных примерах проанализировать энергетический баланс различных процессов.

Глава 4

Общие принципы классификации, определений и описания

В следующих главах нам придется рассмотреть различные классификации и определения. В связи с этим необходимо ознакомить читателя с точкой зрения автора на эти предметы. Однако читатели, сознающие важность и сложность классификаций, могут непосредственно переходить к гл. 5.

В мире минералов природа обусловила четкое разграничение видов. Некоторый минерал может быть амфиболом или пироксеном [2], но никак

[1] Это положение совместимо с приведенным определением свободной энергии лишь для случаев, когда давление представляет собой параметр, не зависящий от состояния системы. В геологической обстановке это условие практически никогда полностью не соблюдается, однако для обычных построений это наиболее удобное и простое упрощение.

[2] Все упомянутые в книге минералы систематизированы в табл. А1.3.

не может оказаться промежуточным между ними. Однако нет четких природных границ между горными породами. Обычно, если необходимо рассмотреть какой-либо специфический класс горных пород, приходится вначале дать четкое определение этому классу и решить, какие же породы попадают в него. В этом и состоит собственно классификация, которая играет важную роль не только в петрологии, но и относится к числу наиболее важных моментов мышления вообще.

Поскольку классификация не только необходима для правильного понимания петрологических объектов, но и сами эти объекты позволяют более обоснованно судить об общих принципах классификации, мы остановимся на этом вопросе ниже в самом общем виде.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Допустим, что нам нужно классифицировать 50 ракушек. При этом можно сразу же пойти двумя путями: 1) принять некоторый классификационный критерий, например вес, а затем решить, что все раковины весом менее 5 г должны составлять один класс, а все остальные — другой; 2) отобрать две наиболее заметно различающиеся ракушки и по сходству с ними разделить все остальные на два класса. Если среди 50 ракушек действительно были два вида, рассортировать их на два класса не составит никакого труда. Но если присутствовали представители только одного вида или, наоборот, нескольких видов, то окажется, что некоторые из них будут напоминать по отдельным свойствам первый прототип, а другие по другим свойствам — второй. В таком случае, какие же свойства использовать в качестве классификационных? Таким образом, второй из возможных путей классификации становится похожим на первый. В обоих случаях нам приходится выбирать какие-то правила классификации, например такого типа:

Если вес ракушки более 5 г, относим ее к первому классу, а если высота ракушки больше ее длины, относим ее ко второму классу и т. д.

Принимая ряд таких критериев, мы должны соблюдать два условия:

1. Каждый из классифицируемых предметов должен попадать в какой-то класс.

2. Нельзя допускать, чтобы какой-либо предмет попадал одновременно в два класса.

Если в рассмотренном выше примере признать удобным оба критерия, мы столкнемся с большими трудностями в связи с тем, что совмещение критериев начнет противоречить какому-либо из только что приведенных требований к классификации. Так, длинная низкая ракушка весом менее 5 г не попадет ни в один из классов, тогда как высокая тяжелая ракушка может попасть в любой из этих классов.

Здесь автору могут возразить, что вообще, видимо, не может быть попыток классификации с такими неудовлетворительными критериями, однако остается несомненным факт, отмеченный в гл. 2: подразделение горных пород на магматические и осадочные с неудовлетворительными классификационными признаками. Во избежание такого рода трудностей мы должны четко представить себе, что один критерий определяет существование лишь двух классов (класс объектов, удовлетворяющих этому критерию, и класс объектов, не удовлетворяющих ему). Таким образом, когда мы утверждаем (стр. 16), что «магматические породы образуются в результате затвердевания расплавов», мы устанавливаем лишь два класса пород — магматический и немагматический. Когда же мы идем дальше и даем следующее определение: «Осадочные породы возникают в результате осаждения частиц из водной или воздушной среды под влиянием силы тяжести» [1], мы опять-таки выделяем два класса пород:

[1] См. прим. на стр. 16.

	Магматические	Немагматические
Осадочные		
Неосадочные		

Таким образом, мы не должны удивляться, когда обнаружатся примеры четырех видов горных пород (исключая даже метаморфические.)

Автор вовсе не старается в этом разделе опорочить узаконенную временем трехчленную систему деления горных пород, а лишь пытается показать, что четкая классификация процессов облегчает понимание сложных явлений природы. Геолог, называющий коралловый риф «осадочным», расширяет обычное понятие осадка ради усовершенствования классификации, и в его же собственных интересах ясно отдавать отчет в совершенных при этом логических операциях.

Причины появления четырех классов пород при намерении выделить лишь два класса заключаются в том, что использовались слишком различные классификационные признаки. Один класс был установлен по способу образования, другой — по источнику вещества. Использование невыдержанных признаков при классификациях часто приводит к появлению большего числа классов, чем необходимо, и другим осложнениям. Рассмотрим, например, два термина — *известняк* и *песчаник*. Первое понятие определяется преимущественно составом, присутствием в породе главным образом карбонатного вещества, а признаком другой породы служит его структура (большинство зерен имеет размер от $^1/_{16}$ до 2 мм). Оба эти термина очень полезны, но они представляют собой неэквивалентные классы в классификации осадков. При классификации осадков мы должны идти по какому-нибудь одному из следующих путей:

использовать в качестве критерия только структуру породы (конгломерат, песчаник, алевролит и т. д.), или

использовать в качестве критерия только состав (известняк, глиноземистый осадок, кремнеземистый осадок и т. д.), или

использовать в каждом определении оба критерия (кварцевый песок, кварцевый алеврит, известковый песок, известковый алеврит и т. д.), или

использовать оба критерия, но последовательно, например:

1) состав: *известняк* или *не известняк*;

2) если порода не относится к известнякам, используем в качестве дальнейшего признака структуру: *конгломерат* или *песчаник*, или *алевролит*.

Последнюю систему классификации кратко можно свести к схеме

Известняк	Конгломерат
	Песчаник
	Алевролит

Из четырех рассмотренных принципиальных схем классификации последняя, очевидно, наиболее удобна при широком использовании, однако она подразумевает расширенное определение песчаника, которое в этом случае следует формулировать следующим образом: «породы с подчиненным количеством карбонатного материала с размерами зерен от $^1/_{16}$ до 2 мм».

И в этом случае автор не стремился рекомендовать какую-либо определенную систему общей классификации, а лишь хотел показать, каким образом исследователи, разрабатывая собственную классификацию, могут избавиться от ряда трудностей. Наиболее обычный источник недоразумений при классификации — это смешение генетических и наблюдаемых признаков. Примеры этого будут приведены ниже.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ОПИСАНИЕ

Определить какой-либо предмет или явление — это значит отнести его к какому-то классу. Например, мы одним и тем же выражением устанавливаем класс магматических пород и определяем конкретную магматическую породу. Определение должно содержать критерии, позволяющие отнести определяемый объект к необходимой категории по минимальному количеству признаков.

Совершенно иные цели преследует описание. Оно должно создавать у читателя ясную картину объекта или класса описанных объектов. Чем больше деталей мы отразим в описании, тем лучше. В определение должны войти лишь свойства, присущие каждому члену определяемого класса, в описании же мы можем отмечать, что одни свойства проявляются в большей, другие в меньшей степени и т. д. В определении не должно быть слов «наиболее», «немного», «обычно» и т. п.

Поскольку при любом описании необходимо прежде всего сказать о его предмете, описанию должно предшествовать определение, хотя иногда оно и не совсем соответствует описанию. В приводимых ниже примерах курсивом выделены определения.

Известняком называется порода, состоящая главным образом из арагонита, кальцита или доломита [1]. Плотность известняков обычно 2,4—2,8. Окраска может быть белой, серой, черной, желтой или других оттенков. Иногда известняки возникают в результате неорганических химических реакций (химического осаждения), но большая их часть образуется в результате отложения остатков известковых организмов...

Порода карьера Реген представляет собой известняк с очень небольшим удельным весом и розовой окраской...

Образец 268 (место взятия: карьер Реген). Этот образец — известняк с диаметром зерен менее 1 мм...

---

[1] В оригинале именно так, но это, конечно, неправильно. Известняк состоит только из кальцита. Минералом доломитом сложены доломитовые горные породы. Могут быть выделены доломитизированные известняки и, наоборот, — известковистые доломиты.— *Прим. ред.*

Часть вторая

Магматические породы

В этой части разбирается проблема магматических пород и предпринимается попытка ее решения. В гл. 5—7 суммируются известные наблюдаемые факты и привлекаются для их объяснения некоторые положения химии и физики, а также данные по искусственным материалам. Главы 8—11 посвящены общим теоретическим вопросам, а гл. 12—методам изучения магматических пород.

Глава 5

Формы тел и структуры обычных магматических пород

Высказываемое иногда скептическое отношение к возможности образования некоторых твердых горных пород из расплава неуместно в связи с существованием современного вулканизма. При вулканических извержениях можно непосредственно наблюдать процесс застывания лавы. Застывшие лавы похожи на такие же древние и более грубозернистые породы. Путем ряда сопоставлений легко выявляется магматическое происхождение пород, развитых вдали от известных вулканов. В связи с их принципиальным значением для понимания магматизма рассмотрим вначале вулканы, не ограничиваясь одной описательной стороной, но пытаясь оценить свойства и энергию магм. Эти генетические моменты представляют собой основу приводимых в конце настоящей главы описаний магматических плутонических пород.

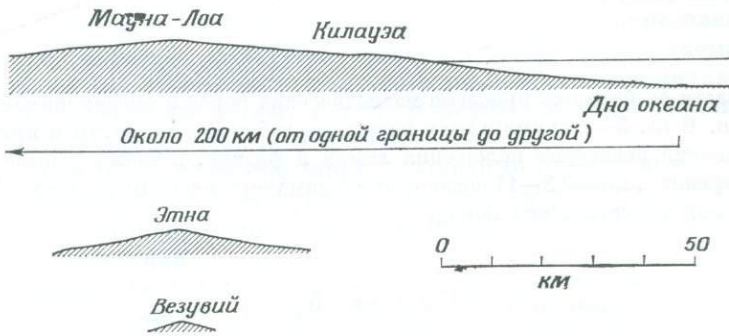
ВУЛКАНЫ И МАГМЫ

На фиг. 5.1 приведены в одном масштабе схематические разрезы некоторых типичных вулканов. Следует отметить, что все вулканы с крутыми склонами относятся к числу мелких, хотя не у всех мелких вулканов крутые склоны. Крутизна склонов определяется природой изливавшегося материала. Так, гавайские вулканы, крутизна склонов которых составляет в среднем 5°, сложены базальтами. Даже при таком небольшом наклоне текучесть базальтовых лав позволяет последним перемещаться со скоростью нескольких километров в час. В отличие от этого лава, извергнутая Мон-Пеле в 1903 г., была настолько густой, что вообще не могла течь под действием собственного веса (фиг. 5.3). Тем не менее эта лава обладала строением вязкой жидкости и вертикально выжималась из вулканического канала, подобно маслу из тюбика. Лабораторные определения позволяют считать, что текучесть лавы в двух упомянутых случаях различалась примерно в 10^8 раз.

Совсем не обязательно, чтобы вулканы с промежуточной крутизной склонов состояли из продуктов умеренной текучести, поскольку такие наклоны имеют и естественные углы сноса пришедших в состояние покоя сухих обломочных вулканических пород. К числу вулканов со средней крутизной склонов относятся, в частности, Везувий, Фудзияма, Этна, Лассен-

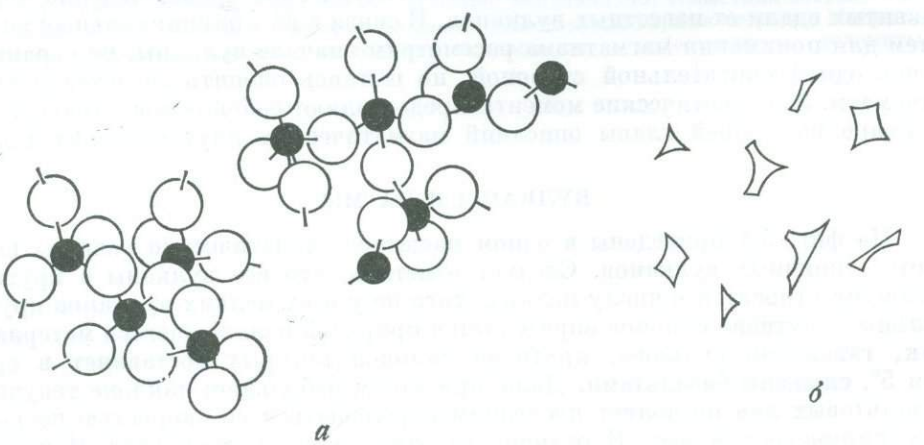
Пик. Конусовидная форма этих вулканов обусловлена преимущественно тем, что они сложены обломочным материалом. Склоны их сходны с рыхлыми осыпями, образующимися у подножия разрушающихся утесов. Тем не менее различия в текучести лав Мон-Пеле и Гавай имеют важное петрологическое значение. Эти два типа лав представляют собой конечные члены серии, в которой теоретически возможны все промежуточные состояния.

Частично различия в текучести лав обусловлены разницей в их температуре излияния. Установить температуру непосредственно внутри дви-



Ф и г. 5.1. Сопоставление величины вулканов. (С изменениями из работы Menard, 1964.)

жущегося потока лавы трудно, однако измерения на поверхности и лабораторные испытания позволяют полагать, что гавайские лавы в момент извержения были нагреты примерно до 1000° С, тогда как температура «иглы» Мон-Пеле была 600° С или еще меньше. Помимо температуры, свойства лав определяются также химическим составом, и при прочих равных условиях вязкость лавы прямо зависит от содержания в ней кремния. К сожалению,



Ф и г. 5.2.

а — связи ионов кремния и кислорода в магме; *б* — обломки пепловых пузырьков (спикулы) вспученного вулканического стекла, возникшие в результате взрыва лавы в процессе ее вскипания.

в обычном химическом анализе горных пород дается не содержание кремния как такового, а двуокиси кремния без данных о том, в каком состоянии находился кремний в изучаемой породе. В гавайской лаве содержится около 50% SiO_2, а в мон-пелейской — примерно 70%. Почему эти вариации химизма контролируют текучесть лав? Другие компоненты горных пород — Al, Ca, Fe, Mg и т. д.—, а также кислород присутствуют в силикатном расплаве

в виде ионов Al^{3+}, Ca^{2+}, O^{2-} и т. д. По мере застывания горной породы возникают связи этих ионов с образованием комплексов типа $(AlO_2)^{1-}$. В связи со специфической конфигурацией электронов у кремния такие связи возникают значительно эффективнее, чем у других элементов. Поэтому даже в жидком магматическом состоянии в лаве существуют довольно сложные сетевидные структуры (фиг. 5.2, *а*). Этот процесс напоминает полимеризацию органических веществ, оба явления сопровождаются превращением мобильных флюидов в жесткие вещества. Таким образом, наблюдая очень вязкую лаву, мы вправе предположить, что она обогащена кремнеземом.

Терминология

Кремнезем — двуокись кремния.

Кислый, основной. Поскольку энстатит $MgSiO_3$ можно рассматривать как соль, образованную кислотой H_2SiO_3 и основанием $Mg(OH)_2$, как, например, в NaCl (кислота HCl и основание NaOH), породы, обогащенные кремнеземом, называют *кислыми*, а породы, обогащенные Mg, Ca и Fe, называют *основными*. Более полно эти термины обсуждаются в гл. 6.

Стекло — магматический расплав, охладившийся при температуре земной поверхности без раскристаллизации.

С кислотностью магмы связана и ее способность к растворению газов. Понятие о растворении воды в силикатном расплаве не совсем обычно. Так, если вливать воду в текущую лаву, никакого растворения не произойдет и вода будет мгновенно превращаться в пар. В быту нам хорошо известна растворимость CO_2 в воде под давлением (газированные напитки). Аналогично если силикатный расплав и пар будут находиться под давлением в герметической камере, то некоторое количество пара будет переходить в растворенное состояние. Внутренние части Земли можно рассматривать как своеобразные автоклавы, в которых силикатные расплавы сосуществуют с газовой фазой. Поэтому лавы, достигшие земной поверхности, содержат в растворенном состоянии водяной пар, CO_2 и другие газы. Вспомним теперь, что содержание HCl в воде определяет способность такого водного раствора к растворению цинка. По аналогии с этим явлением можно допустить, что и содержание SiO_2 в магме контролирует ее способность к растворению паров воды. При заданных давлении и температуре более кислая магма способна растворить большее количество паров воды [1].

Сочетание повышенной вязкости и относительно большого содержания растворенных газов, которое может достигать 10 вес.%, приводит к возникновению у кислых магм эксплозивной (взрывной) способности, обычно отсутствующей у основных магм. Энергия вулканических взрывов бывает двоякого рода: 1) связанная в напряженном состоянии горных пород, которое снимается в момент разрыва с образованием обособленных обломков, лишившихся своего былого напряженного состояния; 2) связанная в пузырьках сжатого газа, которые возникают в вязкой магме по мере ее продвижения в близповерхностную обстановку, характеризующуюся низким давлением. Энергия второго вида значительно больше, чем первого. Выделение газа из жидкой основной магмы происходит довольно спокойно и иногда вызывает ее вспенивание, но в вязких и хрупких кислых магмах состояние, близкое к пене, часто бывает неустойчивым, газы взрывают вспененную магму, в связи с чем из вулканов извергаются массы мелких острозубчатых обломков (фиг. 5.2, *б*), рассеивающихся на километры вокруг вулканических аппаратов.

В табл. 5.1 приведены упрощенные составы кислых и основных лав.

[1] Это положение не совсем правильно; кислая магма всегда содержит больше растворенных паров, но это обусловлено условиями возникновения, а не их способностью растворять воду.— *Прим. ред.*

Таблица 5.1

Обычные составы кислых и основных магм, вес.%

Компоненты	Кислая магма	Основная магма
SiO_2	65—75	48—58
Al_2O_3	12—16	13—17
Fe_2O_3	4—8	9—14
FeO		5—8
MgO	4—6	8—12
CaO		
Na_2O	6—9	3—5
K_2O		
Сумма нелетучих компонентов	92—95	96
H_2O	90	80
CO_2	3	8
Галоиды	5	5
H_2S	1	5
SO_2		
Содержание летучей фракции в целом	5—8	2—6

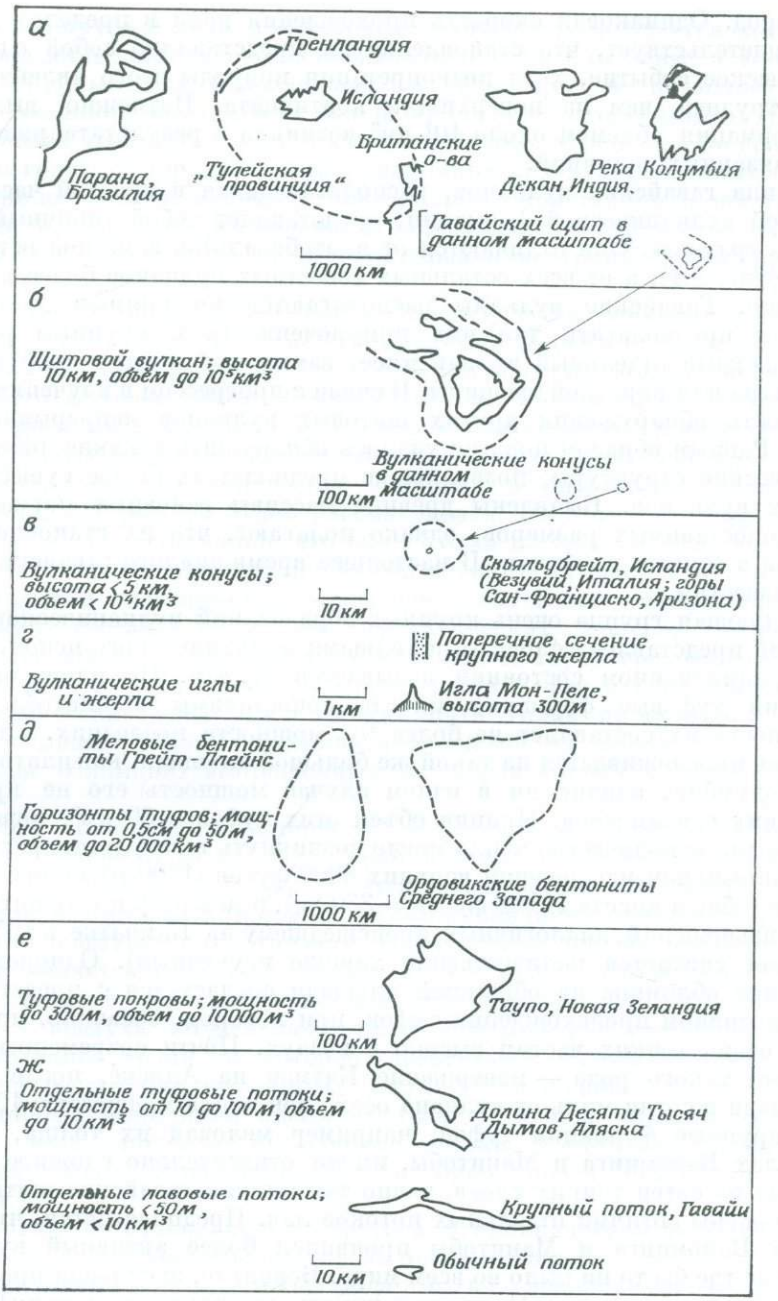
Примечание. Возможны сильные отклонения от приведенных типичных содержаний, особенно летучих веществ.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ, ВОЗНИКШИЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В предыдущем разделе вулканическая деятельность рассматривалась в свете событий, совершавшихся в историческое время, при этом внимание было сосредоточено на природе магмы в момент извержения. Сейчас мы обратимся к продуктам извержений, к телам горных пород, сформировавшимся из вулканического материала на земной поверхности (фиг. 5.3).

Наиболее крупные массы вулканических пород, представленные излившимися базальтами, обычно нельзя рассматривать как связанные с извержениями из какого-либо одного небольшого канала. Так, в результате изучения особенно хорошо обнаженных базальтовых покровов Исландии выяснилось, что они возникли вследствие излияния магмы из трещин протяженностью в сотни километров. Такие грандиозные излияния базальтов в историческое время не происходили. Наиболее крупный базальтовый поток, извергшийся в Исландии в 1783 г., занимает площадь, соответствующую размерам запятой на фиг. 5.3, *а*. Крупные же формации излившихся базальтов, называемые также платобазальтами, представляют собой структуры, по размерам сопоставимые с Аппалачской горной системой. Становление каждой формации представляло собой крупное событие даже в глобальном масштабе. Состав платобазальтов очень слабо изменяется как в пределах одной формации, так и в разных формациях, несмотря на то что их становление происходило в разные периоды от антропогена до триаса и более древних времен. Очевидно, источник вещества для платобазальтов был постоянным или по крайней мере неоднократно возникал в пределах всей Земли.

В последнее время накапливаются доказательства, что на дне Тихого океана вокруг Маршалловых островов, а также островов Гилберта и Эллиса



Ф и г. 5.3. Формы и размеры различных вулканических образований. (С изменениями по работам Rittman, 1962; Ross, 1955; Cotton, 1952.)

развиты вулканические формации, гораздо более крупные, чем платобазальты. Сведения об этих породах, изложенные в работе Менарда (Menard, 1964, гл. 4)[1], основаны почти исключительно на профилях звукового зондирования океанического дна и сейсмических разрезах, расположенных под

[1] Есть русский перевод: Г. М е н а р д, Геология дна Тихого океана, «Мир», М., 1966 г.

дном пород. Одинаковая скорость прохождения волн в пределах крупных масс свидетельствует, что становление их представляло собой одноактное геологическое событие, хотя интерпретация природы этого явления значительно труднее, чем на поверхности континента. Возможно, выявленная здесь формация объемом около 10^7 км^3 возникла в результате ряда генетически связанных излияний.

Группа гавайских вулканов, располагающаяся в краевой части такой подводной вулканической формации, представляет собой типичный пример *щитовых вулканов*. Они отличаются от платобазальтов заметной остроконечностью (фиг. 5.1), а от всех остальных известных вулканов более крупными размерами. Гавайские вулканы располагаются по прямым линиям, что позволяет предполагать для них приуроченность к крупным разломам, однако каждый отдельный вулкан имеет замкнутый контур вокруг некоторого центра или короткой трещины. В связи с прогрессом в изучении океанов вероятность обнаружения других щитовых вулканов непрерывно уменьшается. Равным образом пока не удалось обнаружить и какие-либо древние геологические структуры, позволившие предполагать былое существование щитовых вулканов. Выявлены древние массивы основных магматических пород сопоставимых размеров, однако полагают, что их становление происходило в земных глубинах. В настоящее время аналоги гавайских вулканов неизвестны.

Следующая группа очень крупных образований вулканического происхождения представлена слоистыми толщами вулканического пепла, который в литифицированном состоянии называется *туфом*. По площади распространения туфовые формации иногда сопоставимы с платобазальтами, но мощность их составляет не более $^1/_{10}$ мощности последних. Слой туфов на Юконе прослеживается на такой же большой площади, как платобазальты реки Колумбии, однако ни в одном случае мощность его не превышает нескольких сантиметров. Приняв объем этих туфов в 50 км^3, можно полагать, что такое количество пепла могло возникнуть в результате рассеивания при эксплозивном извержении верхних 4000 футов (1200 м) такого вулкана, как Этна (общая высота 11 000 футов = 3300 м), или в результате пяти эксплозивных извержений, аналогичных происшедшему на Камчатке в 1955—56 гг. (последнее считается количественно хорошо изученным). Однородное распределение обломков на обширной площади согласуется с представлением об эксплозивном происхождении туфов, при котором, очевидно, происходит выброс очень тонких частиц высоко в воздух. Почти современный аналог эксплозий такого рода — извержение Катмаи на Аляске, после которого на площади в сотни миль от вулкана осел слой пепла мощностью 12 дюймов. Более крупные формации туфов, например меловая их толща, развитая в пределах Вайоминга и Манитобы, имеют относительно сложное строение и состоят из сотен тонких слоев, точно так же как гавайские щитовые вулканы сложены сотнями отдельных потоков лав. Предполагается, что на территории Вайоминга и Манитобы проявился более активный вулканизм, чем сейчас где бы то ни было во всем мире. Вероятно, эксплозии происходили не реже одного раза в год. Не следует думать, что все горизонты туфов имеют небольшую мощность. Известны их толщи мощностью более 1000 футов (300 м). Однако они распространены на довольно малых площадях, в связи с чем их уместно рассмотреть отдельно.

Химический состав и структура туфовых отложений заслуживают специального внимания, поскольку мы можем проверить предположения, что у кислых магм резче, чем у основных, проявляется тенденция к эксплозивным извержениям. Если это предположение верно, то количественное отношение туфов к лавам должно быть больше у кислых пород, чем у основных. Многие петрографы полагают, что в природе именно так. Однако окончательному решению этого вопроса препятствуют два обстоятельства. Во-пер-

вых, имеются крупные тела, для которых по структуре не удается однозначно решить, представляли ли они первоначально туфы или лавы, а во-вторых, известны крупные тела, современный состав которых не позволяет судить об их изначальном кислом или основном составе. Это связано с тем, что туфы наиболее чувствительны к постгенетическому изменению по сравнению с другими горными породами. Так, в вайомингских вулканогенных породах совершенно нет обломков стекла, горных пород и кристаллов, и они в настоящее время полностью превращены в порошковатый глинистый материал. В данном случае не удается оценить ни первичную структуру, ни первичный состав породы.

Примерно такой же объем, как и слоистые туфы, занимают вулканические конусы, среди которых наиболее крупные известны в Андах (например, Чимборасо, 6262 м). Большинство же вулканических конусов ниже (Лассен-Пик 3187 м, Этна 3340 м, Везувий 1277 м). Общая высота конуса лишь частично представлена вулканом, поскольку большинство континентальных вулканов покоится на невулканическом фундаменте, несколько приподнятом над уровнем моря. Вулканические конусы — первые весьма разнородные образования, которые мы будем рассматривать. На примере эродированных вулканических конусов видно, что они похожи на железобетонное сооружение — в них массы слабо связанного обломочного материала прошиты крепкими ребрами и пластинами отвердевшей лавы. Какие-либо закономерные ограничения состава продуктов вулканических конусов отсутствуют, несмотря на общее правило о более подвижном характере основных магм. Вулканические конусы могут быть как кислого, так и основного состава.

Вулканические конусы состоят из пяти типов продуктов:

1. Застывшие главные потоки, излившиеся из жерла.

2. Слои обломков, выброшенных из жерла высоко в воздух и упавших вниз.

3. Слои обломочного материала, поднятого из жерла восходящими газами и стекавшего затем через край кратера вниз по склону вулкана, подобно тому как облако пыли катится над поверхностью земли. В таких смесях горячих газов и силикатных частиц проявляется тенденция к разделению их под действием силы тяжести. Однако турбулентное движение в этой взвеси проявляется настолько энергично, что она сохраняет определенную связность и ведет себя как однородное тело определенной плотности (большей, чем у воздуха, но меньшей, чем у воды). Такое состояние сохраняется достаточное время, за которое извергнутый материал может переместиться на расстояние нескольких миль. Отложившиеся из таких лавин горные породы выполняют преимущественно долины, образуя удлиненные в плане тела, похожие на лавовые потоки, в отличие от обломочных отложений типа (2), распределение которых почти не контролируется рельефом.

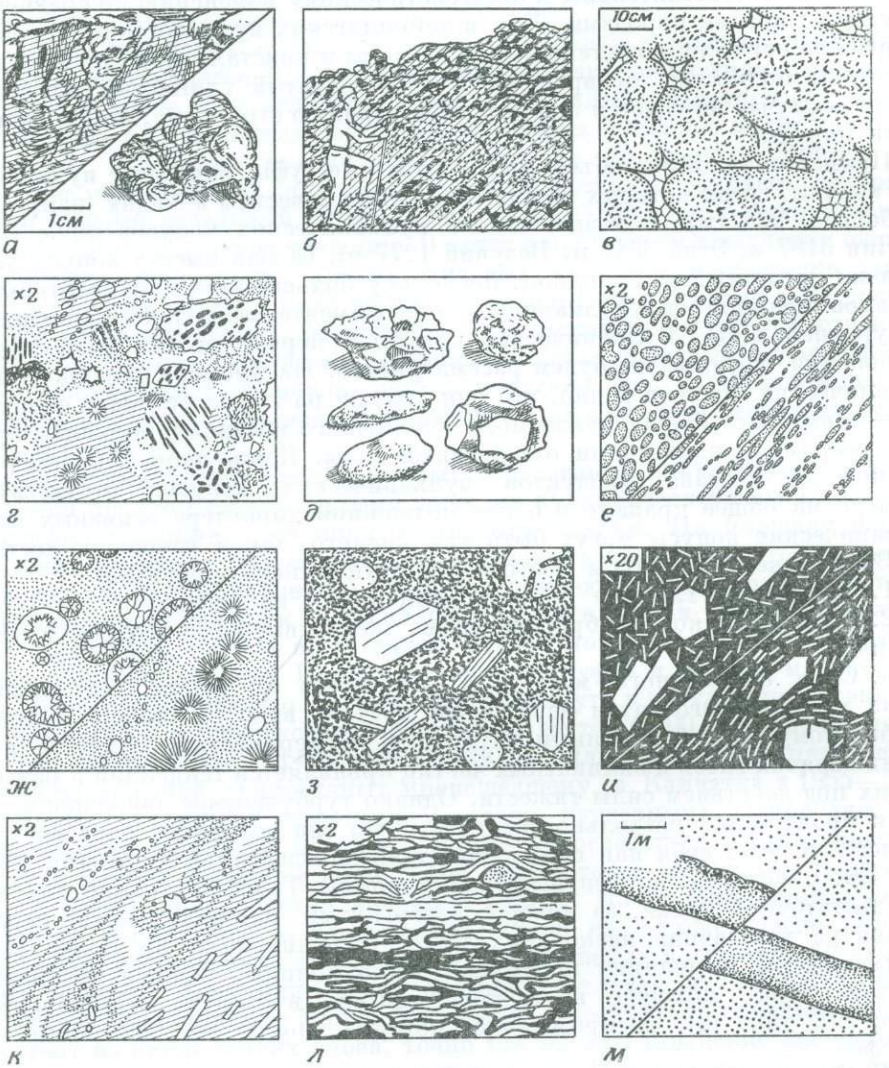
4. Магма, не вытекавшая из кратера, а проникающая до затвердевания в обломочный материал конуса сквозь боковые жерла.

5. Собственно некки, которых может быть по нескольку в одном вулкане. Природа материала, выполняющего жерло, зависит от истории вулкана на заключительных стадиях его деятельности. В одних случаях жерло выполняется штоком отвердевшей магмы, в других забивается магматическими обломками или, наконец, остается открытым и лишь впоследствии заполняется обломочным материалом, возникшим в результате обрушения стенок, иногда даже обломками окружающих невулканических пород. Собственно некки — самые мелкие тела в вулканических постройках. Объем материала, изверженного через жерло, обычно во много раз превосходит объем некка.

На фиг. 5.3 показаны типичные размеры рассмотренных выше составных частей вулканических построек.

ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

В предыдущем обзоре вулканов мы рассматривали факты, полагая, что они твердо установлены. Однако в действительности реконструкция истории образования вулканических отложений достигается в результате изучения



Фиг. 5.4. Текстуры и структуры вулканических пород.

а — волнистая лава (вид издали и обломок); *б* — глыбовая лава; *в* — подушечная лава; *г* — агломерат; *д* — лапилли; *е* — газовые пузырьки, нормальные и удлиненные; *ж* — миндалины и сферолиты; *з* — вкрапленники, идиоморфные и ксеноморфные; *и* — микролитовая и трахитовая структуры; *к* — полосчатость течения или расслоенность; *л* — структура спекания (серое — стекло); *м* — оторочка закалки и корка поверхностного выветривания.

горных пород спустя много времени после окончания вулканической деятельности. Рассмотрим в связи с этим некоторые характерные особенности вулканических пород. Ясно, что степень правильности понимания генезиса пород зависит от сложности истории их становления. Фиг. 5.4 иллюстрирует некоторые рассматриваемые далее структурно-текстурные термины.

а. Волнистая лава (гору lava) — термин, отражающий облик внешней поверхности лавы. При погребении под более поздними отложениями эта текстура обычно плохо различима.

б. Глыбовая лава (blocky lava) — термин, противопоставляемый предыдущему. Большинство современных лавовых потоков относится к какой-либо одной из этих двух категорий. Глыбы (блоки) или обломки возникают в результате разламывания затвердевающей внешней корки лавового потока в процессе течения его горячих внутренних частей. Эти обломки могут быть настолько многочисленными, что внутренние части лавы будут ими полностью замаскированы; лавовый поток тогда выглядит как перемещающееся скопление глыб.

в. Подушечная лава (pillow lava). При подводных извержениях перемещение лавового потока иногда происходит с образованием последовательных наростов. Большинство таких наростов в конечном счете растрескивается, и из их внутренних частей наружу вытекает горячая лава, образуя следующий нарост. Этот процесс наблюдается в чистой воде, но предполагают возможность его проявления также под насыщенными водой осадками. В отличие от волнистых и глыбовых подушечные лавы легко распознаются в древних отложениях вплоть до докембрийских.

г. Агломерат — любая порода, становление которой связано с вулканической деятельностью и состоящая преимущественно из вулканических обломков размером более 4 мм. Вместо гипотетического утверждения, что некоторая порода является агломератом, лучше говорить о результатах прямых наблюдений —«эта порода выглядит как агломерат». Пространство между более крупными обломками обычно заполнено относительно тонкообломочным материалом вплоть до пылевидного, но обломки могут частично цементироваться текшей лавой. Часто в агломератах присутствует небольшое количество обломков невулканических пород, отторгнутых при взрывах от стенок жерла.

д. Лапилли. В узком смысле слова этим термином обозначают вулканические обломки со средним диаметром от 4 до 32 мм. Таким образом, агломераты в большинстве случаев сложены лапиллями. Однако это определение особенно привилось для округлых обломков, возникающих в результате кручения во время совместного падения в воздухе капель жидкой магмы и частиц пепла.

Пепел — скопления рыхлых вулканических обломков со средним диаметром частиц меньше 4 мм.

Вулканические бомбы. Этот термин обычно применяется к неоднородным вулканическим обломкам диаметром более 32 мм. При простом составе такие образования можно называть просто обломками.

е. Газовые пузырьки (vesicles) — полости, возникающие при затвердевании лавы с обособлениями газовой фазы. Могут быть округлой, неправильной или удлиненной формы. Сильно пористые вулканические породы называются *пемзой*, или *вулканическим шлаком.* Некоторые авторы предпочитают пользоваться определениями *кремнеземистая и базальтовая пемза*, не употребляя термина *шлак*, тогда как другие прибегают к термину *пемза* для обозначения пузырчатых кислых пород, а к термину *вулканический шлак*— для определения пористых основных пород.

ж. Миндалины (amigdules) — газовые пузырьки, впоследствии нацело или почти полностью заполненные твердым минеральным веществом. Поскольку это выполнение возникло в результате миграции материала в поровом водном флюиде, в нем обычно присутствуют минералы кремнезема, кальцит, цеолиты или эпидот.

Сферолиты — агрегаты кристаллов, выросшие во внешнюю сторону из одного общего центра. Чаще всего они образуются в стекловатой лаве и в разобщенном состоянии обычно приобретают более или менее шаровидную форму.

Сферулы. Поскольку термины *миндалина* и *сферолит* подразумевают конкретные генетические образования, в некоторых случаях удобно прибе-

гать к нейтральному определению *сферула*, смысл использования которого станет ясным, например, в следующем контексте: «Сферулы в изучаемой породе, по-видимому, представляют собой миндалины, в связи с чем эта порода, вероятно, вулканического происхождения».

з. Вкрапленники (порфировые вкрапленники). Если при кристаллизации магмы образуются отдельные крупные кристаллы, заключенные в основной массе значительно более мелких кристаллов или стекла, такие крупные кристаллы называют вкрапленниками. Обычно предполагают, что рост вкрапленников происходил в магме в глубинных очагах, тогда как подъем магмы к земной поверхности обусловливал быструю кристаллизацию и образование тонкозернистого материала, располагающегося между вкрапленными.

Ксенокристы — крупные кристаллы, включенные в основную тонкозернистую массу, но представляющие собой не продукты кристаллизации этого расплава, а захваченные лавой, например, монокристаллические частицы пепла, упавшие в лаву во время ее течения на дневной поверхности, и т. д. Таким образом, ксенокристами называют крупные кристаллы, заключенные в основной массе и чуждые ей.

Мегакристы — нейтральный термин для обозначения крупных кристаллов неясной природы. Использование его станет ясным, например, из следующей фразы: «Большая часть мегакристов, вероятно, относится к вкрапленникам» [1].

Порфировый — определение любой магматической породы, сложенной мегакристами и основной массой. Поскольку внешне близкие структуры могут возникать также в осадочных и метаморфических породах, при неясности генезиса породы ее не следует называть порфировой.

Идиоморфный (*эвгедральный*, euhedral), *ксеноморфный* (ангедральный, anhedral). Кристаллы любых размеров могут иметь очертания, определяющиеся их собственными кристаллографическими особенностями (идиоморфные) или формой окружающего их материала (ксеноморфные кристаллы). На фиг. 5.4, *з* крапом показаны ксеноморфные вкрапленники, тогда как другие порфировые выделения имеют идиоморфные очертания.

и. Микролитовые, *трахитовые*. Породы, сложенные мельчайшими вытянутыми кристаллами полевого шпата, можно называть микролитовыми при беспорядочном расположении этих микролитов или трахитовыми при упорядоченном потокообразном расположении микролитов. Поскольку термин *трахит* используется также для обозначения породы определенного состава, во избежание путаницы при текстурной характеристике породы следует говорить о трахитоидной текстуре, а не о трахитовой породе.

к. Текстура течения (полосчатость течения, расслоенность течения). Этим термином обозначают любую текстуру, возникновение которой предположительно связывается с течением вещества. Текстуры течения могут обнаруживаться в вулканических породах с разноцветной полосчатостью, трахитовой текстурой, мегакристами, газовыми пузырьками и т. д., расположившимися потокообразно.

л. Структура спекания (welded texture). Применяется для определения вулканических пород, состоящих преимущественно из стекловатых обломков, во взаимоотношениях которых видны явные признаки накопления в пластическом состоянии. Предполагают, что возникновение этой структуры обусловлено накоплением еще горячих, способных взаимно деформировать друг друга обломочных продуктов извержений. Считается, что породы с такой структурой — игнимбриты, или сваренные туфы,— возникают преимущественно в результате отложения из пепло-газовых потоков.

[1] В русских работах этот термин не употребляется. Обычно говорят просто о крупных кристаллах.— *Прим. ред.*

м. Оторочки закалки. Быстро охлаждавшаяся внешняя часть лавового потока обычно имеет более тонкозернистое сложение или даже бывает стекловатой. Такие оторочки закалки возникают при соприкосновении лавы с холодными породами, воздухом или водой. Породу, прилегающую с внешней стороны к оторочке закалки, следует изучать особенно тщательно. Если в ней обнаруживаются изменения, которые можно объяснять нагреванием, мы вправе связывать их с активным воздействием лавы. Отсутствие таких изменений в некоторых случаях объясняется термостойкостью пород (например, гранитов), соприкасавшихся с лавой. Однако в тех случаях, когда породы, контактирующие с лавой, в принципе должны были бы перекристаллизовываться при нагревании (например, глинистые сланцы), но не обнаруживают таких изменений, следует предполагать, что оторочка закалки возникла при соприкосновении с воздухом или водой, а контактирующая с лавой порода отложилась позднее. На фиг. 5.4, *м* показаны лавовый поток, излившийся на поверхность, и магматическое тело, внедрившееся на некоторой глубине. Какая из поверхностей лавового потока была его первичной кровлей?

ДИАГНОСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Из описания структур вулканических пород можно видеть, что породы лавовых потоков, туфы и агломераты обычно довольно резко различаются. В связи с этим возникают и три самостоятельные проблемы диагностики этих пород. Научиться вполне успешно решать такие проблемы нельзя по учебнику, однако можно высказать следующее общее положение, к которому нас и подводили предыдущие разделы: установление генезиса по наблюдаемым свойствам и предсказание свойств, исходя из предположенного происхождения, представляют собой вполне самостоятельные задачи со своими приемами и методами, для решения которых необходим различный запас знаний. Разница в подходе к решению этих задач станет ясной читателю из приводимых ниже замечаний о приемах диагностики трех групп вулканических пород.

Лавовые потоки

Поскольку отвердевшая лава тонкозернистая, ее легко отличить от глубинных магматических пород, от крупнозернистых осадков, а также от метаморфических горных пород. Трудности возникают при разграничении потоков с очень плотными литифицированными осадками и некоторыми тонкозернистыми метаморфическими породами. Для диагностики лав прежде всего необходимо убедиться в наличии или отсутствии следующих характерных особенностей:

1. Оторочки закалки или спекания в краевых частях тела.
2. Газовые пузырьки.
3. Вкрапленники. Само по себе наличие крупных кристаллов в тонкозернистой массе еще не доказывает однозначно магматического происхождения. Однако, если такие кристаллы идиоморфны и настолько тверды, что царапают стекло и однородно распределены в основной массе, можно предположить, что порода, вероятнее всего, имеет магматическое происхождение.

Реже в потоках наблюдаются участки, содержащие обломки стекла или некоторые специфические разности (игнимбриты и структуры течения). Встретив их, следует иметь в виду, что метаморфические породы редко имеют такое строение. При наблюдении полосчатости следует тщательно убедиться, не имеет ли она осадочного происхождения.

Туфы

Отличить туфы от немагматических обломочных пород крайне трудно. Встретив породы, окрашенные в буроватый цвет, следует проверить их удельный вес, твердость и реакцию с кислотой. Силикатные породы с небольшим удельным весом могут быть туфами. Однако вскипание с кислотой не может служить отрицательным критерием, так как во многих туфах имеется постгенетический карбонат. Все крупные включения в породах следует внимательно изучить, выявить их состав (стекло) и идиоморфность или, наконец, найти признаки окатанности.

Если изучаемая порода имеет обычные удельный вес и окраску, но содержит различимые мелкие обломки горных пород и кристаллов в более тонкой основной массе, можно сразу же предположить, что такая порода — или туф, или кластический осадок. Наблюдающийся в настоящее время на побережьях с активным вулканизмом быстрый размыв напоминает нам, что туфы представляют собой переходные к осадкам породы. Таким образом, при определении туфоподобной породы всегда приходится решать, отнести ли эту породу к магматической или осадочной. Для точного определения надо затратить дополнительное время для оценки относительных количеств магматического и осадочного материала, степени его переработки в процессе нормальной эрозии и т. д.

Агломераты

При определении грубообломочной породы необходимо решить, какие процессы привели к ее образованию: вулканизм, тектонические движения, отложение грубокластических осадков и т. д. В этом случае необходимо тщательно исследовать характер их контактов (резкий или постепенный), а также соотношения с другими породами (секущие или согласные). Обломки в породе необходимо изучить с точки зрения тех же критериев, которые уже приводились ранее при описании лав и туфов. Если порода сложена преимущественно вулканическими обломками, она, вероятнее всего, представляет агломерат, хотя при этом необходимо иметь в виду, что даже породы, состоящие целиком из вулканических обломков, могут возникнуть при дизъюнктивных нарушениях; породы, в которых до 30% составляют обломки осадочных пород, могут образоваться при вулканической деятельности. Важным критерием служит соотношение крупных обломков и связующей массы. В агломератах обломки часто слабо отграничены от связующей массы, а трещины отдельности одинаково секут как обломки, так и связующую массу. В других обломочных породах крупные обломки имеют резкие границы и иногда не секутся трещинами отдельности.

Уже указывалось, что даже после установления вулканического происхождения породы иногда остается неясным, трактовать ли ее как лавовый поток, как игнимбрит, или сваренный туф (фиг. 5.4, *л*). Для лавовых потоков характерны однородная основная масса и довольно равномерно рассеянные угловатые и изометричные обломки. У игнимбритов основная масса стекловатая, пятнистая, с неравномерной девитрификацией, может присутствовать много обломков округлой формы с некоторой уплощенностью, но особенно характерно вдавливание одних обломков в другие. В этом случае комковатые обособления могут и не быть обломками в обычном смысле, т. е. образовавшимися в результате раздробления. В трудных случаях лучше всего проследить распространение породы в поле, наблюдая постепенные переходы, и таким образом убедиться, представляет ли она собой туф или лаву.

Приведенные замечания должны пролить свет на различия между генетическими и реально наблюдающимися особенностями вулканических пород. С одной стороны, мы классифицируем вулканические породы

по происхождению, как это сделано на фиг. 5.5, *а*, а с другой — по внешним признакам (фиг. 5.5, *б*). Как правило, конечная цель — установить генетический тип породы, однако наблюдения позволяют нам отнести ее только к какому-либо типу по общим признакам. Однако возможны и некоторые ошибки. Иначе говоря, совсем не обязательно, чтобы классы фиг. 5.5, *а* соответствовали каким-либо классам фиг. 5.5, *б*.

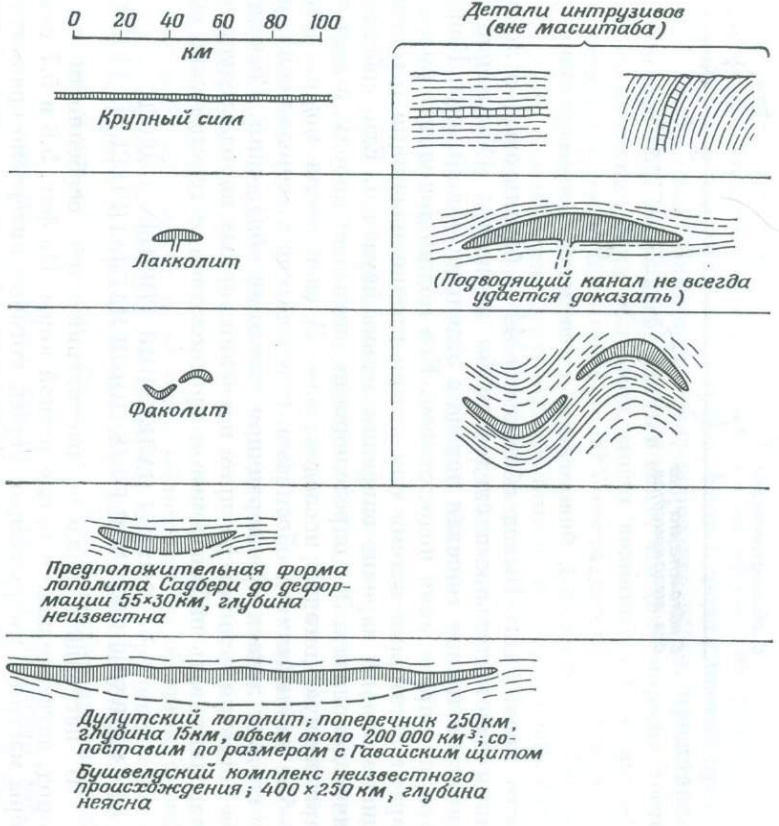
К сожалению, геологические термины имеют преимущественно генетическое значение, и в настоящее время явно не хватает кратких и выразительных описательных терминов. В связи с этим в полевых отчетах мы можем

Ф и г. 5.5. Описательная и генетическая классификации.

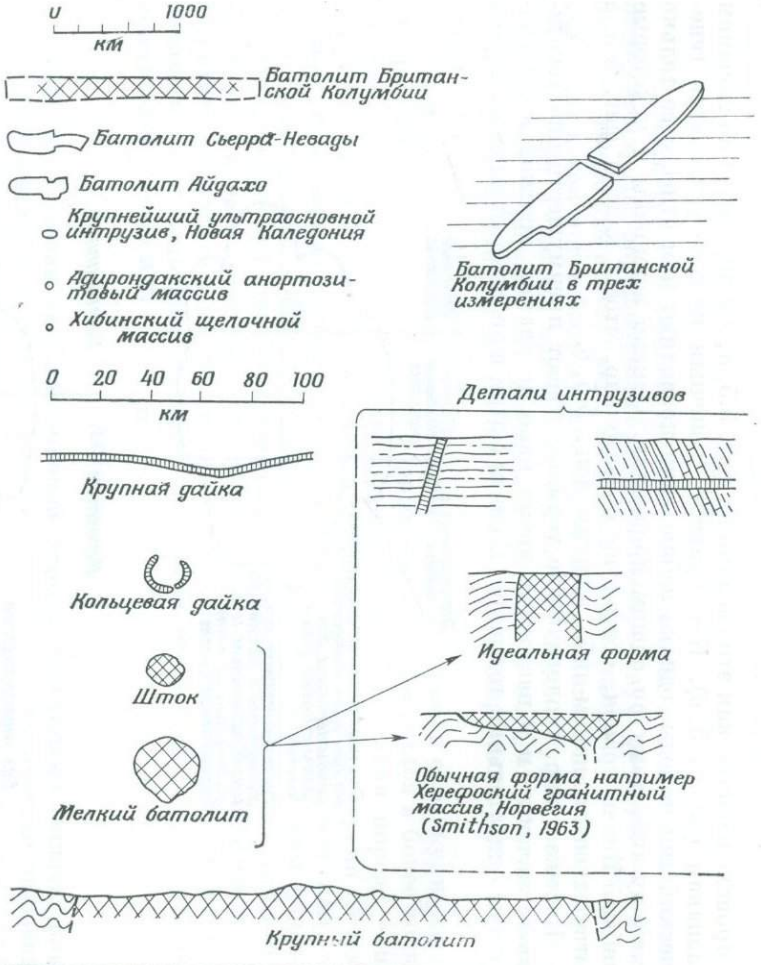
часто прочитать: «Выход обнажения 44 — базальтовый агломерат», тогда как в действительности следовало бы написать: «Обнажение 44 — тонкозернистая темная тяжелая порода с зелеными обломками». Конечно, второй вариант определения недостаточен. Его можно дополнить более детальными характеристиками и теми или иными предположениями о генезисе породы, однако первый вариант описания весьма неудачен. Его, собственно, нельзя ничем дополнить. Это определение не описывает породу, а дает только предварительную догадку исследователя. В свое время можно детализировать любые наблюдения и обосновать генетические предположения, однако этого не следует делать при первичном описании обнажений. Резюмируя сказанное, отметим, что при научном изучении горных пород следует всегда строго разграничивать наблюдаемые и предполагаемые генетические особенности.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД, ОБРАЗОВАВШИЕСЯ ПРИ ГЛУБИННОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В настоящем разделе рассматриваются особенности магматических пород, затвердевшие в толще земной коры. На фиг. 5.6 и 5.7 приведены размеры массивов интрузивных пород, которые интересно сравнить с аналогичными схемами для вулканических эффузивных пород (фиг. 5.1 и 5.3).



Ф и г. 5.6. Форма и размеры согласных интрузивов.



Ф и г. 5.7. Форма и размеры несогласных интрузивных тел.

Терминология[1]

Излившиеся эффузивные породы образуются за счет жидкой растекающейся лавы на дневной поверхности или на морском дне.

Экструзивные породы возникают из вязкой магмы на поверхности континента или морского дна.

Интрузивные породы возникают из жидкой магмы в толще земной коры в пределе континента или морского дна.

(Все магматические породы, таким образом, могут быть либо интрузивными, либо эффузивными и экструзивными; в широком смысле слова и туфы относятся к эффузивным породам. Однако, строго говоря, не все интрузивные, эффузивные и экструзивные породы относятся к магматическим; при соответствующих давлениях пластичные осадочные породы и каменная соль могут образовывать «интрузии» или «экструзии».)

Согласное тело — массив горной породы в слоистой среде, границы которого не секут слоистость.

Несогласное тело имеет секущие контакты по отношению к слоистости.

(Эффузивные породы в большинстве случаев залегают согласно, хотя необходимо всегда иметь в виду, что в некоторых случаях они могут выглядеть несогласными. Если таблитчатые интрузивы располагаются в породах, лишенных слоистости, их обычно называют дайками, т. е. несогласными; иногда их называют пластовыми жилами. Если вмещающие породы обладают интенсивной сланцеватостью, но не слоистостью, можно говорить об интрузивах, «согласных со сланцеватостью», если это удобно для каких-либо конкретных целей, однако их неправильно описывать как силлы.)

Многие из терминов (фиг. 5.6 и 5.7) имеют значения, которые трудно обосновать обычными наблюдениями. Нередко, например, возникают трудности в определении даже согласной или несогласной природы магматических тел. В таких случаях следует пользоваться нейтральными терминами — *линза*, *пластообразная залежь* или просто *интрузивное тело* (плутон).

Несомненно, магматическое происхождение обычно устанавливается для мелких тел, тогда как относительно крупные массивы чаще вызывают сомнения в их генетической природе. Так, например, нельзя утверждать, что вся масса пород Дулутского лополита (фиг. 5.6) или батолита Айдахо (фиг. 5.7) когда-либо находилась целиком в расплавленном состоянии. Напомним также, что высказываются сомнения о происхождении и многих мелких тел подобной формы.

Сопоставление эффузивных и интрузивных пород. Батолит Колумбии по своему объему сопоставим с крупными покровами платобазальтов. Площадь его несколько меньше, чем у последних, однако он, вероятно, имеет большую мощность. Некоторые авторы подчеркивают, что батолиты вообще образуются на большой глубине, однако в гл. 1 показано, что глубинность таких крупных батолитов должна быть относительно небольшой по сравнению с их горизонтальными размерами. Как базальтовые покровы, так и батолиты имеют сложное строение, и в них удается выделять многие части. Однако изменчивость в батолитах проявляется, особенно по составу, гораздо сильнее, чем в покровах базальтов. Интрузивы с размерами батолитов, согласные по залеганию, не известны [2].

Гавайский щит, Дулутский лополит и батолит Айдахо близки по форме и размерам. Все они имеют овальные очертания в плане, причем мощность

---

[1] Английская терминология несколько отличается от терминологии, принятой в советской литературе; здесь текст оригинала несколько изменен применительно к обычным у нас терминам.— *Прим. ред.*

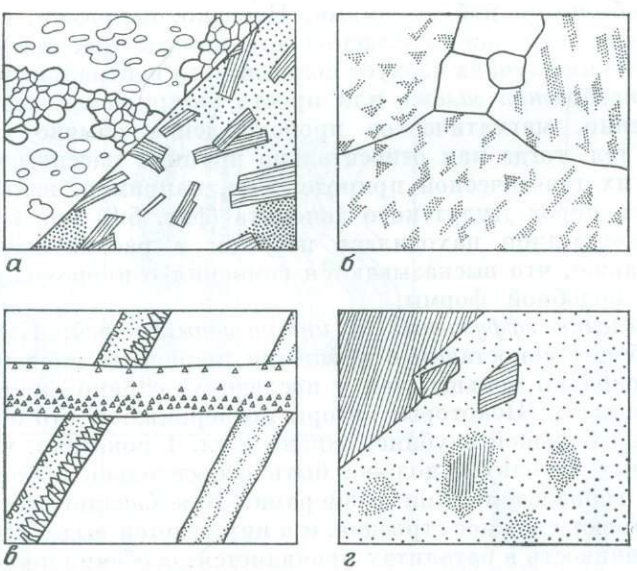
[2] Термин *батолит* понимался как «бездонное» тело огромных размеров; однако сейчас показано, что «бездонных» образований нет; здесь этот термин понимается как огромный интрузив.

составляет от $^1/_{10}$ до $^1/_{20}$ ширины. У интрузивов наблюдается постепенное уменьшение размеров. Так, лополит можно описать как линзовидный силл или крупный факолит, имея хотя бы в виду согласную с его границами деформированность подстилающей стратифицированной толщи синклинали. Батолиты имеют самые разнообразные размеры в сторону уменьшения до 40 кв. миль; после этой границы интрузив уже носит название *штока*, но это разграничение совершенно условно. Традиционно считается, что у идеального штока протяженность на глубину должна быть больше, чем горизонтальные размеры, однако многие несогласные интрузивы этой категории оказались в действительности дисковидными и внешне похожими на лакколиты.

Состав. У глубинных магматических пород, как и у эффузивных, выявляется некоторая связь между химизмом слагающих их пород и формой массивов. Крупные основные тела преимущественно согласные, а крупные кислые интрузивы несогласные. Механизм становления глубинных магматических тел гораздо менее ясен, чем для излившихся потоков и туфов. Прежде чем рассмотреть генетические гипотезы, обратимся к некоторым другим фактам.

СТРУКТУРА И ДИАГНОСТИКА ГЛУБИННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

К интрузивным породам, так же как и к вулканическим, вполне приложимы термины *порфировый*, *вкрапленник*, *ксенокристалл*, *вкрапленный*, *идиоморфный и ксеноморфный* (стр. 36). В интрузивных породах также встречаются текстуры течения, ориентировка вкрапленников или концентрация



Фиг. 5.8. Текстуры и структуры интрузивных пород.

а — пойкилитовая и офитовая структуры; *б* — графические сростки (в случае срастания кварца и полевого шпата называются *гранофировыми*); *в* — зональность в интрузивных телах; *г* — ксенолиты, частично усвоены магмой.

определенных минералов в отдельных полосках и прожилкообразных обособлениях, как это показано на фиг. 5.4, *м*. Однако в целом текстуры течения для интрузивов менее характерны, чем в эффузивных породах.

Рассмотрим некоторые специфические особенности интрузивных пород (фиг. 5.8).

а. Пойкилитовая структура. Крупные зерна минерала с многочисленными включениями зерен другого минерала называются *пойкилитовыми* сростками. Этот термин применяется лишь для магматических пород. Если природа таких включений неясна, следует говорить о «ситовидной» структуре или о зернах с большим количеством включений.

Офитовая структура. Специфический случай пойкилитовой структуры, в которой роль зерен-хозяев играет пироксен, а роль включений — таблитчатые кристаллы плагиоклаза.

б. Графические сростки. Особый случай пойкилитовой структуры, в котором включения хотя бы частично имеют правильную геометрическую форму или ориентировку. Такого рода сростки кварца и щелочного полевого шпата обычно называют гранофировыми, а породу со значительным количеством таких сростков — гранофиром. Гранофировые сростки иногда называют микропегматитовыми, однако понятие *пегматит* в целом имеет совершенно другое значение и поэтому этим термином в данном случае лучше не пользоваться. *Пегматит* — тело очень крупнозернистой породы не всегда магматического происхождения. В качестве названия породы этот термин просто отражает повышенную величину зерен (более 1 см) и в виде определения *пегматитовый* может использоваться для обозначения хотя бы некоторой части магматической или метаморфической горной породы с заметно большей крупностью зерна, чем в остальной части. Это же определение иногда используют для обозначения определенного интервала температур в эндогенных процессах (гл. 23).

в. Зональность (интрузивов) — концентрация некоторых минералов в слоях, параллельных стенкам интрузивных тел. Зональность может быть симметричной или несимметричной как в силлах, так и в дайках, хотя несимметричная зональность, обусловленная силой тяжести, проявляется преимущественно в силлах. Этот термин следует всегда использовать таким образом, чтобы было ясно, какой им придается смысл, в частности не означает ли он зонального строения кристаллов.

г. Ксенолит — обломок вмещающей породы, захваченный магмой в процессе ее движения к месту кристаллизации. В результате реакции с магмой в ксенолитах может возникать некоторая зональность типа отмеченной выше; при более интенсивной реакции ксенолиты могут «усваиваться» магмой и незаметно переходить в магматическую породу. В результате кристаллизации под покрышкой горных пород интрузивные породы охлаждаются медленнее, чем эффузивные, и в связи с этим обычно более грубозернисты. Интрузивные породы трудно спутать с тонкозернистыми осадками, а от грубозернистых пород они отличаются плотным срастанием зерен. В то же время некоторые метаморфические и изверженные породы очень похожи по облику, и в ряде случаев даже при детальных исследованиях такие породы трудно отнести к той или иной категории. Почему это происходит?

Прежде всего следует заметить, что большинство метаморфических пород возникает в результате изменения магматических пород или осадков. Естественно, что слабометаморфизованная грубозернистая магматическая порода будет очень мало отличаться от совершенно неизмененной, особенно потому, что магматические минералы устойчивы при повышенных температурах. Однако это не так важно петрологически, поскольку многие геологические проблемы можно решить, не учитывая проявления слабого метаморфизма. Гораздо серьезнее неясности в определении сильнометаморфизованных пород, возникших за счет вулканитов и осадков. Чтобы ответить на такие вопросы, необходимо обстоятельное знание метаморфизма и магматизма. Ниже приводится перечень некоторых особенностей горных пород, которые позволяют отнести исследуемый объект к магматическим породам. (Если же таких признаков нет, мы не можем окончательно признать данную породу за метаморфическую, а вынуждены только отложить свое решение.)

1. Резкий контакт с неметаморфизованными породами.
2. Оторочка закалки в краях интрузива.
3. Признаки теплового воздействия на вмещающие интрузию породы.
4. Присутствие ксенолитов внутри породы близ контакта, особенно если эти ксенолиты иные, чем породы, развитые в контакте.
5. Секущие контакты с вмещающими породами.
6. Большая однородность в пределах крупной площади, например нескольких квадратных миль.
7. Офитовая структура.

Все эти особенности, кроме двух, наблюдаются при изучении контактов горных пород, а в штуфе может быть установлен лишь один (последний) признак. Короче говоря, магматические породы легче диагносцируются при изучении их соотношений с вмещающими породами, чем по их структурам.

Глава 6

Классификация и номенклатура магматических пород

Классификация горных пород преследует две цели — облегчить систематизацию и дальнейшее накопление знаний. Однако порядок, удобный для систематизации сведений, не всегда хорош как материал для дальнейших исследований. Поэтому возникает необходимость разделения таких классификаций. В двух следующих разделах приводится краткая сводка по этому вопросу.

КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

На фиг. 6.1 приведена классификация, к которой автор прибегает в настоящей книге. Помимо этого, возможно и иное подразделение горных пород, а именно:

1. Пересыщенные — насыщенные —недосыщенные.
2. Кислые — средние — основные — ультраосновные.
3. Шелочные — нещелочные.

Первая из этих систем основана на существовании недосыщенных минералов, которые должны реагировать с кварцем в непосредственном контакте с ним. К их числу относятся фельдшпатоиды и большая часть оливинов. Исходя из этого можно, например, отметить:

если в породе присутствует кварц, она пересыщена;

если присутствуют какие-либо недосыщенные минералы, порода недосыщена;

если нет кварца, а также недосыщенных минералов, породу можно назвать насыщенной.

Все насыщенные породы относятся к области составов, заштрихованной на фиг. 6.1. Наиболее обычные из них состоят из полевого шпата, пироксена и амфибола. Вторая система основана преимущественно на химизме, а не на минеральном составе. Горные породы в этой системе разделяются по весовым процентам SiO_2. При этом для расчленения используются следующие границы (% SiO_2):

кислые породы — более 66,
средние породы — 52 — 66,
основные породы — 45 — 52,
ультраосновные породы — менее 45.

В основу третьей системы также положен химический состав, но используются не весовые проценты, а относительные количества молекул. Обозна-

чим молекулярные количества компонентов в породе через n, тогда при

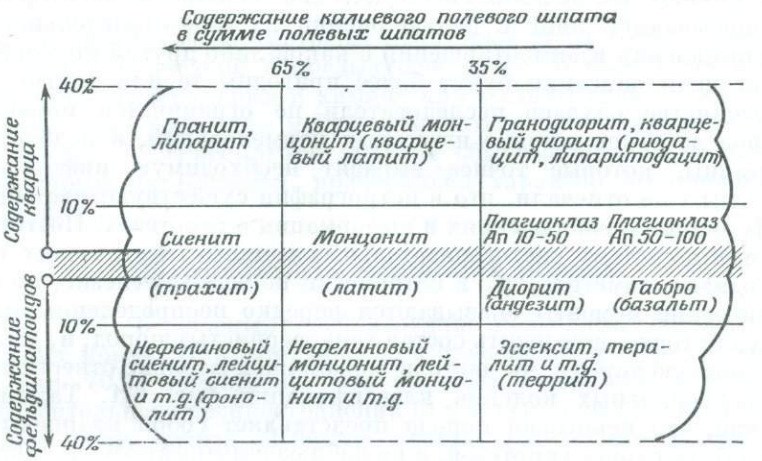
$$n_{Na_2O} + n_{K_2O} > n_{Al_2O_3}$$

или

$$n_{Na_2O} + n_{K_2O} > \frac{1}{6} n_{SiO_2}$$

порода относится к щелочным. Достоинство этого определения следующее: в щелочных породах не все Na_2O и K_2O входят в состав полевого шпата или слюды, а частично содержатся и в других минералах. Класс нещелочных пород не получил специального названия [1].

Отметим различия между абсолютными и относительными понятиями в классификациях горных пород. Некоторая порода может быть насыщенной или ненасыщенной, но не может называться насыщенной в большей или



Ф и г. 6.1. Классификация магматических пород.

(С изменениями по работам Nockolds, 1954; Travis, 1955.)

1. Если в породе присутствует обильный плагиоклаз состава альбита (Ab_{90-100}), то эту породу следует относить к левой колонке классификации.
2. Суммарное содержание полевого шпата определяет класс породы лишь в случае его присутствия свыше 90 или ниже 10%; эти крайние случаи рассматриваются в других местах (гл. 7 и приложение 2).
3. В скобках приводятся названия мелкозернистых (эффузивных) пород, аналогичных крупнозернистым полнокристаллическим (интрузивным), наименования которых приведены выше без скобок. Для более строгого определения мелкозернистых разностей можно использовать приставку микро-, однако для определения микродиоритов и микрогаббро часто применяется название *диабаз*.
4. Названия, приведенные в скобках, используются относительно редко, тогда как верхние названия широко распространены, хотя и не всегда употребляются точно в том смысле, как определено в этой классификации.
5. Существуют породы с содержанием кварца и фельдшпатоидов более 40%; для их определения не следует пользоваться терминами, приведенными в этой классификации. Сильно обогащенные кварцем породы, вероятнее всего, имеют немагматическое происхождение, а очень редкие существенно фельдшпатоидные породы имеют установившиеся специальные названия.
6. Вертикальные количественные границы классификации у различных авторов изменяются в пределах 30—40 и 60—70%.
7. Приведем некоторые названия-синонимы для терминов, отраженных в классификации: адамеллит — кварцевый монцонит, делленит — кварцевый латит, тоналит — крайний состав гранодиорита (калиевый полевой шпат составляет менее 10% от суммы полевых шпатов), дацит — риодацит крайнего состава (калиевый полевой шпат составляет менее 10% от суммы полевых шпатов), трахиандезит — латит.
8. Строгая попытка использовать в классификационных целях различные параметры и обосновать точно современные тенденции использования была предпринята Стреккайзеном (приложение 2).

меньшей степени. Однако термины *кислый* и *основной* имеют относительное значение. О интрузиве можно, например, сказать, что в краевых частях его состав более основной, чем в центре, даже если содержание SiO_2 не превышает 52% [2].

---

[1] В литературе на русском языке щелочными обычно называют породы, содержащие фельдшпатоиды, особенно нефелин, лейцит и т. д.— *Прим. ред.*

[2] Подобным образом говорят о щелочных гранитах или щелочных базальтах, т. е. гранитах и базальтах, содержащих больше щелочей, чем кремния.

НАИМЕНОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Четыре приведенные выше независимые классификации удовлетворяют главному трєбованию, предъявляемому к классификациям. В каждой из них находит себе место любая порода, и ни одна из них не попадает одновременно в несколько классов. Эти классификации будут помогать нам систематизировать накопленные знания. Теперь мы можем говорить, например, что «большинство недосыщенных щелочных пород содержит нефелин» или в «гранодиоритах далеко не всегда присутствует мусковит». Однако будут ли эти классификации полезны при характеристике конкретных образцов? На этот вопрос можно ответить, что та или иная польза любого термина всегда зависит от наших целей. Описание пород как конечная самоцель имеет существенное значение лишь в процессе обучения. Обычно же при исследовании возникают какие-либо специфические задачи, и некоторые горные породы описываются либо с целью оценки их как строительного камня, либо для выявления взаимоотношений с какой-либо другой породой. В зависимости от цели описания будут более пригодны те или другие термины, и в большинстве случаев исследователи не ограничатся номенклатурой из полутора десятков широко известных наименований, а подберут те или иные термины, которые точнее выразят необходимую информацию.

Ранее мы уже отмечали, что в петрографии существуют две общие задачи — информация о наблюдениях и информация о гипотезах. Поэтому удобно было бы иметь систему чисто описательных и чисто генетических терминов. Следует, однако, заметить, что в петрологии не только генезис, но и некоторые фактические моменты оказываются нередко неопределенными. В частности, трудно точно определить состав тонкозернистых пород, и, даже изучая крупнозернистую породу, мы часто не можем окончательно отнести ее к одной из трех вертикальных колонок классификации фиг. 6.1. Таким образом, утверждение, что некоторая порода представляет собой кварцевый монцонит, может быть скорее гипотезой, а не наблюдаемым фактом. В таком случае более уместна фраза: «Я думаю, что эта порода — кварцевый монцонит». Однако это утверждение позволяет читателю ставить все под сомнение, например: различны ли здесь два полевых шпата, установлен ли плагиоклаз и т. д. Такого рода определение было бы совершенно бесполезным, если бы оно не сопровождалось, например, такими указаниями; установлены немногочисленные зерна плагиоклаза и кварца; общее количество плагиоклаза оценивается в 20—40% суммарного содержания полевых шпатов. Однако в зависимости от целей, поставленных перед информацией, может быть приемлемой и первая формулировка. Допустим, автору нужно выразить только свое личное мнение: в какую сторону от границы кварцевый монцонит — гранит располагается его порода? Однако если ему важнее подчеркнуть, что неопределенность его наблюдений заключается в неясности количества полевого шпата, то более верной будет вторая формулировка.

Выше говорилось, что термины на фиг. 6.1 обычно неудобны при описании конкретных образцов. Наблюдения обычно излагаются несколькими фразами, а точный смысл их важнее передать даже какими-либо неспециальными выражениями, чем прибегать к общепринятым петрографическим терминам, которые в данном случае недостаточно обоснованно отвечают сути наблюдения. Приведем два конкретных примера:

1. Сравните: «тонкозернистая темная тяжелая порода с зелеными включениями» и «порода представляет собой базальтовый агломерат». Эти характеристики могут служить одной цели, однако первая из них точнее отражает реальный облик породы, а вторая — генетическое толкование автора.

2. Сравните: «обнажение 23 — грубозернистая кварцевополевошпатовая порода, аналогичная встреченной в обнажении 22», и «обнажение 22 — гранит... обнажение 23 — гранит». Допустим, что лабораторные исследования

показали, что в обнажении 22 развит золотоносный гранодиорит. Сразу же возникает вопрос о том, сделал ли автор второй записи одинаковую ошибку при описании обоих обнажений или обнажение 23 действительно состоит из гранитов и, следовательно, интересных содержаний нет. В этом случае первое непосредственное описание несет более точную информацию, чем второе, и имеет, кроме того, практическое значение.

Глава 7

Минеральный состав, ряды и ассоциации магматических горных пород

В этой главе будут рассмотрены некоторые типы горных пород, определения которых приведены в предыдущей главе. В описаниях проводится мысль о том, что минеральный и химический составы горных пород взаимно связаны, поскольку минералы могут различаться по составу только в определенных пределах [1]. Рассмотрим вначале обычные породы, а затем менее распространенные их разности, подчеркивая характер отклонений последних от главных.

ОБЫЧНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

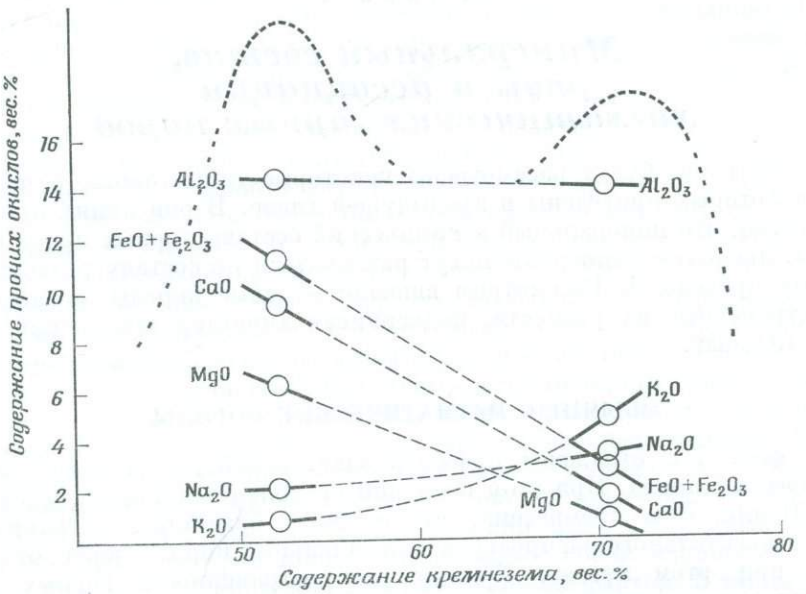
На фиг. 7.1 отражены преобладающие колебания состава обычных магматических пород. При этом показано преобладание пород, содержащих около 50 или 70% кремнезема, что отвечает базальтам и гранитоидам. Оценка относительного распространения отдельных пород зависит от используемого при этом метода. Кривые распространенности горных пород, построенные на количественных соотношениях существующих химических анализов, почти наверняка не отражают реального распространения пород различного состава, поскольку среди произведенных анализов неизбежно преобладают относительно редкие разновидности. Однако относительная редкость пород с содержанием кремнезема от 58 до 66% совершенно очевидна.

Если бы среди горных пород существовали две совершенно независимые группы, можно было бы ожидать, что применение состава отдельных компонентов в каждой из них происходило по разным законам, однако на самом деле эти кривые фактически представляют собой единые линии. Несмотря на то что породы среднего состава встречаются относительно редко, все-таки их анализов достаточно для того, чтобы показать, что «прочие окислы» (кроме SiO_2) по своему содержанию в целом изменяются довольно однородно. Переходя от группы пород с 50% SiO_2 к группе с 75% SiO_2, мы соответственно от составов с 50% прочих окислов обращаемся к составу с 25% этих компонентов. Следовательно, исходя из чисто арифметических соображений, мы вправе ожидать, что содержание отдельных окислов в группе более кислых пород должно уменьшиться наполовину. В действительности, однако, при этом содержание CaO, FeO, Fe_2O_3 и MgO уменьшается более чем в два раза, тогда как содержание Al_2O_3, Na_2O и K_2O относительно возрастает. При этом содержание Na_2O и K_2O возрастает в абсолютном значении, тогда как увеличение Al_2O_3 происходит лишь относительно. Последнее иллюстрируется следующими соотношениями: доля Al_2O_3 в сумме «прочих окислов» в группе основных пород составляет менее $^1/_3$, а в группе кислых пород — более $^1/_2$.

[1] Сведения о минералах приводятся в табл. А1.3 и А1.4.

На фиг. 7.2 показаны колебания минерального состава, идущие параллельно с только что рассмотренными изменениями химизма горных пород. Показанные на диаграмме количества минералов реально в природе встречаются далеко не всегда; минеральный состав конкретных горных пород настолько изменчив, что его трудно охарактеризовать. Рассмотрим изменения минерального состава, показанные на диаграмме слева направо:

1. Свободный кварц появляется в горных породах, когда содержание SiO_2 достигает 55—60 вес. %. В более кислых породах количество свободного



Ф и г. 7.1. Приближенный состав наиболее распространенных магматических пород. Пунктирная кривая с некоторой точностью отражает относительную распространенность пород с различным содержанием кремнекислоты. (С изменениями из работы Richardson, Sneesby, 1922.)

кварца возрастает и при содержании SiO_2 свыше 70% его количество часто составляет до 30% объема породы.

2. Общее содержание полевых шпатов в горной породе часто составляет около 60 об. %, хотя в основных породах в зависимости от содержания глинозема количество полевых шпатов может быть или гораздо меньшим, или значительно большим. В кислых породах обычно больше калиевого полевого шпата, а плагиоклаз содержит меньше анортитового компонента. (Молекула анортита богаче глиноземом, чем калиевый полевой шпат, который занимает в кислых породах место анортита; однако уменьшение содержания анортита сопровождается появлением глиноземистых железомагнезиальных минералов, в связи с чем общее изменение содержания глинозема не столь значительно, как это и показано на фиг. 7.1.)

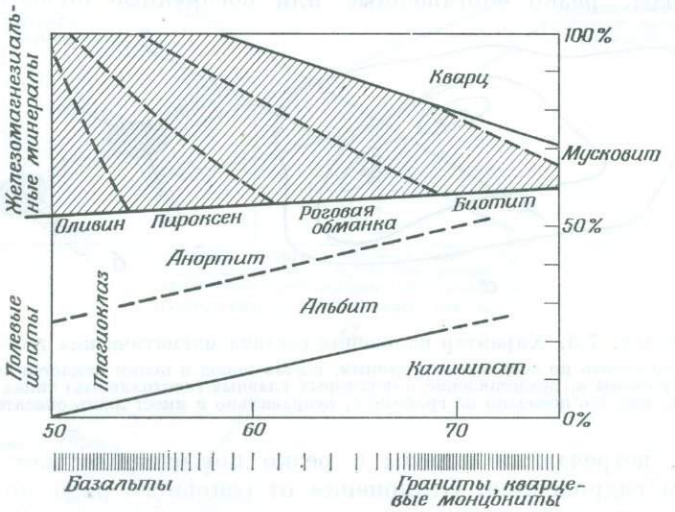
3. Главные глиноземистые железомагнезиальные минералы (слюды и амфиболы) вместе с тем содержат гидроксильную группу. Кислые магмы не только больше, чем основные магмы, растворяют воды, но в них кристаллизуется больше водных минералов.

4. Ионы калия, алюминия и гидроксила в породах с высоким содержанием SiO_2 входят в состав железомагнезиальных минералов. Таким образом, даже в тех случаях, когда содержания калиевых и натровых полевых шпатов в породе равны (в кислом конце рассматриваемого интервала составов горных пород), содержание K_2O оказывается выше, чем Na_2O, как это показано на фиг. 7.1.

5. Исчезновение оливина не обязательно сопровождается появлением свободного кварца. Существует небольшое число пород, в которых при увеличении содержания кремнезема образуется много амфиболов и пироксенов с параллельным увеличением содержания калиевого полевого шпата взамен анортита. Это группа «насыщенных» горных пород.

6. По мере того как суммарное содержание окислов железа и магния уменьшается (фиг. 7.1), отношение железа к магнию возрастает. В связи с этим в рассматриваемых породах кислые члены содержат относительно железистые пироксены.

Если бы минералы имели простые и строго определенные формулы, наблюдалось бы соответствие между количествами окислов, показанными на фиг. 7.1, и содержанием минералов, показанным на фиг. 7.2, но фактически этого нет. Соотношения химических анализов можно использовать



Ф и г. 7.2. Колебания минерального состава и содержания кремнезема в магматических породах.

По горизонтальной оси дано содержание кремнезема в весовых процентах, как на фиг. 7.1. По вертикальной оси показано содержание минералов в объемных процентах.

Пример использования диаграммы: в породе с содержанием кремнезема 58 вес.% часто присутствуют калиевый полевой шпат, много плагиоклаза (относительно кислого), некоторое количество пироксена, роговой обманки и биотита, возможно появление небольшого количества кварца и небольшой примеси оливина или мусковита (последние два минерала могут отсутствовать). При использовании диаграммы не следует пытаться точно оценить разнообразие минерального состава пород с данным содержанием кремнезема, например в 58%; ошибочным будет, например, говорить о содержании пироксена точно 12%, и смыслу использования диаграммы лучше будет отвечать утверждение, что содержание пироксена изменяется от 0 до 25%.

для вычисления возможного минерального состава; это часто позволяет выявить минералогические индикаторы очень небольших изменений химического состава. Такой химически возможный набор минералов называется *нормативным* в отличие от реально наблюдающихся объемных соотношений минералов, которые называются *модальным составом*. Примеры простых пересчетов анализа на нормативный состав приводятся в приложении 3.

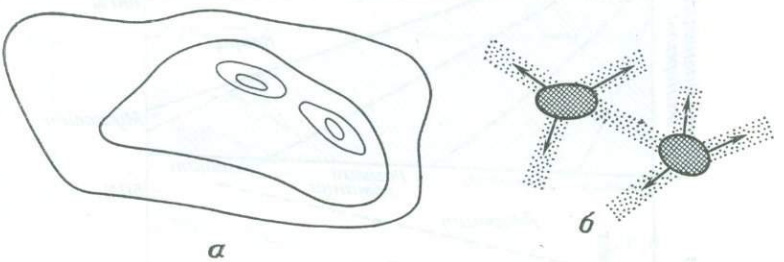
Поведение некоторых малых элементов достаточно показательно, и его можно было включить в наш краткий обзор. Ni, Cr, Co и S в большем количестве присутствуют в основных породах, чем в кислых, и, наоборот, Li, Rb, Zr, Mo и F содержатся в большем количестве в кислых породах. Распространение Ti и P не связано с кислотностью горных пород, но они особенно часто встречаются в щелочных породах.

Изложенные выше замечания, а также фиг. 7.1 и 7.2 в общем виде характеризуют основные тенденции изменения состава почти 90% магматических пород, собранных на континентах. (Количество образцов горных пород,

отобранных со дна океанов, пока настолько незначительно, что судить об относительной распространенности пород здесь пока нет возможности.) Далее мы специально рассмотрим существующие отклонения от этих колебаний, однако это никоим образом не должно заслонять важное значение рассмотренных закономерностей.

НЕОБЫЧНЫЕ КОЛЕБАНИЯ

Основное направление колебаний составов магматических пород пересекает схематическую диаграмму фиг. 6.1 по диагонали, отсекая небольшой угол в поле гранодиоритов и больший участок с нефелиновыми сиенитами. Независимо от классификации, приведенной на фиг. 6.1, можно показать, что щелочные породы отделены от обычных нещелочных пород. Установлены также породы, резко обогащенные или обедненные полевыми шпатами,



Ф и г. 7.3. Характер изменения состава магматических пород.

Насколько можно судить по современным данным, состав пород в целом меняется совершенно непрерывно по смыслу схемы *а*; представление о некоторых главных (центральных) типах и линиях отклонения от них, как это показано на графике *б*, неправильно и имеет лишь описательный смысл.

и, наконец, встречаются породы с резко повышенным или пониженным содержанием гидроксилов. Отклонения от основного ряда можно рассматривать как самостоятельные ряды горных пород, однако в действительности это не совсем верно. Если бы нам удалось составить диаграмму, отражающую полностью все разнообразие составов магматических пород, она была бы похожа на схему, показанную на фиг. 7.3, *а*, а не на график фиг. 7.3, *б*.

Гранодиориты

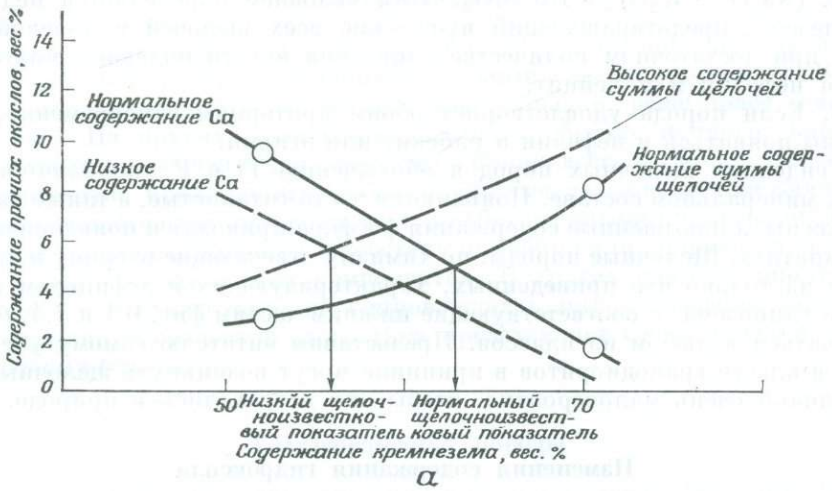
Гранодиориты можно рассматривать как породы, переходные к главному ряду двумя путями. Диориты или габбро могут переходить в гранодиориты при увеличении содержания кварца в них более 10%. В таких гранодиоритах может присутствовать до 40% темноцветных минералов, в том числе и пироксена. В то же время кварцевые монцониты могут постепенно переходить в гранодиориты, если содержание плагиоклаза больше, чем калиевого полевого шпата. Такие гранодиориты обеднены темноцветными минералами, которые представлены преимущественно биотитом. В природе встречаются обе разности гранодиоритов, а также и все промежуточные породы.

Сиениты

Сиениты можно рассматривать с двух точек зрения. Они могут быть похожи на граниты, в них только очень мало кварца, или близки к монцонитам, но в них более кислый плагиоклаз. В этом случае также наблюдаются различия в характере железомагнезиальных минералов. В близкой к гранитам разновидности присутствует биотит, появляется мусковит и небольшое

количество роговой обманки. В разновидности, близкой к монцонитам, присутствует больше железомагнезиальных минералов, причем особенно много роговой обманки, а мусковита очень мало.

Различия между породами, промежуточными между гранодиоритами и сиенитами, могут быть выражены щелочно-известковым показателем. Серией пород здесь называются породы, связанные между собой в поле и по составу настолько, что можно предполагать их генетическую общность.



а

б

Фиг. 7.4. Щелочно-известковый показатель и серии щелочных пород.

а — графическое выведение щелочно-известкового показателя; *б* — сопоставление серий с различными известково-щелочными показателями и классификационной решетки фиг. 6.1. Серия с небольшим значеним щелочно-известкового показателя может быть названа щелочной.

Для каждой серии пород может быть составлена диаграмма типа представленной на фиг. 7.1. На ней легко обнаруживается содержание кремнезема, при котором сумма $Na_2O + K_2O$ становится равной содержанию CaO. Такое содержание SiO_2 и называется щелочно-известковым показателем для данной серии (фиг. 7.4, *а*; Peacock, 1931). Было показано, что породы серии с участием сиенитов должны иметь пониженный щелочно-известковый показатель, а для гранодиоритовой серии характерен повышенный щелочно-известковый показатель (фиг. 7.4, *б*). Серии с небольшими значениями рассматриваемого показателя получили название щелочных, хотя это и не совсем правильно делать, исходя только из того, что сиениты относятся к щелочным породам (см. гл. 6 и следующий раздел).

Щелочные породы

В гл. 6 приведены три критерия выделения щелочных пород:

1. $(Na_2O + K_2O) > Al_2O_3$. Этим условием определяется недостаточное для образования полевого шпата содержание глинозема, в связи с чем в породе присутствуют фельдшпатоиды или слюда, связывающие щелочи, тогда как избыток их входит в состав или амфибола типа рибекита, или пироксена типа эгирина.

2. $(Na_2O + K_2O) > 1/6\ SiO_2$. Этим условием определяется недостаток кремнезема, предотвращающий вхождение всех щелочей в полевой шпат; тогда при достаточном количестве глинозема вместо полевого шпата образуется нефелин или лейцит.

3. Если порода удовлетворяет обоим критериям одновременно, в ней должны появиться и нефелин и рибекит или эгирин.

Тенденция щелочных пород к обогащению Ti и P проявляется также и в их минеральном составе. Появляются часто титанистые, а также натровые пироксены, а повышенные содержания фосфора приводят к появлению обильного апатита. Щелочные породы, по химизму отвечающие второму и третьему типам из только что приведенных, характеризующихся дефицитом кремнезема и глинозема, и соответствующие нижним частям фиг. 6.1 и 7.4, *б*, могут встречаться в любом из классов. Предоставим читателю самому убедиться, что и в классе гранодиоритов в принципе могут возникнуть щелочные породы, однако очень маловероятно, чтобы они встретились в природе.

Изменения содержания гидроксила

В петрологии важное значение имеет следующее уравнение:

$$3\left(\frac{Mg}{Fe}\right)SiO_3 + KAlSi_3O_8 + H_2O = K\left(\frac{Mg}{Fe}\right)_3Si_3AlO_{10}(OH)_2 + 3SiO_2$$

Гиперстен — Калишпат — Биотит — Кварц

На фиг. 7.2 показано, что калиевый полевой шпат и гиперстен обычно сосуществуют в породах с содержанием кремнезема не более 60%, а в более кислых породах вместо этой пары минералов обычно появляются биотит и кварц. Однако следовало ожидать отклонения от таких составов, и действительно, в земной коре встречаются малокремнеземистые породы с биотитом и обогащенные кремнеземом породы с гиперстеном. Необычные биотитовые породы, как правило, относятся к классу биотитовых диоритов или гранодиоритов. Породы же с ромбическим пироксеном следует относить к классу гиперстеновых монцонитов или гранитов, однако нет уверенности, что они магматические по своему происхождению. В связи с этим для таких пород лучше применять нейтральный термин *чарнокиты*, уже прижившийся в литературе. Этим термином определяются породы, по минеральному составу отвечающие гиперстеновому граниту без связи с генезисом.

Еще одно важное уравнение:

Базальт + Вода = Роговообманковое габбро (роговая обманка + плагиоклаз).

Уравнение с приведением формул минералов и коэффициентов в этом случае написать довольно сложно, но в упрощенном виде оно может быть представлено следующим образом:

$$CaMgSi_2O_6 + 3MgSiO_2 + CaAl_2Si_2O_8 + H_2O = (Ca_2Mg_4Al)Si_7AlO_{22}(OH)_2$$

Пироксены — Анортит — Амфибол

Чтобы реакция протекала полностью слева направо, не требуется ни больших количеств воды, ни большого давления. Для ее осуществления достаточно 2 вес.% при давлении 2 кбар (Yoder, Tilley, 1962). Таким образом, помимо нормальных габбро с оливином и пироксеном, мы вправе ожидать

обнаружения роговообманковых габбро, образовавшихся в результате непосредственной кристаллизации на глубине в присутствии воды. Как и в случае чарнокитов, существуют возможности образования грубозернистых амфиболово-плагиоклазовых пород не только в результате кристаллизации из магмы. Такие породы будут рассмотрены в четвертой части книги.

Анортозиты

Породы с содержанием плагиоклаза более 90% не попадают ни в одну из групп фиг. 6.1, а образуют самостоятельный класс анортозитов. В этих породах обычно присутствуют андезин или лабрадор, реже более основной плагиоклаз. Из других минералов, которых обычно немного, наиболее обычен пироксен, в связи с чем анортозиты ближе всего к габбро. Некоторые тела анортозитов представляют собой пластовые залежи, перемежающиеся с такими же пластовыми залежами, сильно обогащенными пироксеном. Такая ассоциация в целом отличается по составу от габбро или диорита лишь крупнополосчатым расположением компонентов. В других случаях анортозиты встречаются самостоятельно, не сопровождаясь пироксеновыми породами. Происхождение анортозитов этого типа представляет собой довольно трудную проблему (см. гл. 9).

Ультраосновные породы

Породы, в которых содержание полевого шпата менее 10%, в большинстве случаев немагматические, однако некоторые их разности настолько связаны с магматическими процессами, что их следует упомянуть в этой главе. К числу таких пород относятся дуниты (более 90% оливина), перидотиты (более 90% оливина и пироксена) и пироксениты (более 90% пироксена). Эти породы можно, подобно анортозитам, рассматривать как очень обогащенные темноцветными минералами разновидности габбро. Из пород этой группы самые редкие пироксениты, а перидотиты и дуниты обычно настолько близки, что многие геологи их даже не разделяют. В ультраосновных породах часты акцессорные минералы, обогащенные Ni, Cr, Co и т. д., что является характерной особенностью габброидов. Эти элементы накапливаются в ультраосновных породах в еще большем количестве, чем в габброидах. Так, наиболее крупные скопления никеля близ Садбери, Онтарио, приурочены к ультраосновным частям магматического комплекса. Известны скопления хрома в массиве Стилуотер, Монтана.

Карбонатиты

Существуют породы, условия залегания которых свидетельствуют о кристаллизации их из расплава, но состоят они преимущественно не из силикатов, а из карбонатов. Такие породы могли возникать в результате плавления известняков, но вполне возможно также, что они образуются за счет больших количеств силикатной магмы путем отделения небольших объемов карбонатной составляющей. Эти породы упоминаются здесь в связи с тем, что они, возможно, представляют собой крайние производные силикатных магм.

Карбонатиты более чем на 80% состоят из доломита или кальцита. Реже в значительных количествах одновременно присутствуют и кальцит и доломит. Остальное — силикаты, окислы, сульфиды и редкие минералы. Промышленное значение карбонатитов в основном связано с присутствием в них редких металлов, например ниобия, входящего в состав акцессорных

минералов. Известны также породы, резко обогащенные карбонатом натрия, которые в настоящее время извергаются из действующих вулканов в Африке. В связи с легкой растворимостью соды в воде трудно предполагать, чтобы такие породы могли сохраниться на дневной поверхности.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНО РЕДКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В гл. 5 были описаны формы залегания широко распространенных горных пород — гранитов, кварцевых монцонитов, базальтов и т. д. В настоящем разделе рассматриваются условия залегания относительно редких горных пород.

Особенности проявления гранодиоритов, сиенитов и их эффузивных аналогов подобны наиболее распространенным породам, за исключением того, что они не образуют крупных самостоятельных тел (свыше 100 км^2). Они образуют лишь небольшие штоки, дайки и потоки, но, кроме того, часто встречаются в пределах крупных массивов, слагаемых в основном породами нормального состава. В ассоциации гавайских вулканических пород присутствуют потоки андезитов, трахитов и риодацитов. В батолитах кварцевых монцонитов могут быть участки гранодиоритов, а существенно габброидные лополиты иногда расслоены с сиенитовыми или гранодиоритовыми слоями.

Щелочные породы по условиям залегания можно разделить на две группы, к одной из которых относятся карбонатитовые породы. В щелочных породах, проявляющихся без карбонитов, так же как и у гранодиоритов, выделяются два типа: 1) относительно небольшие по объему проявления, ассоциирующиеся с более крупными массами пород нормального состава (тихоокеанские базальтовые острова и лавовые толщи Восточной Африки); 2) относительно мелкие массивы собственно щелочных пород. Наиболее крупным представителем последней группы может служить массив Хибин на крайнем северо-западе СССР. Поперечник этого массива составляет около 40 км, однако подавляющее большинство щелочных интрузивов имеет гораздо меньшие размеры. Еще меньше массивы щелочных пород с участием карбонатитов. Так, например, интрузив на острове Альнё, Швеция, и экструзивное тело Везувия в Италии по объему не превышают нескольких кубических километров.

Чарнокиты, анортозиты и ультраосновные породы не имеют эффузивных аналогов, в связи с чем ставится под сомнение магматическое происхождение. Чарнокиты встречаются лишь в сильнометаморфизованных регионах. Поэтому, несмотря на то что в настоящее время породы чарнокитового состава можно закартировать в пределах площадей многих квадратных километров (до 400 км^2 в горах Адирондак), у исследователей нет единого мнения о природе чарнокитовых тел.

Анортозиты проявляются в ассоциациях двух типов: 1) совместно с такими же по объему телами габбро и более основных пород в расслоенных лополитах: 2) в виде главной породы крупных, почти однородных массивов с очень небольшим количеством других пород. Размеры массивов анортозитов примерно одинаковы. Так, Адирондакский анортозитовый массив (тип 2) близок к интрузиву Садбери по площади. Более крупные массивы 2-го типа встречены на полуострове Лабрадор и в Квебеке. Массив Адирондак, видимо, также имеет форму лополита. Его подошва по данным геофизических исследований на большей части его площади выгнута вверх. От идеального лополита этот массив, очевидно, отличается несогласным залеганием, чем он напоминает массив Герефосс (фиг. 5.7). Чарнокиты и анортозиты часто встречаются совместно, причем присутствуют также габброиды промежуточного состава. Такая ассоциация известна лишь в пределах щитов

среди сильнометаморфизованных докембрийских пород Индии, Австралии, Скандинавии и Северной Америки.

Среди ультраосновных массивов также можно выделить два типа: 1) пластообразные тела в расслоенных основных интрузивах и 2) независимые ультрабазитовые интрузивы (ср. анортозиты). Слои ультраосновных пород приурочены преимущественно к нижним частям расслоенных массивов. Среди таких ультраосновных прослоев встречаются как существенно пироксеновые, так и существенно оливиновые разности. Мощности их достигают 700 м и более (массив Стиллуотер в Монтане.) Самостоятельные ультрабазитовые массивы имеют наиболее часто оливиновый (или серпентиновый) состав, причем пироксениты и габбро встречаются лишь в их краевых частях в качестве резко подчиненных разновидностей. Ультрабазитовые и анортозитовые слои лополитов в общем дополняют друг друга и в комбинации по среднему составу отвечают массиву габбро. Самостоятельные ультраосновные интрузивы, однако, не обнаруживают связи с самостоятельными телами анортозитов. Такие ультраосновные тела, как правило, гораздо мельче, и в отличие от уплощенных крупных массивов анортозитов в областях устойчивости земной коры эти ультраосновные тела образуют крутопадающие цепочки по разломам, параллельным простиранию складчатых систем. Они хорошо известны в Аппалачах, где имеются сотни отдельных ультраосновных массивов протяженностью в несколько километров. Однако в других поясах ультраосновных пород отдельные массивы бывают крупнее и по размерам иногда сопоставимы с батолитами, что имеет место в Новой Зеландии и Новой Каледонии (110 × 40 км).

Карбонатиты, как уже отмечалось, несомненно, могут быть магматическими породами, поскольку в настоящее время можно наблюдать жидкие лавы карбонатного состава (Dawson, 1962). Однако объемы известных карбонатитов очень невелики. Магматическое происхождение приписывается карбонатитам 30 или 40 массивов, однако ни один из них в поперечнике не превышает нескольких километров. По форме карбонатитовые массивы не отличаются сколько-нибудь заметно от тел силикатных магматических пород таких же размеров. Они слагают преимущественно дайки и неправильные штоки, и, возможно, главное отличие от силикатных пород заключается в преимущественной приуроченности карбонатитов к кольцевым структурам. В то время как щелочные породы лишь отчасти ассоциируются с карбонатитами, последние всегда связаны с щелочными породами.

Выше были очень кратко изложены все основные факты о магматических породах земной коры. Конечно, этот материал составляет лишь небольшую часть современных знаний, которые в свою очередь, несомненно, расширятся при дальнейшем прогрессе науки и техники. Однако этого материала вполне достаточно для того, чтобы перейти к общим генетическим вопросам. В следующих главах многие из рассмотренных фактов будут использованы для генетических построений.

Глава 8

Петрогенезис; бинарные системы

Формирование магматических пород — весьма продолжительный процесс. Задолго до начала кристаллизации в магме возникают многочисленные связи между ионами и создается структура, которая отличается от кристаллической преимущественно беспорядочностью связей, а не какими-либо специфическими свойствами. И еще долгое время спустя, после того как кристаллизация в основном завершилась, в присутствии межкристальных флюидов происходят изменения формы кристаллов и приспособление их

состава к падающей температуре. Тем не менее понимание природы магматических пород в первую очередь сводится к пониманию процесса застывания магмы, на котором мы и остановимся в первую очередь.

Общеизвестен процесс замерзания воды. Несколько более сложный характер имеет замерзание рассолов, поскольку составы жидкостей и твердых фаз, образующихся за их счет, в этом случае не совсем тождественны. Присутствие в рассоле двух компонентов — H_2O и NaCl — обусловливает возможность колебаний составов в полузамерзшем состоянии, чем в свою очередь объясняется разница соотношения $NaCl/H_2O$ в плавающем льде и жидкости. Еще сложнее процесс консолидации, в который входят девять главных и множество малых компонентов. При таком сложном составе магмы даже удивительно, что во многом ее поведение удается понять при сопоставлении с системами, состоящими лишь из двух компонентов, к которым мы сейчас и обратимся.

БИНАРНЫЕ СИСТЕМЫ

Системой называется количество вещества, определяемого посредством веса или числа молекул или атомов и т. п., но без использования параметра объема. Обычно удобно представить себе некий сосуд, ограничивающий систему, не считая его частью этой системы.

Фазой называется любая физическая однородная часть системы. Десять граммов воды, заключенные в герметически закрытую пробирку, в которой нет газовых пузырьков, представляют собой систему с одной фазой. Те же десять граммов воды в большей закрытой пробирке, в которой присутствуют пузырьки воздуха, представляют собой уже систему с двумя фазами. Поместив эти же десять граммов в герметический сосуд, способный расширяться, при условии что внешнее давление будет меньше внутреннего давления паров воды, мы получим систему, состоящую из одной фазы — пара. Однако, последовательно увеличивая внешнее давление и уменьшая объем сосуда, мы будем вынуждать пар конденсироваться, пока он весь не превратится в другую единственную фазу — воду, занимающую гораздо меньший объем. К подобным ситуациям относятся многие геологические явления, при которых окружающая среда оказывает на систему большее давление, чем давление паров, слагающих систему частей. Здесь в системе совершенно отсутствует газовая фаза, и объем, занимаемый системой, определяется плотностью ее составных частей [1].

Приведем несколько примеров систем в условиях отсутствия паров:

10 г воды и 1 г стеклянного порошка — две фазы, жидкая и твердая;
10 г льда и 1 г стеклянного порошка — две твердые фазы;
10 г воды и 1 г масла — две жидкие фазы;
10 г воды и 1 г соли — одна фаза, раствор;
10 г воды и 10 г соли — две фазы, насыщенный раствор и избыточная твердая фаза;
10 г анортита и 10 г альбита — одна фаза, твердый раствор (гомогенный плагиоклаз);
10 г калиевого полевого шпата и 10 г альбита — две фазы, два твердых раствора (альбит с небольшим содержанием калишпатового компонента и калиевый полевой шпат с небольшой примесью альбитового компонента).

Число компонентов в системе — это наименьшее количество составных частей, которыми можно выразить состав всех фаз. Выше были приведены только примеры двухкомпонентных, или *бинарных*, систем. Обычно существует возможность выбора тех или иных составных частей, посредством которых можно охарактеризовать состав фаз системы. Например, гомогенная жидкость, возникающая при плавлении смеси форстерита и энстатита, может быть охарактеризована как составленная из A форстерита и B эн-

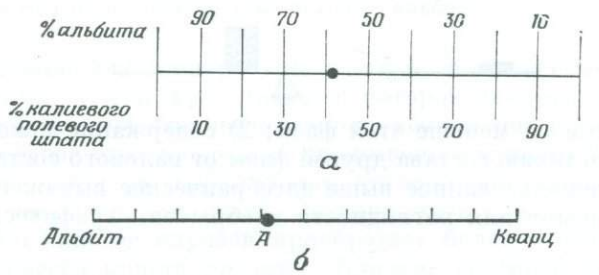
[1] Существует термин *конденсированная система*, однако он не имеет никакого отношения к рассматриваемым здесь системам, лишенным паров.

статита или из X г.MgO и Y SiO_2. Выбор касается лишь детализации самих компонентов, но отнюдь не их числа; в обоих случаях остается лишь два компонента. Необходимо отметить, что число компонентов часто меньше числа присутствующих химических элементов. Так, в приведенном выше примере нет необходимости определять в отдельности количества кислорода, магния и кремния, поскольку подразумевается, что каждому атому магния обязательно сопутствует точно один, а каждому атому кремния — точно два атома кислорода. Точно так же в рассоле, полученном добавкой соли к воде, не было необходимости отдельно определять количество Na и Cl; обычно достаточно принять, что эти два иона присутствуют в равных количествах. Однако если часть рассола выпарить, то предыдущий вывод потеряет силу. Ионы H и Cl могут входить в пар, образуя HCl, вследствие чего рассол начнет обогащаться Na и OH. Если такой процесс начнется, систему уже нельзя будет охарактеризовать двумя компонентами (x H_2O и y NaCl) и придется учитывать три компонента. Таким образом, неверно, например, такое категорическое утверждение: «система MgO — SiO_2 — двухкомпонентная»; гораздо правильнее иное положение: «при данных условиях комбинация MgO и SiO_2 ведет себя как двухкомпонентная система в пределах точности, необходимой для данных целей». Для многих геологических задач это утверждение вполне оправданно, однако, например, при исследованиях полупроводников установлено, что даже в кристаллической MgO не выдерживается точно эквивалентное соотношение атомов Mg и O, и при такого рода исследованиях приведенное определение теряет свою силу.

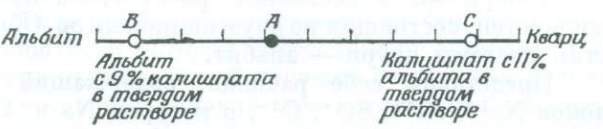
Совершенно очевидно, что число компонентов должно определять число возможных в системе фаз. Соотношения между ними будут подробнее рассмотрены далее, особенно в гл. 20.

БИНАРНЫЕ ДИАГРАММЫ И ПРИНЦИП ВЕСОВ

Поскольку поведение системы зависит лишь от соотношений, а не от абсолютных количеств компонентов, при рассмотрении бинарных систем обычно используются содержания веществ в процентах, а не граммах. Содержания



Ф и г. 8.1. Способы изображения масштабов для диаграмм бинарных систем.



Ф и г. 8.2. Графическая схема разделения бинарной системы на две фазы разного состава.

компонентов можно выразить точками на прямой линии, как это показано на фиг. 8.1, *а* или, чаще, на фиг. 8.1,*б*.

Рассмотрим смесь двух полевых шпатов, состав которых отражен на фиг. 8.2 точками B и C. Нам необходимо определить, каковы будут общие соотношения компонентов в смеси b граммов полевого шпата B и c граммов полевого шпата C. Можно алгебраически показать, что общее соотношение компонентов на графике выразится точкой A исходя из соотношения

$AB = [c/(b + c)] \cdot BC$. При этом условии также верно, что $AC = [b/(b + c)] \cdot BC$ и что $b \cdot AB = c \cdot AC$.

Обычно в геологии такого типа задачи возникают при рассмотрении продуктов распада твердых растворов. Вопрос при этом ставится следующим образом: каковы будут количества двух фаз состава B и C при распаде a граммов смеси состава A? Используем для решения этой задачи приведенные выше алгебраические выражения.

Пример. Допустим, что A отвечает 41% калиевого полевого шпата. Тогда

$$b \cdot (41 - 9) = c \cdot (89 - 41),$$

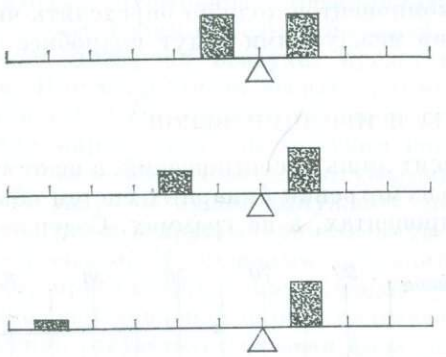
отсюда

$$2b = 3c.$$

Примем, что общий вес a системы составляет 100 г, т. е. $b + c = 100$; тогда $b = 60$ г, $c = 40$ г.

Проверка. Содержание альбитовой молекулы в 60 г $B = 60 \cdot 91\% = 54{,}6$ г.
Содержание альбитовой молекулы в 40 г $C = 40 \times 11\% = 4{,}4$ г, т. е. всего $54{,}6 + 4{,}4 = 59{,}0$ г.
Содержание альбитовой молекулы в 100 г A = 59 г, т. е. проверка показала удовлетворительность расчета.

Положение о том, что смешанные фазы и продукты их распада связаны правилом $b \cdot AB = c \cdot AC$, известно как принцип весов (по аналогии с коромыслом весов с точкой опоры в A). Существует еще ряд положений, связанных с этими же соотношениями, которые формулируются следующим образом: 1) чем сильнее состав некоторой фазы отличается от валового состава, тем он меньше этой фазы; 2) содержание некоторой фазы пропорционально отличию состава другой фазы от валового состава. Эти положения выражают использованное выше алгебраическое выражение. На фиг. 8.3 те же соотношения для наглядности изображены графически.



Фиг. 8.3. Принцип весов.
Чем дальше располагается от точки опоры предмет в левой стороне, тем меньше должен быть его вес для того, чтобы уравновесить предмет, расположенный справа от точки опоры.

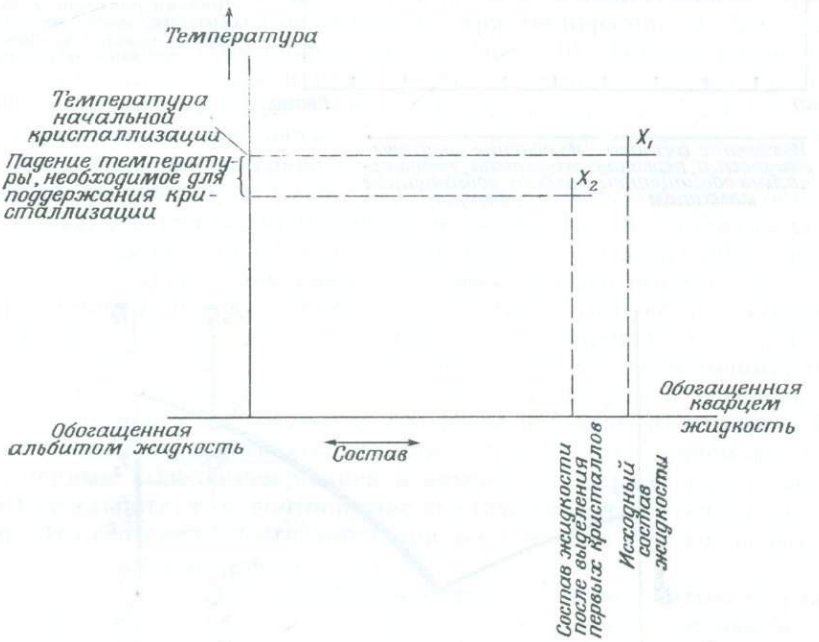
СИСТЕМА КВАРЦ-АЛЬБИТ [1]

Теперь мы в состоянии рассмотреть процесс охлаждения некоторых жидкостей, состоящих из двух компонентов. Обратимся прежде всего к жидкостям системы кварц — альбит.

Представим себе расплав, содержащий соответствующие количества ионов Na^{1+}, Al^{3+}, Si^{4+}, O^{2-}, в котором Na и Al присутствуют в эквивалентных количествах при значительно большем содержании SiO_2 и в присутствии такого количества O, которое обеспечивает нейтрализацию катионов. Еще до начала кристаллизации в этом расплаве существуют многочисленные

[1] В экспериментах с безводными смесями SiO_2 и $NaAlSi_8O_3$ кварц совершенно не образуется, а вместо него кристаллизуются тридимит или кристобалит. Кварц кристаллизуется лишь из водных расплавов кремнезема и альбита, однако такая система не может считаться строго бинарной, но применительно к целям общей оценки поведения магм можно допустить подобное упрощение.

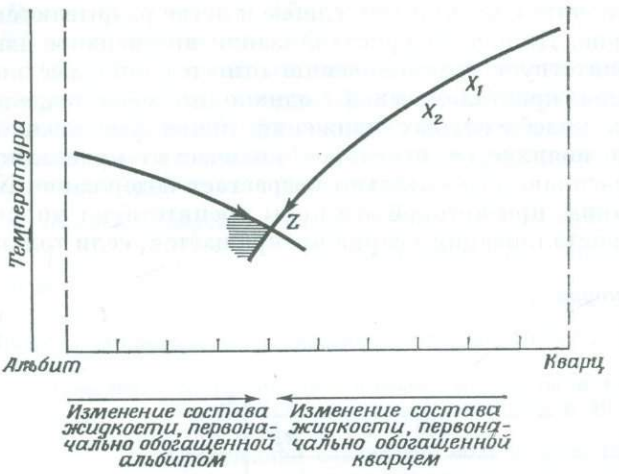
связи Si — O. Однако они значительно длиннее, слабее и легче разрываются, чем в кристаллическом кварце. До начала кристаллизации интенсивное движение ионов Na и Al препятствует возникновению относительно жесткой системы связей Si — O типа кристаллической, однако по мере падения температуры интенсивность колебательных движений ионов уменьшается и наступает момент, когда появляется некоторое количество кристаллов кварца. В связи с этим в расплаве относительно возрастает содержание Na и Al. Опять создается ситуация, при которой эти ионы препятствуют упорядочению связей Si — O, и кристаллизация кварца прекращается, если только



Ф и г. 8.4. Особенности поведения в системе кварц — альбит.

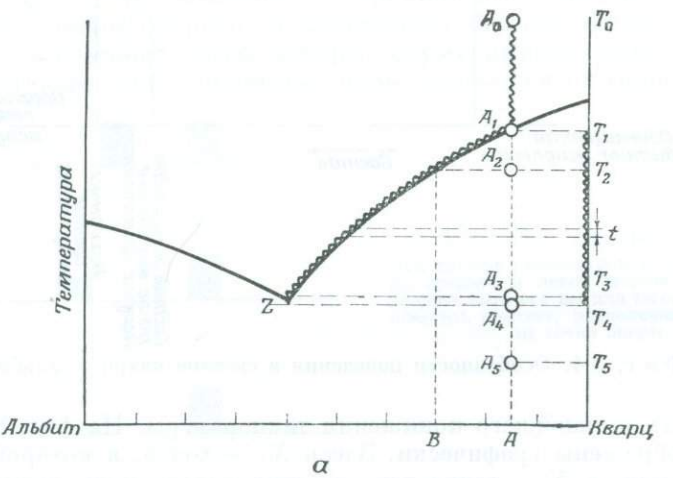
не происходит дальнейшего понижения температуры. На фиг. 8.4 эти соотношения изображены графически. Здесь X_1 — точка, в которой начинается кристаллизация, а X_2— точка где она становится вновь возможной после приостановки. В идеальном случае этот процесс не прерывается и через X_1 и X_2 проходит непрерывная линия, в любой точке которой происходят кристаллизация и отделение кварца из жидкости. Эксперименты свидетельствуют, что эта линия в большинстве случаев приобретает более крутой наклон по мере развития процесса кристаллизации. Близкие соотношения проявляются и при кристаллизации альбита из жидкости в другом конце составов системы. Поэтому общая диаграмма охлаждения жидкостей в рассматриваемой системе может быть такой, как показано на фиг. 8.5.

Какое значение имеет точка Z, в которой пересекаются линии X и Y? По линии X_1 — X_2 и далее вниз происходит обогащение остаточных расплавов Na и Al. В конечном счете создаются условия, при которых столкновения этих ионов со связанными парами ионов Si — O становятся настолько частыми, что начинают кристаллизоваться макроскопически различимые зерна альбита. Именно этим условиям и отвечает точка Z. С какой бы стороны ни приближались составы жидкости к точке Z, последняя знаменует момент, когда наряду с продолжающейся кристаллизацией одного минерала начинает образовываться и второй минерал. В точке Z оба минерала кристаллизуются в тех же количественных соотношениях, в которых они присутствуют в этой точке в расплаве. Допустим, что состав жидкости в точке Z отвечает

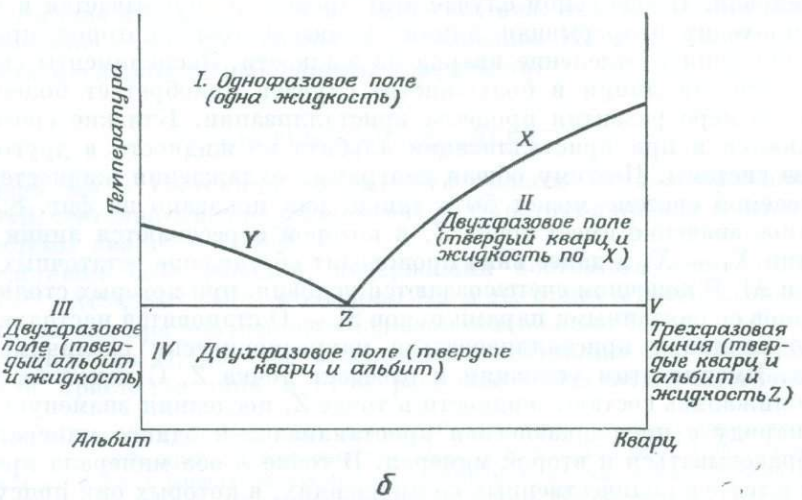


Ф и г. 8.5. Особенности поведения в системе кварц—альбит.

Линиями показано изменение температуры, необходимое для продолжения кристаллизации жидкости меняющегося состава.



а



б

Ф и г. 8.6. Поведение в системе кварц — альбит.

40% кварца и 60% альбита, тогда как в ранее образованных агрегатах кристаллов кварца и альбита было в весовом соотношении 45 : 55. Жидкость оказывается в связи с этим относительно обогащенной альбитом, и ее состав должен смещаться в заштрихованный участок (фиг. 8.5). Здесь должна продолжаться кристаллизации одного альбита, в связи с чем состав жидкости должен опять сместиться к точке Z. Таким образом, достигнув точки Z, состав остаточных расплавов далее не изменяется, и при таком составе кристаллизация продолжается до тех пор, пока жидкость не исчерпается полностью.

Поясним изложенное выше на конкретном количественном примере. Допустим, что состав исходной жидкости при температуре T_0 был эквивалентен 15% альбита и 85% кварца (A_0 на фиг. 8.6). На диаграмме видно, что при охлаждении жидкости кристаллизация начинается при температуре T_1. Что же произойдет при понижении температуры до T_2? В этой точке системы присутствуют жидкость состава B и твердые кристаллы кварца. Чтобы сопоставить рассматриваемую ситуацию с фиг. 8.2, примем, что чистый кварц соответствует точке C, а исходная смесь отвечает составу A. Тогда, используя формулы, приведенные в связи с фиг. 8.2, отметим условие $b = c$, откуда следует, что 100 г исходной жидкости A дадут 50 г жидкости состава B и 50 г кристаллов кварца. (*Проверка* этого вывода: содержание альбита в жидкой фазе составит 50 г·30% = 15 г, что равно его количеству в исходной смеси.) Точно такие же расчеты можно произвести и для температуры T_3, отличающейся от точки Z на бесконечно малую величину. В этом случае окажется, что закристаллизовалось 75 г кварца и осталось 25 г жидкости, в которой присутствует 15 г альбита и только 10 г кварца. После того как в точке Z жидкость закристаллизуется с соотношением фаз 60 : 40 и одновременным выделением кварца и альбита, в твердой фазе будет 85 г кварца и 15 г альбита, т. е. соотношение это точно отвечает составу исходной жидкости. Это состояние достигается при температуре T_4, меньшей на бесконечно малую величину, чем в точке Z.

По существу изменение состояний *системы*, если не учитывать разделения фаз, происходит следующим образом. В начальном состоянии состав жидкости отвечает A и температуре T_0. Последующие состояния характеризуются следующим образом:

валовой состав A, температура T_1 — соответствует A_1,
валовой состав A, температура T_2 — соответствует A_2,
валовой состав A, температура T_3 — соответствует A_3,
валовой состав A, температура T_4 — соответствует A_4,
валовой состав A, температура T_5 — соответствует A_5.

Таким образом, в связи с тем что в целом в систему ничего не вводится и ничего из нее не удаляется, состояния системы сменяются лишь строго по линии одного постоянного состава. Однако эти изменения происходят вначале в однофазном состоянии (одна жидкость), а затем последовательно в двухфазном (жидкость и одна твердая фаза), трехфазном (жидкость и две твердые фазы) и, наконец, опять двухфазном (две твердые фазы). Все возможные состояния системы иллюстрируются диаграммой фиг. 8.6, *б*. Здесь любой точке в поле II отвечают кварц и некоторая жидкость на линии X, находящиеся в равновесии друг с другом. Таким образом, это поле двухфазное.

Терминология

Фазовая диаграмма. Пример фазовой диаграммы при постоянном давлении представляет собой, в частности, фиг. 8.6, *б*.

Ликвидус. Кривые X и Y на фиг. 8.6, *б* называются *линиями ликвидуса*.

Эвтектическая точка. Пересечение линий X и Y называется *эвтектической точкой*. Состав, отвечающий этой точке в условиях давления, принятого для данной диаграммы, полностью расплавляется при самой низкой температуре по сравнению с другими составами данной системы.

Рассмотрим теперь изменение теплосодержания в системе. Для этого нам придется прибегнуть к следующим символам:

CL — удельное теплосодержание жидкости;
CQ — удельная теплоемкость кварца;
CA — удельная теплоемкость альбита;
HQ — скрытая теплота кристаллизации кварца;
HA — скрытая теплота кристаллизации альбита;
ML — масса жидкости;
MQ — масса твердого кварца;
MA — масса твердого альбита.

Первые пять из перечисленных выше параметров в процессе охлаждения несколько изменяются, но эти изменения настолько малы, что для наших целей мы можем считать их постоянными. Последние три величины, конечно, сильно изменяются по мере охлаждения. В пределах интервала состояний $A_0 - A_1$ потери тепла составляют $ML \cdot CL \cdot (T_0 - T_1)$. В интервале $A_1 - A_3$ происходят три вида потери тепла. Рассмотрим охлаждение в очень небольшом интервале температур t в пределах большего их интервала $T_1 - T_3$. В интервале t кристаллизуется мало кварца mQ. Выделившееся тепло слагается из следующих количеств:

1. $ML \cdot CL \cdot t$ (обусловленное охлаждением жидкости).
2. $MQ \cdot CQ \cdot t$ (обусловленное охлаждением твердого кварца).
3. $mQ \cdot HQ$ (обусловленное кристаллизацией кварца).

При температуре Z выделится следующее количество тепла:

$$(NQ \cdot HQ) + (MA \cdot HA),$$

где NQ — масса кварца, кристаллизовавшегося в точке Z. Никакой потери тепла, обусловленной охлаждением в этой точке, не происходит, поскольку здесь температура не опускается ниже Z вплоть до завершения кристаллизации. В целом в процессе изменения состояния системы до A_4 и включая потери тепла твердыми фазами, составят

$$MQ \cdot CQ \cdot (T_3 - T_4) + MA \cdot CA \cdot (T_3 - T_4).$$

Эта потеря тепла может суммироваться по диаграмме в том случае, если допустить, что она происходит с постоянной скоростью во времени (фиг. 8.7). Важно отметить, что в идеализированном примере система остается на трехфазной линии (Y на фиг. 8.6, *б*) в течение некоторого конечного периода времени. Этот период в геологических условиях может продолжаться тысячи лет.

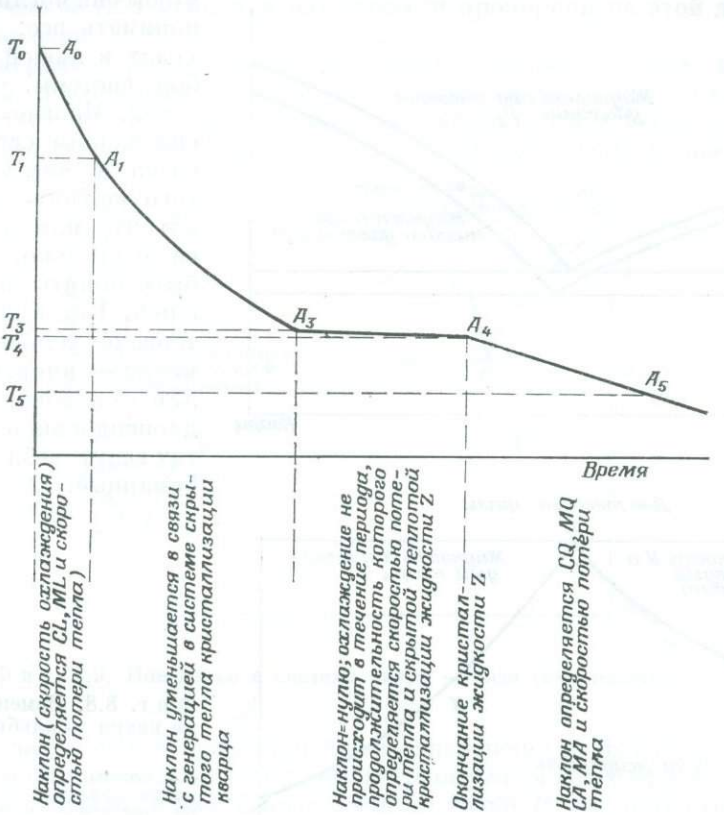
В гл. 2 было предположено, что некоторые магмы возникают в результате плавления кристаллических пород. В связи с этим интересно представить, что произойдет, если допустить, что кварцевый песок или песчаник с содержанием 85% кварца и 15% альбита будут нагреваться с некоторой постоянной скоростью. В этом случае нам не придется привлекать какие-либо новые процессы. Произойдут лишь в обратном порядке события (кристаллизация в системе кварц — альбит). Важно подчеркнуть следующее:

1. Составы первой образующейся жидкости и подвергающейся плавлению твердой смеси будут резко различаться (содержание альбита в первой жидкости 60%; точка Z).

2. После того как начнется плавление, значительное количество подводимого тепла будет поглощено без изменения состава жидкости; все поступающее тепло пойдет на генерацию жидкости состава Z.

3. В жидкость перейдет *весь* присутствующий в твердой смеси альбит, и при достижении состояния A_3 твердый остаток будет представлен одним кварцем.

4. Для *полного расплавления* всего твердого материала с образованием жидкости, по составу отвечающей исходной твердой смеси, необходимо гораздо больше тепла и времени. В связи с этим можно предполагать, что



Ф и г. 8.7. Скорости охлаждения в системе кварц — альбит.

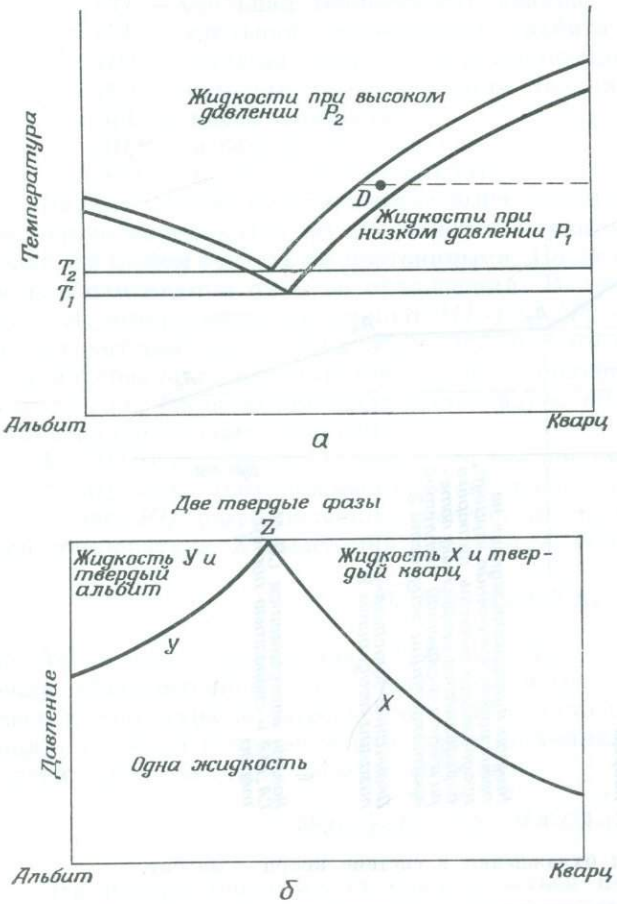
если кристаллизация обычно протекает полностью, то в геологических условиях в большинстве случаев будет происходить только частичное плавление.

Рассмотрим, наконец, влияние давления на процесс охлаждения расплава. Если диаграмма фиг. 8.6 отражает поведение системы при некотором постоянно поддерживающемся давлении P_1, то при некотором постоянном давлении P_2 диаграмма системы хотя и будет близкой, но несколько иной по форме. Это означает, что кристаллизация и плавление зависят не только от температуры, но и могут быть обусловлены изменениями величины давления. Рассмотрим нашу систему в состоянии D (фиг. 8.8). При низком давлении P_1 точке D отвечает однородная жидкость, но, если давление повысится до P_2, в системе возникнут две сосуществующие фазы — твердый кварц и относительно обогащенный альбитовым компонентом расплав. В зависимости от характера компонентов увеличение давления может вызывать или плавление, или кристаллизацию. В идеальной бинарной силикатной системе увеличение давления обычно вызывает кристаллизацию, но в геологических условиях в присутствии воды, взаимодействующей с идеальной бинарной системой, увеличение давления может, вероятно, обусловливать плавление. Этот очень важный эффект подробнее рассматривается в следующем разделе.

Детальное обсуждение поведения кварцево-альбитовых расплавов вызвано следующими причинами:

1. При детальном знании поведения одной системы достаточно лишь кратко охарактеризовать остальные. Читателям придется столкнуться с другими диаграммами на следующих страницах, в связи с чем необходимо, чтобы они могли полностью понимать все, что происходит в любой точке любой системы.

2. Многие геологически важные системы относятся к числу бинарных того же типа, как кварц—альбит, или напоминают ее настолько, что могут быть поняты по аналогии с ней. Так, в широком интервале условий системы кварц — анортит, нефелин — альбит, кварц — диопсид и диопсид — анортит ведут себя почти как бинарные.



Ф и г. 8.8. Изменения в системе кварц — альбит с давлением.

а — фазовая диаграмма при постоянном давлении P_2, наложенная на аналогичную диаграмму для постоянного давления P_1; *б* — фазовая диаграмма при постоянной температуре (между T_1 и T_2 диаграммы *а*).

Некоторая детализация вопроса дается в гл. 9. Здесь же мы отметим, что даже система Pb — Zn отклоняется от идеального бинарного поведения в связи с наличием изотопов, а кристаллы не всегда имеют идеальный стехиометрический состав. Так, кристаллы альбита, выделившиеся из кварцево-альбитового и глиноземисто-альбитового расплавов, не вполне одинаковы. Таким образом, отнесение системы к определенному типу зависит от того, какой величиной отклонения от идеальных условий мы условились пренебречь.

СИСТЕМА КВАРЦ — ВОДА

Для понимания этой системы необходимо прежде всего помнить о «критическом поведении» воды, что станет ясным из следующего сопоставления. При кипении воды в условиях разного давления происходит разное относительное изменение плотности вещества: при 1 атм — от 0,96 до 0,0006, при 100 атм — от 0,69 до 0,054, при 200 атм — от 0,48 до 0,18, а при давлении 222 атм никакого внезапного изменения плотности воды вообще не происходит. В последнем случае по мере повышения температуры вода просто становится непрерывно все менее плотной. Мы рассмотрим систему кварц — вода лишь при давлениях свыше 222 атм и будем говорить о том, что H_2O находится

в состоянии *водного флюида*, с тем чтобы избежать употребления более конкретных понятий — *вода* и *пар*. На фиг. 8.9 приведена неполная фазовая диаграмма рассматриваемой системы для некоторого давления, превышающего критическое (221 атм); для наглядности пропорции на этой диаграмме заметно искажены.

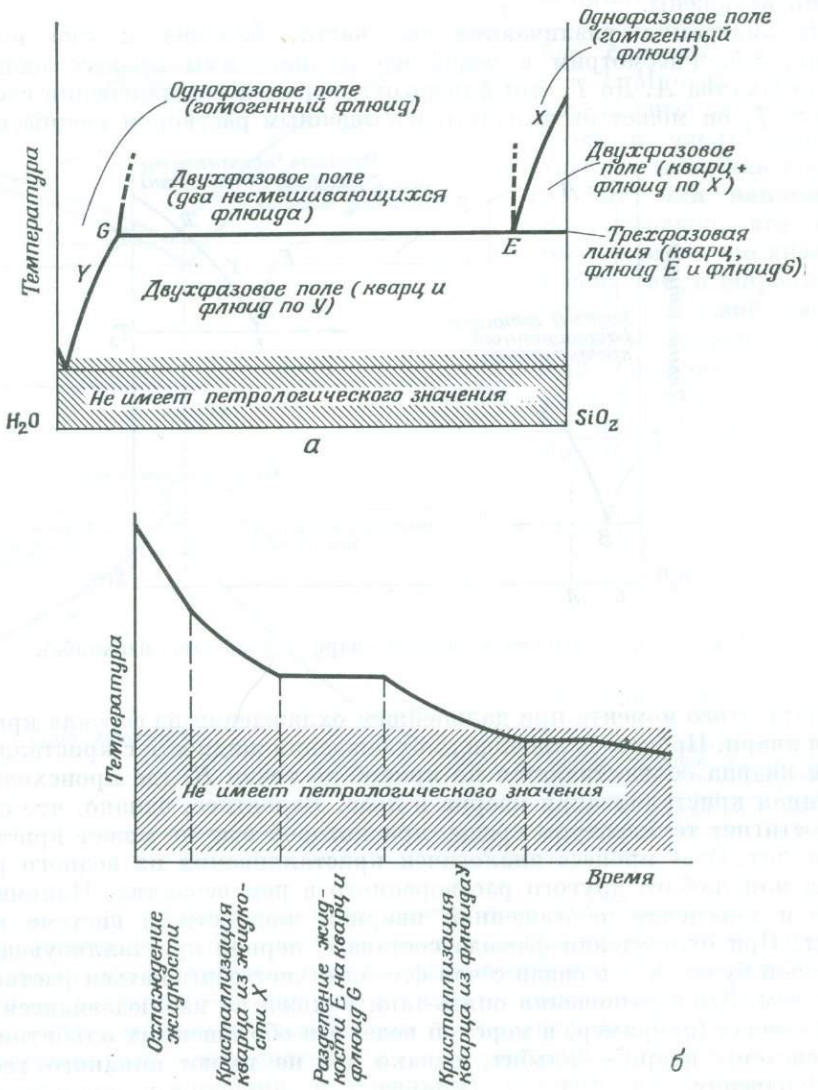
На диаграмме различаются две части, близкие к уже известным по фиг. 8.5. Рассмотрим в левой части диаграммы процесс охлаждения флюида состава A. До T_1 этот флюид охлаждается без изменения состояния. В точке T_1 он может быть назван насыщенным раствором кварца в водном

Ф и г. 8.9. Поведение в системе кварц — вода (вне масштаба).

флюиде; с этого момента при дальнейшем охлаждении из флюида кристаллизуется кварц. Процесс дальнейшего охлаждения жидкости с кристаллизацией из нее кварца осуществляется по кривой до точки B, где происходит одновременная кристаллизация кварца и льда. Вероятнее, однако, что охлаждение достигнет температуры среды, при которой еще не может кристаллизоваться лед. Этот процесс аналогичен кристаллизации из водного раствора сахара или любого другого растворенного в нем вещества. Напоминает он также и поведение обогащенной кварцем жидкости в системе кварц — альбит. При охлаждении флюида состава C первой кристаллизующей твердой фазой будет лед, в связи с чем флюид станет обогащаться растворенным веществом. Эти соотношения опять-таки похожи на наблюдающиеся в обычных флюидах (например, в морской воде) и в обогащенных альбитом жидкостях системы кварц — альбит, однако они не имеют никакого геологического значения.

Жидкость состава D в правой части диаграммы можно назвать раствором воды в расплавленном кварце. В точке T_2 из этой жидкости начнет кристаллизоваться кварц, и при дальнейшем охлаждении жидкость будет обогащаться другим компонентом. При достижении точки E по аналогии с системой кварц — альбит должно было бы начаться одновременно с кварцем отделение второй фазы. Однако вторая фаза представляет собой не чистую воду, а водный раствор, состав которого отвечает точке пересечения двух стрелок. Таким образом, при температурах выше T_3 кварц сосуществует с насыщенным водой расплавом кремнезема, состав которого изменяется по кривой Y. На фиг. 8.10 показаны более полная фазовая диаграмма системы при постоянном давлении и диаграмма потери тепла. Насколько это до сих пор известно, точка E отвечает примерно 90% кварца при всех условиях до 8 кбар и 1000° С, а точка G соответствует 1% кварца по крайней мере

до условий 4 кбар и 550° С (Weill, Fyfe, 1964; Kennedy et al., 1962). При больших давлениях и температурах точка G смещается в сторону гораздо больших содержаний кварца (подробнее см. гл. 10), причем присутствие



Ф и г. 8.10. Поведение в системе кварц — вода.

таких примесей, как плавиковая кислота (HF), дополнительно увеличивает растворимость кварца.

По-видимому, многие силикатные минералы по своему поведению похожи на кварц. В частности, к такому же типу относятся системы альбит — вода и калиевый полевой шпат — вода, у которых имеется разрыв смесимости EG примерно такого же размера (Goranson, 1938). При температуре T_3 в системе сосуществуют, не смешиваясь, два флюида, подобно маслу и воде, поэтому интервал EG и называется *разрывом смесимости*. При меньших давлениях (фиг. 8.11) этот разрыв увеличивается, а температура, при которой он проявляется в этом случае, возрастает. С разрывом смесимости связано вскипание

лав. Допустим, что магма, поднимаясь с глубины из области высоких давлений в область низких, находится в состоянии R. При высоких давлениях это состояние характеризуется одной гомогенной жидкостью, но при пониженном давлении точка R находится в поле, где схема распадается на два флюида — кремнеземистый и водный. В связи с этим в процессе подъема из магмы выделяются капли водного флюида, которые или устремляются к поверхности, или образуют газовые пузырьки. Это явление очень похоже на откупоривание бутылки шампанского.

Если магма изначально находилась в состоянии S, то при переходе от высоких давлений к низким в ней также возникают две фазы (водный флюид и твердые кристаллы). Таким образом, на этот раз по мере падения

Фиг. 8.11. Зависимость системы кварц — вода от давления.

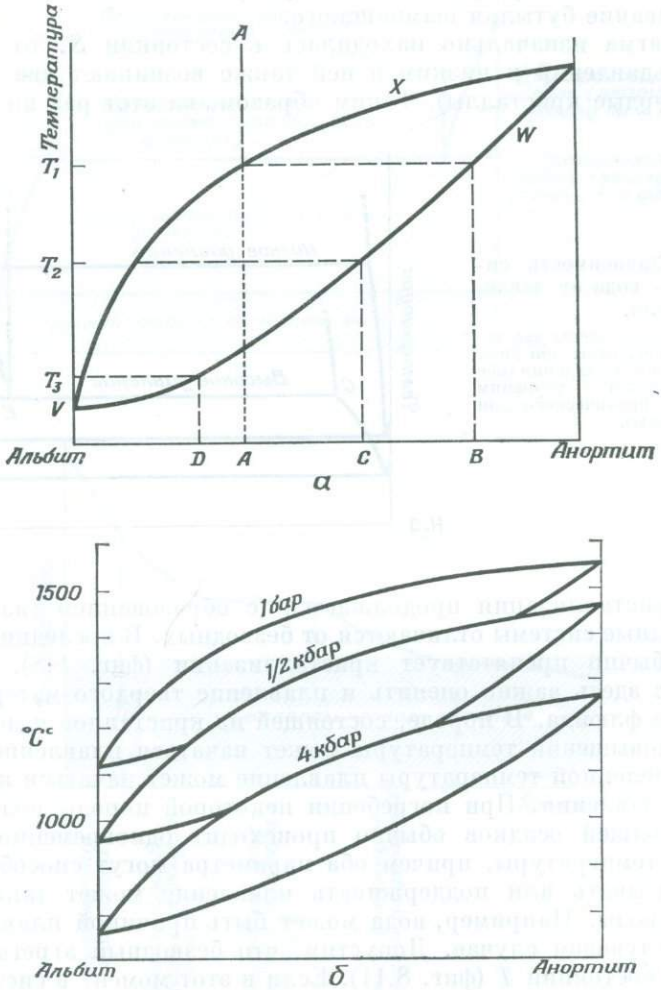
На этой фигуре совмещены две частные фазовые диаграммы при двух различных величинах давления (обе диаграммы относятся к условиям давления выше критического для воды).

давления кристаллизация продолжается (с образованием газовых пузырьков). Эти водные системы отличаются от безводных. В последних уменьшение давления обычно препятствует кристаллизации (фиг. 8.8).

Для нас здесь важно оценить и плавление твердого материала, и кристаллизацию флюида. В породе, состоящей из кристаллов и долей процента воды, при повышении температуры может начаться плавление. При достижении определенной температуры плавление может начаться и в результате увеличения давления. При погребении некоторой породы под все увеличивающейся толщей осадков обычно происходит одновременное увеличение давления и температуры, причем оба параметра могут способствовать плавлению. Вызывать или поддерживать плавление может также изменение содержания воды. Например, вода может быть причиной плавления, в частности, в следующем случае. Допустим, что безводный агрегат кристаллов находится в состоянии T (фиг. 8.11). Если в этот момент в систему поступит вода и общий состав ее изменится до точки U, при высоких давлениях возникнет вторая фаза — расплав состава V. Если поступление воды будет продолжаться, то никакой новой фазы не возникнет, но возрастет количество расплава состава W за счет твердой фазы T; так, поступление воды поддерживает начавшееся плавление. Геологическое значение этих эффектов неясно, поскольку нет сведений о движении воды в земной коре на глубине ниже 10 км. Несомненно, однако, что водосодержащие осадки иногда погружаются на большую глубину, а затем при метаморфизме переходят в безводное состояние. Выделившаяся при этом вода мигрирует назад к земной поверхности и, очевидно, представляет собой очень важный геологический агент, который не следует упускать из виду. Это положение можно подчеркнуть следующим соображением. Когда V располагается у состава 90%, то по принципу весов следует, что каждый грамм воды, прибавляющийся к T, вызовет появление в десять раз большего количества расплава.

СИСТЕМА АЛЬБИТ — АНОРТИТ

В отличие от только что рассмотренной системы кварц — альбит в данном случае два твердых компонента образуют гомогенные твердые растворы всех пропорций. Смесь твердых кварца и альбита можно измолоть настолько тонко, что она будет выглядеть совершенно однородной. Однако на самом

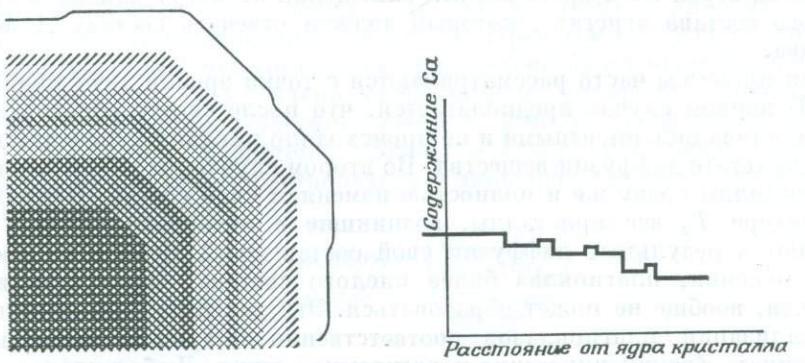


Ф и г. 8.12. Система альбит — анортит.

а — при давлении 1 бар; *б* — понижение линии ликвидуса в интервале давления воды от 0,5 до 4 кбар (Bowen, 1913; Yoder, 1958; Tuttle, Bowen, 1958).

деле эта смесь по-прежнему остается агрегатом самостоятельных тонких частиц кварца и альбита. Даже плавление не приведет ни к какой другой комбинации этих компонентов, кроме стекла. Но если размолоть, а затем подвергнуть нагреванию смесь альбита и анортита, произойдет взаимная диффузия вещества в частицах этих двух минералов в твердом состоянии и возникнет гомогенный твердый раствор. В твердом состоянии этот процесс протекает очень медленно. Гораздо быстрее можно получить такой твердый раствор, расплавив смесь и позволив закристаллизоваться расплаву. В этом случае мы быстрее получим тот же результат — гомогенные кристаллы с неизменно однородным распределением ионов Ca и Na.

На фиг. 8.12 показана фазовая диаграмма системы альбит — анортит. Кривая X на этой диаграмме — линия ликвидуса, показывающая температуру, при которой любая жидкость системы при охлаждении из верхнего поля начинает кристаллизоваться. Однако возникающие при этом кристаллы будут смесью альбита и анортита. Их состав отражает линия *солидуса* W. Жидкость состава A при охлаждении начинает кристаллизоваться в точке T_1, и при этом образуются кристаллы состава B. Хотя состав этих кристаллов и не отвечает конечному члену, тем не менее они содержат значительно больше анортитового компонента, чем жидкость, из которой они выделились. Таким образом, в результате кристаллизации происходит обогащение расплава альбитовым компонентом. Как и в системе кварц — альбит, непрерывная кристаллизация происходит лишь в том случае, если охлаждение



Фиг. 8.13. Зональность плагиоклаза.

по мере изменения состава происходит вниз по линии X. При охлаждении до T_2 из расплава отделяются кристаллы состава C, и, если все ранее образовавшиеся кристаллы не участвуют в изменении состава жидкости, расплав может охладиться до температуры T_3 с выделением кристаллов состава D. Теоретически эта последовательность кристаллизации завершается с последними каплями расплава образованием чистого альбита. Однако реально этому всегда препятствует некоторое взаимодействие расплава и ранее выделившихся из него кристаллов. Процесс изменения состава отделяющихся из расплава кристаллов останавливается, когда их состав начинает отвечать составу исходной жидкости. С этим моментом может быть связано исчезновение жидкости.

В действительности продукты кристаллизации B, C, D и т. д. не всегда образуют отдельные самостоятельные зерна. Чаще плагиоклаз более поздних стадий обрастает, подобно скорлупе, ранее выделившимися кристаллами. Такие кристаллы сложного состава называются *зональными*. В случае плавного изменения среды и состав зональных кристаллов должен постепенно изменяться от B в центре до D во внешней каемке. Однако у природных кристаллов плагиоклаза чаще наблюдается ступенчатая зональность с отклонениями в ту или иную сторону, но с общей тенденцией изменения состава от существенно кальциевого в центре к существенно натровому у внешних граней (фиг. 8.13).

Как уже отмечалось в начале этого раздела, кристаллы плагиоклаза разного состава в большинстве случаев неустойчивы в контакте друг с другом и проявляют тенденцию к диффузионному обмену компонентами с гомогенизацией большей части таких агрегатов. Это положение справедливо и применительно к зонам различного состава в пределах отдельных зерен. Если высокая температура в породе удерживается достаточно долго, зональ-

ность становится расплывчатой и в идеальном случае конечный продукт охлаждения жидкости состава A должен представлять собой массу гомогенного плагиоклаза, точно отвечающего по составу исходному расплаву. Столь интенсивная гомогенизация редко наблюдается в магматических породах. Наиболее резкая зональность плагиоклазов обнаруживается в быстро остывших телах (лавовых потоках и дайках). В относительно крупных и медленнее охлаждавшихся интрузивах зональность плагиоклазов сильно затушевывается. В изверженных же породах, подвергшихся наложенному метаморфизму, плагиоклаз часто совершенно гомогенизируется. Возможна также взаимная диффузия вещества между первоначально выделившимися кристаллами и поздним остаточным расплавом, обогащенным натрием. Так, кристалл состава B может приобрести состав C еще до начала выделения зерен D. Однако все эти замещения не могут изменить конечного валового состава агрегата, который должен отвечать составу A исходного расплава.

Эти процессы часто рассматриваются с точки зрения двух крайних случаев. В первом случае предполагается, что после своего образования кристаллы оставались инертными и не происходило никаких изменений из состава в результате диффузии вещества. Во втором случае, наоборот, признается, что кристаллы сразу же и полностью изменяют свой состав. Например, при температуре T_2 все кристаллы, возникшие в интервале условий B — C, изменяют в результате диффузии свой состав до C. Исходя из последнего предположения, плагиоклаз более кислого состава, чем состав исходной жидкости, вообще не может образоваться. Эти два типа последовательности кристаллизации плагиоклазов соответственно получили названия *серия совершенного фракционирования* и *равновесная серия*. Любая реальная последовательность кристаллизации располагается между этими двумя идеальными случаями. В связи с этим некоторые плагиоклазовые кристаллы или отдельные их зоны имеют более кислый состав, чем исходный расплав A.

Резкие различия состава плагиоклазовых жидкостей и твердых фаз, относительно устойчивых в непосредственном контакте друг с другом, имеют важное значение для понимания повторного плавления. В связи с этим, например, при нагревании лабрадора возникает расплав, отвечающий со составу на ранних стадиях плавления олигоклазу, тогда как твердый остаток приобретает более известковый состав. Давление оказывает на рассматриваемую систему примерно такое же влияние, как и на смеси кварца с альбитом. В идеальной бинарной ситуации (безводной) при увеличении давления все температуры возрастают примерно на 10° С на 1 кбар. В присутствии же паров воды увеличение давления приводит к более заметному эффекту противоположного направления. В интервале давлений, господствующих в большей части земной коры, в этом случае понижается температура всех изменений системы примерно на 30° С на 1 кбар, но от поверхностных до давления 1 кбар это смещение более значительно и достигает 200° С (фиг. 8.12, *б*).

Глава 9

Приложение физико-химии к петрогенетическим проблемам

В предыдущей главе мы имели дело с простыми смесями чистых химических веществ. Чтобы объяснить разнообразие и распространенность горных пород, необходимо знать поведение кварца и альбита в многокомпонентных магмах, и прежде всего отличие от поведения их в идеальной бинарной системе. Следует отметить, что те же главные особенности поведения

компонентов, которые наблюдались в идеальной системе, сохраняются и в магмах, но появляются они при несколько отличных температурах. В настоящей главе предпринимается попытка рассмотреть поведение многокомпонентной магмы при дополнении бинарной системы новыми компонентами.

МНОГОКОМПОНЕНТНЫЕ СИСТЕМЫ И ФРАКЦИОННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ БАЗАЛЬТА

В качестве примера влияния третьего компонента на бинарную систему рассмотрим расплав, образующийся из смесей диопсида, анортита и альбита.

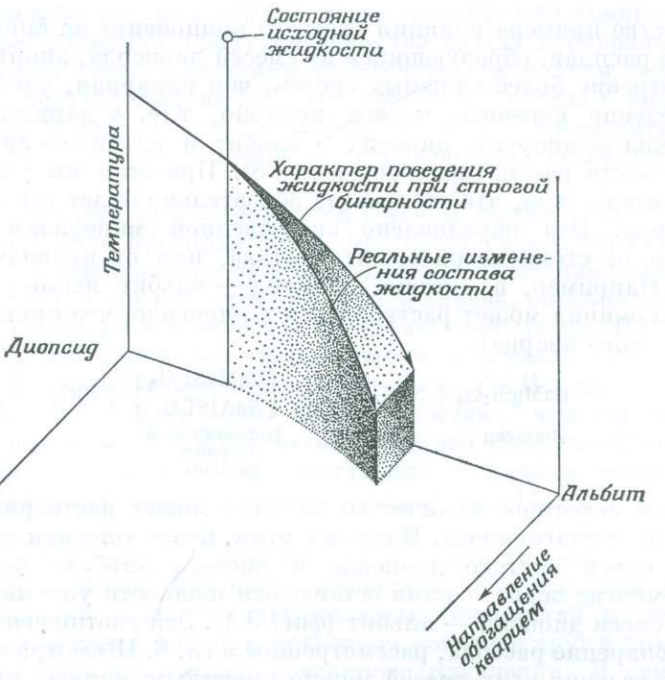
Рассмотрение более сложных систем, чем бинарная, удобно вести, оценивая поведение конечных членов попарно, т. е. в данном случае брать пары диопсид — анортит, диопсид — альбит и альбит — анортит (последняя уже отчасти рассматривалась в гл. 8). При этом мы уже столкнулись с тем обстоятельством, что система не обязательно будет относиться к двухкомпонентным. Это обусловлено свойственной минералам способностью отклоняться от стехиометрического состава, или от правильного твердого раствора. Например, в системе диопсид — альбит некоторое количество натрия и алюминия может растворяться в диопсиде, что приводит к появлению избыточного кварца:

$$\underset{\text{Диопсид}}{CaMgSi_2O_6} + \underset{\text{Альбит}}{NaAlSi_3O_8} = \underset{\substack{\text{Пироксеновый твердый раствор}}}{\left\{\begin{matrix} CaMgSi_2O_6 \\ NaAlSi_2O_6 \end{matrix}\right\}} + SiO_2$$

Вместе с тем некоторое количество кальция может растворяться в альбите с образованием плагиоклаза. В связи с этим, после того как из жидкой эквивалентной смеси чистого диопсида и чистого альбита кристаллизуются хотя бы немногие зерна, состав оставшейся жидкости уже не отвечает точно идеальной смеси диопсид — альбит (фиг. 9.1). Эти соотношения напоминают частично испарение рассола, рассмотренное в гл. 8. Несмотря на осложнения, многое в поведении этих смесей можно правильно понять, принимая такую систему за настоящую бинарную. На фиг. 9.2 и в других местах участки кривых, где отклонение в поведении системы наиболее сильно отличается от бинарной, показаны пунктирными линиями. Сплошными же линиями отражены области, где реальное поведение системы можно рассматривать, прибегая к гипотетической бинарной системе.

За исключением отмеченных отклонений (особенно заметно проявляется эффект своеобразного поведения кальция), система диопсид — альбит похожа по общей форме на систему кварц — альбит (сравните фиг. 9.2, *б* и фиг. 8.6). При охлаждении жидкости, обогащенной диопсидом, из нее кристаллизуется один диопсид, пока состав расплава не достигнет точки *D*. С этого момента начинается одновременная кристаллизация диопсида и плагиоклаза вплоть до полного исчезновения жидкости. На последних стадиях кристаллизации в связи с отмеченными выше отклонениями от идеальной бинарной системы должна происходить кристаллизация небольшого количества кварца, однако до сих пор этот факт не удалось показать экспериментально. Система диопсид — анортит также несколько отклоняется от бинарной, тем не менее в пределах широкой области составов по своему поведению она еще более, чем система диопсид — альбит, напоминает систему кварц — альбит (фиг. 9.2, *а*). В этом случае из жидкости, обогащенной диопсидом, в качестве первой твердой фазы кристаллизуется пироксен, близкий к диопсиду по составу. Таким образом, можно предположить, что первой твердой фазой, кристаллизующейся из обогащенных диопсидовым компонентом жидкостей, содержащих как альбитовый, так и анортитовый

компоненты, должен быть именно пироксен диопсидового состава. Рассмотрим жидкость, в которой изначально альбитовый и анортитовый компоненты находятся в равных количествах. После начала кристаллизации жидкость должна быть относительно обогащена как альбитом, так и анортитом, но оба эти компонента должны оставаться в эквивалентных количествах. Изменение состава такой жидкости отражено стрелкой *E*. В конечном счете будет достигнута точка, когда совместно с диопсидом начнет кристаллизоваться плагиоклаз. Каков же должен быть состав плагиоклаза в этом случае? На фиг. 8.12, *а*

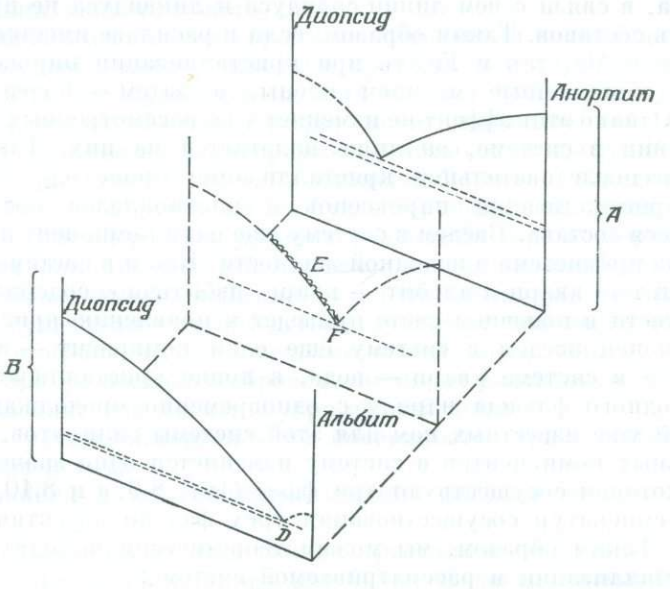


Ф и г. 9.1. Отклонение системы диопсид — альбит от идеального бинарного поведения. Помимо отраженного на этой диаграмме, проявляется еще одно важное отклонение от бинарного поведения, заключающееся в кристаллизации вместо альбита более основных плагиоклазов (Schairer, Yoder, 1960).

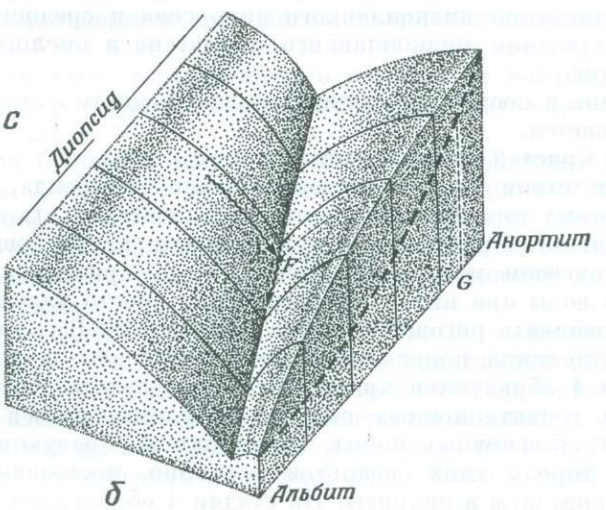
показано, что из жидкости, содержащей равное количество альбита и анортита при полном отсутствии диопсида, будут выделяться кристаллы, близкие по составу к An_{80}. В присутствии диопсида в расплаве первые кристаллы плагиоклаза несколько другого состава, но остаются в пределах интервала состава битовнита.

Если из жидкости, первоначально содержавшей равное количество анортита и альбита, будет выделяться битовнит, остаточный расплав должен обогащаться альбитом. Таким образом, состав жидкости изменяется, допустим, от диопсид + плагиоклаз Ab_{50} до состава диопсид + плагиоклаз Ab_{55}. В то же время жидкость относительно обедняется диопсидом. На диаграмме ее состав удаляется от анортитового конца и от плоскости диопсида; в разговорной речи для таких случаев бытует выражение, что жидкость «смещается вниз по желобу» (фиг. 9.2, *б*). Поведение жидкости ниже точки *F* имеет близкий к эвтектическому характер, причем происходит одновременная кристаллизация двух минералов. Однако в отличие от эвтектического поведения в данном случае продолжается изменение состава жидкости с одновременным падением температуры. Движение вниз по желобу от точки *F* называется *котектической кристаллизацией* диопсида и плагиоклаза непрерывно изменяющегося состава. Линия низа желоба называется *котектиче-*

ской кривой. Конечный продукт представлен агрегатом диопсида и кристаллов плагиоклаза различного состава. Таким образом, процесс кристаллизации представляет собой своеобразную комбинацию псевдобинарных систем,



а



б

Ф и г. 9.2. Система диопсид — плагиоклаз.

В диаграммах *A* и *B* пунктирными линиями проведены фазовые границы в тех областях составов, где поведение системы наиболее сильно отклоняется от идеального бинарного. В остальных частях диаграммы условно признается простое бинарное поведение системы. Плагиоклаз, кристаллизующийся из жидкости *F*, близок по составу к *G*, но не точно отвечает этой точке (Schairer, Yoder, 1960; Bowen, 1915).

в которой кристаллизация плагиоклаза сопровождается выделением диопсида, как это имеет место в смесях диопсид — анортит, а состав плагиоклаза изменяется подобно системе альбит — анортит.

В геологических условиях в состав диопсидового твердого раствора, помимо упомянутого выше компонента $NaAlSi_2O_6$, могут входить и другие компоненты, например $CaFeSi_2O_6$. В пределах большей части интервала

составов от 100% Mg до 100% Fe этот пироксеновый твердый раствор подобен плагиоклазовому твердому раствору. Правда, в железистом конце серии при высоких температурах образуются кристаллы особой структуры типа волластонита, в связи с чем линии солидуса и ликвидуса не продолжаются в эту область составов. Таким образом, если в расплаве имеется достаточное количество как Mg, так и Fe, то при кристаллизации пироксена сначала образуются обогащенные магнием члены, а затем — более железистые пироксены. Однако этот эффект не изменяет уже рассмотренных особенностей кристаллизации в системе, он лишь налагается на них. Таким образом, в результате последовательной кристаллизации происходит закономерное сочетание кристаллизации пироксенов и плагиоклазов последовательно изменяющегося состава. Введем в систему еще один компонент в виде небольшого избытка кремнезема в исходной жидкости. Как и в системах диопсид — кварц, анортит — кварц и альбит — кварц, избыточное содержание кремнезема в жидкости в конечном счете приведет к появлению кристаллического кварца. Наконец введем в систему еще один компонент — воду. В этом случае, как и в системе кварц — вода, в конце кристаллизации начнется отделение водного флюида наряду с одновременно продолжающейся кристаллизацией уже известных нам для этой системы силикатов. С введением дополнительных компонентов в систему изменяется одно значение температуры, при котором сосуществуют три фазы (фиг. 8.6, *в* и 8.10, *а*) к целому интервалу температур сосуществования трех фаз по котектической линии от точки *F*. Таким образом, мы можем теоретически выделить следующие стадии кристаллизации в рассматриваемой системе:

1. Кристаллизация одного пироксена.
2. Кристаллизация пироксена и известкового плагиоклаза.
3. Кристаллизация низкоплавкого пироксена и среднего плагиоклаза.
4. Кристаллизация низкоплавкого пироксена и кислого плагиоклаза; появление кварца.
5. Отделение и сосуществование с магмой водного флюида; кристаллизация продолжается.
6. Полная кристаллизация магматического расплава; охлаждение кристаллов в присутствии интерстиционного водного флюида.

В естественных горных породах эта последовательность может, конечно, несколько меняться. Прежде всего нужно отметить, что совместно с магнезиальным пироксеном или вместо него иногда кристаллизуется оливин. В присутствии воды при низких температурах вместо низкоплавкого пироксена могут возникать роговая обманка или биотит. В случае присутствия альбита вероятно также появление калиевого полевого шпата. Таким образом, на стадии 1 образуются кристаллы, в результате осаждения которых под действием гравитационных сил могут формироваться перидотитовые слои в лополитах основных пород. На стадии 2 образуются пироксеново-лабрадоровые породы типа базальтов и габбро, постепенно переходящие на стадии 3 в андезиты и диориты. На стадии 4 образуются кварцевые монциониты, в которых вместо пироксена кристаллизуются роговая обманка или биотит. В породах последнего типа присутствует уже незначительное количество Fe, Mg и Ca, вошедших в продукты кристаллизации ранних стадий. В связи с этим темноцветные минералы становятся редкими, а полевой шпат приобретает щелочной характер. На стадии 5 магматическое тело оказывает наиболее сильное влияние на окружающую среду. В этот момент массив еще горячий и из него во вмещающие породы гораздо легче, чем вязкий силикатный расплав, проникают водные флюиды, обладающие высокой химической, физической и каталитической активностью. Эти флюиды несут растворенные вещества, способствуют диффузии материала и обычно играют решающую роль в образовании промышленных месторождений полезных ископаемых. На стадии 6 растворяющая способность водных флюидов

сильно уменьшается. Они еще могут обусловить превращение оливина в серпентин, а полевого шпата в серицит или отложить в трещинах вмещающих пород кварцевые жилы. Но в целом эти растворы знаменуют окончание активной жизни магматического тела.

Если однажды возникшая хорошо изолированная вмещающими породами магматическая масса последовательно проходит все перечисленные стадии, то все продукты, образующиеся на этих стадиях эволюции, будут аккумулироваться в магматической камере, за исключением тех компонентов, которые были вынесены с растворами во вмещающую среду. В этом случае конечная твердая порода по составу останется близкой к исходной жидкости. Если в процессе охлаждения магма будет перемещаться, возникает возможность образования на разных уровнях различных горных пород. Необходимым условием для этого служит отделение, по крайней мере частичное, кристаллов, образующихся первыми, от окружающего флюида. Такая сепарация может осуществляться вследствие различий плотности или вязкости обогащенных и обедненных кристаллами частей магмы. Учитывая это, можно следующим образом понимать образование пород различного состава в крупной камере базальтовой магмы внутри земной коры:

1. Часть магмы, извергаясь на поверхность, кристаллизуется в виде платобазальтов и т. д.

2. Оставшийся в камере магматический расплав кристаллизуется на глубине.

3. В результате сегрегации ранних кристаллов образуются перидотиты.

4. В результате кристаллизации большой части магматического расплава образуются габбро или диориты.

5. Некоторая часть жидкости перемещается вверх, и за счет нее кристаллизуются в дальнейшем монцониты, кварцевые монцониты или риолито-риодациты [1].

6. Остальная часть магматического расплава и водные флюиды в ней образуют жилы, особенно пегматитовые, располагающиеся вокруг тел кварцевого монцонита.

В целом рассмотренный процесс носит название *фракционной кристаллизации базальта*. Процесс этот гипотетический, и никому не удалось его наблюдать полностью хотя бы в пределах отдельных крупных массивов. При помощи этой гипотезы достаточно хорошо объясняются многие наблюдаемые факты, хотя некоторые соотношения и не удается интерпретировать с этой точки зрения.

Необходимо подчеркнуть, что рассмотренный выше порядок событий может быть и иным. На последовательность кристаллизации может влиять состав магмы, который даже для базальта несколько варьирует, а также и различия давления. Установлены десять возможных направлений кристаллизации магмы, из которых пять, обведенных рамкой, судя по полевым наблюдениям и лабораторным данным, проявляются чаще:

1	2	3	4 Высокое давление, H_2O достаточно	5 Высокое давление, дефицит H_2O
Оливин Оливин+пироксен	Оливин Оливин+плагиоклаз	Пироксен Пироксен+плагиоклаз	Амфибол Амфибол+плагиоклаз	Пироксен Пироксен+гранат
Пироксен Оливин+пироксен (мало Mg, много CaFe)	Плагиоклаз Оливин+плагиоклаз	Плагиоклаз Пироксен+плагиоклаз	Плагиоклаз Амфибол+плагиоклаз	Гранат Пироксен+гранат

Сейчас уместно напомнить, что под базальтовой магмой просто понимают расплав, в котором элементы присутствуют в тех же количествах, как

[1] Это не так. Риодациты и риолиты не могут образовываться за счет нормальной базальтовой магмы при фракционной кристаллизации.— *Прим. ред.*

и в базальтах. В результате кристаллизации базальтовой магмы могут возникать не только базальты, но и другие породы, прежде всего габбро, в том числе роговообманковое, как это отмечено в гл. 7, а также эклогиты, в составе которых преобладают натровый пироксен и гранат [1].

Если кристаллизация начнется по какой-либо из серий, обведенных рамкой, то в конечном счете, очевидно, возникнут базальт или пироксеновое габбро и какой-либо из рядов горных пород, отраженных на фиг. 7.4, *б*. Однако в том случае, если кристаллизация начнется с амфибола (колонка 4), остаточный расплав может обогатиться плагиоклазом, в связи с чем в конечном счете не исключено образование пород типа анортозита. Еще более своеобразные остаточные расплавы должны возникать, если кристаллизация пойдет в эклогитовом направлении (колонка 5). Таким образом, когда мы говорим о фракционной кристаллизации базальтов, мы подразумеваем лишь кристаллизацию, описанную в колонках 1—3, тогда как представление о фракционной кристаллизации базальтовой магмы шире и может идти в направлении колонок 4 и 5.

Даже в пределах поля, ограниченного рамкой, в колонках 1—3 наблюдаются довольно заметные различия в последовательности кристаллизации. Прежде всего в ряде оливин — оливин + пироксен существует два варианта. В первом из них количество оливина продолжает увеличиваться после начала кристаллизации пироксена, во втором пироксен в процессе кристаллизации замещает частично или полностью ранее образовавшийся оливин (подробнее см. приложение 4). Существует также два возможных соотношения пироксена и амфибола на поздних стадиях кристаллизации. Эти минералы могут или кристаллизоваться одновременно, или амфибол частично кристаллизуется непосредственно из магмы, а частично за счет ранее выделившегося пироксена. Резорбция оливина устанавливается при лабораторных исследованиях, но редко наблюдается при петрографических наблюдениях природных пород. Замещение пироксена амфиболом труднее воспроизвести экспериментально в лаборатории, поскольку в этом случае необходимо высокое давление паров воды. В шлифах естественных пород очень часто наблюдается развитие амфибола за счет пироксена. Конечно, в последнем случае лишь изредка удается показать, что в этой реакции участвовал магматический расплав.

Таким образом, количественная роль этой реакции в процессе первичной кристаллизации остается довольно неопределенной. В связи с тем что упомянутые реакции оказывают большое влияние на направление кристаллизации, они дополнительно рассматриваются в приложении 4.

Разнообразие горных пород, помимо различных путей начальной кристаллизации, определяется также возможностью различной дальнейшей эволюции магмы с возникновением тех или иных серий горных пород (фиг. 7.4, *б*).

Детальные исследования поликомпонентных систем показывают, что для возникновения серий пород с высоким или низким щелочно-известковым показателем или даже для возникновения серии щелочных пород типа 2 необходимы лишь небольшие изменения состава исходной магмы. На характер поздних продуктов кристаллизации магмы гораздо сильнее, чем

[1] Эквивалентность оливинового базальта и эклогита кратко иллюстрируется следующими соотношениями:

Базальт		*Эклогит*
Оливин	$(Mg, Fe)_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 \rightleftharpoons$	$Ca(Mg, Fe)_2Al_2Si_3O_{12}$ Гранат.
Плагиоклаз	$NaAlSi_3O_8 \rightleftharpoons$	$SiO_2 + NaAlSi_2O_6$ Натровый
Пироксен	$Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$	$Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ пироксен.

на состав ранних кристаллизатов, влияет двухвалентное или трехвалентное железо.

Таким образом, теория фракционной кристаллизации представляет собой очень гибкий инструмент для объяснения разнообразия горных пород.

Это классический пример последовательной интерпретации полевых наблюдений методом сопоставления горных пород с полифазными химическими системами. Помимо того, что этой теорией хорошо объясняется известное разнообразие горных пород, в ее пользу свидетельствуют следующие три положения:

1. Известно, что существовали огромные количества базальтовой магмы, которые неоднократно в различных участках земного шара и в различные геологические периоды изливались в виде гигантских базальтовых покровов (фиг. 5.3, *а*). Наоборот, совершенно не известны сколько-нибудь крупные латитовые покровы, в связи с чем любая концепция, подразумевающая крупные скопления латитовой магмы в земной коре, достаточно шатка.

2. Из принципа весов следует, что при расщеплении системы на отдельные фазы те из них, которые сильнее отличаются от валового состава системы, образуются в меньшем количестве. Если мы используем «главный ряд» горных пород (фиг. 7.4, *б*) в качестве условного коромысла весов, для объяснения соотношения основных и кислых пород можно отметить следующее. При застывании базальтовой магмы должно образоваться значительно большее количество основных пород, близких по составу к исходной магме, чем пород гранитного или риолитового типа, состав которых значительно отличается от состава исходной магмы. На океанских островах установлены именно такие количественные соотношения пород с незначительным количеством риолитов при резком преобладании базальтов. Аналогичные соотношения установлены также в массиве Дулут и других лополитах, в которых наряду с резко преобладающими габбро присутствуют незначительные количества гранитоидов. Наконец, эти же соотношения найдены и в особенно крупных силлах, например региона Карру в Южной Африке.

3. В магматических породах некоторых районов проявляются характерные повышенные содержания некоторых акцессорных минералов, например апатита. Присутствие таких минералов во всех изверженных породах района от основных до кислых позволяет предполагать, что они возникли в результате дифференциации из единого магматического очага, хотя сам по себе этот факт не дает возможности прямо судить о механизме дифференциации. К числу таких характерных особенностей состава относятся также повышенные или пониженные содержания натрия или калия, которые часто позволяют различать друг от друга серии горных пород, особенно если содержания элементов выражены относительно кальция или кремния в щелочно-известковом показателе.

Одновременно в применении гипотезы фракционной кристаллизации базальтовой магмы для последовательности кристаллизации (1, 2 и 3 на стр. 75) существуют три ограничения:

1. Если в базальтовой магме при давлении более 2 кбар присутствует два весовых процента воды, кристаллизация ее должна осуществляться скорее по типу колонки 4, а не колонок 1, 2 или 3 (Yoder, Tilley, 1962).

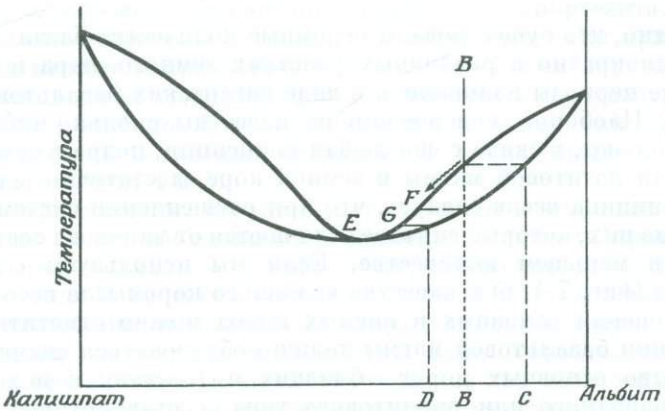
2. При давлении свыше 18 кбар, а возможно лишь свыше 10 кбар, сухая базальтовая магма должна кристаллизоваться скорее по типу колонки 5, а не по типу колонок 1, 2, 3.

3. Все положения данного раздела непригодны для рассмотрения кристаллизации гранитной магмы, образующейся, вероятно, в результате переплавления континентальных пород.

В связи с последним пунктом приведенных выше ограничений рассмотрим в следующем разделе фракционное плавление осадков.

ФРАКЦИОННОЕ ВЫПЛАВЛЕНИЕ ГРАНИТА ИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Во введении отмечалось, что породы земной коры при благоприятных условиях могут расплавляться с образованием магмы гранитного состава. Каковы же продукты, возникающие в результате этого процесса? Поскольку граниты и кварцевые монцониты состоят преимущественно из кварца, калиевого шпата и альбита или олигоклаза, мы опять имеем три пары минералов, поведение которых можно рассматривать точно таким же образом, как смеси диопсида и плагиоклаза. Системе кварц — альбит очень близка система



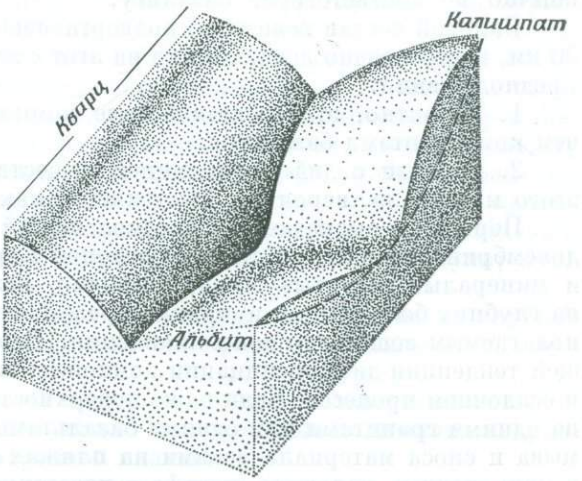
Ф и г. 9.3. Система альбит — калиевый полевой шпат в условиях, при которых на плавкость вещества не влияет ни образование лейцита, ни явление несмесимости в твердом состоянии (Bowen, Tuttle, 1950).

кварц — калиевый полевой шпат; в последней проявляются некоторые сложности при давлениях, значительно меньших, чем в условиях, которые нам необходимо рассмотреть. На фиг. 9.3 показана система альбит — калиевый полевой шпат при давлении несколько килобар.

Линия ликвидуса здесь имеет заметную депрессию в середине, как и в системе кварц — альбит. Однако в данном случае наиболее низкая точка E не означает такого резкого изменения в поведении системы. В то же время эта система похожа на плагиоклазовую с общей низкой точкой. Однако в данном случае эта низкая точка представляет собой не плавление идеально чистого химического соединения, альбита в плагиоклазовой системе, а фиксирует момент плавления калиевого полевого шпата и альбита. Эта смесь наиболее легкоплавка во всем интервале давления, иллюстрируемого диаграммой фиг. 9.3, но при различных температурах и давлениях она отвечает разным количественным соотношениям компонентов. Последовательность кристаллизации жидкости состава B данной диаграммы очень похожа на изменение характера жидкости A в плагиоклазовой системе (фиг. 8.12, *а*). Состав кристаллизующегося твердого вещества изменяется от C в первый момент кристаллизации до составов, близких к области D в момент исчезновения жидкости. В данном случае нас не интересует, каким образом смешивается альбит и калиевый полевой шпат в твердых фазах: образуют ли они отдельные зерна, пертитовые сростки или гомогенные твердые растворы. Сейчас нас больше интересует, что за расплав образуется при нагревании зерен щелочных полевых шпатов. По этому поводу можно высказать два соображения:

1. Если в нагреваемом агрегате зерен щелочных полевых шпатов есть кристаллы, состав которых располагается как левее, так и правее точки E, состав первых капель образующихся жидкостей будет отвечать точно E.

2. Если состав всех нагреваемых зерен располагается по одну сторону от E, например в пределах интервала C — D, первая возникающая жидкость по составу будет близка к E, но не будет точно отвечать этой точке. Предположим: а) что состав зерен нагреваемого агрегата изменяется в пределах интервала C — D и в результате взаимной диффузии вещества весь агрегат приобрел в твердом состоянии состав, отвечающий точке B, а первая образующаяся жидкость будет иметь состав F; б) что в том же агрегате зерен не произошло взаимной диффузии вещества и усреднения состава, первая образующаяся жидкость возникнет за счет кристаллов состава D и будет иметь состав



Ф и г. 9.4. Ликвидус в системе кварц — щелочной полевой шпат.
Схематизированная картина поведения системы при давлении воды несколько килобар (Tuttle, Bowen, 1958). В качестве четвертого компонента в этой системе присутствует вода, но для описания кристаллизации первых твердых фаз здесь требуется лишь три указанных компонента.

G. Все эти события происходят одним из двух путей в зависимости от скорости нагревания. Короче говоря, первая образующаяся жидкость всегда будет ближе к E, чем валовой состав нагреваемого агрегата.

Рассмотрим теперь во взаимосвязи все три компонента (фиг. 9.4). Эта фигура — комбинация трех двуминеральных систем, построена так же, как на фиг. 9.2. Трехкомпонентная жидкость здесь с наиболее низкой точкой плавления состоит из двойного количества полевых шпатов по сравнению с кварцем при равных количествах каждого из полевых шпатов, т. е. жидкость содержит в равных количествах все три компонента.

Вспомним, что процесс плавления в системе кварц — альбит (гл. 8, особенно фиг. 8.6) даже при содержании 85% кварца в твердом веществе начинается с возникновения жидкости с 60% альбита, что приблизительно и показано на диаграмме фиг. 8.6. Однако, если твердое вещество состоит из 70% кварца, 15% альбита и 15% калиевого полевого шпата, первая образующаяся за счет него жидкость будет состоять из $^1/_3$ каждого присутствующего минерала. При нагревании этой твердой смеси обязательно будет возникать жидкость такого же состава до тех пор, пока будут присутствовать одновременно два полевых шпата, т.е. до того момента, когда от исходной смеси останется 55% твердого чистого кварца, а 45% превратятся в жидкость. Такой процесс по существу имеет обратный характер по отношению к фракционной кристаллизации и называется *фракционным плавлением*; он может приводить к возникновению жидкой фракции гранитного состава за счет смеси твердых веществ с весьма широким интервалом колебаний состава (Winkler, 1965, гл. 16).

В природных условиях фракционное плавление может воспроизводить в обратном порядке последовательность фракционной кристаллизации. Так, если после образования первой жидкости температура продолжает повышаться, плавление минералов может происходить в последовательности, обратной последовательности кристаллизации. Реальный порядок фракционного

плавления, конечно, в известной мере зависит от валового состава нагреваемой породы примерно в такой же мере, как это отмечалось в предыдущем разделе применительно к изменениям в последовательности кристаллизации. Теоретически базальт, хотя и с вариациями в соответствии с десятью способами кристаллизации, упомянутыми на стр. 75, должен превратиться в гомогенную магму. Однако осуществлению этого процесса в природе противоречат два факта: 1) очевидно, плавление осуществляется не столь полно, как кристаллизация, по крайней мере в пределах рассматриваемых уровней земной коры; 2) валовой состав среды, в которой происходит плавление, обычно не соответствует базальту.

Валовой состав вещества, подвергающегося плавлению на глубине 20—30 км, недостаточно ясен, однако на этот счет могут быть сделаны два общих предположения:

1. Вероятно, этот состав богаче компонентами гранитов (Si, Na, K), чем компонентами базальтов.

2. В связи с дифференциацией вещества в осадочном процессе состав этого материала, вероятно, отклоняется как от гранита, так и от базальта.

Первое из высказанных предположений основывается на составе пород докембрийских щитов Канады, Северной Европы, Австралии и т. д. Породы и минералы, развитые здесь, очевидно, возникли в условиях погребения на глубину более 10 км, и, таким образом, мы их можем сопоставлять с предполагаемым веществом зоны плавления. Второе положение основано на общей тенденции дифференциации компонентов магматического происхождения в осадочном процессе. Если даже поверхность суши целиком была бы сложена одними гранитами или одними базальтами, все равно в результате ее размыва и сноса материала реками на пляжах отлагался бы кварцевый песок, в мелководных условиях шельфа в известняках концентрировался бы кальций, а натрий и алюминий выносились бы в глубоководные осадки. Даже если признать, что мы слишком примитивно толкуем осадочный процесс, все-таки необходимо непременно полагать, что любой осадок обогащен каким-либо компонентом по сравнению с исходной магматической породой. Плавлению, вероятно, подвергаются именно осадочные породы. В связи с этим при переплавлении осадочных толщ с существенной ролью известняков должны возникать обогащенные кальцием расплавы, кварцево-песчаниковые серии соответственно должны обусловливать возникновение кислых расплавов, а глинистые — глиноземистых. Конечно, все эти вариации состава могут лишь отчасти изменять его преимущественно гранитный характер.

В процессе плавления очень важную роль играет поведение натрия и калия. При выветривании щелочные полевые шпаты переходят в водные силикаты алюминия и иллит с потерей большей части щелочей из кристаллической решетки. Однако если мы будем изучать под микроскопом перекристаллизованные при метаморфизме глины, в которых уже образовались минеральные зерна, доступные для изучения, то в этих породах мы опять-таки обнаружим полевые шпаты и слюды. Механизм и время поступления щелочных металлов из морской воды в силикатное вещество осадков — очень важная и нерешенная проблема петрологии. При опробовании океанских илов начинает выясняться, что щелочи находятся в адсорбированном состоянии на частицах осадочных минералов и в интерстиционных растворах между ними. Однако неизвестно, на какой глубине под вышележащими морскими осадками эти компоненты начинают входить в состав частиц ила, изменяя их минеральную природу. Происходит ли отжимание интерстиционных растворов в то время, когда осадочные частицы еще не включили в свой состав натрий, или этот компонент уже входит в минеральный состав осадочных пород до удаления интерстиционных рассолов? Если нам к настоящему времени были бы лучше известны факторы, контролирующие этот процесс, вероятно, уже создалась бы возможность объяснять связь гранитных магм с

геосинклиналями. Однако сейчас мы можем полагать, что при удалении из осадка большей части щелочей должны возникать глиноземистые расплавы, а при сохранении щелочей в осадках переплавление должно приводить к образованию нормальных гранитных магм. Кратко эти соотношения можно выразить, несколько изменив одно из положений Барта (Barth, 1962, p. 379): «Разнообразие гранитоидов обусловлено осадочными процессами».

Фракционная кристаллизация и плавление лишь в некоторых случаях сопровождаются сегрегацией отдельных фракций. Мелкие однородные штоки, по составу близкие к наиболее низкой точке фиг. 9.4, видимо, образуются за счет магмы, которая была полностью отделена (сегрегирована) от нерасплавившегося твердого остатка. Крупные же неоднородные батолиты, вероятно, частично возникают за счет раскристаллизации сегрегированной магмы и частично сложены обособившимся материалом твердого остатка, тогда как отдельные участки их, очевидно, представлены полностью переплавленным веществом без какого-либо разделения; при этом, очевидно, между типами существуют все переходные разновидности. Масштабы сохранения в батолитах материала, не подвергшегося полному плавлению, неоднократно обсуждались в литературе и рассматриваются в последующих разделах. Сейчас нам достаточно, опираясь на предыдущее изложение, сформулировать следующие положения:

1. Благодаря фракционному плавлению пород континентов на глубине возникают магмы, состав которых изменяется преимущественно от гранита до кварцевого монцонита.

2. При отделении расплавов от твердого остатка состав расплавов оказывается примерно одинаковым и содержит почти равные количества кварца, калиевого полевого шпата и натрового плагиоклаза.

3. При недостаточно четком отделении магм от твердого остатка возникают породы, сильнее различающиеся по составу и структурам.

4. Участки магматических тел, кристаллизовавшиеся из расплава и сложенные твердым нерасплавившимся остатком, довольно трудно отличать один от другого, поскольку поровые водные флюиды в процессе охлаждения интрузивов вызывают перераспределение кристаллов в твердом состоянии и другие изменения пород.

ГЕНЕЗИС ОТНОСИТЕЛЬНО РЕДКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Для полноты обсуждения генезиса горных пород, кратко охарактеризованных в гл. 7, возвратимся в этом разделе к относительно мало распространенным их типам.

Карбонатные магмы

Можно предположить два способа возникновения карбонатной магмы: органогенный и неорганогенный. Гипотеза органогенного происхождения карбонатных магм подразумевает связь их с концентрацией CO_2 в виде кальцита или доломита животными. В отличие от этого гипотеза неорганического происхождения карбонатных магм связывает концентрацию CO_2 с процессом выделения этого компонента, ранее рассеянного в веществе первичной Земли. Гипотеза неорганогенного происхождения карбонатных магм трудно поддается детализации и пониманию в связи с недостатком знаний, однако и органогенная гипотеза не может объяснить существования карбонатных магм в течение огромного отрезка истории Земли, когда карбонатообразующих животных еще не существовало. Важен, таким образом, возраст карбонатитов и наиболее ранних известковых организмов. Многие штоки карбонатитов приурочены к докембрийским породам, и, вероятнее всего, сами имеют докембрийский возраст. Однако возрастное сопоставление этих пород с наиболее

древними известково-водорослевыми рифами пока не проведено с достаточной точностью, и сейчас нельзя уверенно утверждать, что эти карбонатиты не могли образоваться в результате переплавления известняков.

Если бы удалось показать, что по крайней мере некоторые карбонатиты возникли до появления известковых организмов, то следовало бы отдать предпочтение неорганической гипотезе. Последняя кажется более правдоподобной в связи с известными различиями состава карбонатитов и обычных известняков по элементам-примесям и соотношениям изотопов. К числу таких фактов относится, например, обогащенность некоторых карбонатитов ниобием. Современные наблюдения не позволяют нам полностью представить условия, существовавшие в докембрийское время. Однако можно указать на два соображения, которые позволяют считать, что в то время земная кора и мантия были гораздо богаче углеродом, чем сейчас. Прежде всего весь углерод, который в настоящее время сконцентрировался в близповерхностных горизонтах в виде известняков, в период истории Земли до появления водорослей должен был бы находиться в рассеянном состоянии. Во-вторых, углерод под влиянием силы тяжести концентрируется в атмосфере вместе с наиболее легкими элементами. Утечка углерода в атмосферу продолжается и сейчас и, вероятно, была еще менее далека от завершения 1500 млн. лет назад. Исходя из этих соображений можно предполагать, что в докембрийское время земная кора должна была содержать значительно больше углерода, чем сейчас. Содержание углерода в земной коре не позволяет отказаться от представления о возможном сосуществовании карбонатных и силикатных магм или о генерации карбонатных магм силикатными в результате концентрации CO_2 на поздних стадиях эволюции. Даже если бы эксперименты показали, что такие соотношения невозможны, это лишь подтвердило бы уже известный факт, что образование карбонатной магмы происходит лишь в весьма специфических условиях. В противном случае карбонатиты должны были бы занимать не менее $^1/_{100\,000}$ современной поверхности Земли. Таким образом, резюмируя вышеизложенное, можно высказать два основных заключения: карбонатные магмы, несомненно, существуют и образуют в настоящее время лавовые потоки в Танзании (Dawson, 1962); для объяснения происхождения карбонатных магм в настоящее время нет оснований отрицать органогенную и неорганогенную гипотезу.

Щелочные породы и ассимиляция

На контакте магмы и вмещающих твердых пород возникает возможность взаимного обмена веществом (фиг. 5.8, *г*). Если ксенолиты, попавшие в магму, усваиваются частично, то лишь некоторые их составные части *ассимилируются* магмой. При полном усвоении ксенолитов ассимилируется все их вещество. Конечно, может также ассимилироваться и материал боковых пород, не попавших в виде ксенолитов в магму. Если усваиваются магматические породы более ранних стадий того же магматического цикла, процесс носит название *гибридизма*. Более же общий случай усвоения вещества, не относящегося к этому же циклу магматической деятельности, носит название *контаминации*. Например, ассимиляция известняка может быть названа *контаминацией магмы известняком*. В результате ассимиляции далеко не всегда образуются щелочные породы. Напротив, обычно при ассимиляции не возникает щелочных пород. По существу все магмы, вероятно, в той или иной степени контаминированы. Иногда в породах присутствует лишь небольшое количество магматического материала. Фракционное плавление можно иначе назвать *селективной ассимиляцией*. Вероятно, при образовании обычных батолитов в огромных размерах проявляется ассимиляция осадков. Щелочные породы рассматриваются здесь в связи с ассимиляцией лишь как

наиболее яркий пример этого процесса. В связи с образованием щелочных пород представляет интерес реакция

Известняк + Богатая кремнеземом магма = Кальциевые силикаты + Магма, бедная кремнеземом (с удалением CO_2 в виде газа).

Здесь следует различать два способа: 1) кальций усваивается магмой и 2) кремнезем поступает в твердую вмещающую среду. При взаимодействии по первому способу образующиеся силикаты кальция будут представлены известковым полевым шпатом, пироксеном и гранатом за счет кварца, биотита, роговой обманки и гиперстена. При взаимодействии по второму способу должны возникать безглиноземистые силикаты кальция — волластонит, пироксен, а в некоторых случаях ларнит и др. Конечно, оба эти процесса могут проявляться одновременно с возникновением обогащенной известью магмы, контактирующей с обогащенными кремнеземом вмещающими породами. В любом случае создается возможность возникновения дефицита кремнезема в магме, в связи с чем щелочи будут входить не только в состав полевых шпатов, но и обусловят появление нефелина или лейцита. В частности, такое образование приписывается лейцитовым лавам Везувия и нефелиновым лавам Хегау, ФРГ, хотя окончательно их генезис остается неясным.

Образование настоящих щелочных пород возможно лишь в результате выноса кремнезема во вмещающие породы. Только в этом случае могут возникнуть щелочные породы, полностью соответствующие их определению в гл. 6. Даже когда поступление кальция в магму вызывает кристаллизацию нефелина, в породе не может существенно измениться отношение (Na + + K)/Si. Не все породы, в состав которых входят фельдшпатоиды, относятся к группе щелочных.

Щелочные породы, в состав которых входят фельдшпатоиды, встречаются не только в ассоциациях с известняками, но и с карбонатитами. Карбонатиты фактически вообще не встречаются без ассоциирующих с ними фельшпатоидных пород. Конечно, если карбонатиты представляют собой продукт плавления известняков, то и к этому случаю приложимо объяснение, которое было дано выше для понимания взаимодействия в ассоциации известняков и фельдшпатоидных пород. Однако, если карбонатная магма возникает в результате сегрегации вещества в земной коре или мантии, можно поставить следующий вопрос: возникает ли фельдшпатоидная магма в результате реакции части карбонатной магмы с нормальной силикатной магмой или какой-то общий процесс дифференциации приводит к совместному проявлению и карбонатной и фельдшпатоидной магм? Говоря иными словами, не ясно: служит ли одна из магм причиной появления другой или обе они представляют собой результат какого-то независимого общего процесса? В настоящее время ответа на этот вопрос нет, но он относится к числу таких проблем, которые подолгу могут существовать в той или иной науке.

Перидотиты

Перидотиты расслоенных массивов явно образуются как продукты накопления кристаллов, отделившихся из базальтовой магмы на ранних стадиях ее кристаллизации. Здесь мы коснемся перидотитовых тел другого рода, образующих мелкие несогласные массивы, имеющие большее протяжение на глубину по сравнению с их длиной или шириной. Эти массивы встречаются преимущественно в складчатых горных поясах. К числу их мы, однако, отнесем и довольно крупные массивы перидотитов Новой Зеландии и Новой Каледонии. До сих пор нет общепринятых представлений о проис-

хождении этих тел. Тем не менее проблемы, которые возникают по отношению к этим массивам, заслуживают внимательного рассмотрения.

В связи с массивами перидотитов можно поставить два самостоятельных вопроса: как вообще возникают тела подобного состава и в каком состоянии происходит становление этих тел — кристаллизуются ли они из магмы или поступают в твердом состоянии, в виде смеси твердого материала и жидкости и т. д.? Отграничим сразу же гипотезы, согласно которым перидотитовый состав уже был у материала, поступавшего на место современного залегания, от гипотез, которые предполагают возникновение перидотитов по ранее существовавшим телам иного состава. Отметим также, что нет необходимости предполагать одинаковое происхождение для всех перидотитов. В связи с этим следует заметить, что многие трудности в петрологии часто возникают почему-то из-за существующего мнения, что порода одного типа образуется лишь по какому-то одному-единственному способу. Выше при рассмотрении вулканизма уже указывалось, что близкие породы могут иметь различное происхождение, а при рассмотрении фракционирования мы отмечали, что породы одного происхождения могут обладать различными свойствами. Подобные ошибки возникают почти во всех случаях, когда генетические термины используются для обозначения описательных классов, например складки течения, сбросы скручивания и т. д.

Гипотезы, трактующие поступление перидотитов как таковых на место их современного залегания, можно разделить на две категории: 1) с привлечением в качестве источника вещества всемирного перидотитового субстрата и 2) прибегающие к другим источникам вещества. Гипотезы, в которых перидотиты рассматриваются как продукты преобразования уже существовавшего на месте ранее материала, разделяются также на две категории: 1) с образованием за счет пироксенитов и 2) с образованием за счет известняков и других пород. Несомненно, вопрос о существовании перидотитового субстрата наиболее важен, однако его нельзя решить на чисто петрологической основе, и в данном случае необходимо привлекать доказательства из области сейсмических и гравитационных исследований, экспериментов с высокими давлениями и т. д. Эта проблема относится к веществу, располагающемуся ниже раздела Мохоровичича, где скорость упругих волн составляет около 8 км/с. В настоящее время широкое распространение имеют две гипотезы о составе этой зоны. В соответствии с одной из них предполагается, что состав этой зоны отвечает перидотитам, а согласно другой — эклогитам. Если справедлива первая гипотеза, то трудно объяснить однородность и многократные излияния крупнейших покровов базальтовых лав. Если же справедлива гипотеза об эклогитовом составе этой оболочки, то трудно объяснить однородность и многократное поступление перидотитов в земную кору. По своим масштабам базальтовые лавовые покровы представляют собой более серьезную проблему, чем перидотиты, но этот факт несколько уравновешивается тем обстоятельством, что неоднократная генерация базальта из перидотита более правдоподобна, чем неоднократная генерация перидотитов из эклогитов или базальтов. В местном плане эта проблема может быть решена глубинным бурением. Однако вся гипотеза о том, что ниже раздела Мохоровичича развито гомогенное вещество, имеет чисто умозрительный характер. Поэтому одной или двух скважин мало для того, чтобы решить этот вопрос в мировом масштабе.

Каков бы ни был источник материала перидотитов, процесс их становления представляет собой самостоятельную проблему. Отметим в связи с этим следующие противоречивые соотношения:

1. Многие перидотитовые массивы имеют секущие границы, которые как будто позволяют предполагать образование их в результате внедрения магмы.

2. Температура безводной магмы, имеющей состав перидотитов, должна быть выше 1600° С.

3. В породах, вмещающих перидотиты, видно только слабое термическое воздействие, которое не может быть вызвано такими высокими температурами [1].

Эти противоречия можно решить, объяснив способ становления перидотитов при низкой температуре или объяснив способ предохранения вмещающей среды от сильного нагревания. Решению этих вопросов может помочь предположение о высоком давлении паров воды. В этой системе, как и в системе кварц — вода, при высоком давлении паров воды в расплаве могут удерживаться доли процента воды в растворенном состоянии. При этом температура кристаллизации становится значительно ниже по сравнению с сухим расплавом. Вместе с тем высокое давление паров воды сводит к минимуму эффект дегидратации при нагревании вмещающей среды. Как это будет показано в разделе, посвященном метаморфизму некоторых пород, нагретых с водой до 800°, не происходит никаких изменений, как и в безводных условиях при 400° С. В таком случае возникает необходимость объяснить присутствие несерпентинизированного оливина. Роль критического фактора здесь может играть содержание кремнезема в водном флюиде, присутствующем в перидотитах.

Однако, вероятно, не все перидотиты следует интерпретировать с точки зрения их образования целиком в жидком состоянии. Смесь из 90 частей твердого вещества и 10 частей жидкости может быть настолько подвижной, что при ее внедрении могут возникать секущие границы, имеющиеся у перидотитовых тел. Однако в этом случае в структуре твердой породы должны быть видны признаки образования за счет двух фаз, тогда как на самом деле часто отсутствуют даже реликтовые признаки второй фазы. В связи с этим обычно подчеркивается, что вторая фаза состояла преимущественно из очень легко подвижных и удалившихся из системы компонентов, преимущественно из воды. Вероятно, такие компоненты выполняли в процессе движения вещества роль своеобразной смазки для кристаллов оливина, а затем удалились из межзернового пространства, не оставив никаких следов.

Проблема перидотитов, видимо, еще далека от разрешения, но она представляет собой хороший пример давно существовавшей и непрерывно обсуждающейся общей проблемы. Ни одна генетическая структурная или минералогическая проблема не может быть решена в результате простого изучения горных пород. Всегда возникает вопрос, каковы были свойства пород в тот момент, когда они формировались или деформировались. В данном случае решающую роль могли играть летучие, легко подвижные, в настоящее время утраченные компоненты. 2% воды могли играть гораздо большую роль, чем содержание до 20% какого-либо минерала, который мы наблюдаем в настоящее время.

Анортозиты

По характеру проявления в природе, по отношению к анортозитам возникают такие же примерно проблемы, как и по отношению к перидотитам. Они имеют интрузивный облик, однако безводная анортозитовая магма (свыше 90% плагиоклаза) могла быть жидкой только при температуре выше 1400° С. При рассмотрении анортозитов опять-таки следует помнить, что проблему размещения анортозитов необходимо отделять от проблем генерации и что не обязательно следует приписывать один и тот же способ происхождения всем телам анортозитов. Следует также заметить, что бо́льшая их часть, например Адирондакский анортозитовый массив, посуществу не может быть названа собственно анортозитами, поскольку в них обычно более 10% темно-

[1] К этим трем пунктам мы должны добавить еще четвертый. В Маймеча-Котуйском районе имеются специфические породы маймечиты, содержащие перидотитовое стекло.— *Прим. ред.*

цветных минералов, и чем более детально изучаются их тела, тем яснее становится сложность этих образований.

Как в случае самостоятельных перидотитовых тел, так и в случае анортозитов важную роль, вероятно, играло присутствие воды. При низких давлениях в процессе плавления бедных калием пород земной коры, например базальтов или известково-глинистых сланцев, компоненты плагиоклаза и пироксена входят в жидкую фракцию совместно. Однако при давлении воды более 5 кбар в жидкую фракцию преимущественно поступают плагиоклазовые компоненты, тогда как железо и магний остаются в твердом остатке. При отделении и кристаллизации в другом месте за счет таких расплавов могут кристаллизоваться породы с содержанием плагиоклаза не менее 80%. Некоторые близкие к анортозитам породы действительно имеют такой состав. Из структурных особенностей анортозитов позволяют предполагать большую роль воды при их образовании следующие: 1) присутствие в анортозитах крупных кристаллов плагиоклаза, в связи с чем эти породы напоминают пегматиты, возникавшие в условиях большого избытка воды, 2) наличие в анортозитах пироксенов в офитовых срастаниях с плагиоклазом. Вопрос о природе анортозитового вещества еще далек от разрешения, однако экспериментальные работы последнего времени позволяют считать, что наиболее вероятен магматический генезис этих пород (Yoder, Tilley, 1962, p. 461). Точная оценка всех этих гипотез невозможна до тех пор, пока не накопятся данные о среднем содержании и количестве темноцветных минералов в анортозитах и близких к ним породах.

Глава 10

Летучая фракция

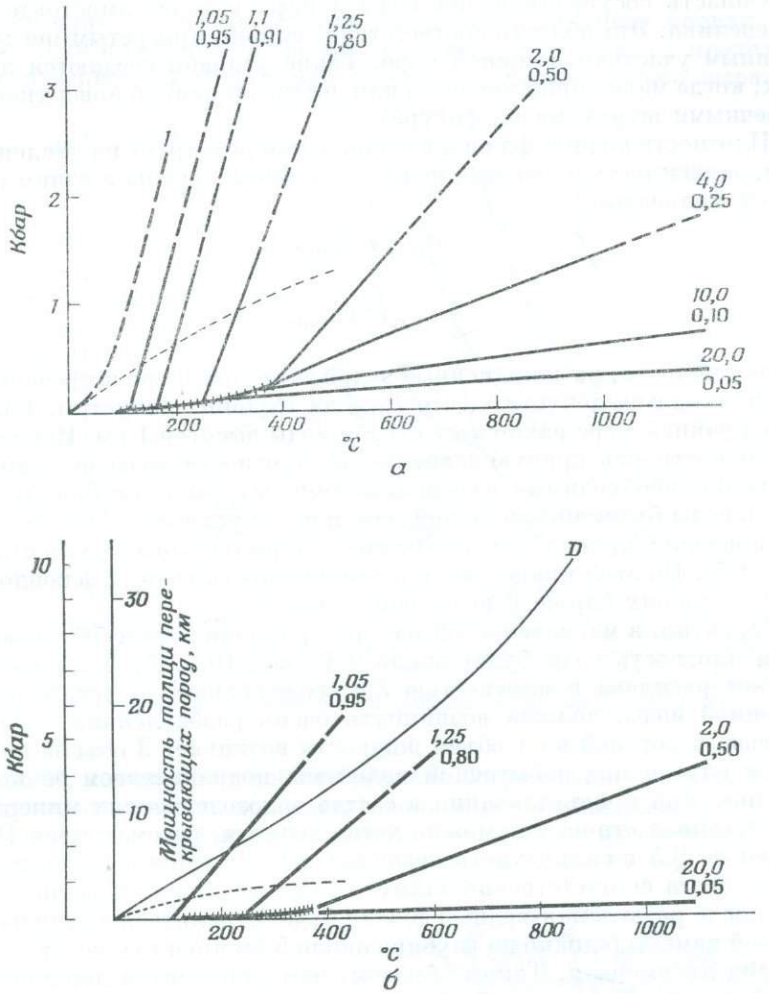
В предыдущей главе часто упоминалось о присутствии в магме воды и других летучих компонентов и говорилось об их отделении в самостоятельную фазу (летучая фракция, водная фаза, отделяющиеся компоненты). Знания об этой фазе у нас ничтожны, поскольку наблюдать ее в природе невозможно. О ней можно судить лишь косвенно после того, как летучие достигнут земной поверхности или охладятся и вступят в реакции. Непосредственному наблюдению поддаются три рода объектов:

1. Газы, выделяющиеся из очень спокойных лав, которые периодически извергаются из гавайских вулканов. Такие газы могут непосредственно отбираться для анализа при помощи длинной трубки.

2. Газы и жидкости, выделяющиеся из трещин в вулканических областях, в которых уже прекратились извержения, как это имеет место, например, в Йеллоустонском национальном парке.

3. Газы и жидкости в пустотках в различных кристаллах, например в кварце. Такие пузырьки очень часто встречаются и нередко имеют размеры, позволяющие производить анализ.

Совершенно очевидно, что все эти газы и жидкости не представляют полностью летучую фракцию магм. Полученные сведения должны быть дополнены данными экспериментальных определений различных параметров флюидов, находящихся в равновесии с горячим силикатным веществом в условиях высоких давлений. Такого экспериментального материала пока очень мало, в связи с чем для понимания природы летучей фракции приходится прибегать к широким экстраполяциям и чисто теоретическим построениям. В табл. 5.1 были приведены ориентировочные составы летучей фракции главных видов магм. Поскольку нет оснований предполагать, что состав летучей фракции должен быть менее изменчив, чем состав силикатной фракции, мы должны признать, что в природе встречаются всевозможные отклонения от приведен-



Ф и г. 10.1. Плотность воды в земной коре.

а. При 600° С и давлении 1,5 кбар вода имеет плотность 0,5 г/см³; такова же плотность воды и в других условиях, отвечающих точкам на линии, помеченной цифрой 0,5. Другие линии отражают условия, необходимые для сохранения плотности воды, указанной жирными цифрами при этих линиях. Курсивными цифрами показан объем в миллилитрах, занимаемый 1 г воды при различных условиях. Линия с поперечными черточками отражает условия, при которых происходит кипение воды, т. е. условия равновесного сосуществования жидкости одной плотности и пара другой плотности. Пунктирная линия вычислена для наполненной водой открытой полости или трещины в земной коре. Если температура в земной коре увеличивается на 30° С/км (ср. гл. 1), то на глубине 4 км должна быть температура 120—140° С, а давление будет обусловлено столбом воды с плотностью, близкой к 1, и составит 4×10^5 см, т. е. будет 0,4 кбар. Однако в пределах следующих 4 км на глубину давление не увеличится до 0,8 кбар, поскольку вода на этой глубине имеет меньшую плотность — от 0,95 до 0,91 г/см³. В связи с этим пунктирная линия выполаживается. Градиент ее пропорционален плотности в точках пересечения с жирными линиями изменения плотности воды. (Данные по плотности воды заимствованы из работ Holser, Kennedy, 1958, 1959.)

б. На этом графике приведены данные фиг. 10.1, *а*, но в масштабе, используемом в большинстве диаграмм этой книги. Линии с поперечными черточками, пунктирная линия и линии с цифрами те же, как и на диаграмме *а* выше, кривая *D*, как на фиг. 1.5. Если вода встречается не в трещинах, а в замкнутой полости, в которой $P_{\text{воды}} = P_{\text{нагр}}$, то условия ее существования располагаются выше кривой *D*, а плотность составляет более 0,8 г/см³.

ных вероятных составов, так же как состав отдельных пород отклоняется от типичных гранитов и базальтов. Однако роль главного компонента летучей фракции, очевидно, играет вода. На фиг. 10.1 приведена диаграмма плотностей воды в геологических условиях. Исходя из этой диаграммы, могут быть выдвинуты следующие положения:

1. Область сосуществования воды и пара в виде самостоятельных фаз очень невелика. Эта область соответствует сильно прогретым неглубоко расположенным участкам в земной коре. Такие условия создаются лишь в тех случаях, когда магма приближается или достигает земной поверхности (линия с поперечными штрихами на фигуре).

2. Плотность водных флюидов очень чутко реагирует на давление. Таким образом, зависимость плотности воды от глубины связана с одним из следующих двух положений:

$$P_{H_2O} \simeq P_{нагр}$$

или

$$P_{H_2O} < P_{нагр}.$$

Поскольку полости, не заполненные водой, в земной коре встречаются редко, обычно приходится допустить, что P_{H_2O} на глубине, допустим, 1 км должно быть по крайней мере равно весу столба воды высотой 1 км. Исходя из этого мы можем построить кривую зависимости плотности воды от глубины, принимая любые необходимые изменения температуры с глубиной. При этом плотность воды будет минимальной для данных условий. Пунктиром на диаграмме показана кривая для среднего геотермического градиента 30° С/км (ср. фиг. 1.5). По этой кривой видно, что плотность водных флюидов в геологических условиях ближе к воде, чем к пару.

3. Вероятно, в магматической камере при температуре 700° С на глубине 7—10 км плотность воды будет около 0,5 (фиг. 10.1, *б*). В этом случае при разделении расплава с плотностью 3,0, содержащего 5 вес.% избыточной растворенной воды, должна возникнуть очень разбавленная «кристаллическая каша», в которой на 1 объем жидкости возникает 3 объема кристаллов. В данном случае под избыточной водой мы подразумеваем ее количество, не вошедшее при кристаллизации в состав водосодержащих минералов типа слюды. Объемное отношение можно легко вывести, рассматривая 10 г смеси, состоящей из 9,5 г силикатного вещества и 0,5 г избыточной воды; эти две составные части соответственно займут около 3 и 1 см^3. Конечно, непосредственно после разделения водный флюид будет стремиться удалиться из магматической камеры, однако на глубине около 5 км проницаемость вмещающих пород вряд ли высокая. Таким образом, нам приходится допускать существование больших объемов водных флюидов, стремящихся найти выход в земной поверхности. В процессе миграции эти флюиды не только несут некоторое количество пассивно растворенного вещества, но также представляют собой среду, при участии которой происходит растворение минералов в одних местах и отложение в других.

Количество растворенного и вынесенного флюидами вещества зависит от растворимости силикатов в водной фазе, данные по которой приведены на фиг. 10.2. Большая часть этих данных относится к растворимости чистого SiO_2 в чистой воде. Примерно такую же величину имеет растворимость альбита и калиевого полевого шпата. Допустив, что в естественных флюидах растворимость увеличивается из-за присутствия в них кислот, мы можем принять, что на глубине 10 км и температуре 600—800° С растворяется примерно около 1% силикатов. Исходя из этих данных, можно, например, произвести следующие расчеты для небольшого штока диаметром 5 км на глубине 2 км.

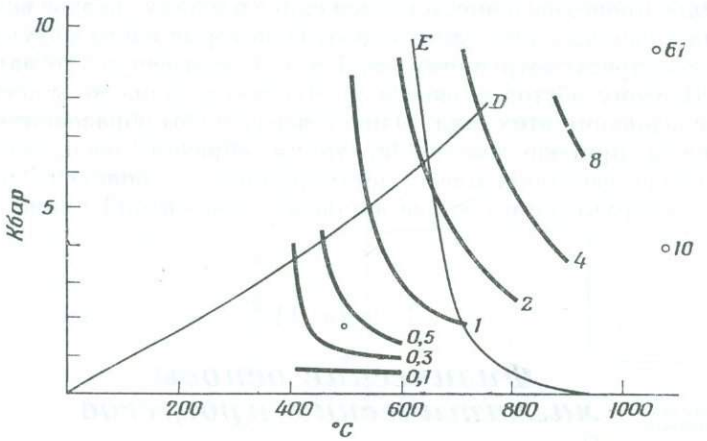
Вес породы = Объем/плотность = 12×10^{16} г,

Вес водного флюида, возникшего при консолидации штока, = 5% × $\times 12 \times 10^{16} = 6 \times 10^{15}$ г,

Содержание растворенного вещества (1 вес.%) = 6×10^{13}г = 2×10^{13} см^3.

Этого объема достаточно для образования 12 жил мощностью 1 м и протяженностью 500 м, протянувшихся на 2 км от рассматриваемого штока, т. е.

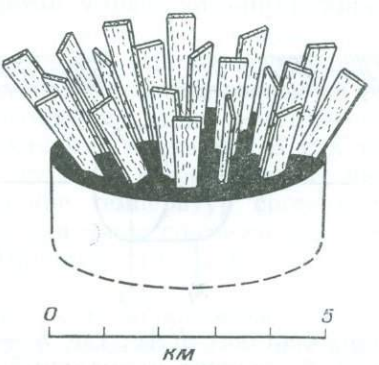
примерно по одной жиле на каждый квадратный километр кровли массива (фиг. 10.3). Если в результате эрозии будет вскрыт интервал в пределах 2 км от кровли массива, мы встретимся здесь с картиной хорошо выраженного



Ф и г. 10.2. Растворимость кварца в воде (вес.%).

Мелким кружочком показана растворимость альбита и калиевого полевого шпата (соответственно 0,27 и 0,25%). (Из работ Morey, Hesselgesser, 1951; Weill, Fyfe, 1964; Anderson, Burnham, 1965.) Кривые *D* и *E*, как на фиг. 1.5. В правой части диаграммы двумя крупными кружочками показаны точки экспериментально установленной очень большой растворимости в условиях давления до 10 кбар. Примерно при температуре выше 1050° С и при давлении 10 кбар расплавленный кварц и вода способны смешиваться в любых количественных соотношениях (Kennedy et al., 1962).

жильного поля, похожего на многие реально встречающиеся поля. Конечно, эти расчеты нельзя считать доказательством образования жил именно таким способом, однако этот пример показывает, что это один из возможных путей образования гидротермальных жил вблизи магматических тел. Привлекает



Ф и г. 10.3. Кварцевые жилы, возникшие в кровле магматического штока, в результате отделения из магмы воды, насыщенной кварцем.

здесь и известная конкретность, иначе содержание растворенного вещества в гипотетической газовой фазе было бы слишком иллюзорным понятием.

Рассмотренный механизм жилообразования нельзя считать единственно возможным. В этом примере мы рассмотрели:

1. Перенос вещества водным флюидом магматического происхождения с извлечением этого вещества из того же магматического источника.

Однако существуют и другие возможности:

2. Перенос водными флюидами вещества магматического происхождения из какого-либо иного местного источника.

3. Перенос водными флюидами местного происхождения вещества, также имеющего местное происхождение.

Жилы последнего типа представляют собой мелкие дайки. В п. 3 отражена гипотеза миграции поровых флюидов в приоткрывающиеся трещины с переносом вещества из вмещающих пород и отложением его в полостях. В п. 2 предполагается, что флюид, действовавший как растворитель, имеет магматическое происхождение, но отложенное в жилах твердое вещество было выщелочено из вмещающих жилы пород. Некоторые жилы могут образоваться по способу, предусмотренному пп. 1 и 4, т. е. имеет место магматический источник. Поэтому обстоятельное изучение магматизма не может быть полным без исследования этих жил. Однако все способы образования жил могут проявляться в природе вместе, и, таким образом, очень многие жилы, по крайней мере частично, имеют метаморфическое происхождение. Некоторые данные о структуре и составе жильных образований приводятся дальше в гл. 22 и 23.

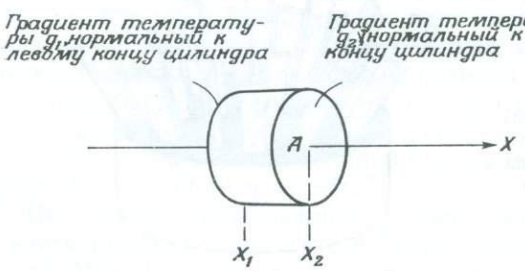
Глава 11

Физические основы магматических процессов

Физические основы магматических процессов так же трудно охарактеризовать, как и их химизм. Цель настоящей главы — рассмотреть несколько вопросов, на которых автор пытается показать, что магматические процессы подчиняются тем же законам физики, что и работа доменной печи, формование пластмасс и т. п.

ОХЛАЖДЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ

В неравномерно нагретом твердом теле тепло в результате теплопроводности будет передаваться из относительно горячей части в холодную. Представим себе небольшую площадку A внутри такого тела, ориентированную перпендикулярно тепловому потоку. Скорость переноса тепла сквозь эту



Фиг. 11.1. Простейшая схема, иллюстрирующая явление теплопроводности.

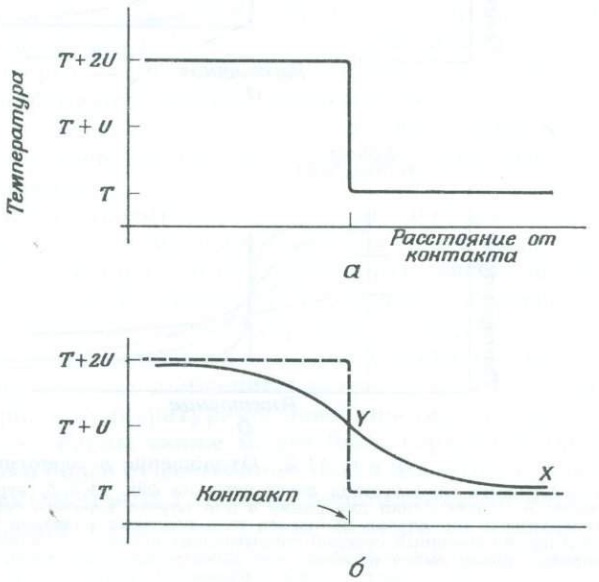
площадку составит KAg, где K — теплопроводность материала, а g — температурный градиент, нормальный к площадке A. Теперь представим еще две площадки размером A, расположенные на расстоянии X_1 и X_2 от некоторой условной нулевой точки в направлении X, нормальном к A (фиг. 11.1). Если в точке X_1 температурный градиент составляет g_1, а в X_2 он равен g_2, то в призму или цилиндр, ограниченный двумя упомянутыми площадками, будет поступать тепло со скоростью KAg_1 и выходить со скоростью KAg_2. Если при этом тепло не будет теряться через «стенки» мысленного цилиндра и если g_1 будет больше g_2, то цилиндр в целом должен нагреваться. Скорость накопления тепла в цилиндре составит $KA(g_1 - g_2)$, объем цилиндра $A(x_1 - x_2)$. Если теплоемкость материала обозначить через S кал/см^3, а температура будет возрастать на R°C/с, то можно записать

$$A(x_1 - x_2)\,SR = KA(g_1 - g_2)$$

или

$$SR = K\frac{g_1 - g_2}{x_1 - x_2}.$$

Поскольку $g_1 - g_2$ — изменение температурного градиента при переходе от X_1 к X_2, это соотношение можно изобразить так: $S \times$ изменение температуры во времени $= K \times$ изменение градиента в пространстве. Это фундаментальное положение приложимо к тепловым потокам любого вида, а сходные соотношения определяют диффузию растворенного вещества в жидкостях и движение флюидов под давлением в пористых средах. Все эти процессы представляют интерес с геологической точки зрения. В данном случае мы используем это положение для того, чтобы рассмотреть утечку тепла сквозь контакты магматического тела во вмещающие породы.



Фиг. 11.2. Охлаждение у плоскости раздела горячей и холодной сред.

а — предполагаемое исходное распределение температур к началу миграции тепла; *б* — распределение температур спустя некоторое время после начала теплового взаимодействия двух сред.

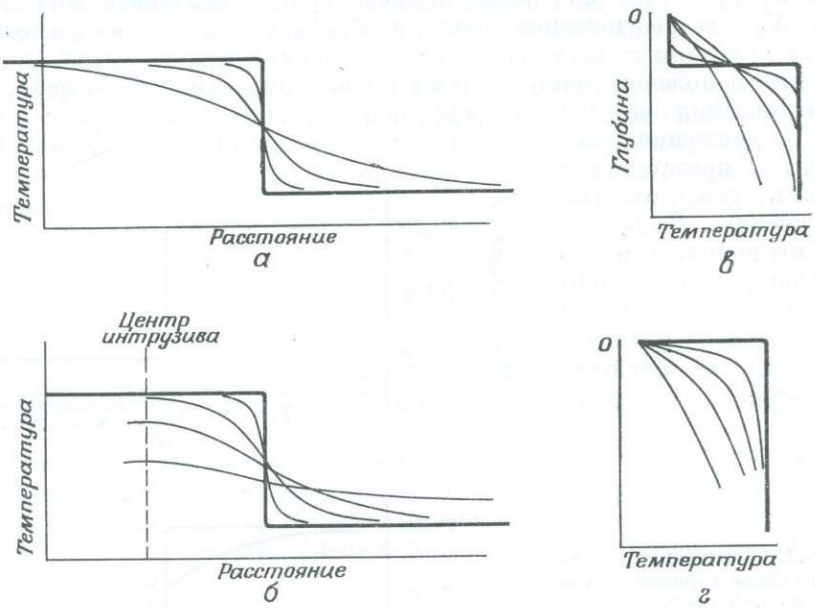
Представим вначале простейший случай, а затем несколько осложним задаваемые условия с тем, чтобы приблизиться к вероятным геологическим ситуациям. Таким простейшим случаем будет бесконечный плоский контакт между бесконечно мощным горячим магматическим телом и бесконечно мощной холодной вмещающей средой при одинаковых величинах S и K в обоих телах. Как только возникнет принятая ситуация, через контакт начнется утечка тепла. Если исходное распределение температур соответствовало фиг. 11.2, *а*, то вскоре после начала миграции тепла соотношения окажутся как зафиксировано на графике 11.2, *б*. Причины этого заключаются в следующем:

1. Как в горячей, так и в холодной средах на большом расстоянии от их контакта вначале не может заметно ощущаться взаимное влияние сред, в связи с чем в этих участках должны сохраниться температуры, близкие по своему значению к первоначальному их распределению.

2. Если K и S у обеих сред одинаковы по величине, эффект нагревания, вызываемый горячей средой, будет равен эффекту охлаждения под влиянием холодной среды. Взаимодействие этих эффектов приводит к установлению на границе раздела температуры $T + U$, а кривая температура — расстояние приобретает симметричный вид относительно Y (T — начальная температура холодной среды, $2U$ — начальная разница температур на контакте сред).

3. В самом начале теплового взаимодействия произойдет очень быстрое нагревание части холодного тела, расположенного близ контакта вплоть до температуры $T + U$; быстрее станут нагреваться и участки, отстоящие

дальше от контакта. Положение таких участков определяется приведенным выше основным правилом, т. е. быстрее будут нагреваться области с наибольшим температурным градиентом, где наиболее заметно изменяется наклон кривой температура — расстояние. Таким образом, кривизна линии XY



Ф и г. 11.3. Охлаждение в геологических условиях.

а — семейство кривых типа показанных на фиг. 11.2, *б*, отражающих различные периоды переноса тепла; *б* — измененная диаграмма *а* для случая горячего тела конечных размеров; *в* — измененная диаграмма *а* для случая холодного тела конечных размеров (например, для случая внедрения батолита под маломощный прослой покрывающих пород); *г* — измененная диаграмма *в* для случая, когда породы кровли имеют размеры, которыми можно пренебречь (кривые приобретают такую же форму, как в любой из половин диаграммы *а*). (Из работы Larsen, 1945.)

должна быть небольшой близ точки Y, достигать далее максимума, а затем опять уменьшаться к точке X.

Этот процесс можно отобразить серией кривых, показанных на фиг. 11.3, *а*.

[Точная форма этих кривых находится решением уравнения $Kd^2\theta/dx^2 = Sd\theta/dt$ для следующих граничных условий:

$\theta = 1$ при $x = 0$ для всех значений t,

$\theta \to 0$, тогда как $x \to \infty$ для всех значений t при $t = 0$, $\theta = 1$ при $x = 0$,

$\theta = 0$ для $x > 0$.

Решив это уравнение, получаем

$$\theta = 1 - \operatorname{erf}(x/2h\sqrt{t}),$$

где $h = \sqrt{K/S}$, а функция erf (функция погрешности) определяется из выражения $\operatorname{erf} z = \frac{2}{\pi}\int_0^z e^{-u^2}\cdot du$.]

Внесем теперь некоторые дополнения, чтобы приблизить рассмотренный случай к реальным геологическим условиям:

1. В случае дайки горячее тело не бесконечно протягивается сквозь холодную среду.

2. Для случая кровли батолита холодная среда не имеет бесконечной протяженности.

3. Контакт горячей и холодной сред обычно не бывает плоским.

4. Величины S и K в магме и вмещающей среде различны.

5. Значительную роль в тепловом взаимодействии может играть скрытая теплота кристаллизации расплава.

На фиг. 11.3, *б* отражены кривые, удовлетворяющие условию 1, а на фиг. 11.3 *в*, *г* — кривые, отвечающие условию 2. На этих графиках начинает проявляться величина окончательного падения температуры, что возможно в природе. Представляют интерес отрезки времени, в течение которых произойдет такое охлаждение. В случае широкого интрузива, располагающегося под кровлей мощностью 5 км, температура на контакте не понизится менее чем на 20% от ее максимума в течение миллиона лет (Larsen, 1945), но в случае дайки или силла мощностью 100 м то же понижение температуры осуществится в течение 100 лет. Условие 3 определяет в основном продолжительность прогрева вмещающей среды. В местах выступов магмы охлаждение происходит быстрее, а в пределах выступов вмещающей среды внутри магматического тела дольше сохраняются высокие температуры, чем в холодной среде, располагающейся у плоского контакта с горячей. Однако эти различия не вызывают сильного изменения наивысших достигнутых при прогреве вмещающей среды температур.

Оба последних условия 4 и 5 приводят к повышению температуры на поверхности раздела сред. Прежде всего K магмы может быть много выше, чем у вмещающей среды, в связи с возможностью конвекционных течений в расплаве. Известно, что тело, в котором температурный градиент уменьшается в результате турбуленции, представляет собой хороший проводник тепла. Короче говоря, если вещество, охлаждавшееся в краевой части магматической камеры, в процессе конвекционных движений удаляется и на его место поступает более горячий материал, температура на поверхности раздела сред будет повышаться. Величина S магмы также может быть гораздо больше, чем у вмещающих пород, однако более существенные различия этой величины у двух сред связаны с эффектом скрытой теплоты кристаллизации магмы. Скрытая теплота кристаллизации силикатов может достигать 60 кал/г[1]. Если кристаллизация осуществляется в пределах интервала охлаждения 200° С, то суммарная теплоотдача составит уже не 200 S', а 200 S' + 60. Тогда $S' \leqslant 0{,}3$ кал/г, т. е. скрытая теплота кристаллизации более чем удваивает эффективную теплоемкость магмы. Это в свою очередь должно увеличивать температуру на поверхности раздела сред. Однако скрытая теплота кристаллизации сильно изменяется и определяется как силикатным материалом, так и летучими. В то время как силикатное вещество превращается в кристаллы, летучие превращаются в «газовую» фазу. Последнее превращение по своей природе близко к испарению или по крайней мере к явлению распада смесей, что происходит при поглощении тепла. 10 г воды в процессе испарения при 100° С и 1 атм поглощают 5400 кал, что точно соответствует теплу, выделяемому при кристаллизации 90 г силикатов (при теплоте кристаллизации 60 кал/г). Конечно, летучие не отделяются из магмы при 100° С и 1 атм, но приведенное сопоставление тем не менее свидетельствует, что в обогащенной летучими магме скрытая теплота кристаллизации может стать гораздо менее эффективной, чем в сухом расплаве. Как с точки зрения теплопроводности, так и с точки зрения соотношений удельной теплоемкости и скрытой теплоты кристаллизации кислые магмы должны оказывать меньшее тепловое влияние, чем основные. Поскольку кислые магмы более вязкие, в них меньше проявляются турбулентные движения, а в связи с большим содержанием летучих уменьшается скрытая теплота кристаллизации. Можно полагать, что температура на контакте кислых интрузивов и вмещающих их пород, вероятно, не превышает половины разности между температурами расплава и холодной среды. В условиях небольших глубин, где температура вмещающих

[1] До настоящего момента мы пользовались для S размерностью кал/см³, однако размерность кал/г часто более удобна. Теплоемкость $S' = S$/плотность.

пород составляет около 100° С (а кислого расплава — 700° С), температура на контакте интрузива может быть порядка 400° С. Температура же в контактах базальтовых интрузивов может быть всего лишь на 25% ниже, чем у магм (скажем, 1100° С) и, следовательно, в аналогичных условиях будет около 850° С. Приведенные цифры соответствуют характеру метаморфизма, вызываемого кислыми и основными интрузивами.

ПЛАВЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Этот процесс нельзя обсуждать, используя столь же простые понятия, как при рассмотрении охлаждения. Трудности в этом случае заключаются в следующем:

1. Источник тепла более проблематичен.
2. Неясно то положение, от которого начинается плавное развитие процесса в направлении к равновесию.

Конечно, и процессы охлаждения осуществляются обычно не столь просто, как в примере малоглубинного интрузива с четкими и устойчивыми контактами. На большей глубине температура вмещающих пород выше, интенсивнее проявляется их ассимиляция магмой и необходимо привлекать к рассмотрению дополнительные источники тепла. Например, при становлении батолита плавление в одной его части может сопровождаться охлаждением в другой.

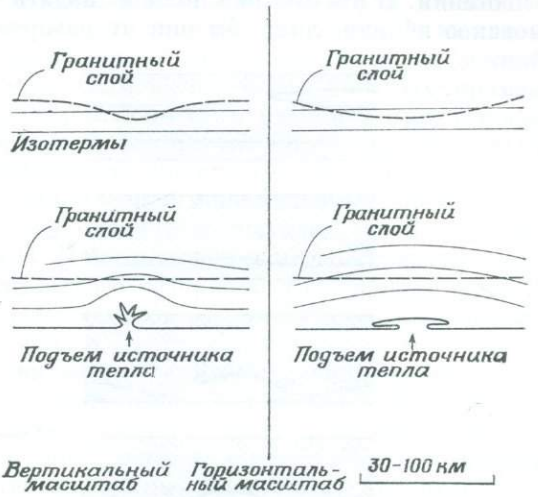
Основной вопрос — это причина плавления. В вводной главе указывалось, что на глубине 20 или 30 км могут существовать условия, благоприятные для плавления, однако и здесь нормальный ход этого процесса может осложняться различными обстоятельствами, в числе которых отметим следующие:

1. Погружение низкоплавкого материала («гранитного») на особенно глубокие уровни.
2. Подъем изотермы 700° С в верхние горизонты в связи со следующими причинами:
   а) подъемом горячего подкорового материала,
   б) отвердеванием горячего подкорового материала,
   в) концентрацией радиоактивного вещества.
3. Изменение давления паров воды.

Предположим, например, что в результате перераспределения вещества в мантии масса перидотитов была перемещена вверх до глубины 30 км от поверхности Земли. При этом изотермы начнут подниматься, а вода станет мигрировать из основания земной коры в верхние ее уровни. При подъеме изотермы 700° С до глубины 20 км с одновременным значительным повышением давления паров воды должно начаться плавление. По существу в этом случае то же тепло, которое способствовало интрузии перидотита, некоторое время спустя может способствовать интрузии гранита и одна и та же вода будет облегчать протекание обоих этих процессов. Таким образом, единая порция тепла и воды, пересекая земную кору, может вызвать магматизм в ряде мест, так же как ураган, пронесшийся над страной, вызывает разрушения во многих городах. Мы говорим о потере тепла и летучих при кристаллизации, но в действительности они не теряются, а просто перемещаются в другие участки.

Для краткости мы говорим о том, что тепловой импульс достиг гранитного слоя, но подразумеваем при этом все упомянутые выше события. Рассмотрим влияния узко местного и широкого и равномерно распределенного тепловых импульсов (фиг. 11.4), которые должны различно сказываться на химизме обусловленного ими плавления. На фиг. 11.5 схематически отражены возникающие при этом соотношения (без каких-либо попыток учета масштабов процесса). В случае местного теплового импульса температура

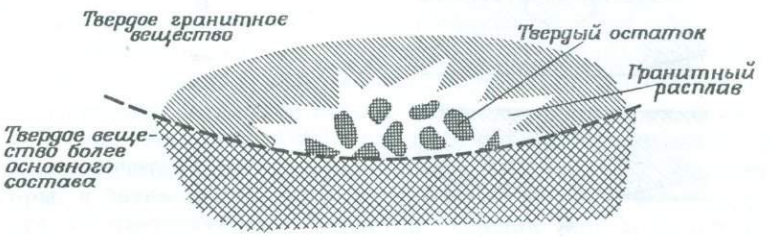
магмы будет превышать начальную точку плавления и в расплав перейдет часть тугоплавкого остатка. При равномерном широком тепловом импульсе вероятнее появление некоторого рассеивания тепла в краевых частях с образованием большого количества магмы, имеющей наиболее легкоплавкий состав. Короче говоря, максимум температуры достигается магмой в результате преобладающей роли местного теплового потока по сравнению с противодействующим этому явлением рассеяния тепла за счет теплопроводности, конвекции и излучения. Достигнутые магмой максимальные температуры ска-



Ф и г. 11.4. Местное и широкое региональное равномерное нагревание.

зываются на количестве усвоенных ею тугоплавких компонентов в соответствии с обсуждением этого вопроса в гл. 9.

В пределах зарождающегося батолита поперечником 50—100 км тепловой поток будет иметь различную величину в разных частях. В связи с этим здесь можно ожидать проявления следующих положений:



Ф и г. 11.5. Частичное плавление гранитных пород.

1. В результате фракционного плавления различной степени должны образоваться магмы разного состава.

2. Из каждой магмы в результате фракционной кристаллизации должны возникнуть различные твердые породы.

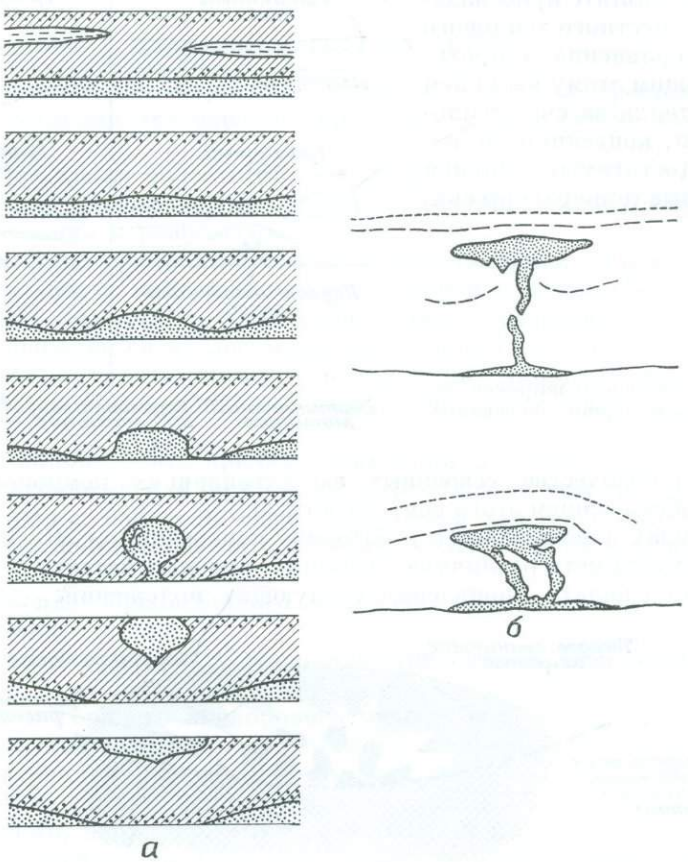
3. В разных участках будет наблюдаться та или иная контаминация магмы твердым остатком.

Установленные в последнее время при описаниях батолитов изменения состава могут получить объяснение с точки зрения высказанных выше положений. Конечно, это не означает, что механизм становления батолитов можно считать окончательно решенным.

РОЛЬ ГРАВИТАЦИОННЫХ СИЛ В ОБРАЗОВАНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Третий процесс, который проявляется в земной коре и удовлетворяет экспериментальным физическим законам, заключается в перераспределении вещества по плотности с ликвидацией существовавших аномальных соотно-

шений (расположения материала малой плотности ниже более плотного). Простой аналогией такого корового явления может служить подъем пузырьков в воде, при котором движущая сила — гравитационное поле. Такие пузырьки, как и любые другие вещества, подчиняются закону всемирного тяготения. В пустоте они должны падать с тем же ускорением, как и ньютоновское яблоко, лишь бы они не разорвались и не рассеялись. Их подъем



Ф и г. 11.6. Гравитационные купола.

а — стадии роста идеализированного гравитационного купола; *б* — гравитационные купола, полученные экспериментально Рамбергом (Ramberg, 1963).

объясняется более резко выраженной тенденцией воды опускаться ко дну сосуда, т. е. потенциальная энергия системы в результате движения пузырьков вверх уменьшается. Точно так же происходит уменьшение потенциальной энергии земной коры при подъеме некоторого количества вещества с малой плотностью и опускании вниз на его место равного объема более плотного вещества.

Легко понять, что существует некоторый специфический процесс перераспределения вещества по плотности, приводящий к уменьшению энергии, но гораздо труднее объяснить детали этого процесса и уяснить его скорость. К счастью, подобные явления наблюдались непосредственно в лабораториях и легко сопоставляются с развитием соляных куполов (фиг. 11.6). Даже относительно однородный плоский слой вещества с низкой плотностью под давлением покрышки более тяжелого материала начинает перемещаться в горизонтальном направлении. При этом в участках несколько повышенного давления такой слой становится тоньше, а в участках пониженного давления

мощность его возрастает. Даже, если в результате эрозии верхняя поверхность рассматриваемого слоя будет плоской, малейшие неровности в ней в процессе течения легкого материала имеют тенденцию к самопроизвольному увеличению. Такое локальное утолщение будет расти со скоростью, определяющейся ползучестью участвующих в этом процессе пород, и в конечном счете проткнет залегающую выше легкого слоя толщу, сминая ее на своем пути. В пластах каменной соли происходит подъем материала до земной поверхности с образованием соляных холмов, подобных горе Кухинамак в Иране. Однако при перемещении вверх гранитного расплава при помощи такого механизма его движение может в некоторый момент прекратиться из-за увеличения вязкости или увеличения количества кристаллов, плотность которых составляет около 2,6 (при плотности расплава ~2,4). Эта остановка произойдет в тот момент, когда плотности магматического тела и вмещающей осадочной среды уравняются. При достижении этого уровня должно произойти некоторое распространение этого материала в стороны в соответствии с вариациями прочности и наличием обособленных участков во вмещающих породах (фиг. 11.6, *б*, ср. фиг. 5.7).

В пользу гипотезы о том, что движение гранитных расплавов осуществляется под действием только что рассмотренного механизма и обусловлено гравитационными силами и вязкостью, свидетельствуют два соображения:

1. Большинство исследованных геофизическими методами тел гранитов приурочено к отрицательным гравитационным аномалиям, что позволяет предполагать меньшую плотность гранитов по сравнению с вмещающей их средой. Крупные массивы гранитоидов с большей плотностью, чем вмещающая их среда, вообще неизвестны.

2. Насколько известно, форма тел гранитов отвечает форме предполагающейся в связи с осуществлением гравитационного механизма их внедрения. Это уплощенные и полусогласные тела (за исключением «корней» неясной глубины).

Однако структурные сопоставления только отчасти объясняют детали становления магматических тел. Для этого необходимы гидродинамические расчеты с использованием конкретных параметров расстояний, вязкости и времени. Наиболее детальное исследование в этом направлении было проведено Рамбергом (Ramberg, 1963), который изготовил динамические модели с различными сочетаниями материалов, соответствующих разным породам земной коры, а затем использовал полученные на этих моделях результаты опытов для соответствующих расчетов. Сделав ряд допущений, Рамберг пришел к следующим выводам:

1. Магма с плотностью 2,4 и вязкостью обсидиана при температуре 800° С поднимается сквозь перекрывающую толщу с плотностью 2,8 и в течение 150 000 лет может достичь близповерхностных уровней из источника, расположенного на глубине 30 км. Магматические тела, полученные на основе этой модели, соответствовали куполовидным массивам гранитов с поперечником до 10 км.

2. Для возникновения таких структурных форм, как опрокинутое залегание осадков вокруг купола Фредефорт близ Иоганнесбурга, интрузивное тело должно обладать даже меньшей подвижностью, чем расплавленный обсидиан, и практически почти целиком состоять из кристаллического материала, приближаясь по вязкости к твердым осадкам.

Время, необходимое для движения такого тела, должно быть значительно больше тех 150 000 лет, которые необходимы для перемещения более подвижной магмы. Этот период времени оценить относительно достоверно не удалось. Однако для геологического времени вполне уместно предполагать очень крупные периоды, значительно превышающие упомянутые 150 000 лет. Обоснованное представление о реальной величине этого отрезка времени прежде всего упирается в очень ограниченные знания вязкости рассматри-

ваемого материала. Поэтому сейчас можно в равной мере принять для этого периода как 10, так и 100 млн. лет, не вступая в противоречия с известными фактами.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Применяемые методы

В отличие от двух предыдущих разделов, в которых рассматривались не поддающиеся строгой количественной оценке явления, здесь мы рассмотрим некоторый упрощенный аналог природных объектов с введением элементов количественной оценки. Допустим, что вулканическое жерло имеет одинаковое поперечное сечение, размеры которого не изменяются в процессе извержения. Исходя из этого допущения можно предсказать скорость выделения газов через вулканический канал. Это предсказание можно реально проверить наблюдениями в районах активного вулканизма. Сделанное нами допущение о постоянстве сечения жерла при этом не самоцель, и мы не считаем, что такие соотношения наиболее вероятны, а просто хотим проверить справедливость этого предположения.

При этом мы убедимся, можно или нельзя наблюдающиеся отклонения приписать ошибкам наблюдения. Убедившись в резких расхождениях предполагаемых и реально наблюдаемых величин, мы придем к выводу об ошибочности нашего заключения. Однако, даже установив удовлетворительную сходимость гипотезы и фактов, нельзя признать справедливость допущения. Испытание не может подтвердить гипотезу, оно лишь не позволяет ее опровергнуть. Очень часто многие гипотезы в отсутствие каких-либо дополнительных доказательств их справедливости несут большой элемент сомнительности. Можно также сказать, что очень часто признаваемая справедливость гипотез определяется не столько конкретной их проверкой, сколько относительно большей неправдоподобностью других предположений. Иногда предполагают, что двухкратная проверка гипотезы делает ее более достоверной. Однако и это не совсем правильно. Такое положение будет верным лишь в том случае, если повторная проверка уменьшила вероятность иных конкурирующих предположений.

Петролог обычно отдает предпочтение какой-либо определенной гипотезе и желает подтвердить ее. При этом процедура проверки гипотезы не обязательно имеет характер доказательства от противного. Вполне возможна субъективность в оценке желательного результата. Таким образом, всегда необходимо проверять как желательную, так и конкурирующие с ней гипотезы. Можно, конечно, протестовать против такого самоуничтожающего пути исследования, но, к сожалению, иного пути нет. Можно также возразить, что петрология — наука, имеющая дело с горными породами, а не с гипотезами. Однако, если мы не будем, изучая наши объекты, прибегать к гипотезам, это уже не будет петрологией и даже не будет наукой вообще. Простая регистрация фактов, может быть, и представляет собой положительную деятельность, но не в ней заключаются задачи науки, которая должна не только накапливать факты, но и отвергать устаревшие гипотезы.

Размеры вулканических каналов

Специфическая задача изучения вулканизма заключается в оценке соотношений между расстоянием полета извергнутых обломков, их весом и размерами вулканических жерл. Вернемся к допущению, что вулканические каналы представляют собой трубчатые образования, поперечное сечение которых остается неизменным на глубину и во времени. Рассмотрим извержение газов с пепловыми частицами и отдельными более крупными облом-

ками общего риолитового состава. При этом нам следует учесть следующие условия:

1. При вулканическом взрыве умеренной силы обломки могут выбрасываться на расстояние до 5 миль (около 8 км).

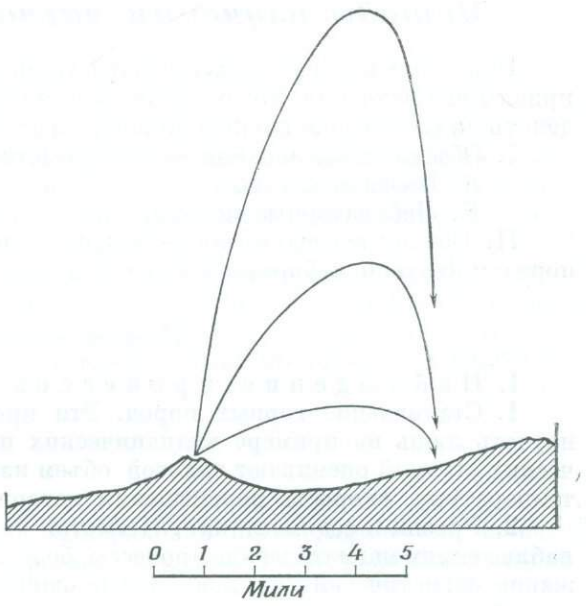
2. В течение одного дня извержения на площади 10 × 10 км отлагается слой обломочного вулканического материала толщиной 1 м со средней плотностью в момент отложения 1 г/см³.

Произведем теперь некоторые расчеты.

Чтобы переместиться на горизонтальное расстояние в 5 миль, обломки должны подниматься на высоту от 1 до 9 миль. Используя соотношение $mgh = 1/2\ mv^2$, где m — масса обломка, h—высота его взлета, v — вертикальная составляющая скорости извержения, g—ускорение силы тяжести, найдем, что v составляет от 550 до 1650 фут/с = 1100 фут/с (335 м/с) для средней траектории высотой в 4 мили (6,5 км) (фиг. 11.7).

Начальные наклоны траекторий, показанных на фиг. 11.7, имеют соответственно косинусы 0,5, 0,85 и 0,99. Таким образом, возможные величины скоростей извержения составляют 1100, 1300 и 1660 фут/с. Примем как наиболее представительную величину 1300 фут/с (396 м/с).

Рассмотрим теперь небольшую массу магмы в 200 г, в состав которой входит 18 г воды и 182 г силикатного вещества. В расплавленном состоянии на большой глубине, когда вся вода могла



Фиг. 11.7. Траектории вулканических обломков при взрывных извержениях вулканов.

находиться в магме в растворенном состоянии, эта масса занимала объем 67 см³ (плотность ~ 3,0). При температуре 1100° С и давлении 1 атм, т. е. при условиях, когда магма достигла наружного отверстия вулканического канала, силикатная составляющая расплава еще будет занимать объем порядка 60 см³, но вода займет объем около 90 л (4 × объем 1 моля при стандартных температуре и давлении). Таким образом, 67 см³ магмы образуют 90 060 см³, т. е. произойдет расширение в 1400 раз. В состоянии устойчивого течения количество вещества, проходящего в секунду через наружное отверстие жерла, должно быть равно количеству граммов, проходящих через любой другой горизонтальный уровень вулканического канала. При условии, что жерло имеет *однородное поперечное сечение*, скорость движения магмы на глубине должна составлять $^1/_{1400}$ от скорости извержения, т. е. около 1 фут/с, или 30 см/с. Примем, что площадь поперечного сечения жерла составляет S см². Тогда объем магмы, проходящей в некоторой точке, будет 30 S см³/с, а вес — около $30S \times 2{,}7 \cong 80S$ г/с.

Исходя из приведенного вес извергнутых в течение дня пород составит 10^{14} г, или 12×10^8 г/с. Отсюда $S = 1{,}5 \times 10^7$ см², т. е., допуская равномерную цилиндрическую форму вулканического канала, мы должны принять его диаметр равным 40—50 м.

Эта величина представляется гораздо более приемлемой, чем, например, 50 км или 50 мм, поскольку именно такого размера округлые тела базальтов наблюдаются в обстановке, где их можно рассматривать как подводящие магматические каналы. Итак, мы пришли к выводу, что произведенные вычисления не позволяют считать сделанные допущения абсурдными. (Допущений по существу было сделано больше, чем принято обоснованных положений.) Следующая логическая операция — принятие других допущений и их проверка. Таким образом, можно будет определить вероятные ограничения условий, существовавших в вулканическом канале.

Приведенный расчет очень упрощен, и, для того чтобы оценить в полной мере сложности, возникающие при рассмотрении этой проблемы, читателю следует ознакомиться с классической работой Грейтона (Graton, 1945). В действительности к вулканизму вполне приложимы принципы физики, и не только в таком упрощенном примере, как приведенный выше. Однако и приближенные расчеты такого рода создают известную основу для более точных построений.

Глава 12

Методы изучения магматических пород

Перед тем как расстаться с магматизмом, рассмотрим кратко некоторые приемы его изучения. Петрологические методы исследования можно подразделить на следующие группы по изучаемым объектам:

I. Объект исследования — непосредственно горные породы.
   А. Полевые методы.
   Б. Лабораторные методы.

II. Объект исследования — искусственные продукты, подобные горным породам (только лабораторные методы).

Полевые методы

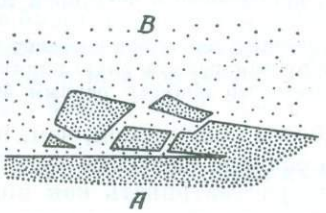
I. Наблюдение процессов

1. Становление горных пород. Эти процессы удается непосредственно изучать лишь на примере вулканических пород. Сотрудники вулканологических станций оценивают валовой объем извергаемых продуктов, их состав, температуру, скорость перемещения материала и т. д.

2. Эрозия и седиментация. Несмотря на то, что не поддающиеся точным наблюдениям магматические процессы, безусловно, составляют главное содержание магматических циклов, многие ошибки и неясности в понимании гранитообразования связаны с недостаточным знанием явлений диагенеза, которые также следует изучать (гл. 9 и 24).

II. Магматические продукты

1. Размеры и форма магматических тел. Методы:
а) непосредственные наземные исследования;
б) аэрофотосъемка;
в) геофизические методы — гравиметрия (наиболее важный), сейсмология; иногда также полезны электроразведка, магнитометрия, радиометрия.



Фиг. 12.1. Пример хорошо различимых слабосмещенных обломков.

2. Магматизм. Следует тщательно разыскивать и изучать:
а) закаленные краевые оторочки;
б) выветрелые поверхности на контактах;
в) различные жильные образования. Последовательность пересечения жил различного состава иногда дает ценную информацию;

г) дробление пород. В случае обнаружения нескольких смещенных обломков одной породы в другой (фиг. 12.1) можно однозначно считать, что порода *B* была в твердом состоянии, в то время как порода *A* находилась в состоянии высокой мобильности (вязкость 10^{10} пуаз или менее);

д) ксенолиты. Важно установить, развиты ли в ближайшем окружении породы, слагающие ксенолиты; однако не всегда удается легко различить ксенолиты. Иногда важно изучить предпочтительную ориентировку и распределение ксенолитов;

е) деформацию вмещающих пород;

ж) проникновение магматических пород во вмещающую среду с возникновением постепенных контактов;

з) метаморфизм вмещающих пород.

Лабораторные исследования

I. Оценка пространственных параметров

1. Порода в куске. Структура породы имеет важное значение даже безотносительно к ее минеральному составу (гл. 5). Важны случаи включения одного минерала в другой, хотя интерпретация этих взаимоотношений может быть различной.

2. Отдельные минералы. Из минералов, формы выделения которых позволяют делать генетические выводы, можно, например, упомянуть *циркон* (принадлежность пород к определенным группам) и *полевые шпаты* (природа двойникования позволяет иногда судить об истории становления магматических тел).

II. Состав

1. Породы в целом:

а) качественная диагностика минералов в петрографических шлифах рентгеновскими методами, окрашиванием, методами термографии, инфракрасной спектроскопии и т. д.

Оценка относительных количественных соотношений минералов производится при помощи точечного счетчика в полированных и прозрачных шлифах, иногда с применением диагностического травления. В некоторых случаях содержание минералов удается определить одним из перечисленных выше физических методов;

б) диагностика и количественная оценка отдельных ионов обычно производится одновременно весьма различными методами химического анализа — весовыми, титрованием, пламенной фотометрией, колориметрией и т. д. Все большую роль начинают сейчас играть эмиссионные методы, в которых ионы активируются, а затем определяется интенсивность их излучения оптически, рентгеновски и т. д.;

в) определение соотношений изотопов.

2. Отдельные минералы. После диагностики и выявления количественных соотношений минералов, как это отмечено в предыдущем пункте, некоторые их дополнительные особенности могут быть выявлены при детальном определении оптических свойств, иногда с использованием универсального столика. Состав минералов в мелких зернах может быть уточнен электронным микрозондированием. Обычно для детального изучения минералов бывает необходимо их выделение, для чего породу приходится истирать и прибегать к выделению фракций различной плотности или магнитной восприимчивости; иногда полезно прибегать к промышленным флотационным методам.

3. Часто ставится задача выявления средней величины или количественной оценки колебаний каких-либо свойств горных пород. В этом случае, помимо использования специальных методов опробования и анализа, следует

воспользоваться приемами статистики. Не следует вообще делать никаких определений состава, пока мы точно не уясним себе, правильно ли отобран образец с точки зрения поставленной цели.

III. Физические свойства.

В некоторых случаях большой интерес могут представить данные по физическим свойствам горных пород — плотности, пористости, сжимаемости и т. д.

Лабораторное изучение искусственных продуктов

Искусственные продукты, изучаемые в связи с решением вопросов магнетизма, можно подразделить на подобные горным породам по химизму и близкие к ним по физическим свойствам:

1. Химические аналоги. Смеси чистых компонентов в меньшем их количестве, чем горные породы, легче поддаются изучению по сравнению с естественными продуктами сложного состава. Результаты опытов лучше воспроизводимы. Составы легче контролируются, отчетливее выявляются причины тех или иных эффектов. Обычно эксперименты заключаются в нагревании образцов известного состава при атмосферном или повышенном давлении в контролируемой атмосфере от нескольких часов до нескольких месяцев.

2. Физические аналоги. В данном случае преследуется цель подобрать некоторую модель, на которой можно оценить то или иное поведение горной породы. Наиболее обычны:

а) гравитационные модели. Реальные горные породы оказываются слишком крупными и слишком связными для такого рода опытов. Они заменяются в опытах замазкой, глиной, воском и т. д.;

б) модели течения. Расплавы горных пород обладают слишком высокой температурой для лабораторных опытов по их поведению в условиях течения. Однако движение твердых частиц в текущей магме и другие вопросы можно изучать, используя в качестве моделей холодные флюиды. Классическая работа по оценке масштабов моделей была написана Хаббертом (Hubbert, 1937).

3. Математические аналоги. Поведение реальных горных пород можно с той или иной степенью приближения изучать на математических моделях. По существу при большинстве расчетов в геологии мы прибегаем к таким математическим моделям, а не пользуемся реальными горными породами. Петрология вообще очень часто оперирует с идеальными концепциями.

Часть третья

Осадочные породы (исключая пирокластические отложения)

Объем этой части соответствует предыдущей. Сначала дается описание фактов, которые далее объясняются, в гл. 15 и 16 показаны пути и направления, с помощью которых можно объяснить сущность этих явлений, а в гл. 17 описаны методы, применяемые для выявления интересующих нас особенностей.

Глава 13

Особенности и признаки осадочных образований

В то время как процессы становления магматических пород почти недоступны для непосредственного наблюдения, процессы осадконакопления может видеть даже ребенок, играя на берегу реки или озера. Не очень трудно наблюдать осадкообразование и в других условиях, например в пустынях, на фирновых полях или на дне океана. Сравнительно легко также провести эксперименты с естественными осадочными материалами в масштабах, которые можно было бы сопоставить с масштабами природных явлений, тогда как магматические процессы мы можем моделировать лишь в миниатюре. Поэтому возможно даже в главе, посвященной наблюдаемым фактам, последовательно описать один процесс за другим. Во второй части настоящей книги выводы о характере процессов по необходимости основывались на наблюдаемых фактах. Чтобы понять природу осадочных пород, лучше следовать такому плану изложения:

1. Наблюдение отдельных процессов.
2. Наблюдение взаимодействия между двумя процессами.
3. Наблюдение осадочных продуктов в таких обстановках, в которых одновременно можно видеть и осадочные процессы.
4. Наблюдение осадочных продуктов в таких обстановках, в которых уже нельзя видеть осадочные процессы.

Сфера деятельности геологов-практиков как раз ограничивается в основном обстановками, приведенными в п. 4. Однако специалистам не следует начинать свою деятельность с изучения этих обстановок. Поэтому п. 1 и 3 специально уделено наибольшее внимание, а п. 2 и 4 доступны каждому, кто уже знаком с основами науки об осадочных породах.

МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В осадочных образованиях только ничтожное количество материала можно рассматривать как первичный в том смысле, что он был привнесен из космического пространства и попал в земную кору без участия промежуточных факторов. К этой категории осадков относятся метеориты и космическая пыль, поступающая постоянным потоком на землю. Ярко горящие болиды дают нам разнообразную информацию о природе околоземного простран-

ства, а неуловимые осадки космической пыли могут быть использованы в качестве своеобразного метра, так как скорость ее накопления постоянна и, следовательно, с помощью этой стандартной величины можно судить о скоростях накопления других осадков. Однако метеориты и космическая пыль составляют лишь ничтожную часть всей массы осадочных образований, которые мы видим. Поэтому можно сказать, что известные осадочные породы почти полностью образовались и образуются за счет материала, находившегося во внутренних частях Земли. Большая часть углерода и значительная часть кислорода, связанные сейчас в известняках, вероятно, поднимались к поверхности на ранних этапах истории Земли, во время формирования атмосферы, а другие компоненты поступают на поверхность в процессе магматических и метаморфических процессов (фиг. 2.1). Однако, помимо магматизма и метаморфизма, существует еще третий агент, который создает постройки из твердых веществ и предоставляет материал для эрозии; этот агент — жизнь, создающая леса и коралловые рифы. Так как органогенные материалы весьма сильно отличаются от магматических пород и в то же время наряду с ними подвергаются эрозии, следует вкратце рассмотреть, какие же встречаются разновидности органогенных образований.

Нетрудно видеть, что между органическими и неорганическими процессами образования осадков нет резкого различия и что органические образования могут постепенно переходить в неорганические следующими тремя самостоятельными путями:

1. Органогенный материал может накапливаться вместе с неорганическим; так, в глубоководных океанских илах смешиваются частицы пыли, привнесенной ветрами с континентов, и скелетные остатки плавающих морских организмов.

2. Органогенный материал может изменяться в процессе его переноса от места образования до места отложения. Поэтому свойства такого материала после отложения определяются как воздействием физических процессов при переносе (окатывание, сортировка и т. д.), так и его первоначальными особенностями; таковы ракушняковые пляжные пески, состоящие из органогенного кальцита, но в то же время зерна кальцита приобрели другую форму (по сравнению с первоначальной) под воздействием неорганических процессов.

3. Образование первично твердого осадка может быть обусловлено комбинированным действием процессов, среди которых преобладающее влияние могут иметь органические или неорганические процессы. Примером может служить химически осажденный кальцит в некоторых озерах — когда солнце поднимается, вода становится теплее по неорганическим причинам, хотя в то же время изменяется кислотность вод, так как в растениях начинаются процессы фотосинтеза; поэтому образующийся в результате кальцит имеет смешанный генезис. Экскременты животных также образуют отложения смешанного генезиса. На важную роль этих отложений обращал внимание Твенхофел: «По-видимому, важное значение имеет вывод о том, что немногие медленно накапливающиеся осадки озер и морей избежали переработки в пищеварительных трактах организмов...» (Twenhofel, 1950).

Описанные три процесса можно охарактеризовать как процесс контаминации, процесс изменения и комбинированный процесс. Все они участвуют в образовании отложений.

Ясно, что не следует классифицировать породы либо как только органогенные, либо как только неорганогенные; одновременно часто выясняют долю участия каждого процесса, как, например, в таких случаях: «Особенности рифа Бриг определяются главным образом теми видами, которые построили его, но у западного окончания риф изменен — дезинтегрирован, а в центральной части его развитие подавлялось детритусовым материалом, привнесенным с суши».

Наш обзор мы начнем с осадочных пород, которые образовались в результате только органических процессов, а затем перейдем к породам, в создании которых роль организмов была меньшей. Рассмотрим отложения, компоненты которых только слабо изменились в процессе переноса, и перейдем к тем отложениям, свойства которых в значительной мере формировались в течение транспортировки. Итак, осадочные образования мы рассмотрим согласно следующему плану.

1. Органогенные постройки, сохранившие прижизненные формы и структуры,— леса, торфяники, рифы и другие колониальные постройки, например устричные банки.

Терминология

Колониальные организмы строят рифы, банки и отмели. Рифы отличаются от банок по прочности связи отдельных организмов друг с другом и по мощности: рифы — очень прочные и высокие постройки, тогда как банки — менее прочные и мощные образования. Границы построек обоих типов определяются поверхностями роста организмов, тогда как поверхности отмелей фиксируются в большей мере детритусовым материалом, который организмы улавливают. Если улавливающие детритус организмы не имеют долго сохраняющихся скелетных частей, конечные продукты их жизнедеятельности будут представлять собой просто детритусовые насыпи; но если организмы имеют долго сохраняющиеся скелеты, как, например, криноидеи, насыпи будут состоять как из захваченного детритуса, так и из остатков улавливающих организмов. Только рифы и банки точно попадают в выделенный здесь класс 1 осадков, а отмели принадлежат классу 4 или 14. Заметим, что *рифами* в настоящей книге называются только органогенные постройки, тогда как в негеологической литературе рифами могут быть названы любые участки частично затопленных горных пород.

2. Органические остатки, которые не претерпели значительных изменений при транспортировке, например некоторые рифовые детритусовые отложения, ракушняковые пласты, мелы и глубоководные илы (в действительности большинство известняков принадлежит к этому классу); сюда относятся также каменные угли, некоторые кремнистые породы и горючие сланцы.

3. Скопления экскрементов организмов, такие, как гуано и некоторые известняки, глауконит, сера и сульфиды.

4. Биохемогенные осадки и биогенные скопления. К этой категории осадков относятся такие, которые никогда не были *частями* организмов, как осадки классов 1—3, но которые, вероятно, не образовывались бы как осадки без влияния организмов. Так, физическое влияние организмов заключается в замедлении течения вод, что обусловливает выпадение суспензии твердых веществ (это и есть механизм *улавливания* осадков, который упомянут при описании осадков класса 1). Химическое влияние организмов вызывает осаждение из растворов некоторых минералов железа, арагонита и т. д.

5. Хемогенные осадки, например арагонит, некоторые железорудные и некоторые кремнистые отложения.

6. Эвапориты (соли).

7. Остаточные отложения. Хемогенные остаточные отложения в некотором смысле противопоставляются отложениям классов 4 и 5, так как они формируются в результате процессов селективного растворения, а не селективного выпадения из растворов. Остаточные отложения, возникающие в результате действия физических процессов — развеивания и отмучивания, также относятся к этому классу; они образуются за счет неперемещенных материалов в противоположность осадкам (см. ниже), образующимся вследствие более или менее интенсивной транспортировки.

8. Отложения, материал которых подвергся слабой транспортировке, например осыпи, оползни и грязевые потоки (субаэральные и субаквальные).

9. Отложения, обязанные своими особенностями в основном транспортирующим агентам, например речные отложения и отложения мутьевых потоков.

Терминология

Потоки разной плотности — любые потоки, которые текут из-за различий плотности между частью потока наверху и частью потока, находящейся ниже; потоки, у которых это различие плотностей обусловлено различным содержанием взвешенного материала в суспензии, представляют собой *мутьевые потоки.*

10. Дельтовые отложения, образованные при впадении текучих вод в стоячий водоем.

11. Пляжные отложения, обязанные своими особенностями деятельности прибоя, например некоторые пляжные пески.

12. Эоловые отложения, образованные в результате деятельности ветра.

13. Гляциальные отложения, образованные в результате деятельности льда.

14. Отложения, образованные в результате функционирования более чем одного процесса, например океанические силы, описанные в п. 1 на стр. 104.

Некоторые классы, например класс 1, имеют очень четкие границы, тогда как границы других классов, например 8 и 9, очень неясные, они постепенно

	Процесс А	Процесс В	Процесс С	
Обстановка 1	Важный	Незначит.	Имеет место до того предела, который ограничен процессом А	
Обстановка 2	Незначит.	...	...	
Обстановка 3	...	...		

Фиг. 13.1. Схема порядка изучения седиментологии.

Читателю следует сначала получить представление о каждом отдельном процессе, прежде чем переходить к изучению их суммарного действия (на графике можно дать только упрощенную диаграмму, которая, вероятно, не очень точно отображает существо дела, но в нее включено только главное, на что следует обращать внимание).

переходят друг в друга; эти классы скорее всего представляют собой некоторые крайние типы осадков, между которыми возможны любые промежуточные типы, а не классы, разделенные естественной границей. Первые 13 классов объединяются в три группы:

биологические процессы — классы 1—4,
химические процессы — классы 4—7,
физические процессы — классы 7—13.

Эта группа осадков по процессам резко отличается от группы отложений по обстановкам накопления; например, некоторые речные отложения и мутьевые потоки класса 9 возникали в самых разнородных обстановках, тогда как различные отложения в одной и той же обстановке, например на материковом шельфе, образуются в результате различных процессов (1—5, 7 и 9 в случае шельфа). Природные процессы зависят один от другого и поэтому следует говорить: «На материковом шельфе происходит взаимодействие процесса A с процессом B, и мы видим, что в результате образуется продукт x». Однако пока целесообразнее будет сфокусировать внимание на каком-либо одном процессе, прежде чем пытаться разобраться в комплексном воздействии процессов осадконакопления. Как можно видеть на фиг. 13.1, предполагаемая программа курса литологии направлена сначала на изучение процессов (верхняя шапка таблицы), а затем на изучение осадочных обстановок (левый столбец таблицы).

ФОРМА, СТРУКТУРЫ И СОСТАВ

В этом разделе вкратце описаны некоторые осадочные формации в том виде, в каком они *были отложены первоначально*. Такой подход отличается от описания осадочных формаций в виде, в каком они встречаются в геологическом разрезе. Действительно, только что отложенные осадки — рыхлые образования, тогда как позднее осадки подвергаются самым различным изменениям (изменяется их мощность и объем, структура и состав), начиная от момента первоначального погребения до того момента, когда они уже в виде горных пород откроются взгляду геолога. Приведенные ниже описания основаны главным образом на наблюдениях современных процессов осадконакопления: диагенетические процессы, происходящие после осадконакопления, рассматриваются в следующем разделе. Описание осадков дается в порядке расположения 14 классов в вышеприведенном перечне.

Органические постройки

В очень немногих органических постройках, когда они встречаются уже в виде пород, первичные признаки сохраняются неизменными. Леса можно рассматривать в некотором смысле как самую верхнюю оболочку твердой земной коры, но обычно деревья не попадают в сферу деятельности геологов, если только они не были погребены и не были объединены с другими породами. Это же относится к торфяникам и растениям, которые составляют «твердую» фракцию болот. Некоторые растения и животные строят такие твердые скелеты, что уже при жизни они имеют черты, сохраняющиеся при их превращении в породы. К этой категории относятся кораллы, губки и некоторые скелетообразующие водоросли.

Терминология

Водоросли — класс водных растений; их можно разделить на *мягкие водоросли*, например морские водоросли, не имеющие прочных скелетов, и *твердые водоросли*, обладающие прочными скелетами. Обычно эти скелеты состоят из карбоната кальция, хотя они могут быть и кремнеземистыми, как у диатомей, так что термины *мягкие водоросли* и *известковые водоросли* нельзя рассматривать как взаимно дополняющие один другой. Среди водных растений только известковые водоросли строят рифы; криноидеи создают отмели и банки.

Хотя широко распространено такое название, как коралловые рифы, современные рифы сложены в основном остатками других организмов (водорослей, губок, моллюсков и т. д.); такой смешанный облик рифы имели во все геологические времена. Сущность рифообразования заключается в захвате организмами из воды ионов Ca^{2+} и HCO_3^- и превращении их рифостроителями в продукты, необходимые для жизни:

$$Ca^{+2} + 2HCO_3^- \rightleftharpoons CaCO_3 + CO_2 + H_2O$$

↓ Скелет

Выделяются или участвуют в реакциях синтеза мягких частей организма

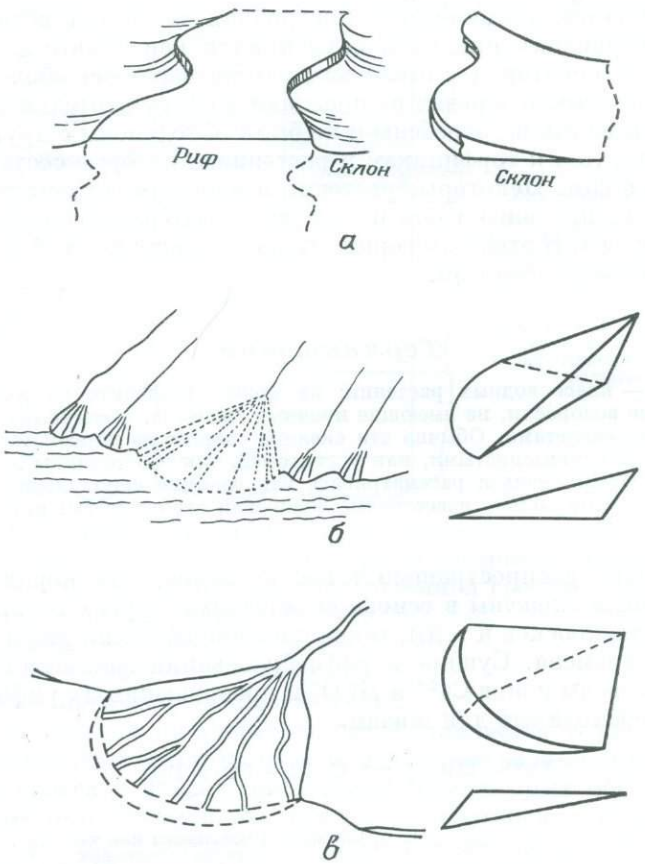
Рифы редко поднимаются более чем на 30 м над морским дном, на котором они растут; однако на погружающемся прибрежном шельфе колония рифостроителей может нарастать вверх, так как ей необходимо сохранять вентилируемый гребень. Так, некоторые колонии компенсируют своим ростом погружение дна на глубину свыше 900 м. Эта цифра представляет значительную величину, сравнимую с общей толщиной земной коры, которая в океане, видимо, не превышает 5000 м. Так как австралийский Большой Барьерный

риф протягивается на расстояние свыше 1500 км, рифы вообще сравнимы по размерам с самыми крупными интрузивными силлами, а в геохимическом отношении они представляют собой крупнейшие скопления кальция и магния при почти полном отсутствии других металлов. Структура рифов уникальна: организмы создают постройки, весьма изменчивые по текстуре и структуре, хотя именно благодаря им рифы всегда резко отличаются от любой неорганогенной породы.

Органические остатки

Ниже описываются органогенные отложения, не испытавшие транспортировки, за исключением каменного угля и мела, которые по сравнению с другими породами редки и поэтому не будут упоминаться в дальнейшем.

Рифогенный детритус. Хотя рифообразующие организмы успешно справляются со строительством, они подвергаются воздействию двух мощных агентов разрушения — волновой деятельности и деятельности сверлящих



Ф и г. 13.2. Разновидности осадочных толщ клиновидной формы (в различных масштабах).

а — риф и его склон; *б* — конус выноса; *в* — небольшая дельта. Крупные толщи дельтовых отложений занимают намного большую площадь по сравнению с их мощностью (см. фиг. 13.8).

животных. Последний агент — намного более мощный, волновая же деятельность сводится в основном к удалению обломков, которые отрывают сверлящие организмы. Обломки бывают двух видов: материал, удаляемый сверлящими организмами при проделывании ходов, и материал, остающийся между

этими ходами. Первая разновидность, тонкозернистый материал, выносится далеко за пределы материнского рифа; другая — материал, разламывающийся на более крупные обломки и отлагающийся близ рифа. Эти отложения называются *детритусом переднего склона рифа* (фиг. 13.2), поверхность их наклонена под углом до 40°, и по объему они обычно значительно превосходят материнские рифовые образования. Отложения переднего склона большей частью плохо отсортированы (материал краевых частей детритусового шлейфа подвергается сортировке во время его перемещения на несколько километров). Однако эти отложения переднего склона рифа обычно характеризуются хорошей слоистостью вследствие колебаний интенсивности эрозии. По составу они, несомненно, весьма близки к породам материкового рифа. Это положение особенно справедливо для отложений переднего склона; на заднем склоне рифовые обломки могут смешиваться с терригенным детритусовым материалом и лагунными осадками эвапоритового характера или растительными остатками (см. ниже). Замечательная особенность описываемых отложений — обилие зерен размером менее 0,004 мм; часть этих зерен имеет обломочное происхождение, но большинство, вероятно, обязано своим происхождением сверлящим организмам, которые проедают свой путь сквозь риф, пропуская огромные количества раздробленного известняка через свои кишечники. Сверлящие организмы густо населяют отложения переднего склона, так же как и ядро рифа, так что весь комплекс этих отложений создается в результате биологических процессов и в этом отношении сходен с муравейником. На самом деле рифы представляли собой самые крупные постройки, созданные животными, до тех пор пока не были построены современные города.

Другие колониальные нерифовые образования. Некоторые организмы также ведут колониальный образ жизни, но рифов не строят: брахиоподы, моллюски и криноидеи. В редких случаях эти организмы после гибели сохраняют свое прижизненное положение, но они могут просто упасть на дно. Таким путем образуются осадки с большим количеством особей определенных видов, многие из которых почти полностью сохраняются. Однако относительное содержание особей определенной колонии после их гибели может уменьшиться в результате привноса детритусового материала или увеличиться путем вымывания детритусового материала, присутствовавшего при жизни колонии. Будут ли эти отложения слагать отмель или просто банку, зависит от способности организмов к росту на основании, сложенном их погибшими собратьями. Например, криноидеи могут размножаться на субстрате из фрагментов криноидей, тогда как двустворки предпочитают какое-либо более прочное основание, чем скопление других двустворок. Процессы, ведущие к образованию подобных отложений, заключаются в основном в прижизненном росте, гибели и обрушении организмов (деятельность этих колоний в качестве ловушек описывается ниже в разделе, посвященном биохемогенным осадкам, органическим концентратам и биогенным скоплениям). По сравнению с рифами скопления этих осадков имеют небольшие размеры — 10 м (мощность) × 100 км (длина), хотя в редких случаях они могут быть и более крупными.

Неколониальные органогенные карбонатные образования. Известковые органогенные илы глубоководных участков океана представляют собой отложения, возникающие при накоплении отдельных организмов. Начиная с позднего мезозоя развивались фораминиферы, особенно в полосе между широтами 10°. В этой зоне скорость накопления раковин в 5—10 раз выше, чем в участках, находящихся севернее или южнее ее (Goldberg, Koide, 1962; Arrhenius, 1963). Истинная скорость отложения — 2—10 м за 1 млн. лет — очень мала, хотя, учитывая огромную площадь бассейна накопления (во много раз большую, чем территория США), кальцита в этих отложениях погребено больше, чем в современных рифах. На самом деле, как отмечалось во второй

части, перенос кальция с континентов на океаническое дно в настоящее время представляет собой однонаправленный, а не циклический процесс; если он будет продолжаться, то это приведет к значительному изменению химизма континентов. Так как мощность современных известковых отложений неизвестна, никто не может сказать, как много кальция было погребено этим путем; однако, используя *вероятные* цифры 10^8 км^2 × 100 м (мощность), получим объем 10^7 км^3, т. е. больше объема самых крупных континентальных базальтовых потоков (фиг. 5.3). (Между прочим, лист бумаги толщиной с эту страницу надо было бы растянуть поперек до 5—10 ярдов, чтобы получить то же самое отношение глубины к ширине; это хорошо иллюстрирует незначительную толщину осадочной оболочки Земли.) В структурном отношении фораминиферовые илы — довольно мелкозернистые и однородные осадки. Они сложены в основном карбонатом кальция, хотя близ поверхности раздела осадок — вода в большом количестве присутствуют мягкие части организмов как самих фораминифер, так и животных, питающихся их остатками.

Более мелкие скопления отдельных организмов широко распространены, особенно на континентальных шельфах. Например, в некоторых местах достаточно многочисленные остатки брахиопод и гастропод накапливаются в таких больших количествах, что могут образовать осадочные породы, как, например, современные флоридские ракушняки. Существует большое число различных пород, сложенных неразрушенными скелетными остатками организмов, и породами, сложенными разломанными и истертыми скелетами, а также между последними и теми породами, в которых неорганические процессы сортировки, растрескивания и истирания уничтожили первичные органические черты материала (оставив неизменным их химический состав, который свидетельствует об органическом происхождении и который физические процессы не могут изменить).

Кремнеземные органогенные осадки. Главные кремнеземвыделяющие организмы — радиолярии, диатомеи и губки. Губки живут на мелководье, где также обычно накапливается карбонатный и терригенный детритусовый материал, так что фрагменты губок обычно распределены среди других компонентов осадка (лишь изредка фрагменты губок преобладают). Радиолярии и диатомеи, напротив, могут развиваться в районах, удаленных от берега, где осадочного материала, привнесенного из других источников, мало, в результате чего здесь возможно образование скоплений фрагментов органогенного кремнезема, незагрязненных посторонними примесями. Кремнезем этих организмов представлен некристаллической фазой, как и кварцевое стекло (фиг. 5.2, *а*), имеющей неупорядоченную структуру, хотя, вероятно, отличается от последней по способу полимеризации. Скопления фрагментов захватывают некоторое количество воды, часть которой сохраняется в консолидированном осадке; в результате образуется одна из разновидностей кремнистых образований — отложения водосодержащего кремнезема.

Подобно фораминиферовым илам, кремнеземистые осадки образуют пластовые залежи. В Тихом океане между 50 и 60° ю. ш. скопления диатомей в настоящее время, по-видимому, преобладают на территории, превосходящей по площади территорию США; однако в древних отложениях широко распространенные горизонты таких отложений неизвестны. Диатомеи в дотретичных отложениях вообще неизвестны, а различимые скопления радиоляриевых кремнистых пород встречаются редко и имеют местное значение. Эти кремнистые породы часто ассоциируют с продуктами подводных извержений; кремнезем, выделяемый эруптивными аппаратами, возможно, и является тем кремнеземом, который используется организмами, однако до сих пор нет хорошей гипотезы, объясняющей эту ассоциацию.

Каменный уголь и горючие сланцы. В отношении механизма накопления пласты каменного угля сходны с криноидными банками; в одном случае захороненные растительные остатки сложены карбонатом кальция, в другом рас-

тительные остатки представлены более сложными соединениями углерода, хотя в обоих случаях выделяется один и тот же ряд стадий — рост, отмирание и отложение. Болото, в котором осуществляется симбиоз различных растений и животных, представляет собой сообщество организмов, также падающих на дно с образованием осадка. (Хотя рифы резко отличаются по своей механической прочности, все же болота сходны с рифом в отношении комплекса взаимосвязанных процессов в большей степени, чем с любой другой осадкообразующей обстановкой.) Породы, образовавшиеся из болотных осадков, охватывают ряд промежуточных разновидностей — от высококачественного каменного угля до слабобитуминозных сланцев и от пород с сохранившимися органическими соединениями (такими, как протеины, парафины,

Фиг. 13.3. Волнообразная слоистость, возникающая при уплотнении осадка.

а — до уплотнения ил имеет горизонтальную (плоскопараллельную) слоистость; *б* — после уплотнения ил приобретает волнообразную слоистость.

углеводы и т. д.) до пород, в которых эти вещества полностью перешли в углероды или простые углеводороды (нефть). Такие формации обычно небольших размеров — до 10 м (мощность) × 100 км (длина),— подобно горизонтам ракушняков, причем в обоих случаях ограниченные размеры формаций объясняются близкими причинами; они первоначально имеют пластовую форму, но вследствие высокой пористости некоторых материнских осадков может развиться резко выраженная волнообразная слоистость, обусловленная дифференциальным уплотнением (фиг. 13.3).

Экскременты

Количественную роль скоплений экскрементов трудно оценить. Ясно, что посредством экскреции образуются некоторые небольшие, а возможно, и весьма крупные скопления осадков; однако считают, что если размеры залежей увеличиваются, то роль экскреции в их образовании уменьшается. Впрочем, неясность генезиса залежей этого рода видна из следующего: степень изменения материала, проходящего через пищеварительные тракты организмов, также снижается по мере увеличения общей массы этого материала. Например, морские птицы обеспечивают глубокую химическую перестройку пищи от момента ее заглатывания до отложения в виде гуано; кроме того, залежи гуано характеризуются местным распространением и легко распознаются. Однако песчаные черви заглатывают большие количества чистого кварцевого материала и выделяют его почти неизмененным; единственное изменение — это отдача песчаными зернами небольших количеств содержащихся в них питательных веществ. Так, нам совсем не обязательно знать, какое количество морского песка прошло через пищеварительные тракты организмов; только в отношении более редких скоплений таких материалов, как гуано и некоторых соединений серы, биогенные процессы приобретают общий интерес. Однако, несомненно, важен генезис некоторых пелагических известняков, подобных известнякам формации Шифта в Израиле, которые образовались экскреционным путем и все же имеют широкое распространение.

Что касается залежей гуано и других фосфатных отложений, то, по-видимому, фосфор извлекался из морской воды и концентрировался биологическим путем; однако еще задолго до того момента, когда геологи впервые столкнулись с этими отложениями, фосфор обычно подвергался переотложению с образованием каких-либо минералов, и поэтому роль экскреции в образовании фосфора таких залежей вообще не рассматривается. Совсем иначе дело обстоит в отношении серы и сульфидов: известно, что растворенная сера (ионы сульфидной и сульфатной серы) может извлекаться как органическим, так и неорганическим путем, хотя мы почти ничего не знаем о роли этих органических процессов в геологических масштабах. Например, в отношении серных месторождений Техаса и Луизианы предполагалось, что сульфат сначала восстанавливался в сульфид органическим путем, а последний затем окислялся до серы неорганическим путем (Jones et al., 1956); однако в тех случаях, когда мы не знаем точно, какие процессы имели место, весьма трудно оценить роль органической деятельности [1] (см. на стр. 130 о глауконите, который частично образуется биогенным путем).

Биогенные скопления и осадки

Биогенные скопления образуются при накоплении (механизм улавливания) детритусового материала в результате замедления течения вод над зарослями растений и т. д. Этот материал здесь опускается на дно из суспензии, которую он до этого образовывал.

Процесс этот в некотором отношении сходен с процессом образования дельты: поток воды, обладающий высокой скоростью, был ранее достаточно турбулентным для того, чтобы поддерживать твердые частицы во взвешенном состоянии, затем замедляется, и в результате из него осаждается часть взвешенного материала. Если степень турбулентности изменяется резко и намного, то большая часть несомого материала будет выпадать сразу же с образованием несортированного осадка, тогда как при постепенном изменении степени турбулентности образуются осадки с лучшей сортировкой частиц. Поэтому мы можем сделать сперва общий вывод: степень гранулометрической сортировки осадка зависит от двух факторов:

1. От размера зерен материала, достигающего участка осаждения.
2. От степени интенсивности процесса отложения, влияющей на разделение крупных и мелких зерен.

Ясно, что если весь материал, достигший участка осаждения, представлен частицами, размер которых колеблется в среднем от 0,02 до 0,04 мм в диаметре, то выпадение осадка, состоящего из зерен, размеры которых выходят из этого предела, невозможно. Хорошая сортировка уловленного материала в некоторых залежах, вероятно, обязана главным образом привносу хорошо отсортированного материала, а не гранулометрической сортировке в результате самого процесса осаждения. Площадь распространения «уловленных» осадков определяется площадью распространения улавливающих колоний. Мощность этих осадков определяется способностью улавливающих организмов заселять рыхлую поверхность осадка, состоящего из захваченного ими детритусового материала. Например, некоторые сине-зеленые водоросли свободно растут на таком субстрате, но скелетных частей не оставляют, так что геологическими образованиями колоний сине-зеленых водорослей могут

---

[1] В русской литературе существует много прекрасных работ, трактующих генезис серы. Большая роль микроорганизмов в генезисе и разрушении серных месторождений несомненна. (См. Иванов М. В., Значение микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы, «Наука», М., 1964; Соколов Г. А., Каравайко Е. И., Физиология геохимической деятельности тионовых бактерий, «Наука», М., 1964.)— *Прим. ред.*

быть весьма мощные скопления детритусового материала без единого реликта организмов, обусловивших накопление этого материала.

Некоторые биохемогенные осадки образуются почти таким же путем, как и известковые скелеты организмов (см. выше раздел по органогенным постройкам):

$$Ca^{+2} + 2HCO_3^- \longrightarrow \underset{\text{Синтезируются в мягких частях организма}}{CaCO_3} + CO_2 + H_2O.$$

Даже те растения, которые не образуют скелеты, нуждаются в двуокиси углерода для реакции фотосинтеза. Потребление такими растениями двуокиси углерода вынуждает реакцию идти вправо, и в результате может осадиться тонкозернистый арагонит. Кроме того, жизнедеятельность организмов влияет на кислотность их среды обитания, концентрацию растворенного кислорода и другие химические факторы; любой из этих факторов может контролировать осаждение некоторых веществ (см. гл. 15). Однако две причины заставляют нас рассматривать эти вещества в следующем разделе. Во-первых, только в очень редких случаях об осадке можно сказать таким образом: этот осадок, вероятно, образовался в среде, лишенной организмов. В некоторых почвах развитие арагонита или гиббсита, или какого-либо другого минерала настолько локализовано около каждого индивидуального корешка, что здесь, вероятно, действовал органический контроль, хотя данные о биогенном происхождении крупных отложений обычно менее убедительны. Во-вторых, нет ни одной обстановки, которая была бы полностью лишена организмов, и даже такой параметр, как концентрация хлора в морской воде, зависит от органической деятельности. Поэтому имеется не два резко различных класса осадков: органический и неорганический, а один класс, в котором некоторые осадки своим происхождением обязаны организмам, а образование других лишь отдаленно и слабо связано с органической деятельностью.

Хемогенные осадки

В качестве первого примера лучше всего привести осаждение арагонита. Было замечено, что если растения удаляют двуокись углерода из воды, богатой ионами Ca^{+2} и HCO_3^-, то может образовываться арагонит. То же самое происходит в том случае, если двуокись углерода уходит из воды по любой другой причине. Этими причинами могут быть понижение давления и увеличение температуры; кроме того, застойные воды могут пересыщаться углекислым газом и в случае возникновения турбулентности может произойти потеря растворенного газа. Каждая из этих трех причин может вызвать осаждение арагонита, однако самые крупные осадки, естественно, возникают в результате одновременного действия всех трех причин, они проявляются там, где глубинные воды выносятся течениями на гребни поднятий морского дна. На этих гребнях вода находится при более низком давлении, здесь она часто более теплая и более подвижная. Например, некоторые Багамские рифы, по-видимому, представляют собой благоприятные участки, где сочетаются все три причины. Если бы этот процесс имел место, то должны были бы образовываться тонкозернистые и однородные по структуре осадки, однако если встречается тонкозернистый однородный известковый ил, то редко можно установить степень участия в его образовании раздельно органических и неорганических факторов. Только в такой обстановке, как в Мертвом море (т. е. обстановке, которая действительно изолирована от любой органической деятельности), можно выяснить этот вопрос.

Неорганические осаждения, вероятно, играли важную роль и в образовании железорудных отложений и некоторых кремнистых пород. Имеются

кремнистые породы явно органического происхождения (кремнеземистые остатки) и явно диагенетические кремнистые образования, т. е. возникшие путем преобразования ранее существовавших безкремнеземистых осадков. Но есть много таких кремнистых образований, например в известковых илах, генезис которых остается невыясненным.

Крупнейшие месторождения осадочных железных руд разделяются на на два типа: Клинтонский и Верхнеозерский, причем в рудах месторождений первого типа в качестве главной примеси содержится известковый материал, а в рудах второго — кремнистый. Однако в обоих случаях условия накопления железа (если речь идет о его транспортировке и отложении) будут одними и теми же:

1. Железо переносится в виде закисных ионов в кислых водах и отлагается там, где эти воды попадают в щелочную обстановку.

2. Железо переносится в виде окислов, адсорбированных на органических частицах коллоидных размеров, и осаждается там, где воды попадают в соленоводные бассейны (заряженные ионы в соленых водах обусловливают флокуляцию и осаждение коллоидальных частиц).

Окаменелости, встречающиеся в клинтонских рудах, свидетельствуют о морской среде, которая была и соленоводной и щелочной по сравнению с большинством рек; поэтому, как это обычно бывает в геологии, проблема заключается в выяснении относительной роли двух одновременных процессов, а не в доказательстве, существовал или нет тот или иной процесс.

То же относится и к обоим другим аспектам генезиса клинтонских руд: имел ли место процесс замещения известняка гематитом или простое выполнение порового пространства гематитом (некоторые окаменелости замещаются гематитом, тогда как другие покрываются концентрическими оболочками этого минерала)? Можно ли предположить, что частично гематит образовался у поверхности раздела осадок — вода (наличие оолитов с чередующимися концентрами кремнезема и гематита наводит на мысль об этом процессе, а не о селективном замещении части концентров после образования целого оолита). Однако частично гематит, вероятно, образовывался также ниже поверхности раздела осадок — вода при участии иловых вод.

Эвапориты (соли)

По сравнению с неорганическими хемогенными осадками эвапориты представляют собой более простые образования. Не ясно пока много деталей их генезиса, однако, как и рифы, эвапориты часто можно определить безошибочно.

Эвапоритовые отложения залегают в виде пластов (читатель, вероятно, сам сможет представить редкие исключения). Вокруг озер эвапориты могут залегать в виде кольца, причем концентрация солей у мелководного края будет больше, чем в центральных частях. Образование крупных эвапоритовых залежей требует постоянного притока солесодержащих вод, а характер режима циркуляции и изменения концентрации вод может привести ко многим различиям в картине распределения осадков. По размерам эвапоритовые залежи сравнимы с железорудными формациями. Мощность залежей эвапоритов достигает 350 м (пермь, Техас), а протяженность зависит от того, какие размеры имела акватория соленой воды, отделенная от океана так, чтобы в ней могли образовываться эвапориты. Наиболее яркий пример современной обстановки солеотложения — это залив Кара-Богаз-Гол в Каспийском море. Если бы воды этого залива были полностью изолированы и испарились в наши дни, то могла бы образоваться залежь эвапоритов мощностью 1 м на площади 10 000 км^2; однако в настоящее время притекающие воды не только испаряются, но и постоянно возобновляются, так что нельзя оценить мощность, которой эти отложения смогут достичь (Twenhofel, 1950).

Эвапориты — породы изменчивые по составу. Наиболее частые компоненты $CaCO_3$, $CaSO_4$, NaCl и $MgSO_4$; $CaSO_4$ встречается как в виде ангидрита, так и гипса (гидратной формы $CaSO_4$), а $MgSO_4$ встречается в трех гидратных формах. Последовательность осаждения солей определяется количеством ионов в воде, температурой и глубиной. Поэтому соляные отложения часто стратифицированы, причем отдельные пласты имеют разный состав. Так как наряду с солями могут осаждаться обычные обломочные материалы, пласт соли может наполовину или более чем наполовину состоять из обломочных силикатов, причем растворимые соли будут служить цементом. Предполагается, что эвапориты первоначально образуются в виде мелких неправильных кристалликов и что крупнозернистая структура многих эвапоритов возникает в результате диагенетических процессов.

Совершенно иные образования возникают при испарении грунтовых вод. Лучше всего этот процесс также рассматривать как постоянный процесс, при котором разбавленный раствор подтягивается снизу вверх к нагретому пористому приповерхностному слою. Где бы ни находился уровень грунтовых вод, соли будут накапливаться в том месте, где вода превращается в пар. На самом деле такая картина наблюдается только в очень аридных условиях, хотя крупные залежи азотных солей в Чили, по-видимому, образовались этим путем, а пески, цементированные солями (практически менее ценные), встречаются повсюду в мире. Такие залежи не обладают такой чистотой и такой мощностью, какие свойственны эвапоритам, осажденным в открытых бассейнах. Пласты чилийских азотных солей имеют мощность всего несколько метров, но они представляют ценность не из-за своего необычного состава, а из-за крупных размеров.

Остаточные отложения [1]

Остаточные продукты химического выщелачивания образуются в результате селективного удаления части горной породы путем растворения. Например, когда пласты чилийской селитры омываются дождем, вода выщелачивает нитраты и в результате остается безрудный песок. Аналогичное происходит при выветривании гранита: из полевых шпатов выщелачивается немного кальция и натрия и эти минералы настолько разрушаются, что твердый гранит превращается в комковатый песок почти гранитного состава. В противоположность этому если мы обратимся к карстовым пустотам в некоторых известняках, то окажется, что количество выщелоченного материала почти полностью соответствует объему пород, ранее занимавших эти пустоты, а количество нерастворимого остатка составляет только доли процента.

Остаточные отложения продуктов физического разрушения пород также возникают в результате селективного удаления некоторой части горной породы. Обычный разрушающий агент — вода или ветер, а выносимый материал представляет собой более мелкие, более пластинчатые или менее плотные зерна. Таковы галечниковые отложения на дне пустынных долин. Редкие очень сильные ливневые воды сносят на дно долины плохосортированные смешанные осадки ила, песка и гальки, однако в периоды между ливнями ветер выдувает пыль и тонкий песок, а остающийся песок частично проваливается вниз и на поверхности выступают одни гальки. Некоторые речные галечники также представляют собой остаточные образования, или *остаточный гравий*, однако есть и такие речные галечники, в которых никогда не было более тонкозернистых частиц и которые образуются только в тех местах,

[1] Очень неудачно написанный раздел. Собственно об остаточных образованиях — древних корах выветривания ничего не сказано. Есть и неправильные определения: так, дресва —«комковатый песок гранитного состава», не самостоятельный продукт выветривания, а низы древней коры выветривания, пляжные пески также продукт размыва кор выветривания.— *Прим. ред.*

где не осаждается ил и другие частицы, а не в результате удаления тонких частиц после их отложения.

Самые крупные современные остаточные образования встречаются на континентальных шельфах. В настоящее время на эти шельфы поступает некоторое количество терригенного детритусового материала, однако на больших площадях сейчас преобладает процесс удаления материала, а не осаждения. В плейстоцене шельфы были большей частью обнажены, и из осадков, которые море размывало при трансгрессии, продолжающейся с плейстоцена по настоящее время, ил был вынесен. На самом деле этот процесс в большинстве районов, вероятно, закончился, причем более тонкие частицы были вынесены вниз по континентальному склону на дно океана.

Особенно ярким примером остаточных скоплений служат ильменитовые пески, обнаруженные на некоторых океанских пляжах. Эти пески — продукт химического изменения, которое заключалось в растворении менее устойчивых минералов или уменьшении размера зерен и механического удаления более тонких зерен. Точно так же в других местах образовывались оливиновые, магнетитовые, монацитовые или другие мономинеральные пески.

Отложения, материал которых подвергался гравитационной и водной транспортировке

Эту обширную и важную группу отложений (п. 8 и 9, стр. 105) нельзя охарактеризовать точно в каком-либо кратком заголовке. Строго говоря, все подводные осадки подвергаются гравитационной и водной транспортировке, так как именно гравитация заставляет частицы выпадать в осадок. Необходимо различать два процесса:

1. Осаждение твердых частиц под действием сил гравитации в основном в статической среде (воздух, вода, ил и т. д.).

2. Транспортировка твердых частиц в горизонтальном направлении при перемещении среды, в которой взвешены эти частицы.

Принимая эти процессы как основные, следует рассмотреть отложения, образованные при комбинации этих двух процессов,— наземные осыпи, обвалы, отложения грязевых потоков, оползней, мутьевых потоков и рек,— причем характерные черты осыпей почти полностью обусловлены простым обрушением, а речных отложений — транспортировкой в потоке. Конечно, во всей группе этих осадочных образований, как и в других группах, характерные черты конечного продукта определяются исходными материалами, а также особенностями самого процесса транспортировки.

Под действием гравитационных сил весь материал перемещался бы по вертикали. Следует учитывать и такой важный фактор, влияющий на ход обоих процессов, как отклонение осаждающегося материала от линии вертикального падения под воздействием твердой земной поверхности. Когда на обрывах происходят обвалы, обломки пород откатываются от основания обрыва. Те же причины заставляют реки течь в море. Поэтому в известном смысле как перенос в потоке, так и простое обрушение материала обусловлены гравитацией. В таком случае эти два процесса можно было бы охарактеризовать как:

1) прямое влияние гравитации на твердые частицы;

2) косвенное влияние гравитации на частицы посредством участия заключающего их флюида (обычно воды).

Следует ожидать, что оба эти процесса взаимосвязанны, хотя для более детального изучения их удобнее описывать как крайние и независимые. Главное различие между этими процессами — их способность к сортировке и окатыванию частиц. Если угловатые обломки падают под действием гравитации, степень их угловатости не изменяется заметно и, кроме того, наряду с небольшими падают крупные обломки. Однако чем дальше они транспортируются водой, тем становятся более округлыми и более сортированными. Эти

явления относятся почти полностью к разряду физических (способность органических коллоидов удерживать неорганический материал в суспензии — наиболее важное в седиментологии химикобиологическое явление), и поэтому их теоретические аспекты рассматриваются в гл. 16. Здесь же мы ограничились описанием фактического материала.

Описанные процессы возможны на:

1) наземных и подводных обрывах;

2) подводных склонах дельт (фиг. 13.8);

3) континентальных склонах, простирающихся от внешнего края шельфа до дна океана.

Большую роль играет эрозия земной поверхности без образования обрывов, но этот процесс можно описать без введения отдельной дополнительной четвертой категории. На подводных склонах дельт и континентальных склонах горизонтальная составляющая пути движения частицы намного превышает вертикальную составляющую. Поэтому, чтобы ознакомиться с продуктами, образование которых связано с непосредственным воздействием гравитации, нам придется обратиться к стенкам обрывов.

Под воздействием атмосферных агентов субаэральные обрывы разрушаются и дают обломки пород и делювий, которые накапливаются у их основания в виде непрерывного шлейфа, если стенки обрыва ровные, и распределяются равномерно или в виде конусов, если обрушения происходят эпизодически или контролируются водостоками. На фиг. 13.2, *в* схематически изображен конус выноса. Геологически конусы выноса — это небольшие образования. Они растут с довольно постоянной скоростью и эродируются со скоростью, увеличивающейся по мере их нарастания. Поэтому равновесное состояние обычно наступает до того, как высота конусов достигнет 300 м. Конусы выноса формируются главным образом в гористых странах и поэтому в горизонтальном направлении протягиваются не более чем на несколько километров. В настоящее время в горных районах накопились многие кубические километры делювиальных образований, однако они очень плохо сохраняются и погребаются в геологических разрезах. Материал конусов выноса по размеру изменяется от глыб до пыли и в общем объеме отложений плохо отсортирован; делювиальный материал стратифицирован в виде клинообразных тел, различающихся по содержанию мелких зерен. В субаэральных конусах у поверхности меньше тонких частиц, чем их количество в толще конуса, потому что они вымываются или выдуваются из промежутков между более крупными блоками.

У субаквальных обрывов (главным образом у стенок сбросов) также накапливается детритовый материал, частично во время образования сброса и частично после него; однако физического выветривания здесь нет. Химические изменения сильно замедлены, и, если только обрыв не подвергается разрушению сверлящими организмами, накопление шлейфовых отложений в промежутки между подвижками вдоль разлома, вероятно, происходит очень медленно.

Так как разрушающийся материал менее способен к сцеплению, а перемещающиеся обломки все более увеличиваются в размере, конус осыпания постепенно переходит в оползень. При других условиях оползень постепенно сменяется аллохтонными [1] блоками гравитационного сброса длиной до нескольких сотен километров. Оползни в обычном смысле, т. е. там, где движение можно наблюдать в пределах какого-то единого периода, имеют только местное значение.

[1] Если формация пород подвергается деформации и в результате какая-то часть ее полностью отрывается от остальной, отторженную часть можно называть *аллохтонной* в отличие от оставшейся части — автохтонной. Термин *аллохтонный* обычно применяется для обозначения блоков, которые оторвались при тектонических подвижках по пологим разломам.

Грязевые потоки можно рассматривать как конусы осыпания, или оползни, которые были взмучены и вынесены большим количеством воды. Предварительное условие этого процесса — насыщение неконсолидированного поверхностного материала водой, а это и есть естественное состояние подводных осадков. В условиях сильных дождей вулканические пеплы, покрывающие склоны, или осадки на склонах, лишенных растительности, либо при оттаивании верхних нескольких футов поверхностных отложений над еще мерзлым грунтом, также насыщаются водой. В некоторых условиях на суше этот процесс приводит к мощным перемещениям пород, так как большие их массы переносятся каждый год. Однако что касается конусов выноса, то отложения, сформированные таким образом, подвергаются дальнейшим изменениям еще до того, как они будут перекрыты; поэтому сами конусы выноса составляют незначительную часть отложений. В историческое время были зафиксированы отложения наземных грязевых потоков, покрывавшие площади размером более 100 км^2 и мощностью менее 10 м. Сортировка в этих отложениях почти отсутствует, а состав, подобно составу отложений осыпей, изменяется в зависимости от состава подстилающих пород при том условии, что должно быть много частиц размеров ила; иначе говоря, суспензия не настолько плотна, чтобы переносить много породы.

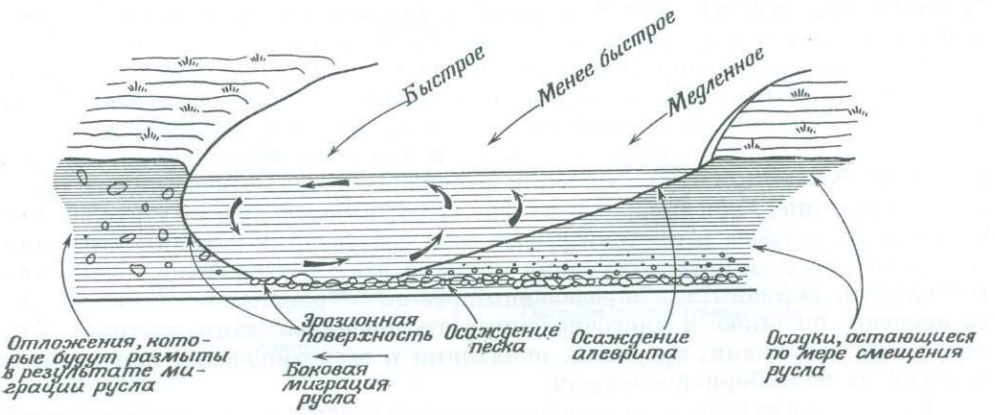
Подводные оползни, или грязевые потоки, вероятно, развиты более широко и возникают чаще, чем аналогичные наземные явления, а подводные процессы наблюдать гораздо труднее. Только некоторые хорошо оснащенные научно-исследовательские институты, расположенные близ моря, могут вести наблюдения над подводными оползнями. В гл. 16 мы вернемся к этим явлениям. Здесь же отметим только то, что плотности и вязкости подводной оползающей массы и окружающей среды меньше различаются, чем в случае субаэральных оползней. Вследствие этого подводные оползни возникают на более пологих склонах с углами наклона всего 5° или менее, т. е. на передних склонах дельт конкурируют два процесса — оползание и выпадение осадков. Пока происходит накопление осадков, сохраняются естественные углы наклона переднего склона дельты, но как только осадконакопление ослабевает, оползание отложений приводит к выполаживанию переднего склона и разносу осадков дельты далеко вокруг нее. Так как положение рукавов дельты постоянно меняется, такой путь рассеивания материала может быть важен в данной точке дельты даже в том случае, если в другой точке происходит активное наращивание дельты. Было высказано предположение о том (см. стр. 116), что многие породы современных континентальных шельфов представляют собой остатки отложений, первоначально выпавших в плейстоцене или еще раньше, перерабатываемые в настоящее время; исключение из этого правила — это то, что материал разносится сейчас по шельфам в результате разрушения современных дельтовых отложений вследствие оползания.

Теперь мы перейдем к таким отложениям, при образовании которых гравитация играет меньшую роль, но большое значение имеет косвенное влияние гравитации при переносе вещества. На суше примеры таких образований мы видим в паводковых и речных отложениях, а в море — в отложениях мутных потоков. В паводковых водах отношение твердых компонентов к флюиду меньше, чем в грязевом потоке, а в мутных потоках это отношение меньше, чем в подводном оползне.

Механизм возникновения заиленных вод (плотностью 1,1 г/см^3 или менее) в обоих разобранных случаях различен, но, поскольку такие воды имеются, интересно сравнить способы их разгрузки.

Как мутные потоки, так и паводковые реки имеют русло, окаймленное широкими, неглубокими поймами (это мы видим в реках, и такая же картина вполне подходит для потоков мути). В то время как в руслах может преобладать либо размыв, либо осаждение, на прилегающих равнинах в основном наблюдается осадконакопление. Так как наводнение — явление временное,

осадки выпадают из ослабевающего потока и в отложениях можно ожидать появления слоистости. Возникновение слоистости объясняется здесь тем, что сразу же после того, как уровень паводка достигнет своего максимума, из потока должны выпасть только песок или алеврит, а сам поток должен быть еще достаточно быстрым для того, чтобы удержать частицы размером ила во взвешенном состоянии; но как только паводок ослабевает, должны осаждаться все меньшие и меньшие по размеру частицы. В речных поймах такое разделение частиц осуществляется только отчасти: неоднородности земной поверхности и изменчивость самого потока ведут к появлению знаков ряби и других отклонений от параллельной слоистости. Кроме того, уже сформированные отложения сразу же подвергаются разрушению растениями и роющими организмами, таким образом, в пойменных отложениях слоистость часто отсутствует. В подводных условиях также возможны подобные процессы, но они менее интенсивны, а слоистые отложения в периферических частях



Ф и г. 13.4. Упрощенная схема режима реки.

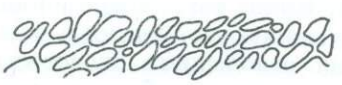
Показано, что частицы не перемещаются перпендикулярно поперечному разрезу русла: если в плоскости этого разреза осаждается песок, то ассоциирующие с ним алевритовые частицы будут сноситься ниже по течению, а также выше на пологую сторону русла, сложенную ранее отложенными осадками.

дельт встречаются там, где отложения передних склонов сползли с выполаживанием этих склонов и у подножия континентального склона. В такой обстановке огромные площади находятся под покровом осадков. Эти шлейфы можно распознать по исключительной ровности их поверхностей (в противоположность бугристой поверхности истинных океанских осадков); шлейф этих осадков простирается на 1000 км в море от западного побережья Северной Америки (Menard, 1964). Близ основания континентального склона мощность отдельных пластов может достигать нескольких метров, но в общем на всей занятой этими осадками площади их мощность составляет всего несколько сантиметров или миллиметров.

Если мы рассмотрим постоянный поток в хорошо разработанной речной долине, то увидим, что процесс перемещения материала потоком занимает господствующее положение по отношению к процессу простого выпадения под действием гравитации. Река с устойчивым профилем не заполняет свою долину слишком быстро, исключая периоды временных паводков. Главная деятельность реки — это переработка старых паводковых отложений в результате боковой миграции русла. В течение такой миграции отложения размываются в одном месте и откладываются в другом, причем количество осадков остается почти тем же, но структуры его резко изменяются (фиг. 13.4). Размываемый берег часто дает такие частицы, которые река уже неспособна перенести и которые просто падают на дно и концентрируются в виде галечника, как это видно в нижней части фиг. 13.4. Галечник, таким образом, пред-

ставляет собой остаточное накопление в противоположность более тонкозернистым слоям, состоящим из таких частиц, переносимых рекой.

Галечниковые отложения, образованные потоками постоянного направления, отличаются от галечниковых отложений континентального склона (течения, вынесшие более тонкую фракцию, не имеют постоянного направления) *кулисообразным расположением галек* (*перекрытие внахлестку*) (фиг. 13.5), которое появляется из-за того, что среди плоских галек данного размера гальки, наклоненные вверх по потоку, труднее сдвигаются течением и преобладают в русловых галечниках. Это явление можно наблюдать не только



Фиг. 13.5. Кулисообразное расположение частиц.
Преобладание частиц, наклоненных вправо, как показано на рисунке, заставляет предполагать, что вода текла слева направо.

в руслах реки, но и на пляжах, так как последние представлены в основном галечниками, отмученными течениями с постоянным направлением (вода при отступании в море выносит с пляжа более мелкий материал).

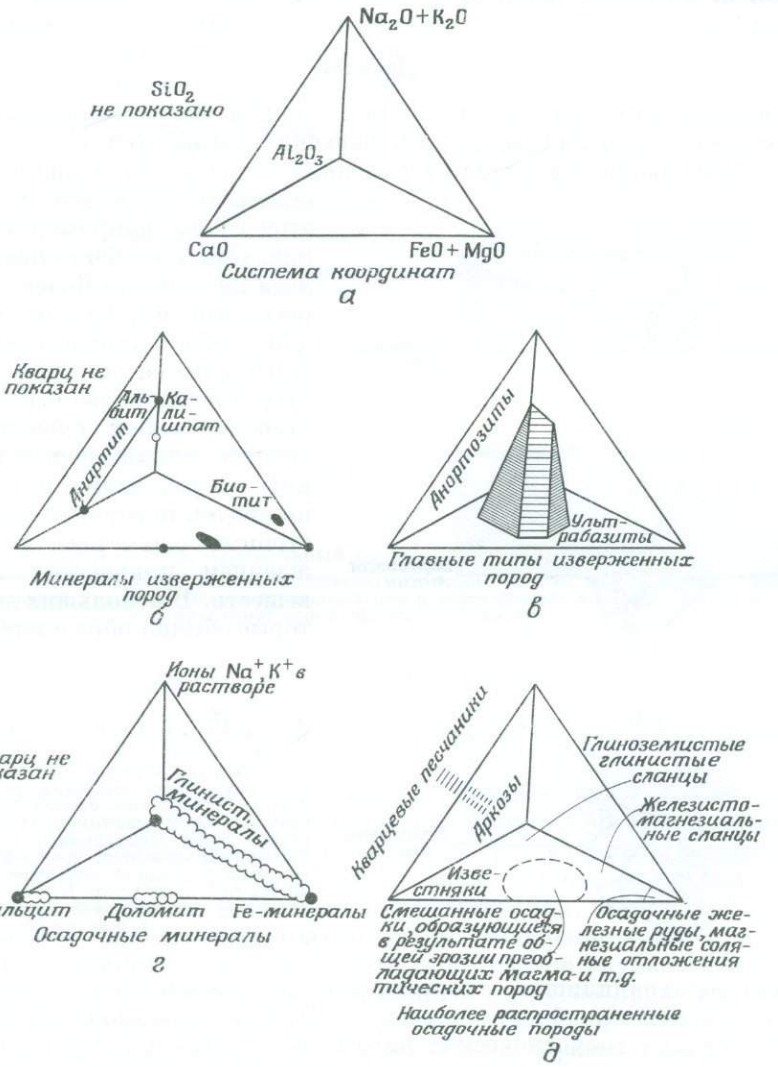
Если бы река мигрировала поперек своей долины упорядоченно, то в результате могли бы образоваться хорошо слоистые отложения (фиг. 13.4). Разумеется, крупные реки мира ведут себя произвольно — когда им поклонялись как божествам, считали, что реки способны на поступки, которые нельзя предсказать. Однако только в небольших руслах можно видеть такую простую картину, как показано на фиг. 13.4; в более крупных руслах песчаные мели, острова и протоки имеют свои собственные картины миграции. Как результат долинные отложения крупной реки включают не только многочисленные карманы, где определенный режим сохранялся в течение какого-то времени, но также и многочисленные отклонения от этого режима, обусловленные паводками, засухами, оползнями и всевозможными изменениями условий на водосборной площади.

Прежде чем оставить эту серию процессов, среди которых прямое воздействие гравитации и та же гравитация с переносом водой, следует отметить большую способность их к сортировке твердых частиц. В потоке, параметры которого были бы постоянными, возможно разделение всех частиц на перемещаемые и осаждаемые. Однако природные потоки не постоянны и вместо сортировки частиц на *перемещаемые* и *осаждающиеся* разделяют их на *перемещаемые далеко* и *близко*. Механика этого перемещения рассматривается в гл. 16. Наблюдаемое воздействие потока на частицы заключается в отделении небольших частиц от крупных; если же мелкие частицы отличаются от крупных по составу, то мы имеем процесс разделения вещества по минеральному составу.

Наиболее полная гранулометрическая сортировка осадка возможна в том случае, если эрозии и транспортировке подвергаются изверженные породы. Главные компоненты изверженных пород — кварц, полевые шпаты и железомагнезиальные минералы (фиг. 7.2). В результате выветривания эти частицы разрушаются на более мелкие; кварцевые зерна изменяются очень мало; в выветрелых продуктах размеры кварцевых зерен те же самые, что и в материнской породе. Однако полевые шпаты и железомагнезиальные минералы разрушаются с образованием слоистых силикатов. Причем значительно уменьшается размер зерен — сначала изменение породы приводит к растрескиванию материнских кристаллов, а потом образуются слоистые силикаты в виде очень мелких чешуек. Одновременно в раствор (или в коллоидную суспензию) переходит большое количество кальция, натрия, калия и железа, и эти химически различные компоненты, вероятно, транспортируются в совершенно разные места [1]. Этот процесс известен как осадочная дифференциа-

[1] Здесь опять не учтены явления выветривания. Разрушение породы в процессе транспортировки практически не происходит. — *Прим. ред.*

ция. При этом пути отдельных компонентов изверженных пород расходятся в осадочном процессе (фиг. 13.6). На это расхождение путей миграции компонентов изверженных пород следует обратить особое внимание потому, что, если бы не это явление, мы имели бы такой же ограниченный набор осадочных пород, различающихся по составу, как и среди изверженных пород.



Ф и г. 13.6. Рассеивание компонентов изверженных пород с образованием осадков.

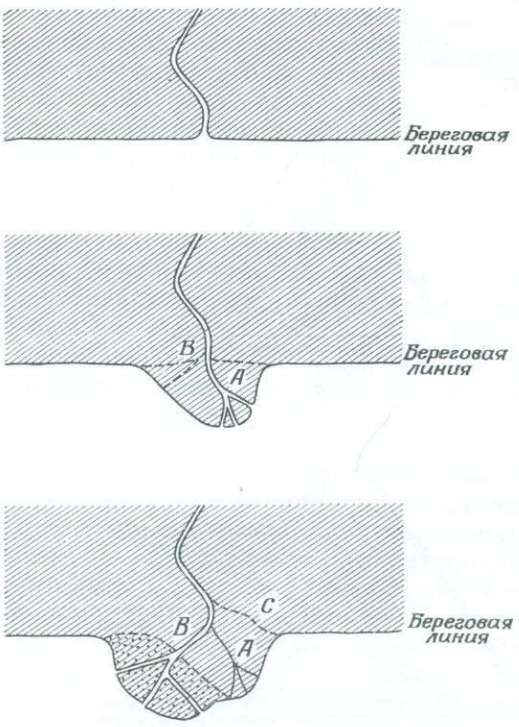
Используя тетраэдры (диаграмма *а*), можно показать на них положение любого минерала или породы в соответствии с содержаниями в них извести, глинозема, щелочных металлов или железа и магния. Так, например, компоненты, особенно богатые глиноземом, изображаются точками, расположенными близ вершины Al_2O_3; компоненты, содержащие одинаковое количество извести и глинозема, располагаются на равном удалении от соответствующих вершин тетраэдра; компоненты, не содержащие глинозема, будут находиться на грани, противолежащей вершине Al_2O_3. Если эту систему координат применить для изображения важнейших магматических пород (многогранник на диаграмме *в*) и самых распространенных осадочных пород (диаграмма *в*), то видно, что пределы колебания состава осадочных пород шире (диаграмма *д*).

Существуют и другие пути сортировки осадков, так как не все реки дренируют изверженные породы, а материал, подверженный сортировке мутными потоками, может резко отличаться от пород наземного источника. Например, если бы произошел оползень в смешанных отложениях, состоящих из рифо-

вого детритуса и вулканического пепла, то материал, отложенный сначала, был бы представлен более крупными карбонатными обломками, а кварц оказался бы в далеко переотложенной тонкой фракции. Этот последний пример подкрепляет приведенное ранее положение о том, что детали и конечный результат процесса осадконакопления контролируются в основном природой материалов, участвующих в этом процессе.

Дельты

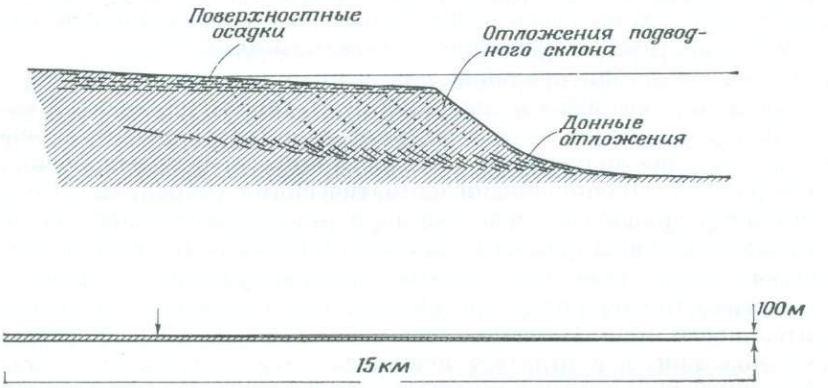
Поверхностные отложения крупной дельты могут занимать площади, измеряемые сотнями километров в поперечнике, и на этой поверхности, частично субаэральной, частично затопленной, происходят процессы, которые описываются в других разделах этой главы, например заболачивание. Однако в настоящей книге болота не требуют более детального рассмотрения. То, что справедливо для любого прибрежного болота, справедливо и для дельтового. Процесс, рассматриваемый здесь, представляет собой существенный и специфический процесс по отношению к образованию дельты, а именно приток поверхностных вод в застойные воды с последующим осаждением привнесенных твердых веществ. В небольших дельтах, которые обычно образуются в искусственных водохранилищах, скорость потока изменяется редко, но в крупных дельтах ситуация будет совсем иной. Поэтому уместно будет остановиться на некоторых геометрических параметрах дельтовых образований.



Фиг. 13.7. Стадии образования дельты.
На данной стадии образование дельты происходит главным образом у устья русла *A*; может наступить время, когда русло *B*, не имевшее ранее значения, сможет принять на себя главную массу осадочного материала. В этом случае будет образовываться дельта, форма которой не зависит от прежней дельты, образованной у русла *A*. Это будет продолжаться до тех пор, пока русло *B* в свою очередь не будет перехвачено новой протокой, возможно в участке *C*.

Прежде всего следует различать единую дельту и группу дельт. После образования одной дельты река, изменяя направление русла, может выйти к морю более коротким путем (фиг. 13.7). Поэтому время существования единой дельты довольно коротко по сравнению с жизнью группы дельт. Так, река, которая занимала примерное положение современной Миссисипи, дренировала Северную Америку по меньшей мере 30 млн. лет, но современное русло, проходящее юго-восточнее Нового Орлеана, является главным водосбросом только за последние 500 лет или даже меньше (Scruton, 1960). Вряд ли отложения единой дельты, выделенной таким образом, занимали бы полосу более 200 км, однако на Земле есть много рек, в устьях которых осадконакопление, вероятно, происходит вдоль фронта длиной примерно 100 км. Обратимся теперь к расстоянию от береговой линии до *пограничной линии*, т. е. такой линии, за пределами которой обломочный материал, приносимый

рекой, образующей дельту, составляет только малую часть осадков морского дна. Установлено, что это расстояние для Миссисипи равно 10 или 20 км, для Ориноко, возможно, достигает 50 км, для Нигера — 50 км (Allen, 1964). В районе пограничной линии глубина воды до 100 м, так что суммарный градиент склона дельты менее 1°. В нескольких местах дельты Миссисипи уклон достигает 3°. Поэтому, несмотря на то что поверхности отложений подводного склона и донных отложений дельты можно различить по углам наклона (фиг. 13.8), они все исключительно пологие и образуют плавно искривленную выположенную единую поверхность. Наклоны поверхностных отложений



Ф и г. 13.8. Продольный разрез отложений дельты.

Вверху схематично показаны три основных элемента отложений дельты; внизу — продольный разрез дельтовых отложений в одном и том же горизонтальном и вертикальном масштабе; стрелкой показано положение основной береговой линии.

и отложений подводного склона различаются очень немного, как и наклоны соответствующих поверхностей песчаных дюн, однако это различие в отложениях крупных дельт, наблюдаемых в древних толщах, обнаружить невозможно.

Петрологическое значение этих цифр следующее: они указывают на относительно плавное падение скорости потоков в устьях. В общем нет оснований считать, что продукт, отложенный на поверхности дельты, отличается по крупности от подобного же материала, отложенного каким-либо другим потоком, энергия которого уменьшается с расстоянием, но остается постоянной во времени — наблюдается только слабое увеличение количества глинистых частиц к алевриту в образцах, взятых на разной глубине в море. Как было упомянуто, на дельтовые осадки влияют и другие процессы (даже на таких пологих склонах возможно оползание осадков), однако сам процесс образования дельты, как отмечалось выше, ведет к образованию таких отложений, облик которых более или менее обычен.

Независимо от физических аспектов заслуживает упоминания химическое воздействие соленой воды на глинистую суспензию, образовавшуюся в пресных речных водах. Большая часть материала, несомого крупной рекой, представлена частицами коллоидального размера (0,1 до 0,001 мк), и такой сильно диспергированный материал осаждается исключительно медленно. Однако ионы натрия и другие заряженные частицы, которых в морской воде содержится много больше, чем в речной, обусловливают сцепление этих частиц в агрегаты или хлопья и быстрое их выпадение в осадок. Если бы этого не было, дельты были бы еще менее мощными и более широкими. Конечно, явление флоккуляции не ограничивается дельтовыми участками, но вне их пределов флоккуляция играет много меньшую роль. На самом деле именно комбинированное воздействие флоккуляции и падения скорости потока

делают морские дельтовые группы мощными осадконакопителями. Мюррей (1960) рассчитал, что мощность группы перекрывающих дельт (фиг. 13.7) может достигать 1 км и что в мезозое и позднее на дне Мексиканского залива отложились осадки общей мощностью 15 км, большей частью в результате образования дельт.

Отложения, переработанные прибоем

Большинство морских отложений и многие континентальные отложения под действием течений приобрели гранулярную сортировку. Однако группа отложений, которую мы рассмотрим, относится к классу осадков, обязанных своими особенностями *непрестанному перемалыванию прибоем*. Такие отложения встречаются в литоральной зоне и ниже нее, причем ширина полосы этих отложений изменяется в зависимости от характера берега и силы прибоя — там, где океанские валы в штормовую погоду подходят к берегу беспрепятственно, зона волновой деятельности шире, чем на защищенных побережьях в районах со спокойными климатическими условиями. Для приморских жителей разрушающее действие моря — это одно из наиболее впечатляющих проявлений силы природы, но геологическая роль его в общем довольно незначительна. Даже обнаженный риф разрушается главным образом из-за деятельности сверлящих организмов, а не как результат перемалывающей деятельности моря. На самом деле прибой больше смывает ранее образованные отложения, чем отлагает новые, так что большинство отложений, переработанных прибоем, представляет собой скопления остаточных продуктов. В этих отложениях не встречаются частицы меньше определенного размера, так как они были удалены из первоначально отложенных осадков. Это отличает эти отложения, например, от эоловых, для частиц которых нет нижнего предельного размера, хотя в эоловых осадках нет частиц крупнее определенной величины, так как они слишком крупны для того, чтобы переноситься ветром (Friedman, 1961, этот вопрос рассматривается в гл. 16).

Помимо гранулометрической сортировки, прибой производит большую работу по окатыванию частиц, и вследствие этого на пляжах встречаются очень хорошо окатанные частицы, каких мы не увидим в других природных условиях. На самом деле пески, состоящие из истертых прибоем раковин,— хороший пример отложений смешанного органогенного и неорганогенного происхождения; состав песка зависит от органической деятельности, структура же его может быть создана в основном неорганическими процессами.

Эоловые отложения

Наблюдая современную поверхность суши, мы замечаем эоловые отложения песка, занимающие площади размером 1500×500 км, подобно базальтовым потокам (только менее мощные, чем эти потоки). Площадь пустынь Северной Африки и Саудовской Аравии по размеру в двадцать раз больше потоков, однако только $^1/_4$ ее покрыта сыпучими песками в виде наносов и останцов. Поверхность остальной территории в основном настолько устойчива, что на ней могут произрастать кустарники, а в некоторых местах она сложена скальными породами. Однако в целом Сахара ближе всего, чем какая-либо другая континентальная формация, подходит по размерам к фораминиферовым покровам великих океанов. Среди доплейстоценовых формаций примерами предполагаемых эоловых отложений (по меньшей мере частично эоловых) могут служить Торридонская формация Шотландии, песчаники Нью-Ред в Англии и песчаники Навахо в Колорадо. Однако ни в одном случае эоловое происхождение песков полностью не доказано. Залежи эоловых песков не имеют характерных внешних форм, как у конусов выноса, пляжей и дельт, однако сами эоловые отложения обладают такой

отличительной особенностью, как крутонаклонная косая слоистость. Судя по современным дюнам, их передние склоны могут достигать высоты 30 м, но так как вершины дюн часто удаляются до отложений поверхностных слоев, высота ископаемых песчаных дюн редко превышает 5 м. Помимо косой слоистости пластов переднего склона, в разрезе отложений эоловых песков можно наблюдать разнообразные овражки и хребтики, а также мелкие знаки ряби (высотой несколько сантиметров). Гранулярная сортировка эоловых песков — умеренная до очень хорошей, но характер распределения зерен по размеру у них иной, чем у хорошо отсортированных пляжных песков, потому что в пляжных песках нет частиц меньше определенного размера, тогда как в эоловых песках отсутствуют частицы крупнее определенного размера. В эоловых песках, как и в морских, наиболее распространен кварц (на стр. 120 объяснялось, почему другие минералы обычно дают более мелкие частицы). Разумеется, состав и свойства эоловых песков зависят от тех же причин, что и состав всех других осадков, т. е. состав и свойства осадочного продукта в любом данном районе определяются составом и свойствами материала источника.

Отложения из частиц крупнее песка эоловым путем не образуются, но эоловые отложения из частиц алевритовой и глинистой фракций широко распространены на современной поверхности [1]. Это обстоятельство противоречит тому, что образование эоловых отложений пыли сдерживается двумя факторами:

1. Обнаженные на суше отложения глины и алеврита легче, чем пески, заселяются растениями и таким образом защищаются от перемещения ветром.

2. Будучи поднятой в виде суспензии, пыль может переноситься на бóльшие расстояния, чем пески; значительная часть пыли рассеивается в ближайших средах осаждения, вместо того чтобы концентрироваться на ограниченных по размеру участках.

Значительная часть пыли привносится из районов, которые вследствие слишком большой засоленности или слишком интенсивного земледелия лишились растительного покрова или которые характеризуются слишком холодным или сухим климатом; плейстоценовое оледенение, возможно, послужило причиной образования большей части плейстоценовых пылевых отложений, обнаженных в настоящее время. Большая часть пыли, отложенной ветром, обладает любопытной структурой — эти осадки имеют высокую пористость и в то же время сцементированы. Снег, отложенный ветром, обладает такими же особенностями, которые могут быть обусловлены угловатостью частиц, хотя их природа не вполне понятна. В древних формациях эоловую пыль трудно распознать: возможно, что уплотнение маскирует характерные признаки этих отложений или же последние были переработаны с образованием осадков других типов прежде, чем были перекрыты и погребены в разрезе.

Ледниковые отложения

Следует четко различать следующие группы отложений:

1) отложения, образованные в районах оледенения;

2) отложения, распределение которых контролируется ледниками;

3) осадки, отложенные льдами.

К третьей группе относятся просто разновидности морены. Вторая группа включает морены, а также зандровые галечники, озы и камы, распреде-

[1] По-видимому, автор имеет в виду те отложения, которым полностью или по крайней мере частично соответствуют осадки, называемые в геологической литературе лёссами. Имеется несколько вариантов эоловой и водноосадочной гипотез образования лёсса, хотя автор всем пылевым (лёссовым?) отложениям приписывает только эоловый генезис. О лёссе см. подробнее Денисов Н. Я., Строительство на лёссах и лёссовидных суглинках, Госгеолтехиздат, М.— Л., 1954.— *Прим. ред.*

ление которых хотя и контролируется ледниками, но откладываются они водой. К первой группе относятся все предыдущие отложения, а также такие отложения, как эоловая пыль, привнесенная из холодных пустынь, и некоторые ленточные озерные глины. Только для морен их петрологические особенности непосредственно указывают на деятельность ледников. Другие отложения, связанные с деятельностью ледников, рассматриваются всюду, где речь идет о соответствующих процессах осадконакопления.

Отложения, сформированные в ледниковых районах, в настоящее время занимают обширные пространства недавних периодов оледенения, однако площади развития морен довольно ограничены. По природе самого процесса оледенения морены характеризуются довольно ограниченным распространением; многие морены, например Канады и Северной части Евразии, после образования подверглись некоторой переработке. Сейчас морены образуются в Гренландии на бóльших пространствах, чем где-либо еще в мире (если только не включать сюда подледниковые морены, которые, по-видимому, залегают под большей частью ледникового покрова Антарктиды): мощность морен редко превышает 100 м, а площади, покрытые мореной (вероятно, не сплошь), превышают 100 км^2.

Примечательная структурная особенность осадков, отложенных ледниками,— плохая гранулярная сортировка. Так как агентами, ведущими к образованию этих осадков, не являются ни вода и ни ветер, их можно сравнить с брекчиями разлома (на самом деле поверхность, подстилающая ледник,— зона специфического разлома). Здесь можно ожидать частиц любых размеров — от валунов до глинистых частиц; в этом отношении ледниковые отложения отличаются от осыпей, сложенных песком или илистыми частицами. По составу ледниковые отложения довольно близки среднему составу всех пород, которые эродируются ледником, так как ледник — менее разборчивый эродирующий агент, чем вода или ветер. По этой же причине гальки, залегающие рядом, часто резко различны по составу (однако более мелкие зерна не должны слишком резко различаться по составу, так как частицы дробятся различно и размер частиц одних минералов уменьшается быстрее, чем других).

Отложения смешанного генезиса

Мы рассмотрели тринадцать процессов. Все процессы продолжаются и в настоящее время и многие протекают совместно на очень ограниченных участках. Естественно было бы ожидать, что большинство отложений возникает в результате одновременного влияния двух или трех процессов, однако этому препятствуют два фактора:

1. Некоторые процессы взаимно исключают друг друга; например, эвапориты и горючие сланцы не могут *одновременно* образоваться в одной и той же точке — соленость, которая обусловливает образование эвапоритов, исключает возможность развития организмов, генерирующих горючие вещества. Осадок одного типа может сменяться непосредственно осадком другого типа, но такая ассоциация резко отличается от их смешения.

2. Некоторые процессы протекают с резко различными скоростями. Примером служит отделение глубоководных морских песков от органогенного ила. Большую часть времени органогенные илы накапливаются вообще без участия какого бы то ни было песка и затем за немногие часы отложения песка могут быть снесены вниз потоком мути. Они вообще могут не содержать органогенного ила (по крайней мере почти не содержать, так как накопление 1 мм слоя органогенного ила занимает около тысячи лет); следовательно, осадок одного типа здесь не исключает возможности появления осадка другого типа, а просто перекрывает его.

Однако некоторые процессы могут протекать совместно при сопоставимых скоростях. Суспендированные частицы и кристаллы эвапоритов могут

осаждаться совместно (см. выше об эвапоритах), а в глубоководных участках океанов привнесенные ветром частицы пыли и органогенный ил вполне перемешаны. Конечно, смесь материалов из разных источников, отложенная в результате единого процесса, — весьма обычное явление, но это будет не одно и то же, что и отложения, образующиеся посредством двух одновременных процессов.

ДИАГЕНЕЗ

В соответствии с ранее сформулированным правилом, прежде чем описывать диагенез, мы должны дать ему определение. После отложения осадка теоретически возможно определить объем породы посредством некоторой огибающей поверхности, которая проходит снаружи частиц a, b, c..., но внутри частиц p, q, r... Такая огибающая поверхность будет оставаться вполне определенной при уплотнении и деформации, а также при удалении или добавлении материала до тех пор, пока количество удаленного или добавленного материала будет небольшим по сравнению с первоначально содержавшимся материалом. Эта огибающая поверхность будет оставаться вполне определенной до тех пор, пока ее компоненты либо не дезинтегрируются (в результате эрозии, растворения или тектонического дробления), или не расплавятся. Имеется, таким образом, класс явлений, которые происходят между моментом, когда можно обрисовать определенную огибающую поверхность (окончание отложения), и моментом, когда эта поверхность становится неразличимой (во время дезинтеграции или плавления материала). Сюда относятся диагенез, метаморфизм и выветривание, т. е. все то, что не относится к выветриванию или метаморфизму, есть диагенез [1]. О границах между этими тремя явлениями гораздо труднее договориться, чем о границах, их отделяющих. К счастью, почти нет таких вопросов, решению которых препятствовали бы разногласия в деталях. Одни геологи описывают процессы, протекающие в пределах температур 100—200° С и давлений 10—1000 бар как диагенетические, другие — как метаморфические. Однако такие расхождения не мешают нам понять генезис пород или практическое использование природных ресурсов. Принимая такое частичное определение диагенеза, перейдем теперь к описанию его. Но прежде спросим: каким образом можно наблюдать диагенез? Цель этой главы — обзор фактов об осадочных породах, которые мы хотели бы объяснить. Однако в противоположность седиментации большинство диагенетических процессов протекает медленно, и их нельзя непосредственно наблюдать. Каким же образом в таком случае можно удостовериться в том, что мы имеем дело с диагенетическими явлениями? Дело в том, что в некоторых ситуациях природа материнского материала бывает более или менее очевидной и только в тех случаях, когда это условие имеет место, можно наблюдать диагенез. Если морфология или внутреннее строение образований из таких минералов, как минералы кремнезема (халцедон), пирит или гематит, указывают на то, что они заместили раковину животного или выполнили пустотелый отпечаток, мы должны говорить о диагенезе (если минерал выполняет в живом организме полость, которая представляла собой пустоту или была занята мягкими частями организма, то вряд ли можно говорить о диагенезе). Подобным образом, если мы находим кальцитовую окаменелость тех видов, чьи живущие сородичи строят арагонитовые скелеты, или если окаменелости состоят из крупных кристаллов (известно, что живые организмы имели более тонкозернистое строение), то, вероятно, мы имеем дело с явлениями диагенеза.

Выполнение пор в первичном осадке — другой диагенетический процесс, который иногда легко распознается; таковы чилийские пески, сцементиро-

[1] См. примечание в конце главы.— *Прим. ред.*

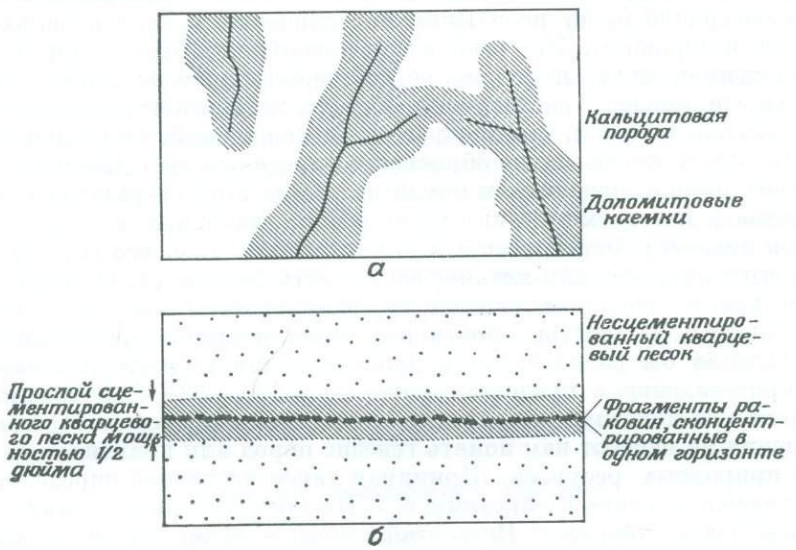
ванные нитратами, а также конусы выноса, выполненные тонкими осадками. Генезис песчаников, сцементированных кальцитом, может быть не вполне понятен, потому что кальцитовый или кварцевый песок могли осесть вместе, например, если песок переносился в море ветром. Так, на примере округлых кварцевых зерен, сцементированных крупнокристаллическим кальцитом, можно заключить, что здесь протекали процессы диагенеза, однако мы не можем решить, какой именно из трех процессов имел место:

1. Кальцит был отложен в виде первичного осадка, и его диагенез ограничился только перекристаллизацией.

2. Кальцит был привнесен после накопления осадка, но его структура не изменилась после выпадения в осадок.

3. Как осаждение кальцита, так и его перекристаллизация имели место при диагенезе.

Особого внимания заслуживают прослойки, состоящие из сросшихся кварцевых полиэдрических кристаллов. Если такой прослой, например,



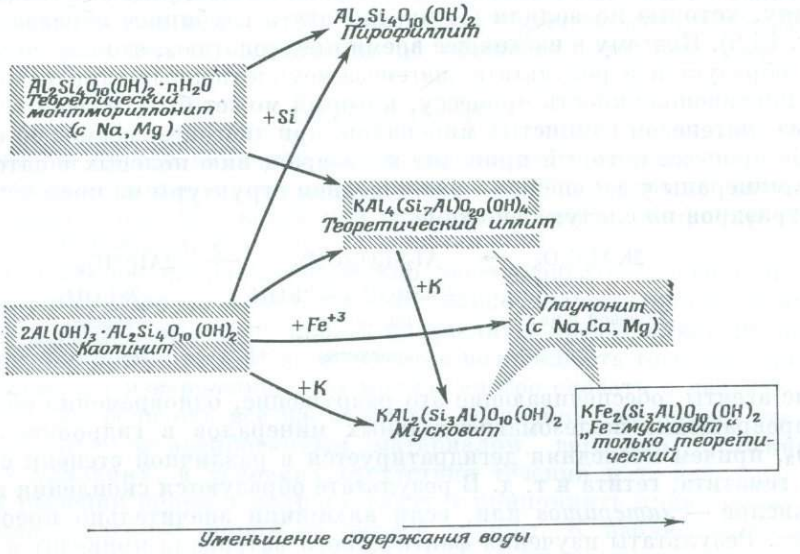
Фиг. 13.9. Схемы местных процессов диагенеза.
В обоих случаях расположение участков помогает пониманию диагенетических процессов.

постепенно сменяется соседними прослойками, то исключается возможность того, что это жила; некоторые факты также свидетельствуют против прямой кристаллизации крупных кристаллов кварца из поверхностных вод. Остается предположить, что такой прослой сложен, вероятно, видоизмененным неорганическим детритовым осадком или, возможно, видоизмененными кремнистыми образованиями. Если принять предположение об обломочном осадке, то нельзя сказать, выполнялись ли поры путем разрастания зерен кварца за счет материала из внешнего источника или в результате растворения более мелких зерен, так что снова можно быть уверенным, что процессы диагенеза имели место без уточнения деталей самих процессов.

Третья ситуация, в которой можно наблюдать диагенетические явления, изображена на фиг. 13.9. (Если участки осадка резко отличны от основной массы по составу и распределены неравномерно без каких-либо видимых закономерностей, то опять-таки только предположительно можно связывать их с диагенезом.) Здесь показано, что порода, однородная до диагенеза, замещена материалом, перемещенным из трещин на фиг. 13.9, *а*, или раковинами, образовавшими слой на фиг. 13.9, *б*. То же имеет место на осушающейся или

затопляющейся береговой линии, когда изменения, последовавшие в результате субаэрального обнажения или затопления морем соответственно, могут быть изучены путем сравнения с материалом, еще не подвергнутым такому изменению. Оказывается, например, что если морские известняки подвергаются воздействию лучей солнца и дождей, то арагонит растворяется и на его месте осаждаются некоторые формы кальцита, но такое замещение не всегда происходит сразу же, и поэтому могут образовываться пустоты.

Еще одна довольно специфическая обстановка возможна при образовании доломита $Ca_{1+x}(Mg, Fe)_{1-x}(CO_3)_2$. Полагают, что отношение изотопов кислорода в этом минерале служит индикатором того, образовался ли он



Фиг. 13.10. Схема возможных процессов дегидратации глиноземистых глинистых минералов.

Глауконит по составу представляет промежуточный минерал между составами трех указанных глинистых минералов.

одновременно с ассоциирующимся кальцитом или в результате диагенетического изменения последнего; до сих пор определения указывали на то, что даже такие современные доломитовые осадки, которые обнаружены в донных отложениях современных озер, представляют собой продукт изменения ранее образовавшихся карбонатов, а не первичные кристаллы (Degens, 1965) [1]. Этот факт, по-видимому, говорит о том, что все доломиты — диагенетические образования, хотя для некоторых доломитовых пород мы не можем точно определить, на каком этапе их истории произошла доломитизация.

Наконец, заслуживает упоминания диагенез глин, хотя есть неясности относительно того, какие изменения глин можно относить к диагенезу, их здесь еще больше, чем в любом из вышеприведенных примеров. В табл. А1.3 даны формулы некоторых глинистых минералов. Главнейшие глинистые минералы, выносимые в настоящее время в море реками, представлены иллитом, монтмориллонитом, каолинитом, вермикулитом и хлоритом. Помимо этих минералов, в донных осадках в больших количествах встречается глауконит. Однако глинистые сланцы содержат пирофиллит и мусковит, а также все вышеперечисленные минералы, так что среди глиноземистых минералов, вероятно, происходят процессы, близкие к процессам, изображенным на фиг. 13.10. Еще больше неясностей в поведении железомагнезиальных мине-

[1] Есть русский перевод: Э. Дегенс, Геохимия осадочных образований, «Мир», М., 1967 г.

ралов: в конце концов при метаморфизме появляется биотит, который, вероятно, возникает за счет компонентов, первоначально присутствовавших в хлорите, вермикулите и глауконите, но промежуточные стадии этого превращения почти не изучены.

Известно, что большая часть глауконита в донных морских осадках, а частично и глинистые минералы встречаются в виде шариков диаметром 0,02—0,04 мм. Однородный размер этих шариков наводит на мысль, что их образование может быть связано с деятельностью организмов, однако неясно, обязано ли присутствие закисного железа в глауконите также биологической деятельности. Подобно доломиту, глауконит встречается в современных осадках, и в противоположность доломиту его весьма редко находят в таких условиях, которые позволяли бы предполагать глубинное образование (как на фиг. 13.9). Поэтому в настоящее время предполагают, что глауконит почти всегда образуется в результате диагенеза неуплотненных глин на дне моря.

В противоположность процессу, который может быть назван «конструктивным» диагенезом глинистых минералов, при диагенезе возможен «деструктивный» процесс, который приводит к превращению полевых шпатов в глинистые минералы с дальнейшим разрушением структуры из кремнекислородных тетраэдров по следующей схеме:

$$\underset{\text{Полевой шпат}}{2KAlSi_3O_8} \longrightarrow \underset{\substack{+4Si(OH)_4+2KOH \\ \text{Каолинит (+растворимые продукты)}}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} \longrightarrow \underset{\substack{+2Si(OH)_4 \\ \text{Гиббсит (+растворимые продукты)}}}{2Al(OH)_3}$$

Мощные агенты, обеспечивающие это разрушение, одновременно обусловливают превращение железомагнезиальных минералов в гидроокись железа $Fe(OH)_3$, причем последняя дегидратируется в различной степени с образованием гематита, гетита и т. д. В результате образуются скопления полуторных окислов — *латеритов* или, если алюминий значительно преобладает, *бокситов*. Результаты изучения фактического материала приводят к следующим выводам:

1. Латерит может образоваться почти из любой породы при благоприятных условиях.

2. Благоприятные условия предусматривают тропический климат с чередованием влажных и сухих периодов, слаборасчлененный рельеф и наличие близлежащих пород, которые повышают кислотность грунтовых вод.

Как и в отношении других диагенетических изменений, здесь легче установить, что произошло, чем почему и как произошло. Некоторые аспекты этих изменений рассмотрены в гл. 15 [1].

Для завершения описательной части перечислим некоторые физические изменения при диагенезе. Одно из наиболее ярко выраженных физических изменений — потеря воды с уменьшением пористости осадков. К другим явлениям относятся изменения цвета, плотности, округлости зерен, проницаемости, связности, жесткости и характера излома. В большей степени диагенез влияет только на более тонкие структурные особенности осадков, так что галечник, например, можно распознать даже после его превращения в конгломерат. Однако соотношение между одним слоем и соседним или между обломками и основной массой может быть коренным образом изменено; например, галечниковая текстура может стать совершенно неразличимой или же исключительно выразительной. Не всегда диагенез влияет только на мелкие структурные особенности; например, длина диагенетических конкреций может достигать нескольких футов.

---

[1] Все процессы здесь совершаются на поверхности суши и должны рассматриваться как выветривание или осадкообразование, а не диагенез.— *Прим. ред.*

Глава 14

Определение, классификация и номенклатура осадочных пород

Если в предыдущей главе речь шла о породах, то здесь мы рассмотрим отношение исследователей к породам. Особенно это касается умозаключений исследователей, т. е. вывода, который вытекает из обзора пород. Естественно, такой подход имеет много общего с подходами в соответствующих разделах второй части книги (гл. 5, 6). Читателю следует вернуться к этим разделам, чтобы получить представление об общности этих подходов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Проблема определения породы состоит из двух частей:

1. Отнесение породы к осадочной или неосадочной группе (как в гл. 4).
2. Определение типа изучаемой осадочной породы, например морского песка, ледниковой глины и т. д.

Однако второе направление можно рассматривать независимо от первого. Например, порода может быть настолько мелкозернистой, темноокрашенной и крепкой, что сразу нельзя определить, представляет ли она лавовый поток или аргиллиты. И хотя остается возможность того, что эта порода может оказаться изверженной, мы можем многое сказать о ней как об осадочной породе, если она все же окажется осадочной; например, эта порода сложена плохо отсортированным материалом, вероятно, отложившимся в водных условиях, в условиях отсутствия течения и т. д.

Для решения первого вопроса следует припомнить приведенное в гл. 4 разделение осадочных пород на четыре группы. К наблюдаемым фактам, на основании которых порода помещается в правую верхнюю четверть диаграммы, относятся:

широкое распространение окаменелостей;
преобладание округлых зерен или оолитов;
широкое развитие гематита;
широкое развитие галита, гипса и других минералов солей;
широкое распространение округлых комков, связанных с основной массой, исключая образование сфероидальной отдельности при выветривании.

К наблюдаемым фактам, которые позволяют поместить породу в верхнюю половину диаграммы, не исключая возможности того, что она представляет собой пирокластическое образование, относятся:

слоистость, особенно косая слоистость, трещины усыхания, знаки ряби и т. д., что позволяет отличить осадок от слоистых тел изверженных пород;
широкое распространение обломков, слабо связанных с основной массой (исключая брекчии разлома в изверженных породах);
широкое развитие глинистых минералов, исключая глины, образованные при изменении гранитов, и т. д. (возможность образования бентонитов [1] не позволяет поместить этот критерий в предыдущий перечень).

К наблюдениям, позволяющим поместить породы в правую половину диаграммы (независимо от их происхождения — низкотемпературные жилы или такие продукты изменения, как рудные тела), относятся:

широкое распространение кварца;
широкое развитие кальцита, исключая кальцит в очень редких карбонатитах (гл. 7).

Практика геологических исследований показывает, что при любой попытке дать строгие критерии всякого разделения неизбежно возникает

[1] По-видимому, автор имеет в виду бентониты, образующиеся при гальмиролитическом изменении пирокластических осадков.— *Прим. перев.*

ряд исключений и ограничений. Однако можно быстрее и легче прийти к определенному выводу, если отбросить в сторону все маловероятные предположения, чем искать доказательства их неправильности. Выводы, полученные таким образом, обычно правильны, а те гипотезы, которые служат для украшения наиболее вероятного вывода, и дополнения их в виде обзора всяческих маловероятных возможностей практически бесполезны. Поэтому в разных исследованиях требуется различный уровень эрудиции. Например, если вопрос заключается в том, где бурить скважину на нефть, то выбор оптимального участка — это все, что надо сделать, независимо от того, будет ли вероятность ее обнаружения равна 20 или 50%, так как в этом нет никакой необходимости; но если надо решить, следует ли бурить, то желательно продумать все неблагоприятные возможности и оценить сумму их вероятностей.

Вторая сторона определения, диагностика разновидности осадочной породы, никогда не решается до конца. Если порода на 90% состоит из окатанных зерен кварца,— это явно осадочная порода, но после решения некоторых вопросов истории транспортировки осадка, установления района источника и т. д. всегда возникает больше вопросов, чем можно решить. Полевые исследования можно сделать более продуктивными, а лабораторные методы можно разветвлять без ограничения. Мы прекращаем исследования потому, что достигли некоторой определенной цели, а не потому, что больше ничего нельзя открыть.

Как же в действительности подходить к выяснению генезиса пород? Даже на такой основной вопрос, который направлен в будущее, например, сохранятся ли быки моста, построенные из этой породы, через восемьдесят лет, лучше всего можно ответить только после рассмотрения истории породы. Главное, что следует здесь отметить,— это то, что все положения, изложенные в гл. 15, практически не могут помочь при решении генетических вопросов. Положения в гл. 15 даются в такой форме: «Процесс x ведет к появлению признаков y и z», тогда как для определения генезиса породы нам нужна такая форма: «Признак p может возникнуть только в результате процессов s или t». Положений такого типа очень немного, например: «Параллельные глубокие борозды в крупнозернистых породах могут быть созданы ледником». Даже в этом выражении содержится просто предположение, тогда как выражение: «Ледник может создавать параллельные глубокие борозды»— отражает факт, который можно наблюдать при некоторой затрате времени и некоторых хлопотах.

Загадочную природу имеют знаки ряби: было широко распространено мнение о том, что они образуются на мелководье, пока с помощью глубоководных съемочных камер не были зафиксированы знаки ряби на дне океана. Мы не будем вдаваться в детальный разбор таких загадочных явлений. Необходимо просто отметить, что в случае осадочных пород пользоваться каким-либо одним диагностическим критерием можно даже реже, чем для определения изверженных пород. При исследовании осадочных пород очень важно определить форму залежей, степень их однородности породы и взаимоотношение их с соседними образованиями. К определенным выводам чаще можно прийти в результате наблюдения совокупности формаций, чем отдельно взятой формации. Некоторые методы наблюдения приведены в гл. 17.

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА [1]

Как и в отношении магматических пород, наименование осадочных пород преследует две цели: 1) отнести ее к определенному классу, например известняки — строительные камни, и 2) описать отдельные выходы пород, напри-

[1] Американская терминология несколько отличается от русской, при переводе текст приведен в соответствие с русской номенклатурой.— *Прим. ред.*

мер, породы на Пин-Пойнт представлены известняками. Термин, удобный для одной цели, не обязательно будет удобен для другой. Особенно в отношении второй цели любой термин, который точно выражает наблюдаемые факты или мнение исследователя, будет удобнее термина, заимствованного из систематизированной номенклатуры. Для обеих целей лучше всего иметь точно определенные термины, однако осадочные породы, возможно даже более, чем магматические, перегружены терминами, которые давно введены в практику и теперь не поддаются точному определению. Здесь мы приведем минимальное количество терминов, чтобы пользоваться ими в дальнейшем тексте, а также, чтобы подчеркнуть и пропагандировать общепринятую практику строгого разграничения терминов, описывающих структуру, состав и генезис.

Структурные термины

Большинство главных структурных терминов основано на размерах зерен (табл. 14.1). Применяя эти термины, можно описать всякую неметамор-

Таблица 14.1

Структурные термины, основанные на размерах частиц [1]

Диаметр частиц	Единичные частицы	Нецементированные агрегаты	Цементированные агрегаты	Метаморфизованные продукты
256 мм (10 дюймов)	Валун			Псефит
64 мм (2 дюйма)	Булыжник	Галечник (округлые) или гравий (угловатые)	Конгломерат (округлые) или брекчия (угловатые)	
	Галька, щебень			
2 мм	Песчинка	Песок	Песчаник	Псаммит
$\frac{1}{16}$ мм^2 (диаметр)[4]	Алевритовое зерно	Алеврит	Алевролит	Пелит
$\frac{1}{256}$ мм^3 (диаметр 8 м) [4]	Глинистая частица	Пыль (сухая) или глина (влажная)	Аргиллит [5]	

[1] По Лейну и др. (Lane et al., 1947).

[2] Отдельные частицы легко различить на общем фоне более мелкозернистой массы; чувствуются на ощупь.

[3] Отдельные частицы не видны невооруженным глазом; на ощупь не различаются.

[4] Принятая в США шкала «фи» размерности зерен: цифра n на шкале «фи» соответствует $\frac{1}{2}^n$ мм. Хотя границы между песчаными алевритовыми и глинистыми частицами первоначально были установлены по миллиметровой шкале, в настоящее время (в США) обычно пользуются единицами «фи» или десятичными эквивалентами этих единиц.

[5] Так как большинство аргиллитов — сланцеватые породы, значительно чаще применяют термин *глинистый сланец*, что соответствует сланцеватому аргиллиту.

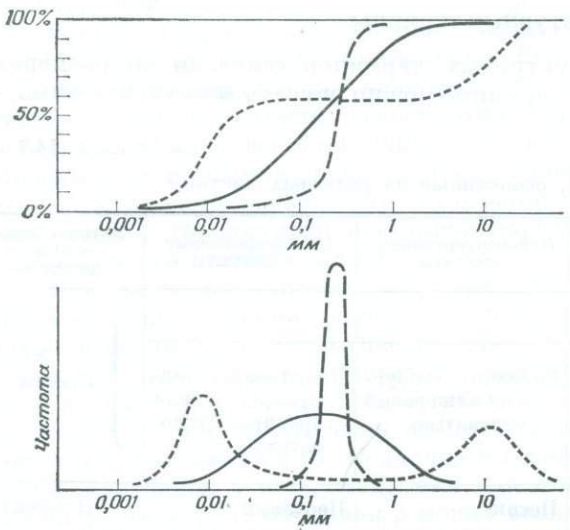
физованную осадочную породу; если зерна, слагающие породу, в целом не попадают по размеру в одну фракцию, то можно пользоваться такими составными терминами, как *песчанистый алеврит* или *алевритистый песок*. Эти названия ничего не говорят о генезисе породы, за исключением того, что она осадочная, а также о составе и структуре, исключая те свойства, о которых можно подразумевать из контекста.

Следует, во-первых, учесть, что если вы говорите о песчанике без определения его состава, то слушатель будет думать, что вы имеете в виду кварце-

вый песчаник, но не будут вызывать двусмысленности такие термины, как *оливиновый песок*, *магнетитовый песок* и т. д.

Во-вторых, термины *брекчия* и *щебень* не означают даже осадочного генезиса, т. е. они не несут никакой генетической нагрузки.

Терминология метаморфических образований упомянута здесь для того, чтобы различие было более ясным. Эти термины не указывают на размер частиц в породе; они означают размер частиц гипотетической осадочной породы до ее метаморфизма; в пелите могут быть биотитовые чешуйки размером до 5 мм в поперечнике. Так, например, выражение: «Эта порода — пелит»— говорит о гипотезе ее образования; выражение: «Эта порода — сланец»— говорит о свойстве породы, наличие которого любой исследователь



Фиг. 14.1. Кумулятивные и частотные кривые распределения размеров частиц.

Каждая кривая представляет какой-либо один образец. На верхней диаграмме (кумулятивные кривые) любая точка на кривой указывает на содержание в образце в процентах тех зерен, размер которых меньше размера в данной точке. На нижней диаграмме любая точка на кривой указывает на относительную частоту встречаемости в образце тех зерен, диаметр которых лежит в пределах интервала x размера, соответствующего этой точке, где x мало по сравнению с пределами размеров частиц в образце. При небольшом x и большом образце на форму кривой не влияет выбранная величина x, исключая ее вариации в вертикальном масштабе.

может подтвердить наблюдениями. Несмотря на различие, эти термины очень близки — термин *пелит* первоначально относился к характеристике состава не более чем термин *сланец*, хотя читатель, возможно, знает, что в настоящее время термин *пелит* довольно широко применяется для того, чтобы указать глиноземистый состав породы.

Здесь уместно упомянуть о графическом изображении гранулярного состава пород (фиг. 14.1), хотя это не совсем относится к терминологии. Если нужно представить точные данные или конкретную гипотезу, то диаграмма более наглядна. Если нужно показать точность результатов, необходимо пояснить: даны весовые или объемные проценты, а также точно указать, какой диаметр замерялся или рассчитывался. Ширина частицы под микроскопом совсем не соответствует ширине квадратного отверстия, через которое она проходит при просеивании. К счастью, когда говорят о такой породе, как песчаник, мы уверены в том (хотя все же должны быть определены процентные содержания и диаметры зерен), что большинство зерен, вероятно, попадает в означенные пределы, так что нет необходимости выяснять такой запутанный вопрос, как: что мы подразумеваем под словом «диаметр»?

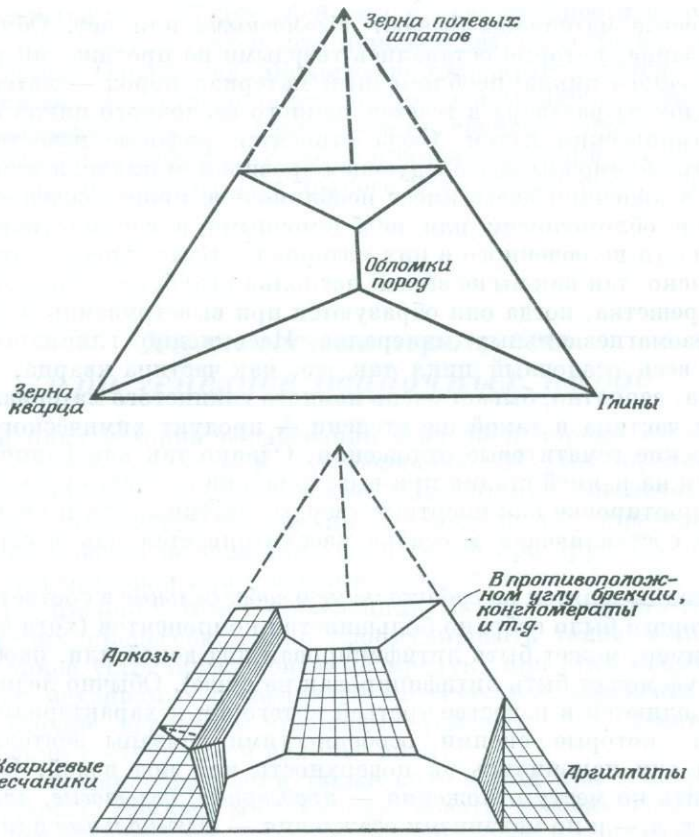
Другие структурные свойства, которые должны проявиться у каждой осадочной породы,— это гранулометрическая сортировка, округлость частиц, пористость и сланцеватость. Здесь мы не будем рассматривать какие-либо специальные термины, за исключением термина *глинистый сланец* (который заслуживает упоминания тем, что глинистые сланцы составляют, согласно некоторым подсчетам, половину всего осадочного чехла Земли).

Термины, описывающие состав

Многие термины этого типа представляют собой прилагательные, образованные от названия минерала или металла:

глиноземистый,
известковый (кальк-, кальци-),
железистый,
магнезиальный,
кремнеземистый,
доломитовый,
полевошпатовый,
слюдистый,
кварцевый.

Эти термины, естественно, обычно комбинируются со структурными терминами, например *известковый алевролит*. Очень немногие термины, описывающие состав, имеют право на самостоятельное существование, подобно



Ф и г. 14.2. Общая схема взаимоотношений граувакк (центральная часть тетраэдра) с другими обломочными породами.

На верхней диаграмме показаны рассматриваемые минералы и область несуществующих осадочных пород, богатых полевыми шпатами. На нижней диаграмме показан тот же самый тетраэдр и примерные границы полей некоторых широко распространенных осадочных пород.

термину *известняк*, который вообще не несет никакой структурной нагрузки. Однако некоторые составные термины, описывающие состав и размер зерен, имеют эквиваленты из одного слова:

аргиллит [1] (аргиллитовый),
аркозовый песчаник: полевошпатово-кварцевый песок (песчаник),

[1] Термины *аргиллит* и *аргиллитовый* больше, чем многие другие, в прошлом употреблялись в самом различном смысле. Геологу, который применяет один из них, необходимо решить, какое значение он вкладывает в этот термин, и довести это до сведения читателя.

кремень: кремнеземистый ил,
мергель: известковый аргиллит,
серая вакка (грауваккa): осадочная порода с заметным содержанием в каждой фракции (от илистой до песчаной) различающихся по составу кварца, полевого шпата, слоистых силикатов и обломков пород.

Минимальные содержания различных компонентов, необходимые для отнесения сюда породы, колеблются в разных схемах, но имеется общая связь составов граувакк и других осадков (фиг. 14.2).

Все рассмотренные до сих пор термины были описательными; ни один из них не несет генетической нагрузки.

Генетические термины

Осадочные материалы бывают *обломочными* или нет. Обломочные зерна — это зерна, которые оставались твердыми на протяжении рассматриваемого осадочного цикла; необломочный материал пород — материал, внесенный в осадок из раствора в течение данного осадочного цикла органическим или неорганическим путем. Сюда относятся рифовые известняки, но они могут стать обломочными в следующем эрозионном цикле, а весь обломочный материал в конечном счете имеет необломочное происхождение. Отложения называются обломочными или необломочными в соответствии с природой большей части включенного в них материала. Куда отнести глинистые минералы, не ясно, так как мы не знаем, насколько глубоко разрушается кристаллическая решетка, когда они образуются при выветривании полевых шпатов или железомагнезиальных минералов. Несомненно, глинистая частица не проходит весь осадочный цикл так же, как частица кварца, так как в начале цикла, вероятно, бывает очень немного глинистого материала [1]. Поэтому глинистая частица в такой же степени — продукт химического осаждения, как и морские гематитовые отложения. Однако так как глинистые частицы образуются на ранней стадии при выветривании и с этого времени ведут себя при транспортировке как инертные твердые частицы, как и кварц, то обычно глинистая составляющая в осадке рассматривается как часть обломочной фракции.

Все осадки делятся на *субаквальные* и *субаэральные* в соответствии с районом, с которого было собрано большинство компонентов (хотя субаэральный туф, например, может быть литифицирован под водой или, наоборот, субаквальный туф может быть литифицирован на суше). Обычно ледниковые отложения выделяются в качестве третьей категории и характеризуются как все отложения, которые своими особенностями обязаны деятельности льда, даже если они накопились на поверхности или под водой. Осадки можно подразделить по месту отложения — *предгорные*, *дельтовые*, *лагунные*, *пелагические* и т. д.— и по механизму осаждения — *флювиальные* или *остаточные*, *отложения мутьевых потоков* и т. д. Таким образом, образец одной осадочной породы можно было бы описать как *флювиальный предгорный кварцевый аренит*, а другой — *химически осажденный озерный кальцилютит*. Во многих случаях не обязательно определять все элементы определения — механизм, условия генезиса, состав и структуру породы,— однако, какая бы задача ни ставилась, необходимо решить, какой из этих элементов следует выделить в качестве главного.

Дополнение 1. Соли не могут быть названы алевритом, даже если они состоят из зерен алевритового размера. Термины, приведенные в табл. 14.1, применимы главным образом к обломочным частицам, в том числе и к условно «обломочной глине». Однако тонкозернистые кальцитовые осадки назы-

[1] М. А. Ратеев и др. показали, что это не совсем так.— *Прим. ред.*

ваются известковым илом, если даже предполагают, что они осадились хемогенным путем.

Дополнение 2. Строго говоря, термин *остаточный* противоположен по смыслу термину *переотложенный*, и если рассматриваемый агент — ветер, то в одном месте образуются эоловые остаточные отложения, в то время как в другом образуются эоловые переотложенные осадки. Однако для большинства геологических целей термин *остаточный* достаточен независимо от действовавшего агента, а термин *эоловый* будет означать *отложенный ветром*. Ряд терминов имеет одновременно генетическое и описательное значение. Так, *тиллит* означает ледниковые отложения с самыми различными по размеру частицами; *фангломерат* — псефит, отложенный в местах выполаживания склона, у подножия крутого ущелья или обрыва. Если текстурные, минералогические и генетические значения терминов ясно различаются как самостоятельные, то будут обойдены многие трудности в создании терминов для конкретных случаев; это поможет читателю лучше понять излагаемый материал. Однако терминология не стандартизируется: то, что один геолог принимает как строго определенное каким-либо термином, другой может рассматривать как дополнительное пояснение, допускающее исключения. Когда двое дискутирующих людей применяют один и тот же термин, это не означает, что и у одного и у другого этот термин имеет один и тот же смысл.

Глава 15

Химические процессы при генезисе осадочных пород

Полный цикл истории образования осадочной породы включает *дезинтеграцию*, *транспортировку* и *седиментацию*. В этом продолжительном цикле химические процессы в течение седиментации обеспечивают полное превращение минеральной ассоциации, устойчивой при определенных условиях, в минеральную ассоциацию, устойчивую при других условиях (если даже исходный материал или конечный продукт метастабильны, химические процессы идут именно в этом направлении). Из этого следует, что в отношении химических процессов можно сформулировать такие общие вопросы:

1. Что такое устойчивый конечный продукт при этих новых условиях?
2. Какие механизмы обеспечивают повсеместное изменение осадочного продукта? Вполне вероятно, что новые условия — это температура 0—100° С, давление 1—1000 атм и наличие воды.

Конечно, осадки образуются также подо льдом при температуре ниже 0° С и в пустынях, где вода может отсутствовать; в обеих этих обстановках происходят небольшие химические изменения (как и в изверженных породах), причем эти изменения продолжаются в течение того времени, пока есть вода, но после исчезновения остатков воды химические изменения прекращаются. В большинстве случаев осадконакопление осуществляется даже в условиях более узких интервалов температуры и давления, которые очень близки к стандартным химическим условиям, т. е. 25° С и 1 атм. В качестве первого этапа изучения химических изменений можно принять, что они происходят при этих стандартных условиях, и уже затем в полученные выводы вносить поправки на различные температуры и давления. Кроме того, необходимо учитывать, что устойчивость какой-либо фазы будет отличаться от устойчивости этой фазы на контакте с некоторой поверхностью. Например, возьмем образец, содержащий воду. При 1 атм несвязанная вода становится неустойчивой по отношению к пару при 100° С, но если вода адсорбирована на гладкой поверхности в виде достаточно тонкого слоя, она будет оставаться

устойчивой до 150° С или выше. Резюмируя вышесказанное, можно предложить следующий порядок изложения материала:

1. Равновесные соотношения между фазами при 25° С и 1 атм.
2. Равновесные соотношения при учете поверхностных явлений при 25° С и 1 атм.
3. Равновесные соотношения при других температурах и давлениях.
4. Механизмы, при помощи которых достигается равновесное соотношение.

УСТОЙЧИВОСТЬ ОБЫЧНЫХ ФАЗ

Устойчивость какого-либо минерала в осадке непосредственно связана с его устойчивостью в магме, так что эта сторона вопроса может быть рассмотрена с помощью фиг. 8.6, на которой изображена кварцево-альбитовая система. Кварцево-альбитовая смесь находится здесь при температуре T_2, кристаллы кварца при этом будут или не будут присутствовать в зависимости от того, лежат ли составы смесей справа или слева от B. Иначе говоря, устойчивость кварца как твердой фазы определяется концентрацией кварца во флюидной фазе. Однако в гл. 3 отмечалось, что устойчивость какой-либо фазы определяется ее стандартной свободной энергией образования. Следовательно, должна существовать связь между свободной энергией кремнезема и его концентрацией в растворе или расплаве. Если мы теперь обратимся к осадочной обстановке при 25° С и 1 атм, то увидим, что свободная энергия образования какого-либо растворенного вещества определяется его концентрацией. Поэтому следовало бы объяснить соотношение между концентрацией вещества в растворе и его свободной энергией. Имеющиеся расчеты будут использованы в разделах, посвященных карбонатам, полевым шпатам и минералам железа; эти расчеты также важны при изучении метаморфизма.

Влияние концентрации на свободную энергию вещества в растворе можно рассмотреть, например, с помощью такой реакции:

$$\underset{\text{Твердый скаполит (мейонит)}}{(3NaAlSi_3O_8)\cdot NaCl} \rightleftharpoons \underset{\text{Твердый альбит}}{3NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{Ионы в растворе}}{Na^+ + Cl^-}$$

Как обычно, в такой реакции ее устойчивые продукты имеют меньшую сумму свободной энергии (см. гл. 3); однако энергетическое равновесие контролируется концентрацией раствора: чем больше раствор разбавляется, тем ниже падает молярная свободная энергия растворенного вещества. При 25° С и 1 атм молярные свободные энергии мейонита и альбита имеют определенные значения, причем стандартная свободная энергия образования мейонита в три раза превышает стандартную энергию образования альбита на некую величину A. Предположим, что мы приготовили раствор соли с такой ионной силой S, что свободные энергии образования одного моля ионов натрия и одного моля ионов хлора в сумме точно составляли бы A; поэтому при погружении альбита и мейонита в такой раствор имела бы место равновесная реакция (один моль ионов натрия равен x г ионов, где x — вес иона натрия/$^1/_{16}$ × вес атома кислорода, т. е. обычное определение моля распространяется и на немолекулярные вещества). Если бы этот раствор потом был разбавлен в два раза по объему, то свободная энергия содержащихся ионов натрия понизилась бы; это же произошло бы со свободной энергией ионов хлора, и правая половина реакции получила бы энергетический перевес над левой стороной (мейонит). Такая реакция протекала бы вправо с обогащением раствора Na^+ и Cl^- до тех пор, пока ионная сила раствора снова не стала бы равной S (время здесь было бы неопределенной величиной, но вопрос времени не служит камнем преткновения для теоретических рассуждений).

Таким образом, при данных температуре и давлении в системе будут устанавливаться определенные равновесные концентрации растворенных веществ.

Что касается идеальных растворов, то, если концентрация уменьшается наполовину, свободная энергия любого вещества раствора сокращается в $RT \ln 2$ кал/моль раз (R — газовая постоянная, T — абсолютная температура при 25° С, $RT \ln 2 = 410$ кал/моль). К такому состоянию приближаются сильно разбавленные растворы, но в растворах с большой концентрацией ионов эти соотношения нарушаются. Если бы мы увеличивали концентрацию раствора скачкообразно и хотели бы увеличить свободную энергию одного моля раствора ступенями по 410 кал, то пришлось бы начать с прибавок, которые бы точно удваивали концентрацию; но по мере насыщения раствора пришлось бы увеличивать каждую прибавку по сравнению с теми, которые должны были бы удваивать концентрацию. Таким образом получился бы раствор, который действительно имел бы концентрацию c, но энергетически вел бы себя как раствор с концентрацией a (меньше c). Величина a — *кажущаяся*, или *эффективная*, или *термодинамическая концентрация* — называется «активностью» растворенного вещества, и здесь в тексте она отмечается квадратными скобками; так, например, $[x]$ — активность вещества x независимо от того, представляет x ион или молекулу.

До настоящего момента условия гипотетического эксперимента были таковы, что единственным источником ионов натрия и хлора служил мейонит, и они обязательно образовывались в равных количествах. Теперь мы отбросим ограничения и представим, что раствор разбавлен в два раза по объему каустической содой. Воздействие на свободную энергию моля ионов хлора было бы таким же, как и прежде — их свободная энергия уменьшалась бы на 410 кал. Если бы каустическая сода была достаточно концентрированной, то суммарное воздействие могло бы повысить общую концентрацию натрия и таким образом увеличить свободную энергию моля ионов натрия. Фактически молярная свободная энергия натрия могла бы увеличиться точно на 410 кал. В этом случае равновесие строго сохранялось бы — разбавление хлора вызвало бы течение реакции вправо, а увеличение концентрации натрия вызвало бы течение реакции влево, так что суммарный эффект был бы нулевым. Это равновесие не изменилось бы, и не изменилась бы величина $[Na^+] \cdot [Cl^-]$. На основе этого примера можно сделать общий вывод: равновесие будет сохраняться до тех пор, пока остается постоянной величина $[Na^+] \cdot [Cl^-]$, хотя активности отдельных веществ будут изменяться.

Представляет интерес и такая реакция:

$$\underset{\text{Твердое вещество}}{CaSO_4} + \underset{\text{Ионы в растворе}}{CO_3^{-2}} \rightleftharpoons \underset{\text{Твердое вещество}}{CaCO_3} + \underset{\text{Ионы в растворе}}{SO_4^{-2}}$$

Предположим снова, что в данном случае существуют равновесные условия и что раствор, содержащий ионы карбоната и сульфата, разбавляется в два раза по объему. Молярные свободные энергии карбоната и сульфата изменятся. Но так как изменятся они обе на одну и ту же величину и изменение произойдет в обоих половинах уравнения, то равновесные условия не нарушатся. В первом примере равновесное состояние выражалось так:

$$F_{Na^+} + F_{Cl^-} = \text{const} \quad \text{или} \quad [Na^+] \cdot [Cl^-] = \text{const}.$$

Соответственно, для второго примера имеем:

$$F_{CO_3^{-2}} - F_{SO_4^{-2}} = \text{const} \quad \text{или} \quad \frac{[CO_3^{-2}]}{[SO_4^{-2}]} = \text{const}.$$

Общая природа этих реакций очевидна теперь без дополнительных примеров. Равновесное состояние — такое состояние, когда при добавлении

и вычитании ряда величин свободной энергии достигается один и тот же цифровой результат, но вследствие пропорционального соотношения между изменением свободной энергии и *логарифмом* величины изменения активности добавление и вычитание свободных энергий означает умножение и деление активностей. Так, например, в усложненной гипотетической реакции

$$\underset{\text{Твердое вещество}}{AB} + \underset{\text{Растворенные вещества}}{C^+ + D^+ + E^{+2} + \ldots} \rightleftharpoons \underset{\text{Твердое вещество}}{UV} + \underset{\text{Растворенные вещества}}{W^+ + X + Y^{+2} + \ldots}$$

равновесные условия описывались бы так:

$$F_C + F_D + F_E + \ldots - (F_W + F_X + F_Y + \ldots) = F_{UV} - F_{AB} = \text{const},$$

или

$$\frac{[C]\cdot[D]\cdot[E]\ \ldots}{[W]\cdot[X]\cdot[Y]\ \ldots} = \text{const}.$$

Теперь эти теоретические выкладки применим к некоторым более реальным обстановкам седиментации. Первая и исключительно важная реакция — это

$$\underset{\text{Молекулы}}{H_2O} \rightleftharpoons \underset{\text{Ионы}}{H^+ + OH^-}.$$

Все, что было сказано выше об ионах в растворе, применимо и к молекулам в растворе, так что при 25° С и 1 атм чистая вода распадается на ионы до такой степени, которая устанавливается уравнением

$$F_{H^+} + F_{OH^-} - F_{H_2O} = \text{const} \quad \text{(в этом случае равно 0)},$$

или

$$\frac{[H^+]\cdot[OH^-]}{[H_2O]} = \text{const}.$$

Выражение $[H_2O]$ — эффективная концентрация молекул воды в воде, что несколько неудобно. Следует представлять, что это уравнение активностей применимо даже в том случае, если все компоненты присутствуют, скажем, в 90%-ном спирте. Тогда мы могли бы найти, что

$$[H^+] = 1\%, \quad [OH^-] = 1\% \quad \text{и} \quad [H_2O] = 8\%,$$

вполне понятные величины (где $x\% = x$ частиц на 100 частиц). Это служит напоминанием того, что концентрация может быть выражена в виде отношения

$$\frac{\text{Количество веществ вида } x}{\text{Общее количество всех видов всех веществ}}$$

(иначе концентрация может быть выражена в виде весовых или объемных отношений, а не числовых; она может быть выражена также в виде количества молей x в данном объеме или весовой части воды — это та форма выражения концентрации, которая будет применяться ниже. Любое из этих выражений может быть удобным, поскольку в каком-либо расчете постоянно применяется одна и та же единица концентрации). Применяя первую единицу концентрации, мы должны написать

$$\text{Концентрация молекул } H_2O = \frac{\text{Число молекул } H_2O}{\text{Общее число частиц, включая ионы}}.$$

В сущности в дистиллированной воде только одна молекула из 500 млн. диссоциирует на ионы, так что это отношение равно 500 000 000/500 000 002, и таким отклонением от 1 можно пренебречь. При таких высоких концентрациях (а также при очень низких) активность вещества более или менее соответствует его концентрации, так что $[H_2O] \cong 1$. Даже в морской воде

$[H_2O] = 0{,}98$ или более этого, так что для геологических целей отклонением от величины активности, равной 1, почти всегда можно пренебречь, и мы допускаем, что $[H^+] \cdot [OH^-] = \text{const}$. Если $[H^+]$ и $[OH^-]$ выражаются в молях на 1000 г воды, то эта постоянная величина равна 10^{-14}.

Это уравнение позволяет не обязательно точно указывать $[H^+]$ и $[OH^-]$ для водных геологических обстановок. Условно $[H^+]$ принимается равным 10^{-p}; например, 10^{-6}, или, проще, $p = 6$, или, более недвусмысленно, pH = = 6. Отметим, что *низкая* величина pH означает *высокую* эффективную концентрацию ионов водорода или то, что обычно называется кислым раствором. Из этого следует, например, что в кислом растворе реакция

$$\underset{\text{Твердый анальцим}}{NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O} \rightleftharpoons \underset{\text{Твердый пирофиллит}}{AlSi_2O_5(OH)} + \underset{\text{Ионы в растворе}}{Na^+ + OH^-}$$

шла бы вправо, тогда как в щелочной среде — влево.

В остальных трех частях этого раздела, посвященного обычным фазам, рассмотренные концепции применены к более реальным геологическим ситуациям.

Системы карбонат — вода

После воды наиболее важным геологическим материалом, участвующим в реакциях в растворе, является $CaCO_3$. Нижеследующий обзор основан в основном на работе Гаррелса и Крайста (1965), которую мы рекомендуем читателям для более детального рассмотрения затронутых здесь проблем. Рассмотрим влияние дождевой воды в двух аспектах:

1. Влияние атмосферного CO_2 на дождевую воду.
2. Влияние дистиллированной воды на известняки при отсутствии атмосферного CO_2.

Влияние, которое мы намерены изучить, т. е. влияние дождевой воды, стекающей по известковому ложу и находящейся в равновесии с CO_2 воздуха и с $CaCO_3$, представляет собой комбинацию этих двух влияний. Существуют независимые уравнения, которые можно применить к данному случаю. Приводим лишь самые существенные из них:

1. $\underset{\text{Молекулы в воздухе}}{CO_2} \rightleftharpoons \underset{\text{Молекулы в воде}}{CO_2}$ [1] $\qquad \dfrac{[CO_2]_{\text{водн}}}{[CO_2]_{\text{возд}}} = 10^{-1{,}5},$

2. $\underset{\text{Твердое вещество}}{CaCO_3} \rightleftharpoons \underset{\text{Ионы в растворе}}{Ca^{+2} + CO_3^{-2}} \qquad [Ca^{+2}] \cdot [CO_3^{-2}] = 10^{-8{,}3},$

3. $\underset{\text{Молекулы в воде}}{CO_2 + H_2O} \rightleftharpoons \underset{\text{Ионы в растворе}}{H^+ + HCO_3^-} \qquad \dfrac{[H^+] \cdot [HCO_3^-]}{[CO_2]_{\text{водн}}} = 10^{-6{,}4},$

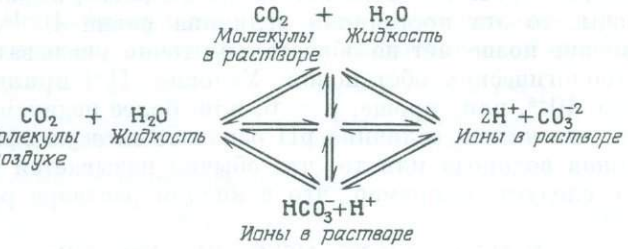
4. $HCO_3^- \rightleftharpoons H^+ + CO_3^{-2} \qquad \dfrac{[H^+] \cdot [CO_3^{-2}]}{[HCO_3^-]} = 10^{-10{,}3},$

5. $H_2O \rightleftharpoons H^+ + OH^- \qquad [H^+] \cdot [OH^-] = 10^{-14{,}0}.$

а) Равновесие между атмосферным CO_2 и дождевой водой.

[1] Существуют ли эти компоненты в виде самостоятельных молекул или ассоциируются с n молекулами воды — это никак не влияет на их количество; кроме того, так как n не известно, мы не добьемся более точного написания уравнения, если введем сюда H_2CO_3 или другие подобные соединения.

Равновесное отношение между компонентами, приведенными в уравнениях 1, 3 и 4, показано ниже:



Поэтому для равновесного состояния на основании уравнений 1 и 3

$$[H^+]\cdot[HCO_3^-] = 10^{-7,9}[CO_2]_{возд} = 10^{-11,4}$$

при нормальных атмосферных условиях. Сразу же мы видим следующее:

1. Чем меньше CO_2 в атмосфере, тем менее кислой будет дождевая вода.

2. При постоянном содержании CO_2 в атмосфере, если дождевая вода подкисляется за счет каких-либо других источников, например за счет грозовых разрядов или промышленных газовых отходов, вода будет захватывать меньше CO_2 в виде ионов HCO_3^-.

3. Если дождевая вода получает бикарбонаты из какого-то другого источника, ее кислотность будет уменьшаться.

Количественное значение третьего вывода мы рассмотрим в дальнейшем. Здесь же отметим:

1. Используя данные уравнения (4), если раствор двуокиси углерода представляет собой вообще кислый раствор, например $[H^+] > 10^{-6}$, то $[CO_3^{-2}]/[HCO_3^-] < 10^{-4,3}$. Это означает, что $[CO_3^{-2}]$ — незначительная величина по сравнению с $[HCO_3^-]$ и что реакция (4) протекает очень медленно вправо.

2. Используя данные реакции (5), если $[H^+] > 10^{-6}$, то $[OH^-]/[H^+] < 10^{-2}$. Это означает, что $[OH^-]$ — незначительная величина по сравнению с $[H^+]$ и что реакция (5) очень медленно протекает вправо. Следовательно, ионы водорода должны поступать из какого-то другого источника.

Эти расчеты показывают, что *если* pH дождевой воды становится меньше 6, ее кислотность в основном можно объяснить реакцией (3). Поскольку каждый ион водорода, генерируемый по реакции (3), сопровождается ионом бикарбоната, так что концентрации этих ионов остаются равными, то с достаточной точностью (так как дождевая вода представляет собой разбавленный раствор) можно написать $[H^+] = [HCO_3^-]$. Как отмечалось выше, $[H^+]\cdot[CO_3^-] = 10^{-11,4}$, что дает $[H^+] = 10^{-5,7}$, т. е. дождевая вода — заметно кислый раствор.

(Методика применения приближенных расчетов, основанная на какомлибо допущении в вычислении, которое показывает, что это допущение имеет смысл, представляет собой хорошее средство для получения приемлемых выводов, но с ее помощью нельзя показать, что данный вывод является единственно возможным; однако существование второго приемлемого вывода маловероятно — никто никогда не выделял двух разновидностей дождевой воды; более того, эти расчеты можно сделать без применения приближенных данных, и все же они приводят только к одному ответу.)

Ценность этого расчета не ограничивается равновесием в атмосферных условиях. Подобно тому как вода в донных осадках отличается от морской, воздух в пористой почве отличается от обычного воздуха. Например, растения могут повысить $[CO_2]_{возд}$ в порах почвы от $10^{-3,5}$ до 10^{-2} или выше этой величины. Если бы сохранялось равенство $[H^+] = [HCO_3^-]$, это приводило бы к генерации $[H^+] > 10^{-5}$, что делало бы среду еще более кислой. В сущности

в почве действия самых различных факторов накладываются одно на другое, и в результате часто мы имеем щелочные почвы. Но исключительно кислые воды, известные в некоторых почвах, возможно хотя бы частично, обусловлены влиянием бикарбоната.

б) Равновесное соотношение между чистой водой и известняком. Равновесные условия в данной ситуации отличаются от равновесных условий (а) только из-за первичного «источника» CO_2; в предыдущей ситуации — это запасы атмосферного CO_2, а здесь — известняки. Соответственно уравнение

$$[H^+]\cdot[HCO_3^-] = 10^{-7,9}[CO_2]_{возд}$$

заменяется другим:

Количество Ca^{+2} в растворе = Количество атомов C в растворе = Общее количество ионов HCO_3^-, CO_3^{-2} и молекул CO_2.

Так как мы имеем дело с разбавленным раствором, это уравнение можно написать в виде

$$[Ca^{+2}] = [HCO_3^-] + [CO_3^{-2}] + [CO_2]_{водн}$$

из данных реакции (4)

$$[CO_3^{-2}] = \frac{10^{-10,3}[HCO_3^-]}{[H^+]},$$

а из данных реакции (3)

$$[CO_2]_{водн} = [H^+]\cdot[HCO_3^-]\times 10^{6,4}.$$

В этой специфической обстановке $10^{-9,3} < [H^+] < 10^{-7,4}$, но $[CO_3^{-2}]$ и $[CO_2]_{водн}$ меньше 1/10 $[HCO_3^-]$, так что главный процесс растворения кальцита описывается реакцией

$$CaCO_3 + H_2O \rightleftharpoons HCO_3^- + Ca^{+2} + OH^-,$$

где $[Ca^{+2}] \cong [HCO_3^-]$. Так как $[H^+]$ имеет определенное значение $[OH^-] > 10^{-6,5}$, справедливо также и то, что растворение кальцита дает в раствор большую часть ионов OH^- (по сравнению с той небольшой частью ионов, которые поступают за счет диссоциации молекул воды), т. е. также можно написать, что $[OH^-] \cong [HCO_3^-]$. Используя данные уравнений (2), (5) и (4) как (2)·(5)/(4), получим

$$[Ca^{+2}]\cdot[HCO_3^-]\cdot[OH^-] = 10^{-12,0},$$

так что если $[Ca^{+2}] \cong [HCO_3^-] \cong [OH^-]$, то $[OH^-] = 10^{-4,0}$, $[H^+] = 10^{-10,0}$. В этом случае полученный результат не согласуется с принятым допуском; в частности, на основании данных реакции (4) $[CO_3^{-2}] = 1/2\cdot[HCO_3^-]$, так что $[CO_3^{-2}]$ — в действительности совсем не ничтожно малая величина, а $[Ca^{+2}]$ еще ближе соответствует величине $1{,}5\cdot[HCO_3^-]$. В конечном итоге это различие оказывается очень небольшим; важный вывод отсюда состоит в том, что контакт кальцита и чистой воды резко увеличивает ее щелочность. Что же произойдет в том случае, если в реакцию вступят известняк и дождевая вода?

в) Равновесие между известняком, водой и атмосферой. Там, где дождевая вода выпадает на известняки, ионы бикарбоната поступают как за счет известняка, так и за счет углекислого газа воздуха, поэтому ни один из уже применявшихся приближенных расчетов не будет подходить для ситуации с дождевой водой $[HCO_3^-] \cong [H^+]$ и для ситуации с известняком $[HCO_3^-] \cong [Ca^{+2}]$. Однако мы можем быть уверенными в том, что сумма положительных зарядов будет равна сумме отрицательных. Изобразив количество ионов кальция в виде n_{Ca} и т. д., получим

сумма положительных зарядов: $2n_{Ca^{+2}} + n_{H^+}$,

сумма отрицательных зарядов: $n_{HCO_3^-} + 2n_{CO_3^{-2}} + n_{OH^-}$.

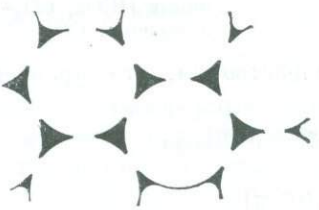
Если мы будем продолжать брать активности как эквиваленты концентраций, то они будут пропорциональны показателям при n в этих выражениях, откуда

$$2[Ca^{+2}]+[H^+]+[HCO_3^-]=2[CO_3^{-2}]+[OH^-].$$

На основании реакции (2) получаем $[Ca^{+2}]$, исходя из $[CO_3^{-2}]$; на основании реакции (4) получаем $[CO_3^{-2}]$, исходя из $[HCO_3^-]$ и $[H^+]$ и на основании реакций (1) и (3) получаем $[HCO_3^-]$, исходя из $[H^+]$. Искомое равенство $-[H^+] = 10^{-8,4}$, откуда $[Ca^{+2}] = 10^{-3,4}$.

Геологический смысл полученного результата заключается в следующем:

1. Если дождевая вода будет даже кислой, она становится щелочной в результате реакции с известняком. Это один из примеров обычного явления.



Фиг. 15.1. Сцементированные сферические частицы.

Сферы контактируют одна с другой, причем только одна сотая часть первоначального порового пространства выполнена цементом.

Хотя взаимодействие с сульфидами и с самыми различными формами растительной ткани обычно повышает кислотность вод, взаимодействие воды с обычными горными породами обычно увеличивает ее щелочность (см. также фиг. 15.4).

2. Содержание кальция, рассчитанное выше, достигает 0,016 г/л, что достаточно для образования 0,015 см^3 кальцита или одной части кальцита на 65 000 частей по объему. Если бы в течение двух лет в условиях тропического климата мы имели 650 циклов увлажнения и высыхания, то любое поровое пространство, которое заполнялось бы дождевой водой и затем лишалось бы ее в результате испарения, давало бы одну часть кальцита на 100 частей объема. На фиг. 15.1 проиллюстрирована эффективность этого количества при цементации сферических частиц.

Второй из этих выводов сопоставим с наблюдаемыми фактами. В тропических районах известны обнажения таких грубозернистых карбонатных отложений, как ракушняковые пески, которые в свежем обнажении бывают рыхлыми или крошащимися, но вскоре после выпадения дождя упрочняются. В тех местах, где поверхностное упрочнение таких пород происходит в течение одного года или двух лет, оно, по-видимому, протекает так, как это было описано выше. В тех местах, где упрочнение происходит быстрее, можно постулировать, что кальцит растворяется в большом объеме породы, а осаждается — в малом, т. е. карбонат кальция концентрируется вблизи поверхности, подобно чилийским нитратам (гл. 13). Если растворяемый карбонат представлен арагонитом, описываемое явление протекает с большей интенсивностью, так как арагонит более растворим в дождевой воде, чем кальцит. Разумеется, могут возникнуть вопросы о достижении равновесия при каждом последовательном смачивании отложений, однако расчетные данные, по-видимому, указывают по крайней мере на порядок величины, которая объясняет поверхностное упрочнение. На фиг. 13.9, *б* приведен другой довольно яркий пример, хотя временной масштаб здесь неизвестен.

До этого момента мы имели дело лишь с простейшими возможными равновесными реакциями. Взаимодействия известняка с подземными водами иного состава или с морской водой представляют значительно более сложные реакции. Цель настоящей главы — показать путь, с помощью которого на основе физической химии можно предсказать поведение осадочных продуктов в осадочных процессах.

Полевые шпаты и глины

Господствующий процесс в эрозии земной коры — процесс превращения полевых шпатов в глины. Некоторые глинистые минералы и их взаимосвязи были показаны на фиг. 13.10. Здесь повторно приводятся некоторые минералы:

$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$
Теоретический монтмориллонит
= Пирофиллит + Вода
(часто содержит Na,
а также Mg вместо Al),

$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$
Каолинит,
который можно представить
как комбинацию пирофиллита
и гиббсита и формулу которого
можно изобразить как

$2Al(OH)_3 \cdot Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$,

$KAl_5Si_7O_{20}(OH)_4$
Теоретический иллит
= Пирофиллит + Мусковит
(часто содержит H_3O^+,
а также Mg вместо Al).

Следует помнить о том, что здесь приведены упрощенные формулы и что глинистые минералы очень изменчивы по составу. Используя эти упрощенные формулы, можно написать следующие реакции:

1. Альбит + Вода $\rightleftharpoons$ Каолинит + Na^+, $Si(OH)_4$, OH^-, (В растворе)
2. Альбит + Вода $\rightleftharpoons$ Монтмориллонит + Na^+, $Si(OH)_4$, OH^-, (В растворе)
3—4. Калиевый полевой шпат + Вода $\rightleftharpoons$ То же, что и в двух первых реакциях с заменой Na на K,
5. Калиевый полевой шпат + Вода $\rightleftharpoons$ Иллит + K^+, $Si(OH)_4$, OH^-, (В растворе)
6. Анортит + Вода $\rightleftharpoons$ Каолинит + Ca^{+2}, OH^-. (В растворе)

При желании читатель может написать эти реакции в количественном виде; например, реакцию 5 можно написать так:

$$5KAlSi_3O_8 + 20H_2O \rightleftharpoons KAl_5Si_7O_{20}(OH)_4 + 4K^+ + 8Si(OH)_4 + 4(OH)^-.$$

Эти реакции очень похожи одна на другую; кроме того, они сходны с реакцией между известняком и водой (описанной в предыдущем разделе) в том, что в обоих случаях образуются ионы гидроксила, так что вода часто становится щелочной в результате длительного контакта с породой. Образующийся кремнезем изображают в виде гидратированных форм $Si(OH)_4 = H_4SiO_4 = SiO_2 \cdot 2H_2O$ на основе предположения, что ион Si^{+4} в воде действительно образует связи с несколькими соседними атомами кислорода, однако не известна сила этих связей или жесткость, или долговременность образующихся комплексов; возможно, в действительности они упорядочены не лучше, чем воображаемые зародышевые ассоциации, показанные на фиг. 5.2, *а*.

Следует особо подчеркнуть, что, хотя вышеприведенные уравнения справедливы математически, нет данных, свидетельствующих о том, что та или иная реакция идет в природе. Мы знаем, что полевошпатовые породы разрыхляются и реки выносят илистый материал, так что суммарные явления должны быть отчасти такими, как они описываются этими реакциями, но о деталях серии этих событий мы почти ничего не знаем. Например, неизвестно, разделяются ли совсем, разрушаются или перестраиваются кремнекислородные тетраэдры полевого шпата, или же целые сетки тетраэдров отщеп-

ляются от полевошпатовой решетки и сохраняют связанность до тех пор, пока они снова не соберутся в пакеты слюдяного типа. Однако можно сказать по меньшей мере, что разрушается большинство тетраэдров, содержащих алюминий вместо кремния, потому что глинистые минералы содержат большую часть алюминия в октаэдрических позициях. Например, если реакция 6 протекает именно так, как она написана, то по крайней мере в половине тетраэдров сменился бы их центральный катион, и они, вероятно, полностью разрушились бы в этом процессе. Неизвестно также и то, в какой степени один глинистый минерал превращается в другой в течение диагенеза. Можно было бы предположить, что в данной ситуации альбит перешел бы либо в каолинит, либо в монтмориллонит в зависимости от того, что было бы термодинамически выгоднее; однако во многих анализированных образцах ила встречаются различные продукты изменения. Означает ли это то, что альбит выветривается в обоих направлениях одновременно (что возможно) или что альбит всегда изменяется сначала в каолинит, а впоследствии почти всегда часть каолинита переходит в монтмориллонит? (Конечно, имеются также и другие возможности.) Действительно, изучение глин настолько трудно в сравнении с исследованием карбонатов, что ответы на такие вопросы только начинают подготавливаться. Приходится надеяться, что возросшее использование глинистых минералов в керамике, в ионных обменниках и в других отраслях промышленности потребует лучшего понимания их природы и их изучения. Сейчас уже достаточно известно о внутреннем строении глинистых минералов и можно видеть, что их поведение всегда трудно изобразить в виде точных формул.

Пока мы рассматривали только глиноземистые глинистые минералы, но следует вкратце упомянуть и магнезиальные глинистые минералы. Среди последних наиболее распространены вермикулит и хлорит; по химизму они довольно близки монтмориллониту и каолиниту [1] соответственно, причем большая часть алюминия в них замещена магнием и железом (табл. А1.3). Магнезиальные глинистые минералы образуются за счет железо-магнезиальных минералов материнских пород в результате процессов столь же неясных, как и те процессы, которые приводят к образованию глиноземистых глин. Поведение этих глин сходно тем, что при метаморфизме большая часть глиноземистых глин превращается в мусковиты, а магнезиальные глины — в биотиты, однако никаких промежуточных продуктов изменения, соответствующих иллитам, до сих пор вообще не было установлено.

Минералы железа и окислительные потенциалы

Тем же путем, каким были использованы бикарбонатные растворы в качестве примера связи между кислотностью воды и характером изменения осадочных материалов, мы попытаемся при рассмотрении железистых минералов показать важную геологическую роль окислительного потенциала раствора.

Уже было упомянуто, что водные растворы содержат, помимо *молекул* воды, ряд диссоциированных ионов, включая ионы водорода. Ион водорода представляет собой элементарную частицу — протон, не несущую никаких орбитальных электронов и поэтому не имеющую заметного ионного радиуса. Допуская, что такие частицы присутствуют в водных растворах, обратимся

[1] Это положение автора ошибочно: каолинит — двухслойный глиноземистый минерал, а обычный хлорит — четырехслойный магнезиальный минерал. Одинаковое строение с каолинитом имеют лишь септехлориты, также двухслойные минералы, но и они бывают магнезиальными или железистыми. Хлорит (четырехслойный) стоит ближе всего по составу и строению к вермикулиту и в меньшей мере к монтмориллониту. Более подробно о глинистых минералах смотри работы: Р. Е. Г р и м, Минералогия глин, ИЛ, М., 1959; Сб. статей «Вопросы минералогии глин», ИЛ, М., 1962; Ж. М и л л о, Геология глин, «Недра», М., 1969.— *Прим. ред.*

теперь к возможным последствиям существования свободных электронов при определенной концентрации. Разумеется, никто не может видеть электроны, а данные указывают на то, что если они высвобождаются, то сразу же снова становятся связанными. Наблюдать можно лишь то, что растворы ведут себя так, *как если бы* они содержали свободные электроны, причем плотность заселения со временем остается более или менее постоянной. Плотность заселения растворов электронами — очень небольшая величина. Так, измеренные величины *эффективной концентрации* были порядка 10^{-12} мол/1000, однако обычно $[e]$ не измеряется как таковая. Вместо этого принимается в расчет тот факт, что если два раствора a и b с различными $[e]$ соединить проводником через вольтметр, то показания вольтметра будут *пропорциональны* отношению $[e]_a/[e]_b$. Это означает, что, если любой интересующий нас раствор сравнивать даже косвенным путем со стандартным, можно установить его относительную $[e]$, не определяя каждый раз его абсолютную $[e]$. В качестве стандарта используется водородный электрод. Разность потенциалов, замеренная по отношению к этому стандарту, обозначается через Eh, и все, что нам следует знать, — это то, что разность потенциалов 0,059 В соответствует отношению $[e]_a/[e]_b = 10$.

Переходя теперь к поведению железистых минералов, напишем очень простую реакцию:

$$Fe^{+3} + e \rightleftharpoons Fe^{+2}.$$

Если эффективная концентрация электронов будет низкой, эта реакция будет стремиться идти влево, а если высокой — вправо. (Так как долгое время превращение соединений Fe(II) в соединения Fe(III) были известны как процессы «окисления», то рассматриваемые здесь разности потенциалов в настоящее время называются *окислительными потенциалами*; высокий окислительный потенциал означает низкую концентрацию электронов.) Многие реакции можно написать на законном основании исходя из увеличения или уменьшения количества свободных электронов, причем изменение концентрации свободных электронов будет воздействовать на реакцию точно таким же образом, как изменение концентрации любого другого растворенного вещества, участвующего в реакции (как описано на стр. 139). В качестве примера рассмотрим реакцию изменения магнетита в гематит:

$$2Fe_3O_4 + H_2O \rightleftharpoons 3Fe_2O_3 + 2H^+ + 2e.$$

Эта реакция аналогична скаполитовой реакции, и на основании подобного аргумента можно предположить, что равновесное соотношение будет выражаться как $[H^+] \cdot [e] =$ Неизвестная константа. Это значит, что

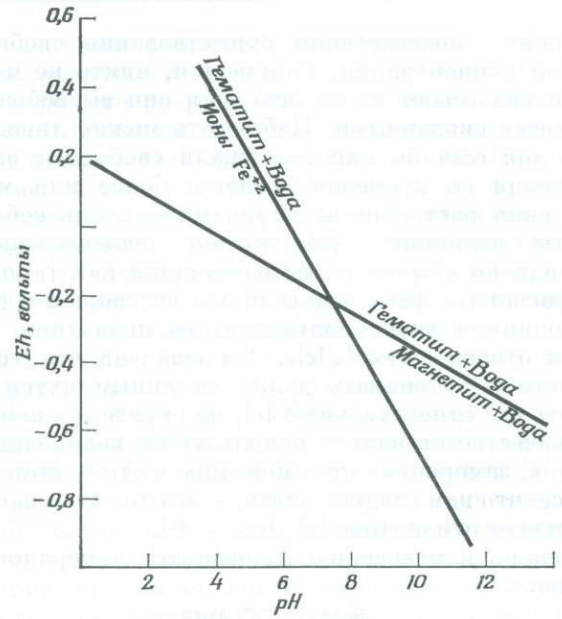
$$pH + \frac{Eh}{0{,}059} = \text{const}.$$

Проверьте. Если pH увеличивается на 1, то Eh обязательно понизится на 0,059, чтобы сохранилось равновесие; это значит, что $[H^+]$ (определенная через pH) уменьшается вдесятеро, а $[e]$ увеличивается вдесятеро, как отмечалось в предыдущем абзаце; следовательно, суммарный эффект этих изменений в выражении $[H^+] \cdot [e]$ будет нулевым.

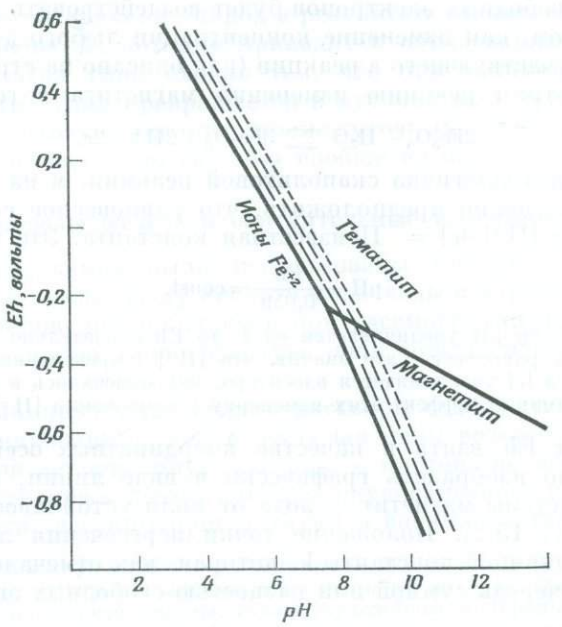
Если pH и Eh взять в качестве координатных осей, то равновесное состояние можно изобразить графически в виде линии, отделяющей поле устойчивости системы магнетит + вода от поля устойчивости системы гематит + вода (фиг. 15.2). Положение точки пересечения линии с осью Eh фиксируется величиной константы k, которая, как отмечалось выше, определяется в свою очередь суммой или разностью свободных энергий растворенных веществ.

Определенный интерес представляет возможность осаждения гематита из растворов, содержащих Fe(II):

$$2Fe^{+2} + 3H_2O \rightleftharpoons Fe_2O_3 + 6H^+ + 2e.$$



Ф и г. 15.2. Равновесные условия для двух реакций окисления (по Гаррелсу и Крайсту, 1968, фиг. 7.6).



Ф и г. 15.3. Диаграмма полей устойчивости трех форм железа в присутствии воды.

Граница поля устойчивости ионов закисного железа показана сплошной линией для некой произвольной эффективной концентрации и пунктирными линиями для более низких концентраций. Тот факт, что вода не устойчива в нижней части диаграммы, можно не учитывать при изображении данных полей; см. фиг. 15.4 (по Гаррелсу и Крайсту, 1968, фиг. 7.6).

Равновесные условия в этой реакции будут определяться

$$6F_{H^+} + 2F_e = 2F_{Fe^{+2}} + 3F_{H_2O} - F_{Fe_2O_3} = \text{const}$$

при данных температуре и концентрации Fe^{+2}

или

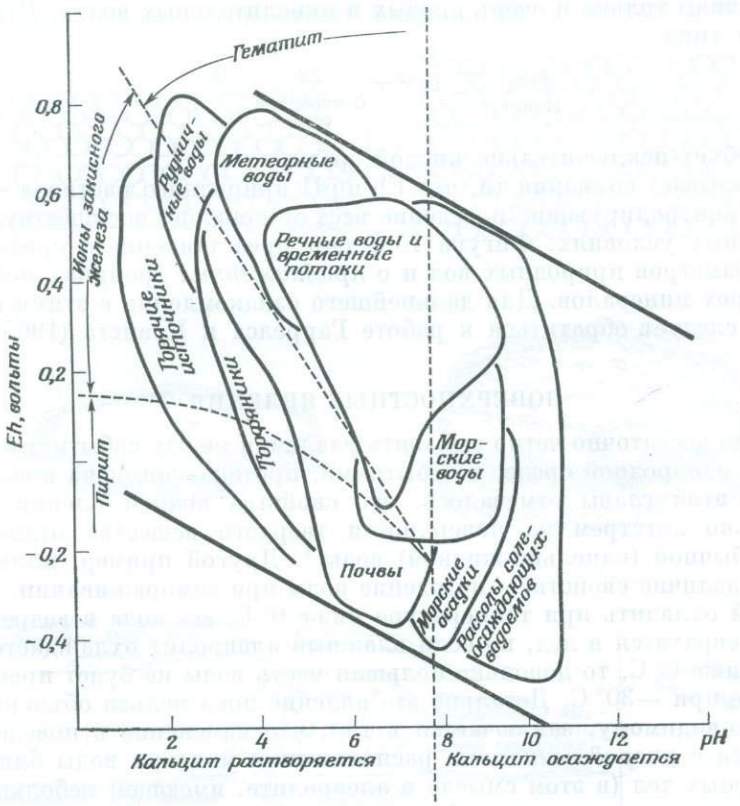
$$3F_{H^+} + F_e = \text{const}.$$

Как на стр. 147, это значит, что $[H^+]^3 \cdot [e] = \text{const}$

или

$$3pH + \frac{Eh}{0{,}059} = \text{const}.$$

Графически эти условия также показаны в виде линии на фиг. 15.2. Чтобы провести эту линию, необходимо не только вычислить сумму свободной энер-



Ф и г. 15.4. Пределы колебаний Eh и pH природных вод.

Прямыми наклонными линиями показаны границы области устойчивости воды. За пределами верхней границы вода разлагается с выделением кислорода, а за пределами нижней границы с выделением водорода. Пунктирными линиями показаны *весьма приближенно* границы полей устойчивости некоторых минералов, чтобы проиллюстрировать потенциальную ценность этой диаграммы (по Баас-Бекингу, Каплану и Муру, 1963).

гии, но и выбрать произвольную величину для Fe^{+2}. Линии для других значений Fe^{+2} расположатся параллельно первой и близ нее, но не совпадут.

Отдельные участки этой диаграммы отображают такие условия, которые в природе маловероятны. Например, ионы Fe(II) не будут окисляться с образованием гематита в том поле, в котором магнетит более устойчив — здесь должна быть третья возможная реакция:

$$3Fe^{+2} + 4H_2O \rightleftarrows Fe_3O_4 + 8H^+ + 2e.$$

Линия равновесного состояния для этой реакции должна быть наклонена даже более круто, причем ее наклон определяется выражением

$$4\text{pH} + \frac{\text{Eh}}{0{,}059} = \text{const.}$$

Связь между этими тремя равновесными реакциями представлена на фиг. 15.3. При рассмотрении метаморфизма мы снова увидим важное значение того факта, что *по мере уменьшения концентрации растворенного компонента увеличивается поле его устойчивости.*

Оказывается, что три рассмотренные реакции вообще чувствительны к кислотности среды, так же как и к окислительным потенциалам этой среды. Можем ли мы отыскать какую-либо реакцию, которая контролируется только окислительным потенциалом? Уже было упомянуто о реакции $Fe^{+3} + e \rightleftarrows Fe^{+2}$, но ионы Fe(III) в природе исключительно редки, причем они устойчивы только в очень кислых и окислительных водах. Вторая реакция этого типа

$$\underset{\text{Пирит}}{FeS_2} \rightleftarrows Fe^{+2} + \underset{\substack{\text{Самородная}\\ \text{сера}}}{2S} + 2e$$

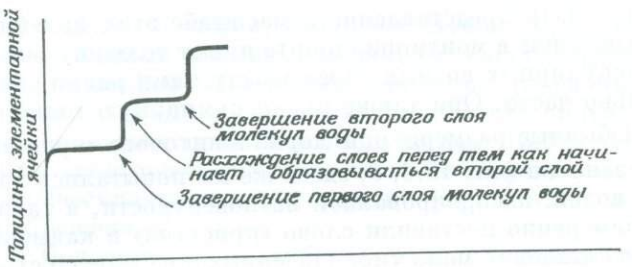
также требует исключительно кислой среды.

Не вызывает сомнения то, что Eh и pH природного раствора — мощные факторы, контролирующие поведение всех минералов, сосуществующих при определенных условиях. Фигура 15.4 дает представление о пределах колебания параметров природных вод и о *приближенных* границах полей устойчивости трех минералов. Для дальнейшего ознакомления с этими вопросами читателю следует обратиться к работе Гаррелса и Крайста (1965).

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

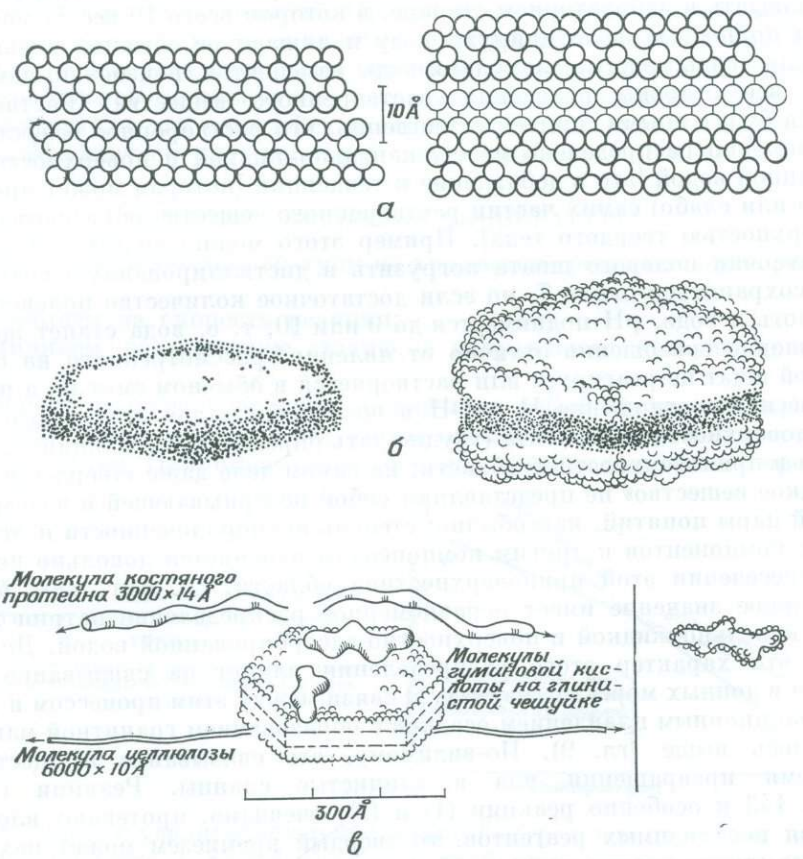
Трудно достаточно четко выразить различия между событиями, происходящими в однородной среде, и событиями, протекающими на поверхностях. В начале этой главы отмечалось, что свойства водной пленки толщиной в несколько ангстрем на поверхности твердого вещества отличаются от свойств обычной (капельно-жидкой) воды [1]. Другой пример, иллюстрирующий это различие свойств,— поведение воды при замораживании. Если ведро с водой охладить при температуре ниже 0° С, *вся* вода в ведре довольно быстро превратится в лед, но если влажный алевролит охлаждается до температур ниже 0° С, то довольно большая часть воды не будет превращаться в лед даже при —30° С. Детально это явление пока нельзя объяснить, однако оно, по-видимому, заключается в том, что изменение в поведении воды связывается с *упорядоченностью* расположения молекул воды близ поверхности твердых тел (в этом смысле в алевролите, имеющем небольшие поры, большая часть воды находится *близко* к поверхностям твердых тел, тогда как в ведре к его стенкам примыкает только незначительное количество воды). В пользу гипотезы упорядоченности молекул воды свидетельствует также разбухание некоторых глинистых минералов при увлажнении: разбухание, приписываемое вхождению молекул воды между силикатными слоями, протекает ступенчато (Bradley, Grim, Clark, 1937; фиг. 15.5). По-видимому, как только пакеты минерала раздвигаются, чтобы впустить одну молекулу, между пакетами втискиваются многие молекулы и строят мономолекулярный слой, причем этот первый слой более или менее полно достраивается, прежде чем начнет наращиваться второй слой молекул. Предполагают, что адсорбированная вода не столь строго упорядочена, как вода, заключенная между

[1] О структуре и свойствах воды см. А. М. Б л о х, Структура воды и геологические процессы, «Недра», М., 1969.— *Прим. ред.*



Ф и г. 15.5. Гидратация монтмориллонита (по данным Брэдли, Грима и Кларка, 1937).

двумя поверхностями, однако ясно, что мы должны допустить картину из нескольких слоев с высокоупорядоченным расположением молекул близ поверхности и что в каждом последующем от поверхности слое степень упорядоченности уменьшается, причем на некотором расстоянии поверхность твердого тела больше не оказывает влияния на молекулы воды.



Ф и г. 15.6. Глинистые чешуйки, органические молекулы и адсорбированные материалы.

а — структура монтмориллонита, изображенная так, как она выглядела бы без межплоскостной воды (слева) и с четырьмя слоями упорядоченных молекул воды (справа). Показаны только атомы кислорода; *б* — кристалл монтмориллонита размером 30 × 300 Å, реальные кристаллы не имеют таких правильных кристаллических очертаний; кристалл изображен для того, чтобы у читателя создалось представление об адсорбированной воде. Величина сил адсорбции на расстоянии, равном толщине 10—15 слоев молекул воды, не известна; *в* — некоторые органические молекулы в сравнении с той же самой чешуйкой монтмориллонита, что и на фиг. *б*. Молекулярные веса гуминовых кислот, которые обычно встречаются в осадках, колеблются от 10 000 до 50 000. Помимо размеров молекул, детали их формы не показаны; *г* — та же молекула гуминовой кислоты, что и на фиг. *в*, как она могла бы выглядеть, если бы адсорбировали частицы гематита, превышающие ее по весу в два раза. Эта адсорбция могла бы осуществиться путем образования мономолекулярного слоя кислородных атомов на большей части поверхности молекулы с помещением ионов Fe^{+3}, занимающих ничтожный объем, в межатомные промежутки. Действительная картина природной адсорбции не известна (численные параметры взяты по Гриму, 1959, и Дегенсу, 1967).

Некоторые цифры могут дать представление о масштабе этих явлений. Силикатные тетраэдрические слои в монтмориллоните имеют толщину около 10 Å. Если число мономолекулярных водных слоев между ними равно четырем, как это бывает довольно часто. Они также имеют суммарную толщину около 10 Å (фиг. 15.6, *а*). Обычные размеры монтмориллонитового «кристалла» 30 × 300 Å, как показано на фиг. 15.6, *б*; здесь же мы попытались изобразить такой кристалл с водой, адсорбированной на поверхности, а также с межслоевой водой. Мы намеренно поставили слово «кристалл» в кавычки. В таких небольших частицах слишком мало упорядоченных участков со строгой периодичностью — отличительным признаком кристаллической решетки, по которым выделяется класс кристаллов. Можно представить, что в плотной суспензии из подобных частиц даже самая малая доля воды не будет капельно-жидкой. Вся вода будет находиться в сфере влияния одной или более чешуек, и, таким образом, молекулы воды будут стремиться упорядочиться. Специфическое гелеподобное поведение таких суспензий легко можно наблюдать в лабораторном стакане, в котором всего 10 вес.% монтмориллонита полностью желатинируют воду и лишают ее обычной подвижности.

Если связь между молекулами воды изменяется, неизбежно изменяются также все стороны поведения растворенного вещества. Растворимости веществ будут иными, причем естественно, что растворенное вещество будет неравномерно распределено между капельно-жидкой и поверхностно-адсорбированной водой [это в добавление к тенденции (которая может проявиться сильно или слабо) самих частиц растворенного вещества образовывать связи с поверхностью твердого тела]. Пример этого можно видеть в следующем: если кусочки полевого шпата погрузить в дистиллированную воду, то pH будет сохраняться около 7, но если достаточное количество полевого шпата размолоть в воде, pH поднимается до 9 или 10, т. е. вода станет щелочной. Это явление совершенно отлично от явления, рассмотренного на стр. 143. Полевой шпат не реагирует или растворяется в обычном смысле, а нарушает равновесное соотношение H — OH в воде посредством некоторого физического поверхностного эффекта (трудно дать определение «реакции» и «растворению» в приповерхностной области; на самом деле даже «твердое вещество» и «жидкое вещество» не представляют собой исчерпывающей и взаимоисключающей пары понятий, как обычно; степень неупорядоченности и отношение водных компонентов к другим компонентам изменяется довольно постоянно при пересечении этой приповерхностной области, см. фиг. 22.2, *б*).

Важное значение имеет неравномерное распределение натрия и калия между капельно-жидкой и поверхностно-адсорбированной водой. Дело здесь в том, что характер этого распределения влияет на связывание натрия и калия в донных морских осадках. О связи между этим процессом и возможным фракционным плавлением осадков с образованием гранитной магмы уже говорилось выше (гл. 9). По-видимому, это связывание осуществляется во время превращения ила в глинистые сланцы. Реакции (1) — (5) на стр. 143 и особенно реакции (1) и (2), очевидно, протекают влево. Что касается необходимых реагентов, то твердый кремнезем может находиться в иле; но откуда поступает натрий? Очевидно, в конечном счете он поступает из морской воды; но до какой глубины ниже поверхности раздела вода — осадок эти реакции возможны? Какое количество натрия в воде погребается с илом в поровом пространстве и какое количество натрия мигрирует вниз, чтобы эта реакция осуществлялась? Ответы на эти вопросы кроются в свойствах поверхностно-адсорбированной воды, однако методика опробования донных осадков сейчас только начинает разрабатываться и пока не может считаться удовлетворительной.

Рассматривая поверхностные явления, нельзя не учитывать влияния органических веществ. Когда органическое вещество разлагается, образуется скопище различных молекул, которое определяет его индивидуальную спе-

цификацию. В общем, чем более глубоко прошло разложение, тем меньший молекулярный вес имеют молекулы. Распространенный материал, известный под названием «гуминовая кислота», по-видимому, состоит из молекул с молекулярным весом от 1000 до 50 000, сильно вытянутой формы и богатых ароматическими звеньями. На фиг. 15.6, *в* для сравнения показаны размеры некоторых органических и неорганических веществ (даны общие геометрические параметры; детали формы этих молекул просто подсказаны воображением).

Большинство молекул гуминовой кислоты имеет тенденцию к образованию слабых связей с молекулами воды. Если эти молекулы содержат такие звенья, которые образуют связи с глинистыми частицами, то связность тонкого осадка будет дополнительно усиливаться, а его тенденция к удержанию воды увеличится. В этом заключается вероятное объяснение устойчивости ила, богатого органическим веществом и высоким содержанием в нем воды. Способность органического материала предотвращать химическое осаждение гематита или гетита также понятна. Органическое вещество может удерживать в суспензии примерно такое количество окислов или гидроокислов железа, вес которых в два раза превышает вес органического носителя; однако это количество окислов по объему соответствует только половине объема органического носителя, так что в действительности частицы окислов железа могут легко поддерживаться органическими частицами (фиг. 15.6, *г*).

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

Влияние изменения температуры на химические реакции можно рассматривать:

1) влиянием на скорость реакции;

2) влиянием на конечную стадию, в направлении которой протекает реакция.

Изменение температуры может повлечь за собой изменение характера конечных продуктов реакции в результате смещения полей устойчивости возможных продуктов. Например, если свободная энергия возможного продукта

Фиг. 15.7. Изменение свободной энергии в зависимости от температуры.

Положение линий, а не их наклон изменяется в зависимости от давления и концентрации.

реакции B падает с увеличением температуры быстрее, чем свободнее энергия возможного продукта A, то B будет более устойчивым продуктом при некоторой достаточно высокой температуре (фиг. 15.7). В качестве конкретного примера можно сослаться на изменение растворимостей минералов с изменением температуры. Растворимость большинства минералов увеличивается с возрастанием температуры, однако кальцит — исключение из этого правила, так как его растворимость связана с атмосферным CO_2 уравнениями, приведенными ранее в этой главе. Повышение температуры обычно приводит к выделению растворенных в воде молекул CO_2 в воздух. Это в свою очередь уменьшает концентрацию ионов карбоната и бикарбоната, которые еще сохраняются в растворенном виде, и, таким образом, вызывает осаждение арагонита или кальцита. Так как понижение давления влияет в том же направлении, то для

осаждения карбонатов особенно благоприятен подток вод из холодных глубин высоких давлений в более теплые приповерхностные горизонты. Этим механизмом, *возможно*, объясняется накопление многих карбонатов на тропических банках, однако этот процесс трудно отделить от воздействия организмов, на что уже особо обращалось внимание (гл. 13).

Если сравнить влияние изменения температуры и влияние изменения концентрации растворенного вещества, то окажется, что удвоение эффективной концентрации растворенного вещества изменяет баланс свободной энергии реакции, в которой участвует это растворенное вещество, на 410 кал/моль, как отмечалось ранее, а во многих реакциях в поверхностных условиях это воздействие может быть снивелировано изменением температуры от 5 до 50° С. (Для поверхности суши и на континентальных склонах отклонения от давления 1 атм имеют ничтожное влияние на рассматриваемые реакции, однако на глубинах 1000 м или более этого давления достаточно для того, чтобы соотношения устойчивости отдельных фаз на глубине сильно отличались от таких же соотношений в приповерхностных условиях.)

СКОРОСТИ И МЕХАНИЗМЫ РЕАКЦИЙ

До сих пор мы имели дело с вопросом: какие минералы будут наиболее устойчивыми в определенных условиях? Однако даже в том случае, если ответ на этот вопрос был бы найден, мы все еще не знали бы, какой минерал мог бы образоваться. Широко распространены в природе метастабильные минералы, и, видимо, чем ближе к поверхности, тем их больше. Одна из причин такого распределения метастабильных минералов состоит в следующем: организмы часто синтезируют вещества в метастабильной форме, так, например, арагонит встречается в виде раковин; и другая причина: предположим, что из раствора A при впадении его в море может осадиться либо B, либо C — две минеральные формы одного и того же химического состава, но с различной кристаллической структурой. Та форма, которая имеет меньшую свободную энер-

Ф и г. 15.8. Схема возможных процессов образования доломита.

гию, будет в конечном счете преобладать, но форма, которая *образуется быстрее* на ранних стадиях, вероятно, будет более распространенной. Обычно справедливо положение, что форма с более упорядоченной атомной (кристаллической) структурой имеет более низкую свободную энергию, но форма с менее упорядоченной структурой образуется быстрее, т. е. то, что справедливо для упаковки чемодана, справедливо также и для упаковки кристаллической решетки. Ярким примером этого служит образование доломита, который, несмотря на то что это весьма обычный минерал осадочных пород, долгое время не поддавался синтезу в лабораторных условиях, воспроизводящих обстановку осадкообразования. Структура доломита состоит из сеток карбонатных радикалов, разделенных ионами металлов (Ca или Mg), причем характерно, что какая-либо одна сетка содержит только ионы кальция или же только ионы магния. Когда кристалл карбоната растет на дне моря за счет беспорядочно рассеянных в растворе ионов, такой степени упорядоченности атомов, как в кристалле, достичь трудно. На фиг. 15.8 показаны возможные пути обра-

зования кристаллов при обычных условиях, когда осаждается больше кальция, чем магния. Следует отметить, что если даже процесс 3, показанный на на фиг. 15.8, идет медленнее, чем процесс 2, который вероятнее, большая часть доломита будет образовываться по процессу 3, поскольку ионы легче и быстрее связываются в результате процесса 1; кроме того, чем медленнее идет процесс 3, тем больше в геологических условиях возникает продуктов *B* по отношению к продуктам *C*. Расчеты указывают на то, что кристаллы доломита действительно могут образоваться из неупорядоченных кристаллов в течение нескольких тысяч лет, т. е., вероятно, за более короткий промежуток времени, чем требуется для первичного роста некоторых кристаллов изверженных пород. [Доказательством, что доломитовые кристаллы не образуются в результате процесса 2, служат данные по содержанию в них изотопов кислорода (гл. 13).] В этом разделе нет ничего, указывающего, что все доломиты образуются вскоре после осадконакопления. На самом деле данные, приведенные на фиг. 13.9, показывают, что большая часть доломитов образуется не очень быстро [1].

Другой иллюстрацией важности скоростей процесса служит образование минералов кремнезема, который осаждается из раствора либо в аморфной, либо в кристаллической форме. Кристаллическая форма — это кварц; аморфная форма отличается от кварца меньшей плотностью и гидратированностью и тем, что аморфный кремнезем не обладает упорядоченным распределением атомов. В этом смысле она похожа на кремнеземистое кварцевое стекло, и в действительности можно поставить вопрос: существуют ли какие-либо перерывы в переходной серии от «кремнеземного геля» (сильно гидратированного) через «опаловый кремнезем» (несколько весовых процентов воды) к кремнеземному стеклу (безводная форма). В отличие от кварца растворимость аморфного кремнезема в воде составляет 120 ч. SiO_2 на 1 млн. при 25° С, тогда как растворимость кварца — 6—10 ч. на 1 млн. Это означает, что большинство поверхностных пресных вод (10—100 ч. на 1 млн.) недосыщено по отношению к аморфному кремнезему, но пересыщено по отношению к кварцу. Несмотря на это, по сравнению с кубическими милями кремнистых пород кварца образуется совсем немного. Объяснение этого парадокса заключается частично в органической деятельности, которая приводит к образованию радиоляриевых кремнистых пород (радиолярии строят раковины, состоящие из аморфного, а не из кристаллического кремнезема), частично, вероятно, в относительно большой скорости, с которой может осаждаться аморфный кремнезем, если содержание растворенного кремнезема когда-либо достигает предела пересыщения — кремень может расти достаточно быстро, чтобы полностью подавить более постоянный, но исключительно медленный рост кристаллов кварца. (Рост кристаллов кварца из *межкристальных* вод может происходить быстро, и этот процесс постепенно смыкается с процессом образования кварцевых жил, который, вероятно, имеет место при температурах более 100° С и может также идти очень быстро; морская вода относится уже к третьему типу растворов, которые недосыщены даже в отношении кварца.) [2]

[1] Образование доломита в засоленных участках озера Балхаш в результате непосредственного выпадения из воды описано Д. Г. Сапожниковым («Современные осадки и геология оз. Балхаш», Труды Ин-та геол. наук, вып. 132, 1951); он же и А. И. Цветков описали выпадение водных форм извести («Выделения водного карбоната кальция на дне оз. Иссык-Куль», ДАН СССР, 124, № 2, 1959), что указывает на сложность образования известняков.— *Прим. ред.*

[2] Образование той или иной разновидности кремнезема — опала, халцедона или кварца — в условиях земной поверхности, очевидно, зависит не только от скорости осаждения кремнезема. Исследования Милло (1964) и других авторов показали также, что чем больше содержится в разновидности новообразованного минерала кремнезема ионов чужеродных металлов и других примесей, тем меньше будет степень упорядоченности этого минерала; иначе говоря, кварц осаждается из относительно чистых растворов, опал — из растворов, содержащих много чужеродных примесей; условия осаждения халцедона будут промежуточными между условиями осаждения кварца и опала.— *Прим. ред.*

К третьему случаю, в котором скорость образования может оказать большее влияние, чем устойчивость минерала, относится превращение полевых шпатов в глинистые минералы. Хотя теоретически альбит в зависимости от условий среды будет превращаться либо в каолинит, либо в монтмориллонит, можно полагать, что оба минерала образуются легко и что для перехода менее устойчивого минерала в более устойчивый потребуется очень много времени.

Глава 16

Физические процессы при генезисе осадочных пород

Прежде всего читателю следует знать, что чем ближе он будет к конечной цели при изучении физических сторон образования осадочных пород, тем больше на его пути будет возникать трудностей и неопределенностей. Процессы, которые нам предстоит рассмотреть, можно разделить так:

дезинтеграция,
размыв,
транспортировка,
осаждение,
диагенез.

Среди них лучше всего понятен процесс транспортировки; процесс осаждения изучен хуже, особенно когда его сопровождают флоккуляция и другие явления, характерные для мелких частиц. И наконец, диагенез (действительно очень тесно связан с образованием пород) едва ли вообще изучен с физической стороны. К сожалению, понимание механики транспортировки глинистых чешуек не могло бы сильно помочь пониманию природы глинистых сланцев: на глину после ее транспортировки воздействуют весьма неопределенные факторы осаждения и уже совсем неясные процессы изменения глинистых частиц после осаждения. Эти неясности частично вызваны тем, что физические процессы здесь весьма сложны (влажные пористые агрегаты труднее описать с помощью уравнений, чем отдельные частицы, рассеянные в воде), частично — наложением при диагенезе химических воздействий на физические явления. Например, при отжиме воды из глины ионы растворенных веществ обычно отстают от тока воды и приводят к изменению вязкости порового флюида и свойств слоев воды на поверхности глинистых чешуек.

Несмотря на это, можно сказать, что процессы транспортировки, несомненно, оказывают большое влияние на характер осадка, и в целях упрощения этого вопроса мы рассмотрим его так, *как если бы* переносимые частицы были химически инертными. Хотя в природе процесс размыва предшествует процессу транспортировки, его будет лучше рассмотреть позднее для наших целей.

РАЗМЫВ, ПЕРЕНОС И ОСАЖДЕНИЕ

Для начала следует усвоить четкие различия между *ламинарным* и *турбулентным потоком* и между *влекомым материалом* и *суспензией* (*взвешенным материалом*). Любой, кто закрывал водопроводный кран, наблюдал первое различие: в быстро текущей воде обычно возникает турбулентность, но, как только вода начинает течь медленнее, устанавливается более спокойный ламинарный поток. Это представляет собой определенно качественное различие, так как частицы при турбулентном движении просто проходят по более сложным траекториям, чем частицы в ламинарном потоке. Однако смена от очень простых траекторий в потоке к очень сложным резко выражена даже

при небольших изменениях внешних условий, и поэтому обычно видно, имеем ли мы дело с ламинарным или турбулентным потоком. Характерные особенности суспензии и влекомого материала требуют более детального разбора.

Суспензии

В гл. 3 говорилось, что устойчивые условия земной атмосферы — такие условия, когда плотность атмосферы уменьшается постепенно по вертикали кверху таким образом, что сохраняется равновесие между силами гравитации, притягивающими книзу больше частиц, и стремлением более низко находящихся частиц подняться из окружающей среды с высокой плотностью кверху, в участки с более низкой плотностью. Это равновесие достигается в мутных водах и в истинных растворах, только, разумеется, в иных масштабах. В истинном растворе диффузия представляет собой довольно важный фактор и регулирует во всем поведение частиц, но более тяжелые ионы имеют тенденцию к концентрации в нижних слоях воды. В спокойной мутной воде размеры частиц небольшие (порядка 100 Å или 0,01 мк), поэтому большая их часть удерживается где-то над дном. Турбулентность в потоках можно рассматривать как увеличение коэффициента диффузии в десятки раз, так что у поверхности турбулентного речного потока воды почти столь же глинистые, как и на глубине. Ко всем этим условиям применимы следующие положения. Рассмотрим сначала суспендированные частицы, одинаковые во всех отношениях, за исключением их местоположения и скорости перемещения:

1. Как для тепловой диффузии, так и для диффузии частиц диффундирующее количество сквозь единицу пограничной плоскости в единицу времени составит k·градиент. В случае диффузии теплоты мы имеем дело с температурным градиентом (гл. 11); при диффузии частиц это будет градиент концентрации [1]. В специфической обстановке застойных вод, в которой концентрация изменяется только с высотой и уменьшается сверху, только диффузия вынуждала бы частицы мигрировать кверху через данный уровень в количестве, пропорциональном градиенту концентрации на этом уровне. (Эта постоянная пропорциональности, или коэффициент диффузии, принимается пока одинаковой на всех уровнях. Для некоторых условий, важных для геологии, такое допущение несправедливо и такие условия будут рассмотрены ниже.)

2. Так как частицы идентичны, они все будут иметь одну и ту же предельную скорость осаждения, так что только гравитация заставила бы частицы мигрировать вниз через данный уровень в количестве, пропорциональном концентрации в этом уровне.

3. Если имеется устойчивая суспензия, то для любого уровня должно быть справедливым положение, что количество частиц, мигрирующих кверху в единицу времени, равно количеству частиц, мигрирующих вниз, т. е.

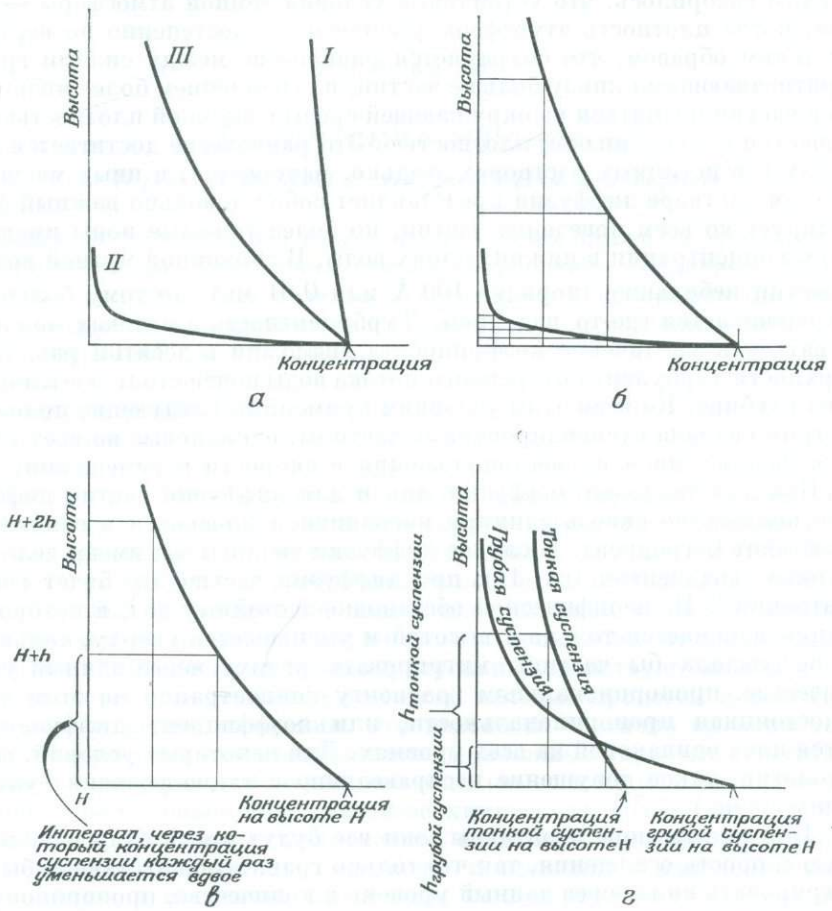
$$\begin{pmatrix}\text{k}_1\text{·градиент концентрации}\\ \text{(количество частиц, мигрирующих кверху)}\end{pmatrix} = \begin{pmatrix}\text{k}_2\text{·концентрация.}\\ \text{(количество частиц, мигрирующих книзу)}\end{pmatrix}$$

[1] Градиент концентрации около какой-то точки P имеет такое определение: если в объеме флюида V около точки Q содержится n частиц, то концентрация около Q будет n/V. (Если V мало, так что в пределах объема V нет частиц в течение, например, $^3/_4$ периода времени и только одна частица находится в пределах V в оставшуюся четверть периода времени, то допускается пересчет исходя из $n = {}^1/_4$ частиц, несмотря на то, что частицы неделимы.) Если мы будем все уменьшать и уменьшать объем V, то концентрация *около точки* Q будет приближаться к величине, которую мы можем назвать концентрацией в точке Q. Теперь возьмем точки Q_1 и Q_2, отстоящие одна от другой на расстояние x и равноудаленные от точки P, т. е. обе точки находятся на расстоянии $x/2$ от точки P. Если концентрации в Q_1 и Q_2 равны C_1 и C_2, то градиент концентрации *около* P будет $(C_1 - C_2)/x$, и снова, если мы будем уменьшать x, это отношение будет приближаться к величине, которую мы можем назвать градиентом концентрации в *точке* P.

Здесь k_1 и k_2 — константы, определяемые физическими свойствами частиц и флюида. Так что ничего не изменится, если мы напишем

Градиент концентрации $= k_3 \cdot$ концентрация.

Режим, удовлетворяющий этому требованию, заключается в следующем: если концентрация на высоте H равна C, то для каждого последовательного



Ф и г. 16.1. Суспензии.

а — возможные распределения вещества в застойных водах: *I* — истинный раствор, *II* — суспензия в виде мутной воды, *III* — коллоидальная суспензия; *б* — диаграмма, иллюстрирующая изменение концентрации через равные интервалы высоты столба суспензии. Ясно, что если кривая *II* была бы изображена в увеличенном масштабе по высоте, то по форме она соответствовала бы кривой *III*. На самом деле любая суспензия рассматриваемого типа может быть представлена такой кривой, как на фиг. *в*; *г* — суспензия из частиц двух размеров; пока суспензия разбавлена, каждая группа частиц подчиняется своим законам.

уровня выше H концентрация уменьшается на величину f[1]; если в h *см* выше H концентрация равна $^1/_2\ C$, то на высоте $2h$ выше H концентрация будет равна $^1/_2 \cdot {}^1/_2\ C$ (фиг. 16.1).

Эти основные положения означают, что любая суспензия из одинаковых частиц должна полностью определяться двумя фиксированными параметрами:

---

[1] Если $dc/dh = k_3 c$, $dh = dc/k_3 c$ и $h = (\ln c)/k_3 + k_4$ или $\ln c = k_3 h + k_5$, k — вообще неопределимые точно константы. Если h увеличивается на 1, $\ln c$ увеличивается на k_3, а c изменяется посредством умножения на e^{k_3}. В природной ситуации k_3 — величина отрицательная, так что это выражение означает уменьшение концентрации.

1) концентрацией на определенной высоте;

2) фактором, посредством которого концентрация изменяется через сантиметр (или метр или километр), или высотой, на которой концентрация уменьшается вдвое.

Теперь мы посмотрим, ведут ли себя природные суспензии столь же упорядоченно. Существенные отличия их следующие:

1) природные суспензии состоят из разнородных частиц;

2) природные суспензии динамичны, особенно в турбулентных водах ситуация в некоторый момент резко отличается от ситуации в другое время;

3) во многих суспензиях, представляющих интерес для геологии, флюидная масса (воздух или вода) характеризуются средней горизонтальной составляющей скорости, а также скоростями вихревых токов, обусловленных турбулентностью;

4) степень турбулентности различна на разных уровнях потока (частично об этом можно заключить на основании п. 3), что ведет к появлению кажущегося коэффициента диффузии, имеющего различные значения на разных уровнях.

Существуют четыре фактора отличия природных суспензий от идеальных:

1. Мы отмечаем, что для каждой частицы может быть рассчитана некоторая высота h, т. е. высота, на которой концентрация уменьшалась бы вдвое, если бы суспензия была образована из множества таких же частиц; следовательно, все частицы в смешанной природной суспензии можно сгруппировать таким образом, что для одной группы это будет высота h_1, для другой h_2 и т. д. Если даже те частицы, для которых была определена высота h_1, различаются по размеру, форме и плотности, все же из-за стремления к «автономности» они будут вести себя как совокупность идентичных частиц и будут распределяться в соответствии с кривой, приведенной на фиг. 16.1. Подобным же образом те частицы, для которых была определена высота h_2, будут распределяться согласно другой кривой такого же вида (фиг. 16.1, *г*). Пока частиц немного и можно пренебречь их взаимным влиянием, полное описание природной суспензии можно было бы теоретически построить именно таким образом. (Чтобы эти замечания были ясными, рассмотрим три зерна — небольшое зерно магнетита и два кварцевых зерна разного размера. При одних условиях зерно магнетита гидравлически могло бы вести себя точно так же, как и более мелкое зерно кварца, но в иных условиях это соответствие нарушилось бы и поведение зерна магнетита более походило бы на поведение более крупного зерна кварца. В действительности можно подобрать такие условия, при которых образовался бы смешанный осадок независимо от размеров зерен сосуществующих магнетита и кварца. Это означает, что такая группировка имела бы смысл только для некоторой совокупности условий, но это не умаляет значения описанного правила.)

2. В природном потоке степень турбулентности меняется во времени, а в некоторых случаях не имеет значения из-за того, что влияние изменения степени турбулентности усредняется в течение некоторого времени. Например, в турбулентном потоке воды давление в какой-либо точке изменяется произвольно, однако, если в какой-то период устанавливается среднее давление, оно близко к тому давлению, которое было бы в этой точке, если бы турбулентность отсутствовала. Точно так же *после временного усреднения*, вероятно, будет обнаружено, что концентрация суспензии в турбулентном потоке изменяется просто в зависимости от высоты, тогда как в любой момент изменение концентрации с высотой было бы весьма неустойчивым (однако эти замечания не означают, что «турбулентность не вызывает никаких различий». Турбулентность вызывает огромное изменение коэффициента эффективной диффузии частицы. В суспензиях, в которых почти нет изменения концентрации с высотой, турбулентность оказывает то же самое воздействие, какое оказывало бы значительное увеличение коэффициента диффузии. В гл. 11 упоминалось

о том, что турбулентная магма ведет себя в термическом отношении так же, как магма с очень высокой теплопроводностью; эти два явления можно рассматривать как аналогичные).

3. Природные суспензии обычно текут в горизонтальном направлении. Это отличие и связано со свойствами самой суспензии. Конечно, здесь мы имеем дело со скоростью горизонтального потока, которая вызывает турбулентность, способствующую сохранению суспензии, однако если та же самая степень турбулентности могла бы поддерживаться, например, механическими смесителями, то в баке могло бы быть достигнуто почти то же самое распределение вещества с высотой, как и в русловом потоке с постоянными параметрами.

4. Степень турбулентности изменяется с высотой. Это приводит к действительным картинам распределения осадка, поведение которого отклоняется от поведения, показанного на фиг. 16.1. Примеры таких отклонений будут рассмотрены после обсуждения вопросов воздействия потока на твердый пласт.

Влекомый материал

Ложе потока воздействует на процесс транспортировки в четырех направлениях:

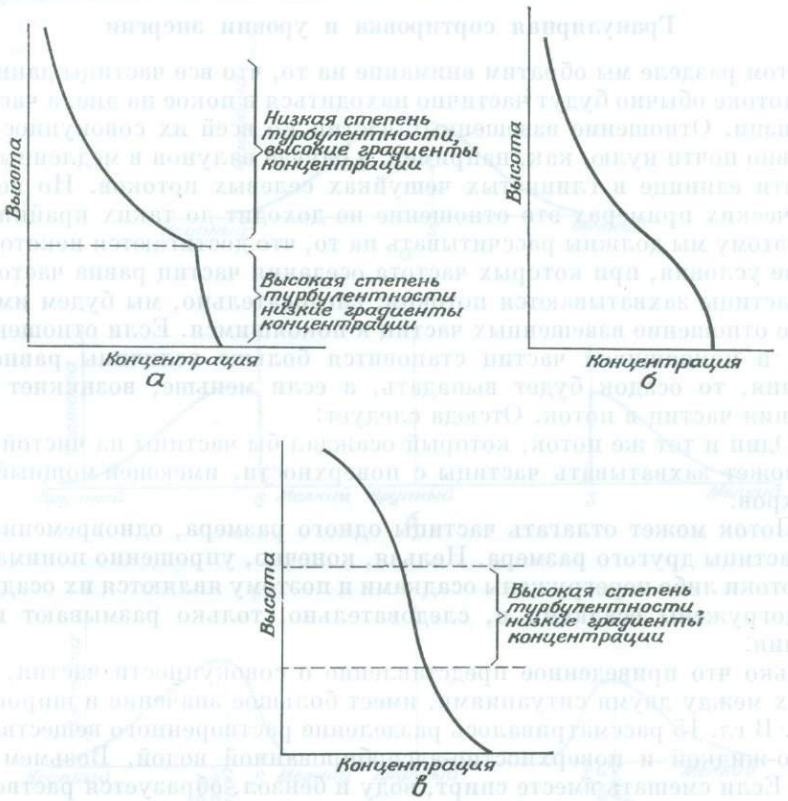
1) поддерживает частицы, пока они скользят или катятся по нему;
2) обеспечивает отскакивание частиц;
3) влияет на степень турбулентности воды, текущей поверх него;
4) влияет на концентрацию частиц в воде в непосредственной близости от него.

В тех местах, где ложе потока сложено твердыми породами, важную роль может играть качение и скольжение частиц, но более часто ложе слагается отдельными зернами или гальками, и в этом случае качение и скольжение большой роли не играют. Следует ожидать, что неподвижные частицы ложа будут в основном крупнее перемещающихся частиц и что в этом случае большую часть своего пути они перемещаются скорее в результате отскакивания, чем путем качения или скольжения.

Теперь мы должны узнать, составляют ли отскакивающие частицы часть влекомого материала, который независим от суспендированного материала и является дополнением к нему. По-видимому, их нельзя относить к влекомому материалу. Как только частица подскочила, она становится частицей *во* флюиде, чья будущая судьба определяется ее положением в потоке и скоростью потока, и такая частица ничем не отличается от частицы, которая приобрела подобные положения и скорость в результате беспорядочных процессов, протекавших в суспензии. Конечно, наличие ложа оказывает влияние на концентрацию таких частиц. Следовательно, вспоминая о том, что суспензия может быть точно описана посредством определения концентрации на некотором заданном уровне и с помощью формулы, определяющей изменение концентрации с высотой, мы можем сказать, что процессы, связанные с существованием ложа, устанавливают концентрацию на некотором уровне в непосредственной близости к ложу и что любые концентрации на более высоких уровнях связываются с этим уровнем законами, регулирующими поведение суспензий. Короче говоря, все частицы, за исключением тех, которые катятся или скользят, находятся во взвешенном состоянии, но концентрация суспендированного материала на любом уровне зависит от процессов, происходящих у ложа. Согласно такой формулировке, *влекомый материал* состоит только из скользящих и катящихся по дну частиц — очень небольшой части всего материала, перемещаемого потоком.

Чтобы дальше исследовать влияние, которое оказывает ложе на весь взвешенный материал, необходимо рассмотреть вопрос, как изменяется степень турбулентности в зависимости от расстояния от ложа. На фиг. 16.1 все кривые

изображены так, как если бы коэффициент диффузии не изменялся с высотой, тогда как в природных потоках степень турбулентности, и, следовательно, коэффициент эффективной диффузии могут резко изменяться с высотой над дном. Для начала приведем простой пример. На фиг. 16.2, *а* показано, каким образом частицы данного размера могли распределяться, если бы поток мог существовать в виде двух составных частей, одна из которых располагалась



Ф и г. 16.2. Неоднородная турбулентность.

На диаграммах показаны изменения концентрации с глубиной для частиц данного размера в случаях: *а* — если турбулентность уменьшается прерывисто кверху; *б* — если турбулентность уменьшается постепенно; *в* — если турбулентность максимальна на некотором расстоянии выше дна. В природных потоках возможны профили самых неопределенных очертаний.

бы ниже и характеризовалась бы высокой постоянной степенью турбулентности, а другая — выше, но характеризовалась бы низкой постоянной степенью турбулентности; на этой фигуре обе части такого профиля представлены в виде экспоненциальных кривых, похожих на кривые, приведенные на фиг. 16.1. Сходная, но более правдоподобная ситуация показана на фиг. 16.2,*б*; она отличается от ситуации, представленной на фиг. 16.2, *а*, только тем, что смена высокой и низкой турбулентности происходит непрерывно в небольшом интервале высоты, так что острый угол в профиле концентрации исчезает. На фиг. 16.2, *в* показана разновидность профиля в случае, если максимальная степень турбулентности потока отмечается на некоторой высоте над основанием. Выпуклая часть кривой выше зоны высокой турбулентности представляет поток, который становится менее турбулентным с высотой; сходный выпуклый участок на фиг. 16.2, *б* объясняется этой же причиной.

Теперь можно суммировать данные по тому влиянию, которое оказывает ложе потока на взвешенный материал:

1. Содействует определению способа изменения степени турбулентности потока с высотой и, таким образом, влияет на характер распределения концентрации по профилю.

2. Содействует созданию определенной концентрации частиц во флюиде в непосредственной близости к нему, и от этой концентрации зависит весь профиль концентрации в потоке.

Гранулярная сортировка и уровни энергии

В этом разделе мы обратим внимание на то, что все частицы данного размера в потоке обычно будут частично находиться в покое на дне, а частично — в суспензии. Отношение взвешенных частиц ко всей их совокупности может быть равно почти нулю, как, например, в случае валунов в медленных реках, или почти единице в глинистых чешуйках селевых потоков. Но во многих геологических примерах это отношение не доходит до таких крайних значений. Поэтому мы должны рассчитывать на то, что достигаются некоторые равновесные условия, при которых частота оседания частиц равна частоте, с которой частицы захватываются потоком; следовательно, мы будем иметь равновесное отношение взвешенных частиц к покоящимся. Если отношение взвешенных и покоящихся частиц становится больше величины равновесного отношения, то осадок будет выпадать, а если меньше, возникнет процесс вовлечения частиц в поток. Отсюда следует:

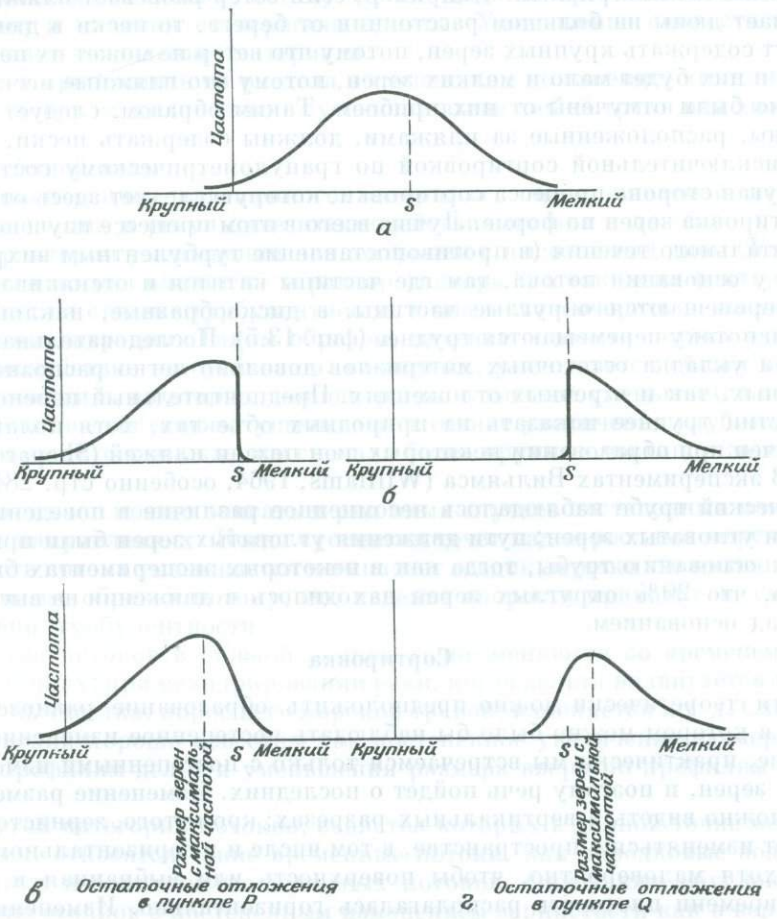
1. Один и тот же поток, который осаждал бы частицы на чистой поверхности, может захватывать частицы с поверхности, имеющей мощный осадочный покров.

2. Поток может отлагать частицы одного размера, одновременно захватывая частицы другого размера. Нельзя, конечно, упрощенно понимать, будто все потоки либо перегружены осадками и поэтому являются их осадителями или недогружены осадками и, следовательно, только размывают прежние отложения.

Только что приведенное представление о совокупности частиц, распределенных между двумя ситуациями, имеет большое значение и широкое применение. В гл. 15 рассматривалось разделение растворенного вещества между капельно-жидкой и поверхностно-адсорбированной водой. Возьмем другой пример. Если смешать вместе спирт, воду и бензол, образуется раствор спирта в воде и раствор спирта в бензоле; спирт распределяется в двух несмешивающихся жидкостях. Весьма важно здесь, что характер такого распределения вещества меняется с изменением энергии системы. В примере со спиртом подогревание изменяет величину энергии и, кроме того, вызывает изменение в характере распределения спирта; в примере с седиментационной обстановкой изменение скорости или степени турбулентности потока ведет к изменению внутренней энергии потока и, кроме того, вызывает изменение в характере распределения частиц — чем выше энергия, тем большая часть материала находится в суспензии.

Гранулярная сортировка зерен на ложе потока — следствие разобранного выше разделения. Если ложе потока покрыто гальками, песком и алевритом и поток течет спокойно, то даже алевритовые частицы могут находиться в покое. Если энергия потока возрастает в результате увеличения его скорости или степени турбулентности, картина распределения материала изменится, причем во взвешенное состояние будет переходить все больше и больше частиц разных размеров. Однако в то время как доля взвешенных галек еще небольшая, доля взвешенных алевритовых частиц может стать очень большой. Иначе говоря, поток становится достаточно мощным, чтобы переносить алеврит, и в то же время его мощность недостаточна для транспортировки галек. Следует помнить о том, что, хотя некоторые гальки перемещаются, алевритовые зерна все еще могут оставаться в покое.

Для иллюстрации высказанных выше представлений упростим для какого-либо потока ситуацию и будем говорить о критическом размере S: меньшие частицы будут переноситься, а частицы с большим размером остаются на месте. Если бы такой поток размывал осадок, состоящий из зерен с такой частотой распределения первоначальных размеров, как показано на фиг. 16.3, *а*, и затем отлагал бы перенесенные зерна в новом участке, то идеальная конечная ситуация была бы, как показано на фиг. 16.3, *б*. Читатель может легко



Ф и г. 16.3. Частоты распределения частиц по размеру в разных условиях переноса.
а — постулированное первоначальное распределение частиц в пункте P (S — размер наиболее крупных частиц, которые могут быть перемещены воображаемым потоком); *б* — идеализированная ситуация: *слева* — частота распределения частиц остаточного материала в пункте P, *справа* — частота распределения частиц в пункте Q, где был отложен материал, привнесенный из пункта P; *в* — природная ситуация: осадки в пункте P содержат много частиц крупнее, чем преобладающие частицы, и немного более мелких частиц; для осадков в пункте Q будет справедливым обратное положение.

представить причины, обусловливающие такую картину природного распределения частиц (фиг. 16.3, *в*) — в виде кривых с двумя наклонными ветвями, а не в виде кривых с вертикальными ветвями, как на фиг. 16.3, *б*. Однако справедливо и положение, согласно которому остаточный материал должен, в общем, иметь длинный «хвост» из более крупных частиц, тогда как материал, отложенный без сортировки после периода переноса, должен иметь длинный «хвост» из более мелких частиц. Подобная картина наблюдается в отложениях современных пляжных песков (остаточные отложения, хорошо отмученные прибоем) и во внутриконтинентальных дюнных песках (перемещенный мате-

риал), как это описано Фридменом (Friedman, 1961). Если материал осаждается дифференцированно (например, если поток слабеет, но не потеряет полностью своей силы), тонкие частицы, которые могли бы образовать длинный «хвост» на кривой распределения размеров зерен, могут быть вынесены за пределы участка Q; в этом случае осадок, отложенный в Q, хотя и перенесенный, может не характеризоваться сильно асимметрической кривой распределения частиц. Возможно также, что начальное распределение зерен по размерам было асимметричным. Например, если ветер развевает пляжные пески и навевает дюны на большом расстоянии от берега, то пески в дюнах почти не будут содержать крупных зерен, потому что ветер не может их переносить, но зато в них будет мало и мелких зерен, потому что пляжные пески предварительно были отмучены от них прибоем. Таким образом, следует ожидать, что дюны, расположенные за пляжами, должны содержать пески, отличающиеся исключительной сортировкой по гранулометрическому составу.

Другая сторона процесса сортировки, которую следует здесь отметить,— это сортировка зерен по форме. Лучше всего в этом процессе изучено влияние горизонтального течения (в противопоставление турбулентным вихревым потокам): у основания потока, там где частицы катятся и отскакивают, легче всего перемещаются округлые частицы, а дискообразные, наклоняющиеся вверх по потоку перемещаются труднее (фиг. 13.5). Последовательная кулисообразная укладка остаточных материалов довольно легко распознается как в пляжных, так и в речных отложениях. Предпочтительный перенос округлых частиц труднее показать на природных объектах, хотя полагают, что он типичен при образовании некоторых дюн позади пляжей (Shepard, Young, 1961). В экспериментах Вильямса (Williams, 1964, особенно стр. 284) в аэродинамической трубе наблюдалось несомненное различие в поведении сферических и угловатых зерен: пути движения угловатых зерен были приурочены почти к основанию трубы, тогда как в некоторых экспериментах было установлено, что 20% округлых зерен находилось в движении на высоте более 15 см над основанием.

Сортировка

Хотя теоретически можно предположить образование равнозернистого осадка, в котором можно было бы наблюдать постепенное изменение состава в разрезе, практически мы встречаемся только с постепенными изменениями размера зерен, и поэтому речь пойдет о последних. Изменение размера зерен осадка можно видеть в вертикальных разрезах; кроме того, зернистость осадка может изменяться в пространстве, в том числе и в горизонтальном направлении, хотя маловероятно, чтобы поверхность или выбранная в какой-то момент времени плоскость располагалась горизонтально. Изменение зернистости в иных, помимо этих двух, направлениях не требует специального рассмотрения. Существуют *остаточные отложения* с постепенно изменяющейся зернистостью. Например, остаточный гравий ложа реки, вероятно, будет более грубым близ истока, причем размер галек будет уменьшаться в стороны и вниз по потоку. Также сильно действует на поверхность осадка развевание, но оно влияет слабее только на зерна одного или двух мелких диаметров, так что возникает заметное изменение размера частиц по вертикали, которое, повидимому, обычно для пустынных долинных галечников (см. гл. 13, раздел по остаточным отложениям). Однако внимание геологов ограничивалось главным образом *слоистыми отложениями*.

Вначале важно различать две разновидности потоков:

1) свойства которых в какой-либо данной точке изменяются во времени;

2) свойства которых в какой-либо данной точке остаются постоянными во времени, но варьируют от одной точки к другой. Последний случай более простой, и поэтому рассмотрим сначала его. Условия, близкие к условиям этой разновидности потоков, создаются иногда в реках, а потоки в зонах действия

прилива и отлива, из морских дельт, например, и некоторые прибрежные течения, видимо, характеризуются постоянными свойствами, если не считать приливно-отливных флуктуаций; приливы и отливы также ведут себя как постоянные потоки.

В тех местах, где поток становится более бурным, материал почти не осаждается. Интерес представляют участки, на которых течение бурного потока ослабевает. Это имеет место в реках вследствие более низких градиентов и на дельтовых склонах, потому что площадь поперечного сечения потока увеличивается начиная от вершины дельты. Уменьшение скорости течения обусловливает осаждение материала.

Следует припомнить из раздела о суспензиях положение, что для частиц данного размера их количество в суспензии выше любой точки над дном определяется:

1) глубиной воды;

2) концентрацией взвешенного материала, поддерживаемой непосредственно выше дна в результате взаимодействия потока с ложем;

3) характером уменьшения концентрации с высотой над дном. Уменьшение скорости потока влияет на характер фактора 2, а также на фактор 3; скорость влияет на степень турбулентности, а она в свою очередь — на характер профиля концентрации. Таким образом, падение скорости потока оказывает двойное воздействие на суспензию: во-первых, уменьшается общая концентрация суспензии и, во-вторых, концентрация с высотой уменьшается наиболее заметно. Эти воздействия затушевывают влияние увеличения глубины и приводят в результате к осаждению сначала более крупных частиц, а затем более мелких.

Точно так же можно описать и ряд иных случаев постепенных изменений в боковых направлениях. Когда суспензия течет над зарослями морской травы, скорость потока уменьшается и выпадает осадок, однако это явление имеет место главным образом потому, что падение скорости приводит к уменьшению степени турбулентности.

Свойства потоков в каждой данной точке меняются со временем в следующих случаях: при меандрировании реки, когда дельта надвигается на море или площадь участка, поросшего морской травой, изменяется и т. д. Следствия этих изменений хорошо известны как постепенное увеличение размера зерен вверх по профилям дельт и уменьшения размера вверх по профилям речных осадков.

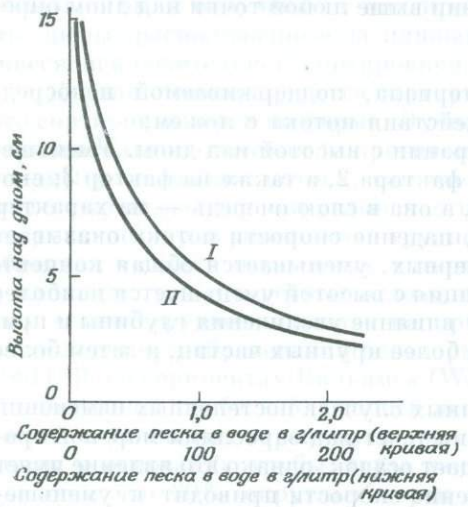
К другой категории потоков, свойства которых в данной точке меняются со временем, относятся такие временные потоки, как паводковые воды, грязевые потоки и большинство мутьевых потоков. Они также обусловливают образование осадков с постепенным изменением зернистости как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Слоистость может быть вызвана сменой в данной точке быстрого течения медленным. Изменение зернистости в горизонтальном направлении возникает из-за комбинированного влияния двух причин:

1. На высоких уровнях потока, где скорость велика, отношение мелких частиц к крупным также велико; это означает, что, если течение возникло в какой-то момент времени, а потом внезапно прекратилось, частицы, которые успели бы переместиться дальше всех в период существования потока, были бы в основном мелкими.

2. Отмечается также, что природные потоки не останавливаются мгновенно. Вместо этого интервал времени, в течение которого выносятся крупные частицы, сменяется интервалами, когда выносятся только более мелкие частицы — мелкие частицы не только перемещаются дальше за данное время по сравнению с крупными, но, кроме того, перенос мелких частиц идет дольше. Из-за этого временные потоки осаждают осадки с постепенным изменением зернистости и в горизонтальных направлениях.

Количество и масштабы осадочных процессов

До сих пор мы рассматривали процесс вовлечения осадочного материала в транспортировку, процессы транспортировки и отложения без учета их количественной роли. Мы приняли, что флюиды характеризуются плотностью, скоростью, вязкостью и т. д., не задаваясь вопросом о том, какими они могут быть. Действительно, большая часть из того, что было сказано, применима в равной степени к транспортировке как водой, так и ветром, несмотря на резкие различия свойств этих двух флюидов. В более уточненных теориях различия между средами приобретают важное значение, но поскольку речь идет



Ф и г. 16.4. Профили концентраций частиц в воде и в воздухе.

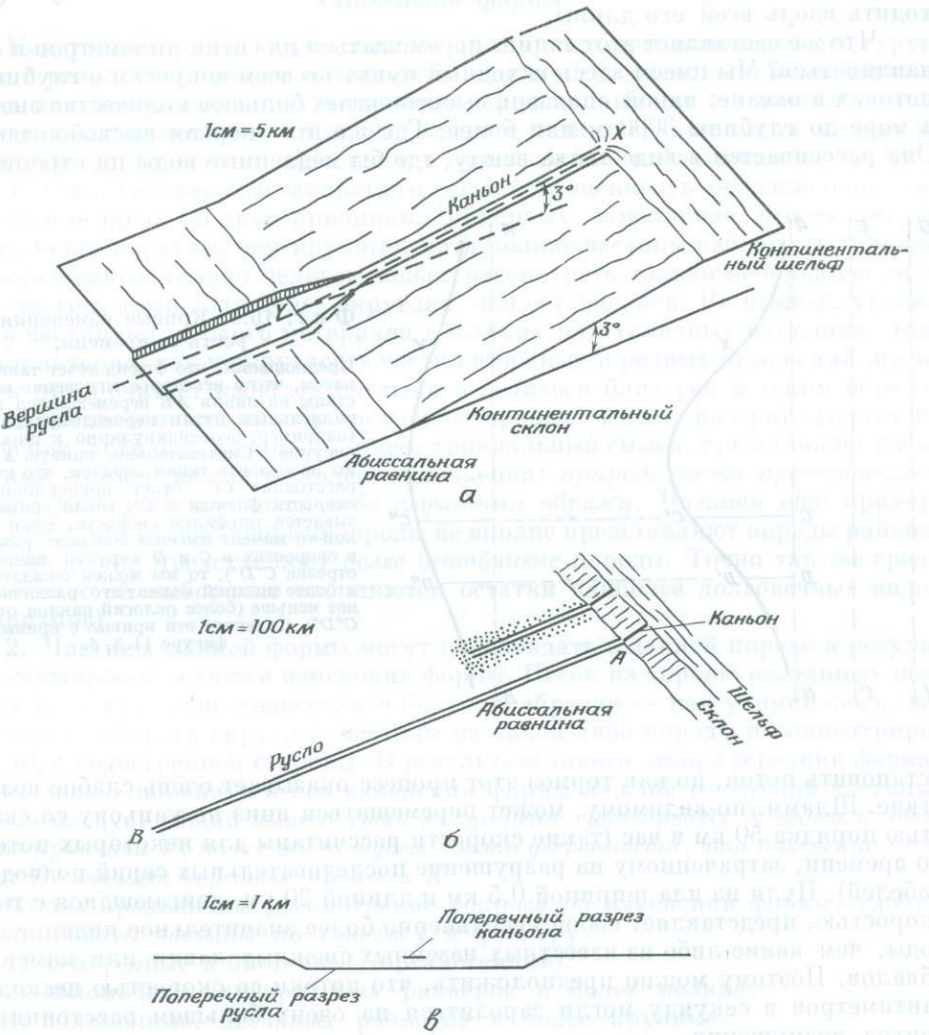
I — профиль для песка, переносимого водой, средний размер частиц 0,16 мм, средняя скорость воды для замеренного профиля 2,4 м/ч (Vanoni, 1946, опыт 14); *II* — профиль для песка (содержание в воздухе), переносимого ветром, средний размер частиц 0,31 мм, средняя скорость ветра для замеренного профиля 14,2 м/ч (Williams, 1964, опыт с симметричным песком и ветром средней силы).

об их фактическом поведении, то главное значение имеет большое сходство этих сред (фиг. 16.4). В этих двух иллюстрированных экспериментах сходны также скорости переноса материала: хотя плотность воздушной суспензии в 10 раз меньше, перемещается она в 6 раз быстрее, так что через данное поперечное сечение ветер переносит почти столько же вещества в единицу времени, сколько и вода. Если же учесть, что вода течет в каналах с ограниченными размерами, в то время как ветер проносится над поверхностью земли в виде воздушных потоков шириной в сотни миль, то легко представить мощность ветра как природного агента, по крайней мере в районах аридного климата, где частицы почти не связаны с поверхностью.

Когда мы рассуждаем о скоростях осаждения, которые были эффективны для создания геологической колонки, наблюдения над современными реками, приливами и т. д. дают нам удовлетворительное объяснение; однако трудно учесть поток мути на континентальных склонах и океаническом дне. Ниже приводятся расчеты, основанные на сводке Менарда (Menard, 1966, гл. 9), чтобы дать представление хотя бы о порядке величин; эти расчеты применимы к крупным потокам, потому что малые потоки не столь сильны сами по себе, как эффективны внешне.

С у с п е н з и о н н ы е п о т о к и. На фиг. 16.5 показаны некоторые интересующие нас размеры. Поток в пределах канала, по-видимому, следует по длинной узкой полоске (хотя естественные каналы не бывают такими прямыми), но, кроме того, происходит заметное изливание вод из каналов. Поэтому мы должны помнить о двух одновременных процессах: линейном распространении главного потока и боковом рассеивании избыточных вод по широкой площади, а не в узкой полосе. Взяв оценку Менарда для пород, смещенных оползнем в истоках каньона Магдалена-Ривер, 3×10^8 м^3, отметим,

что они могли бы покрыть площадь размером 200 × 75 км чехлом мощностью 2 см (см. участок на фиг. 16.5, *б*, отмеченный крапом). По-видимому, можно предположить, что этот объем пород смешивается по крайней мере с таким же объемом воды и перемещается вниз по каньону в виде шламма; такое количество шламма почти заполнило бы каньон *XY* (фиг. 16.5, *а*) длиною 20 км.



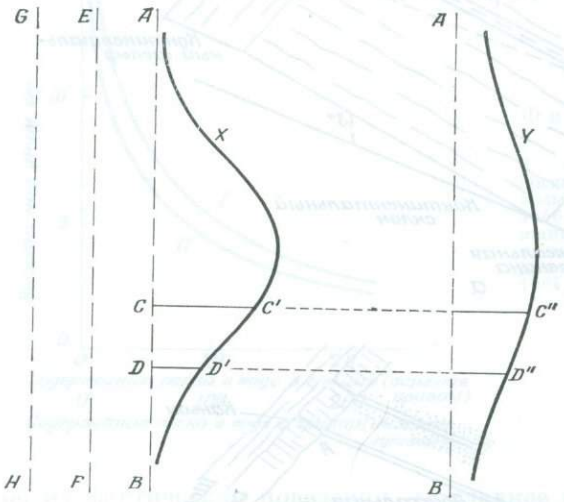
Ф и г. 16.5. Подводные каньоны и русла.

Приведенные размеры находятся в пределах размеров известных каньонов и русел; в природных руслах отмечается слабое меандрирование, которое не показано на рисунках. *а* — каньон и верховье. Изображенный каньон имеет размеры 20 000 × 400 × 60 м (отношение 50 : 1 : 1/7). Угол наклона преувеличен — истинный градиент склона между пунктами *X* и *Y* должен составлять всего 2 см на 1 м (=1000 м); *б* — два русла, изображенные полностью. Размеры более короткого русла 10 км × 400 м × × 40 м. Затемненная область на абиссальной равнине вполне могла быть перекрыта осадком в результате действия одного потока; *в* — поперечные разрезы каньона и русла.

Для перемещения по *каналу* суспензия, наиболее вероятно, должна содержать 1 г породы в 20 см³ воды. Порода, диспергированная таким образом, могла бы распределиться по всей длине канала. Если бы сечение канала было вдвое меньше, чем показано на рисунке, этот плотный шламм превратился бы в тонкую суспензию, рассеивающуюся главным образом в боковых направлениях и кверху. Конечно, это изменение происходит не внезапно, а большая часть

материала, перенесенного вниз по каньону, отлагается вблизи вершины канала, однако картина «клина» заиленной воды, перемещающейся дальше вниз по каналу, по-видимому, более вероятна. По мере течения потока суспензия становится менее плотной как в результате осаждения части материала, так и в результате смешивания с чистой водой. Кроме того, в направлении моря канал становится мельче, так что изливания суспензии в бока могут происходить вдоль всей его длины.

Что же заставляет этот «клин» перемещаться на сотни километров и останавливаться? Мы имеем здесь исходный пункт ко всем вопросам о глубинных потоках в океане; такой оползень высвобождает большое количество энергии в море до глубины 3000 м или более. Где же эта энергия высвобождается? Она рассеивается в виде тепла всюду, где бы медленные воды ни стремились



Фиг. 16.6. Кривые изменения скорости во времени.

Предположим, что флюид течет таким образом, что в некоторое мгновение все частицы на линии AB перемещаются по параллельным путям перпендикулярно AB (например, перпендикулярно к плоскости рисунка). Следовательно, кривую X можно изобразить таким образом, что каждое расстояние CC' будет пропорционально скорости флюида в C'; такая кривая называется профилем скорости. Если в какой-то момент имеется большое различие в скоростях в C и D (крутой наклон на отрезке $C'D'$), то мы можем ожидать, что в более поздний момент это различие станет меньше (более пологий наклон отрезка $C''D''$). Сравните эти кривые с кривыми на фигуре 11.3, *б*.

остановить поток, но как тормоз этот процесс оказывает очень слабое воздействие. Шламм, по-видимому, может перемещаться вниз по каньону со скоростью порядка 50 км в час (такие скорости рассчитаны для некоторых потоков по времени, затраченному на разрушение последовательных серий подводных кабелей). Пуля из ила шириной 0,5 км и длиной 20 км, двигающаяся с такой скоростью, представляет собой несравненно более значительное явление природы, чем какие-либо из известных наземных снежных лавин или каменных обвалов. Поэтому можно предположить, что потоки со скоростью несколько сантиметров в секунду могли зародиться на очень большом расстоянии от центра возмущения.

Интересно отметить, что кривые, изображенные на фиг. 11.2 и 11.3, в известной мере подходят и для рассматриваемых явлений. Было отмечено, что диффузия частиц аналогична теплопроводности; то же самое можно сказать о «диффузии скорости». Если в какой-то момент наблюдается высокая относительная скорость между водой в одной точке и водой в соседней, то в какой-то последующий момент скорость быстро двигающейся воды будет замедлена, а медленно двигающейся воды ускорена (фиг. 16.6). При подходящих условиях (все пути движения частиц остаются параллельными; изменения скорости на всех линиях, таких, как AB, EF и GH, идентичны; флюид несжимаем и т. д.) кривая X со временем будет видоизменена в кривую Y точно так же, как одна кривая на фиг. 11.3, *б* сменяется другой. К сожалению, когда быстро текущая вода, о которой идет речь, представляет собой донный поток, ниже него находится не медленно текущая вода, как над ним, а устойчивое океани-

ческое дно. Это приводит к таким же трудностям, как на фиг. 11.3, *б* и фиг. 11.3, *г*; однако важен вывод, что потребуется много времени, чтобы скорость потока упала с 2 м/с до 1 м/с даже там, где падение скорости с 30 м/с до 29 м/с происходит очень быстро.

Изменение формы

Как только осадок опускается на дно, происходит изменение его структуры в результате процессов диагенеза. Здесь мы коснемся главным образом таких изменений, как округление зерен, происходящее до отложения частиц, но нам следует помнить о том, что процесс дезинтеграции также влияет на конечную форму частиц. Для начала приведем два наблюдения:

1. Опыт человека заставляет его легко переоценивать значение округлых частиц в осадках по двум причинам. Во-первых, замалчивая, что мелкие частицы менее округлы, чем крупные, хотя мелкие частицы наблюдать труднее, невооруженным глазом человек может рассмотреть только небольшую долю всех частиц, а эта доля более округлая, чем остающаяся. Во-вторых, угловатость частиц детритового материала в жарких или холодных пустынях столь же характерна, как и округлость частиц пляжных и речных отложений, но человек предпочитает избегать пустыни и селиться близ рек и таким образом на собственном опыте приобретает односторонний взгляд на природу (это наблюдение, хотя оно, возможно, имеет тривиальный смысл, представляет собой частный пример важного общего положения: *природа редко предоставляет в наше распоряжение какой-либо случайный образец*. Возьмем еще пример: вспомним, что обнажающиеся породы не вполне представляют породы района; они выборочно представляют *более устойчивые* породы. Точно так же среди окаменелостей выборочно скопляются остатки наиболее долговечных видов организмов).

2. Частицы данной формы могут преобладать в данной породе в результате *сортировки*, а также изменения формы. Песок из хорошо окатанных песчинок не обязательно подвергался большой абразии — как упоминалось, ветер может отбирать округлые частицы из какой-либо породы и концентрировать их с подветренной стороны. В результате такого отбора «средняя форма» частиц может измениться без изменения формы каждой отдельной частицы. Отсюда следует общий вывод: *хотя мы уверены, что процесс X ведет к появлению признака Y, но все же не будем иметь уверенности, что появление признака Y означает действие процесса X*.

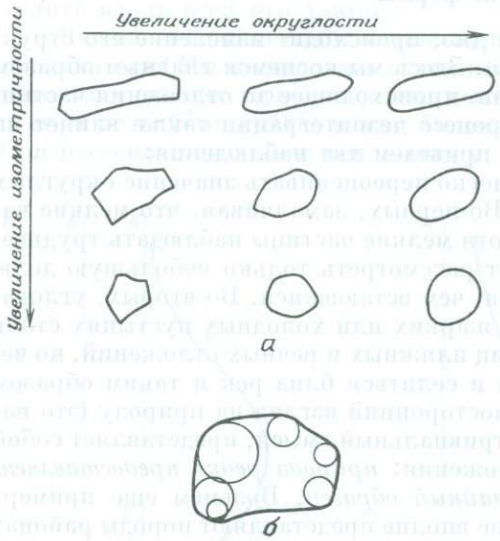
Чтобы продолжить рассмотрение вопроса об изменении формы, удобно сгруппировать частицы по генезису и размеру:

1) хемогенные и биогенные (органогенные);
2) обломочные, алевритовых размеров и более мелкие;
3) обломочные, песчаных размеров и более крупные.

Форма хемогенных и биогенных (органогенных) частиц в большей мере определяется их генезисом, а не транспортировкой. Такие частицы, как оолиты, спикулы губок, фекальные пеллеты и мелкие раковины, имеют такие формы, какие они приобрели во время своего образования. Форма более крупных раковин обычно изменяется путем разламывания, а большинство частиц в рифовом детритусовом шлейфе приобретают свою форму в результате деятельности сверлящих организмов, разрушающих риф. Эти частицы редко резко изменяют свою форму в результате физических процессов до их осаждения, а химические изменения до осаждения обычно бывают ничтожными по сравнению с позднедиагенетическими.

Форма обломочных частиц менее размеров песка также определяется еще до их транспортировки. На стадии выветривания некоторые минералы в породах разрушаются химически, причем компоненты этих минералов обычно образуют чешуйчатые зерна слоистых силикатов. Поэтому более устойчивые зер-

на становятся несвязанными и отделяются друг от друга, а крупные зерна могут разделяться на обломки в результате химических изменений по трещинам. Если эти разъединенные зерна небольшие, то их кинетические энергии при транспортировке никогда не бывают настолько высокими, чтобы вызвать разрушающие столкновения, а их вес не вызовет раздробления. За исключением таких явлений, как флоккуляция, они осаждаются почти так же, как если бы они находились в суспензии.



Ф и г. 16.7. Сферичность и округлость. Сферичность (*а*) связывается с различием между диаметрами частицы в разных направлениях; округлость — округлость углов зерна, т. е. радиус окружностей, которые вписываются во внутренний периметр частицы, как показано на фиг. *б*.

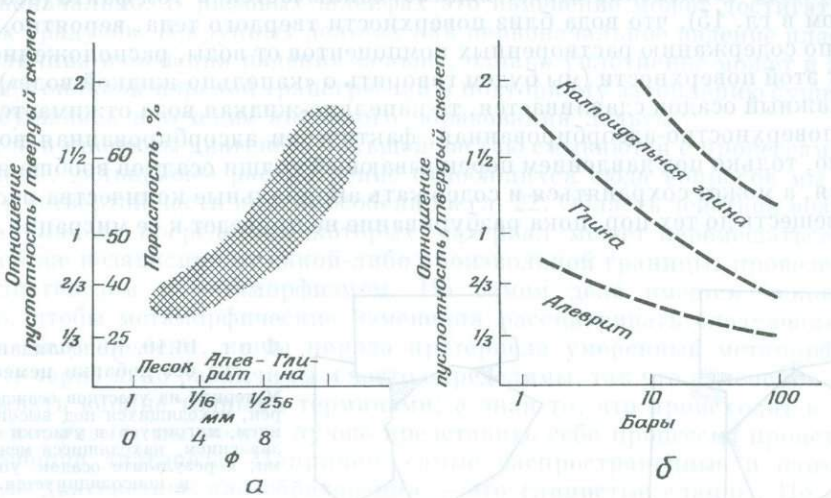
Обломочные частицы песчаных и более крупных размеров сильнее изменяются физическими процессами при транспортировке, но даже и в этом случае следует признать, что большое влияние на форму оказывает процесс дезинтеграции породы. Это влияние особенно сказывается на фракции галечникового размера: из изометричных обломков пород образуются почти шарообразные гальки, тогда как плитняковые породы и сланцы дают уплощенные гальки. Действительно, в первом приближении можно говорить, что сферичность контролируется дезинтеграцией и только округлость — абразией (различие между *сферичностью* и *округлостью* показано на фиг. 16.7). В дальнейшем видно, что окатывание может вызвать сферичность, хотя только на прибрежных пляжах и в немногих речных отложениях сферичность, первоначально приобретенная частицами при дезинтеграции, увеличивается в результате окатывания.

ДИАГЕНЕЗ

Диагенетические изменения можно описать химически, как в последнем разделе гл. 13. Даже потеря воды при уплотнении может рассматриваться как изменение общего химизма осадка, хотя именно в отношении потери воды законы физики наиболее приложимы непосредственно к диагенезу. Потеря воды ведет к уменьшению пористости, т. е. к *уплотнению* осадка; некоторая информация по этому вопросу в обобщенном виде дана на фиг. 16.8.

Как показано на этой фигуре, имеется общая тенденция уменьшения пористости по мере увеличения глубины, однако такое изменение пористости может нарушаться. Во-первых, структуры серии пластов могут оказаться такими, что нижние пласты будут обладать большей пористостью, чем верхние. Во-вторых, в простых обстоятельствах один пласт не только отжимает вверх собственный поровый флюид, но и пропускает через себя любой поровый флюид, который отжимается кверху из нижележащих пластов. Это необходимое условие может задержать уплотнение рассматриваемого пласта (если нижележащие пласты отдают много воды) или нижележащих пластов (если рассматриваемый пласт имеет низкую проницаемость). Такие задержки имеют место всюду, где каолинит, монтмориллонит и вермикулит превращаются в силикаты, содержащие меньше воды; при этом освобождается адсорбированная вода, а также интер-

стициальная вода. Эти эффекты не просто задерживают уплотнение — они могут наложить неизгладимый отпечаток на характер породы. Это происходит потому, что порода, которая достигает, например, геотермического уровня 150° С и в то же время еще сохраняет довольно много воды, вероятно, под-

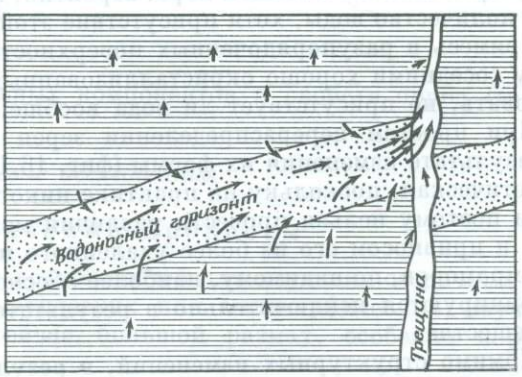


Ф и г. 16.8. Пористость осадков.

На диаграмме *а* иллюстрируется пористость свежеотложенных осадков в зависимости от размера зерен. На диаграмме *б* показана тенденция уменьшения пористости с увеличением давления перекрывающих осадков (Chilingar, Knight, 1960; Shumway, 1960; Weller, 1959).

вергается различным минеральным изменениям в отличие от породы, которая отжалась насухо, прежде чем достигла того же уровня. Вопрос о том, превратится ли ил когда-нибудь в сланец, возможно, зависит от подобного различия условий диагенеза.

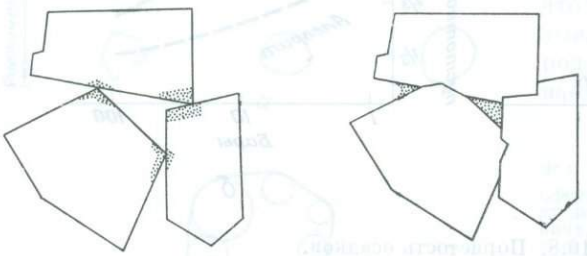
Возможно, следует допустить, что простые обстоятельства не обычны в геологии и что изображенная выше картина, когда вся отжимаемая вода



Ф и г. 16.9. Течение воды близ водоносного горизонта.

мигрирует в вертикальном направлении, вероятно, значительно усложняется вследствие наклонения пластов и наличия водоносных горизонтов. Добыча нефти по существу основывается на том факте, что легкие жидкости ниже непроницаемых покрышек не остаются на месте, а мигрируют в боковом направлении к вышерасположенным участкам любых проницаемых слоев ниже барьера. Вода ведет себя таким же образом, так что глинистые сланцы, например, ниже наклонного пласта песчаника могут быть гораздо суше, чем глинистые сланцы, лежащие непосредственно выше этого пласта (фиг. 16.9).

Теперь мы можем объяснить способы взаимодействия физических свойств и химизма при диагенезе на примерах: 1) когда толщи глинистых сланцев проходят буровыми скважинами, вода, которая просачивается в скважину из глинистых сланцев, часто содержит очень много растворенных веществ. Возможное объяснение этого, видимо, заключается в том факте (особо отмеченном в гл. 15), что вода близ поверхности твердого тела, вероятно, отличается по содержанию растворенных компонентов от воды, расположенной дальше от этой поверхности (мы будем говорить о «капельно-жидкой воде»); 2) когда влажный осадок сдавливается, то капельно-жидкая вода отжимается легче, чем поверхностно-адсорбированная; фактически адсорбированная вода, возможно, только под давлением перекрывающей толщи осадков вообще не отжимается, а может сохраняться и содержать анормальные количества растворенных веществ до тех пор, пока разбуривание не приведет к ее миграции. Можно



Фиг. 16.10. Консолидация осадка без добавки цемента.

Материал из участков осажденных зерен, находящихся под высоким давлением, мигрирует в участки с низким давлением, находящиеся между зернами; в результате осадок уплотняется и консолидируется.

полагать, что вода, которая не могла отжаться под действием давления вышележащих осадков, не могла бы свободно течь в буровую скважину, однако здесь следует помнить о временно́м разрыве между погребением осадка и его разбуриванием; бо́льшая часть воды, которая была прочно адсорбирована в момент погребения, могла высвободиться в результате медленно протекающих процессов изменения осадка и в особенности в результате увеличения размера зерен, что характерно для процесса продолжительного погребения. Конечно, даже бурение не высвобождает всю воду из глинистых сланцев; между кристаллами в земной коре, вероятно, всегда можно обнаружить некоторое количество воды, хотя присутствие этой воды лучше всего объясняется как примесь в разупорядоченных поверхностных фазах, которые находятся между соседними хорошо окристаллизованными частицами. Нас должно интересовать, не присутствует ли вода вообще, а сколько ее имеется.

При простом перераспределении зерен пористость может понизиться и в результате изменения их формы (фиг. 16.10). Эта иллюстрация, конечно, гипотетическая, поскольку на практике никогда не известны исходные условия, и поэтому нельзя провести различия между перераспределением материала и привносом его из более удаленного источника. Однако для кварцитов и мраморов, по-видимому, наиболее обоснованно предположение, что они литифицируются исключительно в результате внутреннего перераспределения вещества.

Помимо структурных изменений, в результате давления вышележащих пород и последующего уплотнения могут измениться текстуры отложений. Во-первых, поднятия и опускания могут возникнуть посредством «механизма образования соляных куполов» (фиг. 11.6) в неконсолидированных осадках. Эти нарушения имеют размеры менее одного метра в поперечнике и известны как *текстуры нагрузки* (нагрузка может быть подсчитана только в том случае, если перекрывающая толща сохраняется и наблюдается). Во-вторых, уплотнение различных по литологическому составу осадков в разной степени может приводить к возникновению очень резких углов падения пластов (фиг. 13.3). Кроме этих небольших иллюстрированных текстур, изменению могут подверг-

нуться такие крупные образования, как рифовые шлейфы и дельтовые отложения. В каждом из этих видов осадков крупнозернистые меньше уплотняются, чем мелкозернистые, так как у них более низкая начальная пористость (фиг. 16.8). Следовательно, после уплотнения пласты больше падают наружу, чем первоначально. В рифовых шлейфах это изменение может достигать нескольких градусов. В крупных дельтах как первоначальное падение пластов, так и величина изменения падения меньше, однако уплотнение может и здесь привести к сильной морской трансгрессии и повторному затоплению суши, которая осушалась в течение активного образования дельты.

Так как процессы диагенеза большей частью смыкаются с процессами метаморфизма, дальнейшее рассмотрение относящихся сюда вопросов мы продолжим в четвертой части книги, особенно в гл. 22. Область действия возможных механизмов, посредством которых материал может перемещаться, остается той же независимо от какой-либо произвольной границы, проведенной между диагенезом и метаморфизмом. На самом деле имеется основание для того, чтобы метаморфические изменения рассматривать следующим образом: к тому времени, когда порода претерпела умеренный метаморфизм, отдельные зерна ясно различимы и часто определимы, так что изменения можно описывать вполне точными терминами; а зная то, что происходит в течение метаморфизма, мы можем лучше представить себе процессы, происходящие в течение диагенеза. Например, самые распространенные и наименее изученные диагенетические образования — это глинистые сланцы. По сравнению с другими распространенными породами глинистые сланцы изучать особенно трудно, а изучение их метаморфизма поможет узнать больше о кристаллических сланцах, а также о глинах, прежде чем пытаться проникнуть глубже в эту интересную область.

Глава 17

Методы изучения осадочных пород

Так же как и в гл. 12, методы изучения можно разделить на:

I. Методы изучения пород:

1) полевые;

2) лабораторные.

II. Методы изучения отдельных компонентов и свойств пород (только лабораторные).

Полевые исследования

I. Наблюдаемые процессы

Существует гораздо больше возможностей для изучения осадочных процессов, чем для изучения магматических или метаморфических; изучение этих процессов приобретает сейчас большой размах, особенно морские исследования.

1. Дезинтеграция. Иногда можно наблюдать переход скальной породы в детритовый материал; например, стенку карьера можно наблюдать в течение многих лет, чтобы выяснить пригодность породы для инженерных целей. Этот процесс также можно наблюдать там, где почва постепенно переходит книзу в твердую породу, за счет которой она образовалась. Для выявления процесса дезинтеграции следует проанализировать не только твердые компоненты, но и поровые флюиды. Так как из-за взаимодействия порового флюида с воздухом могут измениться его критические свойства, необходимо иметь совершенные приборы для измерения pH и Eh в поле.

2. Транспортировка. Процессы оползания и размыва почвы изучают специалисты по эрозии почв; они имеют дело со склонами, осадками, растительностью и т. д. Гидрологи определяют градиент, объем, скорость и количество переносимого осадка и его тип в потоках и реках; в меньшей степени подобные же параметры определяются для ветра. Прибрежную транспортировку можно изучать экспериментально с помощью строительства полузапруд и внесения материалов — свидетелей в критические участки. При морской подводной транспортировке приливы и течения измеряются моряками, на карты наносятся смещения песчаных банок и т. д., особенно на морских путях. Подводное оползание пород наблюдалось в истоках каньонов на континентальном склоне. Развитие оползня или мутьевого потока случайно может быть зафиксировано во времени и пространстве в результате разрывов подводных кабелей. Мутьевые потоки с низкой плотностью (плотность $< 1{,}1$ г/см^3) на дне океана еще не наблюдались, хотя в озерах можно видеть, как илистые притоки впадают в одних местах и выходят на поверхность в других.

3. Осаждение. Осадки, образующиеся в результате деятельности ледников, обвалов, наводнений и других временных явлений, замеряются и анализируются после осаждения, но скорость заиления определяется во время осаждения (например, футы в год). Нарастание верхней части дельтовых отложений можно непосредственно наблюдать годами; рост отложений подводного склона дельт в настоящее время можно измерять путем периодического составления морских карт и зондирования эхолотом, однако только некоторые из дельт были тщательно изучены. Осадконакопление в глубоких частях морей: современные глубоководные морские осадки опробуются с помощью устройств для отбора керна; скорость осадконакопления рассчитывается путем определения содержаний в осадках иония и тория (Goldberg, Koide, 1962) или посредством маркировки образца, лежащего на известной глубине от поверхности осадка. Какой бы метод ни применялся, все они основаны на той или иной разновидности явления радиоактивного распада.

4. Диагенез. Этот процесс можно наблюдать только в том смысле, что продукты изменения и некоторые неизмененные материалы могут сосуществовать. Как и в случае дезинтеграции, в полное изучение продуктов диагенеза входит исследование как порового флюида, так и твердых компонентов.

II. Продукты

1. Размер и форма осадочных тел изучаются с помощью;

а) наземного геологического картирования;

б) картирования по аэрофотоснимкам;

в) наземных геофизических методов картирования: 1) сейсмической разведки методом отраженных волн с применением взрывов, 2) разведки методом отраженных и преломленных звуковых волн («эхозондирование») (иногда оказывают помощь гравитационный, электрический, магнитный, радиометрический методы разведки);

г) бурения скважин и каротажа: 1) путем визуального изучения керна, 2) геофизическими методами (сейсмического, радиометрического, электрокаротажа и т. д.).

Так как крупные тектонические структуры, сложенные осадочными породами, имеют большое значение в нефтяной геологии, для улучшения этой группы методов было затрачено больше средств, чем в любой другой отрасли геологии.

2. Текстуры и структуры. Изучение этих особенностей осадочных пород имеет значение для различных целей:

а) чтобы различить кровлю и подошву пласта, изучают поверхности срезания косой слоистости, знаки ряби, характер изменения зернистости

осадка, трещины усыхания ила, текстуры, возникающие под нагрузкой вышележащих пород, и т. д.;

б) для определения направления переноса зерен изучают косую слоистость, характер перекрывания частиц, ориентировку осей галек и т. д.;

в) для определения природы обстановки осадконакопления определяют мощность слоев, однородности слоистости, перерывы осадконакопления и разрывы; цвет, зернистость и состав пород; вариации породы в пределах одного обнажения и между разными обнажениями; специальные индикаторы, как, например, трещины усыхания ила, ледниковые штрихи, псевдоморфозы по кристаллам каменной соли и т. д.;

г) для определения истории породы изучают геометрические соотношения пород, несогласия и т. д.

3. Окаменелости. В основном они изучаются в лабораторных условиях; в поле можно определить преобладающее положение и условия сохранности (неизмененные, разрушенные, разломанные и т. д.), относительное обилие вида, горизонтальное и вертикальное распределение.

Лабораторные исследования

I. Геометрические параметры

1. Порода может изучаться с помощью:

а) гранулометрического состава;

б) округлости и сферичности зерен;

в) пористости и наличия полостей и цемента.

Гранулометрический состав помогает отличить остаточные отложения от переотложенных (нормально осадочных), а иногда прямо указывает на формы переноса материала. Изучение округлости и сферичности само по себе имеет меньшую ценность, однако наряду с другими свойствами их можно замерять во многих участках для выявления общих тенденций (см. ниже п. 4).

2. Индивидуальные минералы. Изучение формы зерна позволяет определить, если это вообще возможно, имеет ли зерно обломочную природу или оно выросло в той среде, в которой находится. Эвгедральные нарастания на округлые ядра указывают на то, что, вероятно, имели место оба процесса (методы, облегчающие наблюдение над зернами, заключаются в разделении зерен породы, иногда это можно сделать при помощи попеременного подсушивания и увлажнения породы в соответствующих растворах или с помощью встряхивания, и использования селективных травящих средств и красок, нанося их на ровную поверхность петрографического шлифа или реплик). Срезы можно изготавливать, покрывая породу каким-либо клеем (лаком), который образует оболочку, и сдирая ее после усыхания. Электронный микроскоп хорошо приспособлен для выявления малейших структурных особенностей и использования, например, для разделения песков, отложенных ветром, от водноосадочных пород.

II. Изучение состава

1. Порода в целом. Для изучения осадочных пород применяются те же методы, что и для изучения магматических (гл. 12). Большая часть осадочных пород представлена тонкозернистыми образованиями, минералы которых трудно изучать даже с помощью микроскопа, так что в настоящее время все большее и большее применение для количественного минералогического изучения находят рентгеновские и родственные им методы анализа.

2. Компоненты породы. Если кварц из одного источника трудно отличить от кварца из другого источника, помощь в определении источника сноса могут оказать присутствующие в осадочной породе тяжелые минералы (цир-

кон, гранат, роговая обманка и т. д.). Эти тяжелые минералы обычно выделяются путем центрифугирования дезинтегрированного образца в жидкости с удельным весом 2,7; после определяются минералы тяжелой фракции и их относительные содержания.

3. Индивидуальные минералы. Объектами изучения отдельных минералов могут служить:

а) изотопный состав кислорода в карбонатах (что может указывать на температуру образования);

б) содержание бора в иллите (индикатор солености бассейна отложения);

в) содержание калия и аргона в глауконите (определение абсолютного возраста);

г) содержание магния в кальците (иногда может служить для понимания диагенетической истории породы).

III. Окаменелости

Здесь стоит отметить только то, что окаменелости могут указывать на соленость, глубинность, температуру, чистоту и характер течения вод, в которых они обитали, а иногда могут представить более детальную информацию (об изоляции бассейнов, существовании сухих перемычек и т. д.). В действительности же они не всегда отражают условия образования той породы, в которой они оказались погребенными. Для полного регионального исследования необходимо изучать как окаменелости, так и вмещающие их породы.

IV. Региональное изучение

По сравнению с телами магматических пород условия формирования осадочных пород более сложны как в отношении масштабов местных изменений, так и степени изменчивости свойств осадка вследствие влияния на него рельефа, источника осадка и в отношении их текстурных, минералогических и биологических особенностей. В самом деле, региональное исследование может быть очень трудоемкой работой. Вычислительные машины сейчас очень часто применяются для того, чтобы отделить преобладающие тенденции и факторы среди случайных данных, собранных по образцам из различных мест.

V. Физические методы

Среди физических свойств, представляющих особый интерес для нефтяников и гидрогеологов, важное значение имеет проницаемость осадочных пород, а их поведение под нагрузкой очень ценно для всех разновидностей крупномасштабных инженерных работ.

Лабораторные исследования других особенностей породы

1. Химические. Как и при изучении изверженных пород, здесь удобнее исследовать химические взаимодействия в простых смесях, а не в природных. Например, многие теории типа тех, которые разобраны в гл. 15, можно проверить экспериментально и сопоставить с наблюдаемыми природными фактами.

2. Физические. В противоположность магматическим осадочные процессы можно имитировать в аэродинамических трубах, искусственных волнообразующих бассейнах, воронках и т. д., используя природные осадки или искусственные материалы с хорошо известными свойствами (например, состоящие из однородных сферических частиц). Многие процессы можно воспроизвести в естественных масштабах. Некоторые процессы, такие, как течение

суспензионного потока, со временем вынужденно приобретают все меньшие масштабы, что обусловливается динамическими, а также геометрическими факторами.

3. Математические исследования. Существует ряд положений, например случай сферической частицы, падающей в воде, или поток, текущий через цилиндрическую трубу, для которых можно разработать удовлетворительные математические теории. Однако так как эксперименты и наблюдения в природе осуществлять относительно легко, а различие между поведением природных обломочных частиц и любым математическим выражением этого поведения довольно велико, то многие формулы в теории осадконакопления выводятся на основании наблюдений, а не математических постулатов.

Метаморфические породы и образования, промежуточные между метаморфическими и магматическими

В этой части, хотя меньше, чем в двух предыдущих, автор стремится отделить факты от гипотез. Вслед за двумя краткими вводными главами, посвященными терминологии, в остальном материале этой части в начале каждой главы рассматриваются наблюдаемые факты, а затем их теоретическая интерпретация.

Глава 18

Виды метаморфизма

Горные породы могут изменяться без их расплавления самым разнообразным путем. Поэтому при ознакомлении с этой областью петрологии необходимо прежде всего выделить в ней главные виды таких изменений.

МЕТАМОРФИЗМ, ДИАГЕНЕЗ И ВЫВЕТРИВАНИЕ

Процессы диагенеза и выветривания связаны с метаморфизмом непрерывными переходами; различия между этими процессами заключаются лишь в степени изменения горных пород. Можно, например, условно отнести к диагенезу процессы, осуществляющиеся без разложения пород под воздействием поверхностных вод при температуре ниже 100° С и давлении до 1 кбар. Процессы разложения и выщелачивания, происходящие в этих же условиях, называются *выветриванием*. Процессы, протекающие при температуре выше 100° С и давлении более 1 кбар, можно называть метаморфизмом. Изменения, происходящие при меньших значениях термодинамических параметров в результате воздействия вод, восходящих из внутренних частей земной коры, проявляются довольно редко. Вряд ли правильно относить их к диагенезу или выветриванию, однако не столь уж важно, назовем ли мы их метаморфизмом или как-нибудь иначе.

Изохимический метаморфизм и метасоматоз

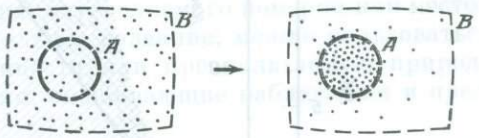
Метаморфизм — любое изменение *облика* горной породы в результате процессов, идущих при преимущественно твердом состоянии вещества и не относящихся к диагенезу и выветриванию. Подобным образом метасоматоз представляет собой любое изменение *общего химического состава* породы, происходящее в твердом состоянии вещества и не относящееся к явлениям диагенеза и выветривания. Метасоматоз не может осуществляться без метаморфического изменения горных пород, и вследствие подвижности компонентов трудно представить метаморфизм, происходящий без хотя бы небольших изменений состава. Таким образом, изохимический метаморфизм — это всего лишь теоретическая концепция, а реальные метаморфические процессы можно подразделить на две категории:

1. Метаморфизм, сопровождающийся слабым метасоматозом.

2. Метаморфизм, сопровождающийся интенсивным метасоматозом.

Однако, подобно тому как поведение двухкомпонентного расплава полезно для понимания поведения магм, и модель изохимического метаморфизма удобна для приближенного изучения природных изменений.

Некоторое изучаемое изменение в зависимости от размеров наблюдаемого тела горной породы может быть отнесено к той или иной из упомянутых выше



Фиг. 18.1. Метасоматоз и изохимическое перераспределение вещества.

двух категорий. Это положение иллюстрируется фиг. 18.1. В пределах объема A произошел заметный метасоматоз, тогда как в рамках большего объема B осуществилось лишь изохимическое перераспределение компонентов.

Региональный и местный метаморфизм

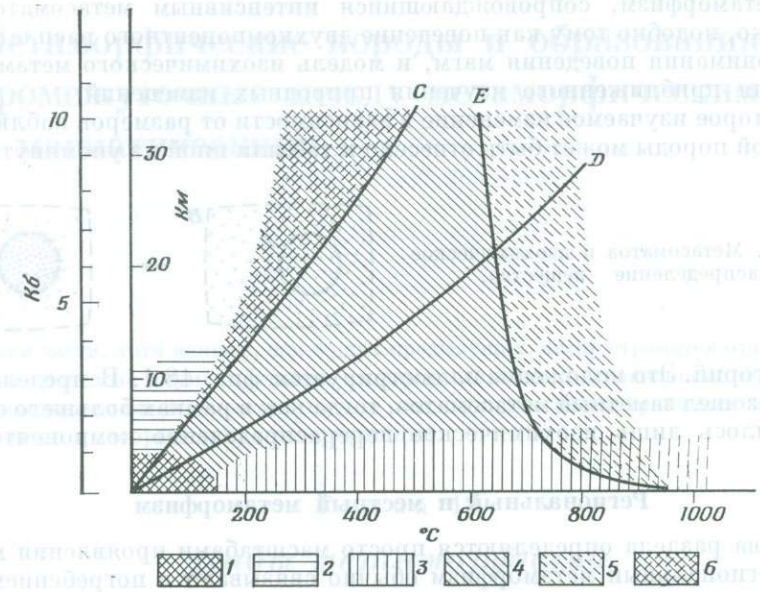
Эти два раздела определяются просто масштабами проявления метаморфизма. Региональный метаморфизм обычно связывают с погребением пород, сопровождающимся увеличением температуры и давления. Местный метаморфизм может быть обусловлен, например, процессами деформации. В частности, в результате движения по разлому генерирующиеся при этом тепло и механические напряжения могут привести к метаморфизму непосредственно прилегающих пород. Местный метаморфизм может быть также обусловлен внедрением горячей магмы. Изменения, возникающие в этом случае, называют *контактным метаморфизмом*.

Прогрессивный и регрессивный (ретроградный) метаморфизм

Изменения горной породы, вызванные бóльшими температурами и давлениями, чем те, при которых она ранее существовала, называются прогрессивными, и, наоборот, изменения, вызванные наложением термодинамических факторов меньшей величины, носят название регрессивных (ретроградных). Существуют и другие варианты изменений, например, изоградный метасоматоз, приспособление горной породы к более высокому давлению, но меньшей температуре и т. д., однако все эти процессы играют относительно небольшую роль. Прогрессивный метаморфизм в конечном счете перерастает в плавление, а регрессивный граничит с выветриванием [1].

В зависимости от того, какой из двух основных параметров — давление или температура — играли главную роль, соответственно различают два крайних случая, между которыми располагаются все условия метаморфизма. В результате погребения горные породы подвергаются одновременному воздействию высоких давлений и температур, или *динамотермальному метаморфизму*. К этому типу относится региональный метаморфизм. Увеличение гидростатического давления без одновременного повышения температуры может проявляться лишь очень ограниченно. Поэтому на фиг. 18.2 поле чисто динамического метаморфизма показано довольно узким. Однако породы могут подвергаться сколовым напряжениям, или, иными словами, направленному негидростатическому давлению. Фактически напряжения сжатия, нормальные к некоторым плоскостям, в горной породе могут превышать гидростатическое давление на 2 кбар и более. Вероятно, именно

[1] Это утверждение неправильно: в процессах выветривания весьма важен биологический фактор, который здесь не учитывается.— *Прим. ред.*



Ф и г. 18.2. Термодинамические пределы метаморфизма.

Условия, отвечающие незаштрихованному полю в левой части фигуры, не проявляются в природе. Кривые *C*, *D* и *E* соответствуют аналогичным кривым на фиг. 1.5.

1 — диагенез и выветривание; *2* — динамический метаморфизм; *3* — термический метаморфизм; *4* — динамотермальный метаморфизм; *5* — начало плавления; *6* — возможные переходные неустойчивые условия в геосинклиналях.

в таких условиях во многих случаях и осуществлялся динамический метаморфизм. Ориентированное давление примерно в этих размерах предполагают обычно для объяснения возникновения трещиноватости в твердых горных породах.

Автометаморфизм

Этим термином обозначают изменения, проявляющиеся в магматическом теле по мере его охлаждения в присутствии генерируемых самим телом водных флюидов. К автометаморфизму относятся реакции минералов с образованием разностей, более богатых водой, перераспределение границ кристаллов и упорядочение составов полевых шпатов.

Глава 19

Классификация и номенклатура метаморфических пород

Метаморфические породы, так же как и осадочные, желательно рассматривать, избегая всякой двусмысленности. При этом независимо от того, предлагаем ли мы систематизировать прежние знания или предложить новые гипотезы, нам придется оперировать хотя бы с небольшим числом названий и классов метаморфических пород, которые должны быть удобными и понятными. Перед рассмотрением короткого перечня таких удобных классов следует повторить некоторые предварительные условия, уже упоминавшиеся в предыдущих главах:

1. Для метаморфических пород особенно важное значение имеет четкое разграничение терминов, характеризующих преимущественно структуру или состав, или, наконец, происхождение породы.

2. В предлагаемой классификации каждая порода должна располагаться лишь в одной, а не в двух или нескольких рубриках.

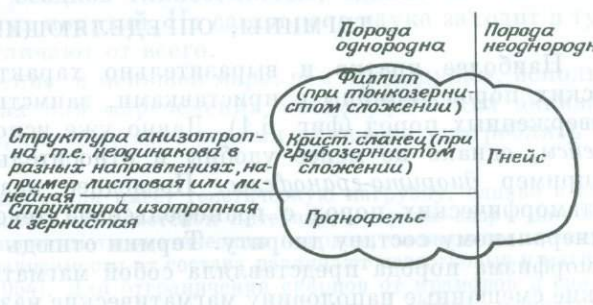
3. При описании свойств ряда пород следует предварительно давать общее определение всех пород этой группы.

4. При описании отдельного образца, определяемого номером или местом взятия, не обязательно давать окончательное название; можно пользоваться любым термином, отражающим особенности или предполагаемую природу образца, однако нежелательны названия, смешивающие наблюдения и предположения.

5. Применительно к конкретной цели исследования следует сделать правильный выбор названия породы. Один и тот же выход может быть описан как *пустая порода*, *перекрывающая порода*, *водоносный горизонт*, *кепрок*, *В-тектонит* или *известняк*. Все эти названия могут быть в равной мере правильными, но для конкретных целей исследования будет подходить только одно из них.

СТРУКТУРНЫЕ ТЕРМИНЫ

Второму из приведенных выше предварительных условий практически отвечает классификация, состоящая всего лишь из четырех понятий — *кристаллический сланец* (schist), *филлит* (phyllite), *гнейс* (gneiss) и *гранофельс* (granofels) (фиг. 19.1). Границы между этими типами отдельные исследователи могут проводить несколько различно, но в принципе любая метаморфическая порода в такой классификации находит себе однозначное место.



Ф и г. 19.1. Возможная классификация метаморфических пород по структурно-текстурным типам.

Исключение представляют лишь изотропные агрегаты чешуйчатых или призматических кристаллов, которые встречаются в природе редко. Относительно предложенной классификации сделаем следующие замечания:

1. Предлагаемые термины несут генетическую нагрузку лишь в том смысле, что они подразумевают в общем метаморфическое происхождение пород.

2. Определение гомогенности (или негомогенности) породы зависит от масштабов наблюдений. Например, вполне правильно будет такое определение: «Этот образец кристаллического сланца взят из обнажения гнейса».

3. Термины *гнейс* и *гранофельс* не несут каких-либо ограничений размеров зернистости и могут сопровождаться определениями тонко-, грубозернистый и т. д.

4. В предлагаемой классификации нет термина *глинистый*, или *аспидный*, *сланец*, который часто используется в одной серии с терминами *филлит* и *кристаллический сланец* для обозначения наиболее тонкозернистых метаморфических пород. Для тонкозернистых метаморфических пород лучше

использовать термин *филлит*, чем называть породу, лишенную характерного кливажа, аспидным сланцем.

5. Отсутствует какой-либо специальный термин для пород, сложенных чешуйчатыми или стержневидными кристаллами в случайной ориентировке, например некоторых тальковых пород. Необходимо преодолевать соблазн назвать такие породы кристаллическими сланцами. При отсутствии ориентировки чешуек правильнее употребить название *тальковая порода*, нежели более профессиональный, но неверный термин *тальковый сланец*.

Для более точного описания строения горных пород имеется ряд терминов, например:

листоватый, *линейный*, } если отсутствует линейная ориентировка, кристаллические сланцы обычно обладают листоватостью (плоскостной ориентировкой);

расслоенный, *линзовидный*, *сгустковый*, *очковый*, } гнейсы обычно обладают строением, которое характеризуется одним из этих определений; для очковой текстуры см. фиг. 20.1, *в* и 20.4, *д*;

порфиробластовый — с возникшими при метаморфизме крупными изолированными кристаллами в относительно тонкозернистой связующей массе (ср. *порфировый*, гл. 5);

пойкилобластовый — с возникшими при метаморфизме кристаллами, содержащими многочисленные включения (ср. *пойкилитовый*, гл. 5).

Не следует отвергать какие-либо термины на том основании, что они «негеологичны»; например, термин *пятнистый*, имеющий несколько бытовой оттенок, пожалуй, лучше, чем используемый для того же *сгустковый*, а определение *комковатый* во многих случаях уместнее, чем *бластопсефитовый*.

ТЕРМИНЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СОСТАВ

Наиболее кратко и выразительно характеризуют состав метаморфических пород термины с приставками, заимствованными из номенклатуры изверженных пород (фиг. 6.1). Давно уже используется название *гранитогнейсы*, однако не менее удобны и относительно малоизвестные термины, например *диорито-гранофельс*. Последнее название предназначается для метаморфических пород с гранофельсовой текстурой, соответствующих по минеральному составу диориту. Термин отнюдь не подразумевает, что до метаморфизма порода представляла собой магматический диорит. В прошлом такие смешанные наполовину магматические названия действительно использовали для обозначения исходно-магматических пород, но впоследствии от этого отказались.

Помимо терминов, приведенных на фиг. 6.1, применительно к магматическим породам употребляются также некоторые названия, рассмотренные в гл. 7 и 9: чарнокит, эклогит, анортозит, пироксенит и в меньшей мере другие названия ультраосновных пород. Поскольку эти термины не несут ярко выраженной генетической нагрузки и не подразумевают непременного магматического происхождения породы, а прежде всего отражают состав, их можно и впредь использовать для обозначения метаморфических пород.

К сожалению, в результате метаморфизма осадков возникают во многих случаях породы, состав которых нельзя отразить ни одним из упомянутых выше терминов. На фиг. 13.6 можно видеть, что осадочные (и метаморфические) породы по сравнению с магматическими могут быть сильно обогащены кремнеземом, известью, глиноземом, железом или магнезией. Такого рода особенности состава отражает, например, термин *магнезиальные кристаллические сланцы*. Однако вне области составов изверженных пород широко применяются названия с использованием в качестве определений главных

минералов. Так, более конкретный термин *тальковый сланец* в некоторых случаях удобнее, чем общее название *магнезиальный кристаллический сланец*.

Наконец, существуют и некоторые специфические для метаморфических пород термины. В приведенном ниже перечне сокращения в скобках означают смысловую нагрузку, отражающую состав (ст) или одновременно состав и генезис породы (сг):

Кварцит (ст) — преимущественно кварцевая порода, не обязательно метаморфизованная, но обладающая настолько прочным сцеплением зерен, что поверхность разлома образца сечет зерна, а не проходит по их границам, как у песчаников.

Мрамор (сг) — метаморфическая порода, в настоящее время сложенная главным образом кальцитом или доломитом.

Известково-силикатная порода, или скарн (сг), — метаморфическая порода, в настоящее время сложенная преимущественно кальцитом и кальцийсодержащими силикатами (диопсид, волластонит, кальциевый гранат и т. д.) [1].

Горнблендит (сложен преимущественно роговой обманкой) и *эпидозит* (сложен преимущественно эпидотом) — термины, не несущие никакой генетической или структурной нагрузки.

Амфиболит (ст) — метаморфическая порода, сложенная в настоящее время главным образом амфиболом и плагиоклазом (неметаморфизованные магматические породы близкого состава обычно называют роговообманковыми габбро или роговообманковыми диоритами).

Пелитовый — определение, относящееся к метаморфизованным глиноземистым осадкам, однако, если его применять строго систематически, как это рекомендуется в табл. 14.1, оно должно быть предназначено для тонкозернистых метаморфизованных осадков. Верно, конечно, что в большинстве случаев глиноземистые осадки тонкозернистые и, наоборот, что большинство тонкозернистых осадков глиноземистые, однако нет никакой пользы от смешивания этих двух понятий. На самом деле наука заходит в тупик, когда *большинство* не отличают от всего.

Псаммитовый — определение, в меньшей мере, чем предыдущее, используемое в тех же двух смыслах для определения метаморфических эквивалентов кварцевых песчаников; поэтому этот термин лучше не употреблять [2].

---

[1] Автор указывает, что термин *скарн* имеет генетическую нагрузку, однако в его определении он отражает лишь состав. В советской литературе термин *скарн* широко привился применительно к реакционно-метасоматическим породам, сложенным преимущественно силикатами, причем в зависимости от состава различают известковые и магнезиальные скарны (Коржинский, 1954). Для отграничения скарнов от мраморов и силикатно-карбонатных метаморфических пород, называемых обычно в нашей литературе кальцифирами, предлагалось использовать количественную границу — содержание карбонатных минералов не более 10%, а разграничение магнезиальных и известковых скарнов проводить по соотношению CaO : MgO, относя породы такого типа, в которых это отношение выше 1, к известковым, а породы, в которых оно равно 1 или ниже, к магнезиальным скарнам (Смолин, 1959). Термин *известково-силикатная порода* вообще не привился в советской литературе, собирательного нейтрального термина такого типа, отражающего лишь состав, вообще у нас нет, и обычно применительно к породам этой группы пользуются конкретными нейтральными терминами, например *гроссуляр-волластонитовая порода*, или, желая подчеркнуть какие-либо генетические особенности, используют термины *роговик* (контактно-метаморфическая, преимущественно изохимическая порода), *скарноид* (порода с заметным проявлением метасоматоза) и др.— *Прим. перев.*

[2] Термины *псефит*, *псаммит* и *пелит* автор рекомендует в табл. 14.1, следуя предложению американской номенклатурной комиссии, относить к метаморфизованным эквивалентам соответствующих по зернистости осадков-рудитов (грубообломочных), аренитов (песчаных размеров), силтитов (алевритовых размеров) и лютитов (глинистых размеров). Однако первоначально обе серии терминов относились только к осадочным породам, а предложение американской комиссии, подчеркиваемое Бейли, до сих пор не нашло распространения. В советской геологической литературе благодаря известным руководствам Л. В. Пустовалова, М. С. Швецова, Л. Б. Рухина и др. применительно к осадочным образованиям укоренилась именно первая система терминов (*псефит — пелит*), в связи с чем для нас особенно неприемлемо предложение Бейли. Некоторое распространение

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТЕРМИНЫ

Приставки *эпи-* и *мета-* к терминам общего пользования означают метаморфизованность пород. К числу названий, сконструированных подобным образом, относятся, например, эпидиорит, метагаббро, метавулканический. Поскольку приставка *эпи-* в узком смысле означает *вне* и *после*, она используется также и безотносительно к метаморфизму, например в терминах *эпизона* (внешняя часть земной коры) или *эпикластический* (порода, возникшая в результате агрегации разломленных кусочков, ср. *детритусовый*). С использованием упомянутых приставок термины, относящиеся к изверженным породам, сохраняют свое генетическое значение. И если название *диоритогнейс* характеризует лишь современный минеральный состав породы и ее текстуры, то термин *эпидиоритовый гнейс* подчеркивает, кроме текстуры, лишь происхождение, поскольку современный состав этой породы может не иметь ничего общего с диоритом.

Приставки *орто-* и *пара-* имеют чрезвычайно широкое распространение вообще (*ортодокс*, *парабола* и т. д.). Применительно к метаморфическим породам они соответственно указывают на исходно-магматическое или осадочное происхождение (например, *ортогнейс* и *параамфиболит*). В настоящее время определение *гранито-* в термине *гранитогнейс* не несет генетической нагрузки. Поэтому особенно удобно пользоваться приставками *орто-* и *пара-*. Таким образом, названием *парагранито-гнейс* мы однозначно определяем генезис, состав и текстуру породы; термин *парагнейс* характеризует генезис и текстуру, но не состав, а термин *гранитогнейс* — состав и текстуру, но не происхождение породы.

Первое отступление. Представляется полезным ввести термин *парагранит*, не несущий структурной нагрузки, но указывающий на происхождение (метаосадочное) и состав (гранитный) породы. В течение более столетия длится дискуссия о возможности образования пород со свойствами гранита за счет осадочных пород без заметного их плавления, и разногласия в этом вопросе сохраняются до сих пор. Однако независимо от того, насколько распространен парагранит, этим термином удобно было бы для краткости пользоваться, например, при постановке таких вопросов: каким образом могут возникать параграниты и может ли порода Тоу-Хеда быть парагранитом?

Второе отступление. Вопрос о том, насколько целесообразно изменять существующее использование терминов, всегда остается открытым. Практически геологи умеют пользоваться как термином *гранит*, так и соответствующими понятиями, отражающими состав и происхождение породы. Небезынтересно выяснить, почему возникли какие-либо трудности, поскольку это позволит в дальнейшем избегать аналогичных осложнений. Длительная дискуссия вокруг понятия гранит обусловлена тем, что это словечко из старинных каменоломен перекочевало в геологическую практику с определенными допущениями. Сложилось представление о граните как о магматической породе с определенными свойствами, однако определения для породы с теми же свойствами, но немагматического происхождения не появилось просто потому, что тогда не было сторонников этого взгляда. И появилась неполная классификация, отраженная на фиг. 19.2. Таким образом, каждое определение в известной мере характеризует *два* класса объектов, удовлетворяющих и не удовлетворяющих определению, и необходимо, чтобы существовали термины, обозначающие столь же ясно второй класс, как и первый.

получили эти термины в отечественной литературе по метаморфическим породам лишь с приставкой *мета-*. Например, эквивалентом распространенного в англо-американской литературе понятия о пелитовом классе метаморфических пород (глиноземистых) у нас выступает термин *метапелитовые породы*.— *Прим. перев.*

Помимо приставок *эпи-*, *мета-*, *орто-* и *пара-* в номенклатуре метаморфических пород нет каких-либо генетических терминов, которые могли бы сложиться в некоторую классификацию. В подходящих случаях можно прибегать к одному из приводимых ниже терминов, а в остальном приходится просто излагать в определениях предлагаемую генетическую гипотезу

Ф и г. 19.2. Пример неполной системы терминов применительно к понятию гранита.
1 — наличие соответствующего термина; *2* — отсутствие соответствующего термина.

и говорить, например, о «термически метаморфизованном туфе» или породе, «возникшей за счет перидотита в результате регрессивного метаморфизма, сопровождавшегося метасоматозом»:

Контактный роговик — тонкозернистый гранофельс, образующийся при контактном метаморфизме.

Милонит — тонкозернистая порода, возникшая при динамическом метаморфизме.

Катаклазит, катакластическая порода,— порода, возникающая при динамическом метаморфизме и состоящая из угловатых обломков.

Тектоническая брекчия — катаклазит из зоны разлома.

Перечисленные только что выше термины несут как структурную, так и генетическую нагрузку.

Глава 20

Продукты метаморфизма

Теперь мы в состоянии рассмотреть результаты наложения различных видов метаморфизма на различные изверженные и осадочные породы. Мы начинаем с динамического метаморфизма, который проявляется только как местный и приводит к простым результатам.

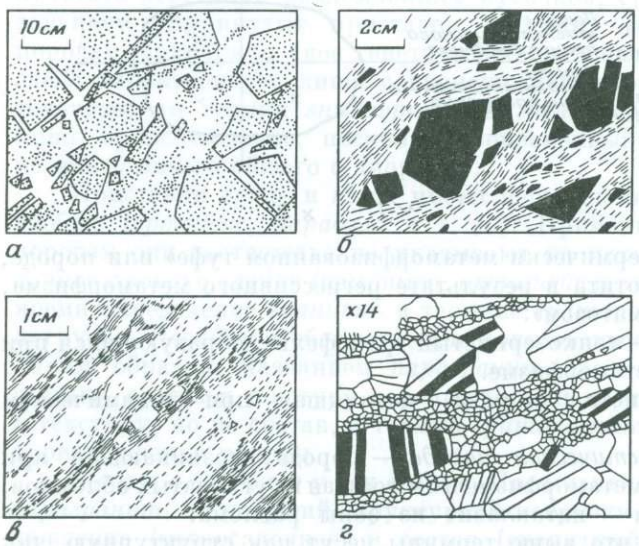
ДИНАМИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ

На фиг. 20.1 показаны некоторые структуры, возникающие при динамическом метаморфизме. Поскольку эффект динамического метаморфизма имеет не химическую, а чисто механическую природу, его результаты сильно колеблются в одних и тех же пределах в самых различных исходных породах. Диагностика продуктов динамического метаморфизма не всегда проста в связи со следующими обстоятельствами.

Катаклазиты можно спутать с другими брекчиями, например с фангломератами или агломератами, особенно если эти исходно-обломочные породы подвергаются наложенному метаморфизму. Для отличия катаклазитов от других обломочных пород необходимо изучать границы брекчий с ненарушенными породами. Катаклазиты постепенно переходят в ненарушенные породы, тогда как другие брекчии имеют с ними резкие границы. Второй критерий — сходство или различие состава брекчий с вмещающими породами. При различном составе брекчия явно не относится к катаклазитам, тогда как при нали-

чии лишь некоторых обломков, соответствующих вмещающим породам, этот критерий не позволяет однозначно определить природу брекчий. Следует также сопоставлять обломки и связующую массу брекчий. При большом сходстве их состава вероятна катаклазитовая природа обломочных пород [1], при заметном их различии это менее вероятно, но не исключено.

Очково-кластические породы можно перепутать с очково-бластическими (с порфиробластами очкового облика), особенно если очковые выделения



Ф и г. 20.1. Структуры динамометаморфизованных пород.
а — катаклазит; *б* — глазки, возникшие при деструктивной деформации (ср. фиг. 20.4, *б*); *в* — милонит; *г* — грануляция в микромасштабе.

состоят из кварца или полевого шпата, а связующая масса перекристаллизована. В том случае, если связующая масса целиком кластическая, очковые выделения также можно однозначно определять как кластические. При идиоморфном облике очковых выделений более вероятно порфиробластическое их происхождение. Если ни один из этих двух признаков не доминирует, приходится оставлять оба возможных предположения о происхождении очковых пород.

Милониты в штуфе могут быть перепутаны как с осадочными породами, так и туфами. Критерии для их определения обнаруживаются в полевых взаимоотношениях. Если тонкообломочные породы не имеют секущих соотношений, выявление их милонитовой природы осложняется. Милониты мощностью в несколько сантиметров составляют ничтожную долю коровых образований, однако они относятся к наиболее типичным их проявлениям и возникают на поверхности проскальзывания (slickensiding) горных пород.

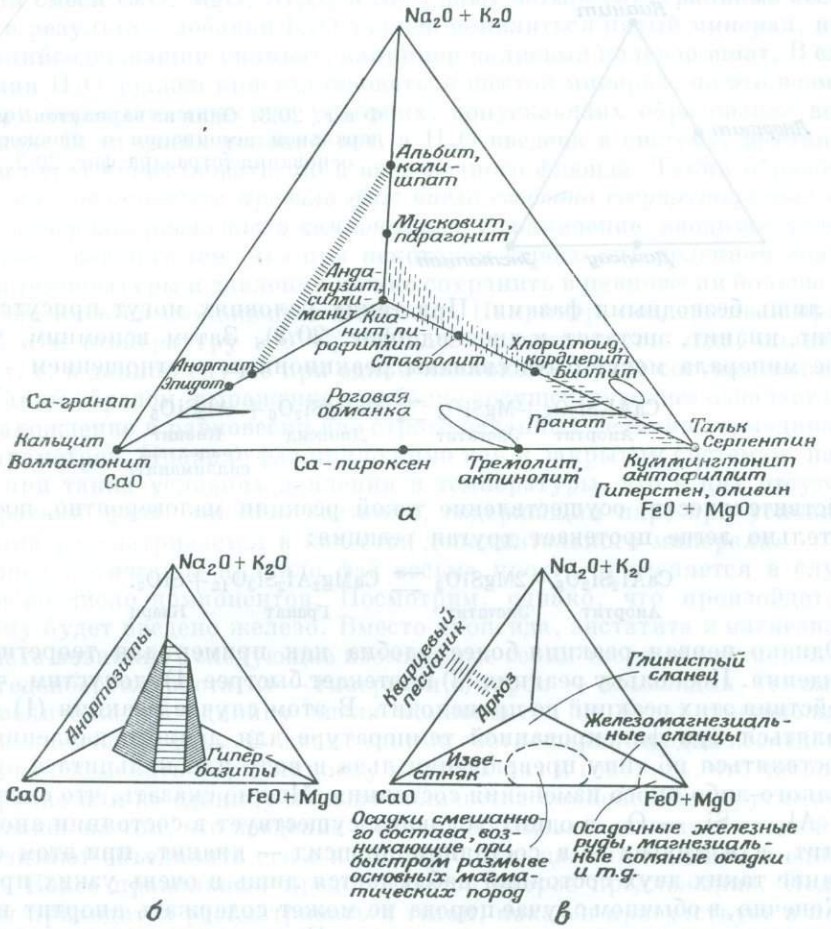
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ И ПРАВИЛО ФАЗ

Динамотермальный метаморфизм — гораздо более сложное явление, чем динамический метаморфизм. При различных комбинациях высоких температур и давлений могут проявляться многочисленные реакции минералов. Очевидно, прежде чем рассматривать динамотермальный метаморфизм, необходимо познакомиться с возникающими в его процессе минералами и оценить возможности их сосуществования.

На фиг. 20.2 показаны главнейшие метаморфические минералы. Этой диаграммой можно пользоваться следующим образом. Допустим, что нам необ-

[1] Этот критерий не столь существен, как полагает автор. Сходство состава связующей массы и обломков может наблюдаться у внутриформационных диагенетических осадочных брекчий и у интрузивных литокристаллокластов (Смолин, 1970). Для различия всех этих обломочных пород необходимо изучать комплекс признаков. — *Прим. перев.*

ходимо с ее помощью определить минералы, которые возникают при изохимическом метаморфизме глинистых сланцев. Пока из многочисленных минералов, нанесенных на диаграмму, можно лишь, например, исключить, используя принцип равновесия (гл. 8), анортит и волластонит, поскольку они по



Фиг. 20.2. Метаморфические минералы.

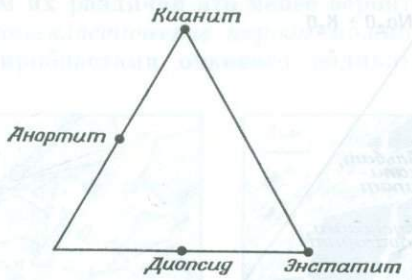
Вершины тетраэдра состава те же, как и на фиг. 13.6; для сравнения здесь воспроизводятся две соответствующие диаграммы. Штриховкой в большой диаграмме показаны поля составов глинистых минералов: вертикальной — иллита, каолинита и монтмориллонита; горизонтальной — хлорита и вермикулита. Задняя вершина тетраэдра — Al_2O_3.

составу далеки от валового состава глинистых сланцев. За счет существенно глиноземистых сланцев наиболее вероятно возникновение заметных количеств хлоритоида, кордиерита, ставролита или мусковита, а при железо-магнезиальном составе сланцев — хлоритоида, хлорита, биотита или граната.

Эти предположения подтверждаются полевыми наблюдениями, которые свидетельствуют, что совместно образуются далеко не все из приведенных на диаграмме минералов. Как и другие геологические явления, эти соотношения определяются прежде всего энергией. Ниже в этом разделе мы попытаемся, исходя из теоретических предпосылок, выявить связь между числом сосуществующих минералов и их энергетическими соотношениями. В следующем же разделе, посвященном продуктам динамотермального метаморфизма, мы вернемся к рассмотрению наблюдаемых фактов.

Рассмотрим довольно простую по составу породу, лишенную щелочей. Точка состава такой породы будет располагаться на основании тетраэдра фиг.

20.2. Допустим также, что в этой породе совершенно нет железа и роль компонента правой вершины тетраэдра играет лишь магний. И, наконец, предположим, что начальные условия характеризуются столь высокими температурами и столь небольшими количествами воды, что все минералы представ-



Фиг. 20.3. Один из вариантов минеральной ассоциации в плоскости основания тетраэдра фиг. 20.2.

лены лишь безводными фазами. При таких условиях могут присутствовать анортит, кианит, энстатит и диопсид (фиг. 20.3). Затем вспомним, что эти четыре минерала могут быть связаны реакционным соотношением

$$\underset{\text{Анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{Энстатит}}{MgSiO_3} \rightleftarrows \underset{\text{Диопсид}}{CaMgSi_2O_6} + \underset{\substack{\text{Кианит}\\(\text{андалузит}\\\text{силлиманит})}}{Al_2SiO_5} \qquad (1)$$

В действительности, осуществление такой реакции маловероятно, поскольку значительно легче протекает другая реакция:

$$\underset{\text{Анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} + 2\underset{\text{Энстатит}}{MgSiO_3} \rightleftarrows \underset{\text{Гранат}}{CaMg_2Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{Кварц}}{SiO_2}. \qquad (2)$$

Однако первая реакция более удобна как пример для теоретического обсуждения. Поскольку реакция (2) протекает быстрее (1), допустим, что взаимодействия этих реакций не происходит. В этом случае реакция (1) должна проявляться при фиксированной температуре для данного давления, т. е. осуществляться по типу превращения льда в воду или кальцита в арагонит или какого-либо иного изменения состояния. Можно сказать, что смесь Ca — Mg — Al_2 — Si_3 — O_{11} в одних условиях существует в состоянии анортит — энстатит, а в других — в состоянии диопсид — кианит, при этом сосуществование таких двух состояний наблюдается лишь в очень узких пределах.

Конечно, в обычном случае порода не может содержать анортит и энстатит в точно эквимолекулярном соотношении. Поэтому при изменении условий, смещающем равновесие вправо, какой-либо из двух минералов, анортит или энстатит, будет израсходован в процессе реакции и возникнет какая-либо одна из двух ассоциаций:

диопсид, кианит и энстатит (избыточный)

или

диопсид, кианит и анортит (избыточный).

Таким же образом и в результате течения реакции влево за счет ассоциации диопсида и кианита должна возникнуть та или иная тройка минералов:

анортит, энстатит и диопсид (избыточный)

или

анортит, энстатит и кианит (избыточный).

Таким образом, в любом случае, за исключением момента осуществления реакции, из четырех рассматриваемых минералов лишь три могут встречаться совместно.

Ранее мы допускали, что наряду с присутствием значительных количеств Ca, Mg и Al в породе имелось и необходимое количество Si. Реально, однако, должен наблюдаться или избыток, или недостаток этого компонента. В первом случае должен появиться кварц, а во втором возникнуть какой-нибудь мине-

рал с меньшим содержанием кремнезема, например оливин или гранат. Однако, поскольку пары минералов, кристаллизующиеся в той или другой стороне от условий равновесия реакции, неустойчивы совместно, возможно независимое сосуществование не более четырех минералов.

Если смеси CaO, MgO, Al_2O_3 и SiO_2 дают четырехминеральные ассоциации, то в результате добавки K_2O должен появляться пятый минерал, какой-либо калийсодержащий силикат, например калиевый полевой шпат. В случае появления H_2O должен кристаллизоваться шестой минерал, но это возможно лишь при термодинамических условиях, допускающих образование водных минералов. Если таких условий нет, а H_2O введена в систему, шестая фаза все-таки будет существовать, но в виде водного флюида. Таким образом, мы вывели *минералогическое правило фаз*: *число свободно сосуществующих в равновесии минералов равно числу компонентов.* Ограничение, вводимое условием «свободно», связано с тем, что при некотором строго определенном значении величин температуры и давления можно сохранить в равновесии больше минералов, чем имеется компонентов в системе. Например, поддерживая при давлении 1 атм температуру в 0° С, можно сохранить кусок льда, плавающий в воде, т. е. в данном случае при одном компоненте будут сосуществовать две фазы. Таким образом, выражение «свободно сосуществующие» означает совместное нахождение в равновесии вне строго заданных величин термодинамических параметров. Правило фаз приложимо как к закрытым системам, находящимся при таких условиях давления и температуры, что в них отсутствует парообразная фаза, так и к системам, содержащим пар, при условии что последний рассматривается в качестве дополнительного минерала.

Минералогическое правило фаз весьма просто применяется в случаях, когда ясно число компонентов. Посмотрим, однако, что произойдет, если в систему будет введено железо. Вместо диопсида, энстатита и магнезиального граната возникнут следующие изоморфные серии твердых растворов: диопсид — геденбергит, энстатит — гиперстен и пироп — альмандин. Таким образом, увеличение на единицу числа компонентов не будет сопровождаться образованием новой фазы. В связи с такими соотношениями одни исследователи предлагают изменить формулировку правила фаз и говорить, что число минералов равно или на единицу меньше количества компонентов; другие авторы, основываясь на том, что введение железа не вызывает появления новой фазы, предпочитают объединять его с изоморфно замещаемым магнием в один компонент. Более правильным представляется второе предложение. Подобным образом приходится рассматривать и титан, пока он присутствует в породах в небольших количествах и замещает изоморфно другие металлы, например в пироксене. Однако в породах, обогащенных титаном, этот компонент ведет себя независимо и обусловливает появление ильменита, сфена или каких-либо других титановых минералов. Принятое допущение позволяет нам не учитывать в своих схематических построениях и ряд других элементов, например никель и бор. Мы просто допускаем, что они присутствуют в таких небольших количествах, которые могут растворяться в кристаллических решетках главных минералов.

В большинстве пород в роли главных минералообразующих элементов выступают Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na и K. В результате изложенного выше мы можем прийти к следующим трем положениям:

1. Во многих метаморфических породах существует избыток кремнезема, обусловливающий появление свободного кварца.

2. В метаморфических породах очень часто плагиоклаз выполняет роль главного носителя натрия.

3. Железо и магний обычно свободно изоморфно замещают друг друга и выступают совместно как один компонент.

Таким образом, помимо объединенного Fe — Mg-компонента, вариации минерального состава определяются преимущественно соотношениями лишь

следующих главных компонентов: Ca, Al и K. Кроме кварца и плагиоклаза, в метаморфических породах может присутствовать не более четырех главных минералов, обусловленных четырьмя важнейшими компонентами, играющими роль переменных параметров. Итак, минеральный состав метаморфических пород имеет тенденцию к значительно большей простоте, чем это можно было бы предполагать исходя из фиг. 20.2.

Из неметаллических элементов до сих пор упоминался лишь кислород, однако следует иметь в виду и другие элементы этой группы, в частности главнейшие из них — углерод, серу, фосфор, фтор и хлор. За исключением фосфора, они преимущественно участвуют в летучей фракции в виде CO_2, SO_3, HF, HCl и в ионной форме. Чтобы оценить роль этих компонентов в формировании минерального состава, необходимо детальнее разобраться в системах с участием летучих. Для первого приближенного рассмотрения этого вопроса удобна бинарная система $MgO - H_2O$.

В системе $MgO - H_2O$ свободно могут существовать четыре пары фаз:

$$\underset{\text{Периклаз}}{MgO} + \underset{\text{Брусит}}{Mg(OH)_2} \qquad Mg(OH)_2 + H_2O \text{ жидкость}$$

$$MgO + H_2O \text{ пар} \qquad Mg(OH)_2 + H_2O \text{ пар}.$$

В принципе легко получить также ассоциацию [$Mg(OH)_2 + H_2O$ жидкость + H_2O пар]. Для этого создается вакуум в герметическом сосуде и в него вводится через запорный кран пастообразная смесь брусита и воды. Если введенная смесь не до конца заполнила сосуд, вода будет испаряться в оставшемся свободном пространстве, пока давление ее паров не достигнет определенной величины, соответствующей установившейся температуре. Таким образом мы получим три фазы, но не свободно сосуществующие, а ассоциирующиеся при конкретной величине давления P_T. Например, при $T = 100°$ давление, если не учитывать небольших погрешностей, должно составлять $P_T = 1$ бар.

Представим теперь, что одна из стенок сосуда заменена свободно двигающимся поршнем. Пока к сосуду приложено давление P_T, в рассматриваемой системе не будет происходить никаких изменений. Если же приложенное к поршню давление P_1 меньше, чем P_T, то будет продолжаться испарение воды и поршень станет перемещаться во внешнюю сторону до тех пор, пока вся вода не испарится. Вслед за этим в результате небольшого движения поршня давление в сосуде уменьшится с P_T до P_1 и в сосуде возникнет устойчивая ассоциация из двух фаз — брусита и паров воды. И обратно, если приложенное к поршню давление P_2 больше P_T, пары воды будут конденсироваться до полного исчезновения, в результате чего возникнет устойчивая ассоциация брусита и жидкой воды.

В приведенном примере брусит не играл никакой роли и все изменения происходили точно таким же образом, как если бы сосуд содержал чистую воду. Однако в принципе давление можно понижать до тех пор, пока не начнется дегидратация брусита. Этот момент соответствует другому критическому давлению P'_T, при котором сосуществуют три фазы: периклаз, брусит и пары воды. Если при этом давление, приложенное к поршню, будет даже слегка ниже величины P'_T, весь брусит дегидратируется и возникнет пара устойчивых фаз — периклаз и пары воды.

Рассмотрим теперь поведение той же системы с введенным в нее вторым летучим компонентом, например двуокисью углерода. Допустим, что в системе существуют температура и давление, при которых устойчива ассоциация брусита и паров воды, т. е. давление, приложенное к поршню P_1, имеет промежуточную между P_T и P'_T величину. Введем в сосуд небольшую порцию CO_2. Парциальные давления P_{CO_2} и P_{H_2O} при этом должны взаимно сочетаться

и перераспределяться, чтобы

$$P_{CO_2}+P_{H_2O}=P_1,$$

$$\frac{P_{CO_2}}{P_{H_2O}}=\frac{\text{Число молекул } CO_2}{\text{Число молекул } H_2O}.$$

Это означает, что P_{H_2O} слегка уменьшится с одновременным небольшим увеличением объема пара V, поскольку $P_{H_2O}\,V = \text{const}$.

Введение в систему CO_2 не должно приводить к образованию магнезита $MgCO_3$ в том случае, если ее количество было недостаточно, чтобы началась реакция

$$Mg(OH)_2+CO_2 \rightarrow MgCO_3+H_2O.$$

Теперь как будто у нас возникла трехкомпонентная система, но всего лишь с двумя фазами. Однако здесь мы имеем дело с такими же соотношениями, как и в случае железа и магния. Можно таким же образом утверждать, что, пока CO_2 гомогенно смешивается в уже присутствующей фазе, ее следует рассматривать как избыточный компонент.

При введении настолько большого количества CO_2, что в результате соответствующего увеличения P_{CO_2} весь брусит сможет превратиться в магнезит в соответствии с приведенной выше реакцией, в системе останутся две фазы — магнезит и смесь паров. В этом случае ситуация фактически сведется к паре магнезит и CO_2 в бинарной системе MgO — CO_2, а третий компонент — воду — опять-таки можно будет рассматривать как неактивный в связи с пассивным растворением в CO_2.

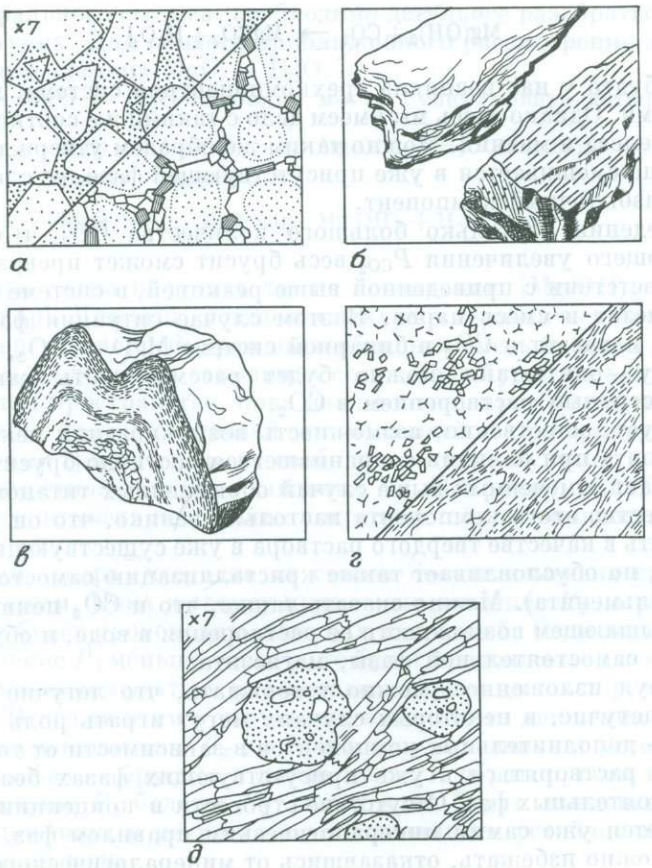
Существует, естественно, возможность возникновения некоторого количества магнезита при наличии сохранившегося частично брусита. Эта ситуация напоминает отмеченный выше случай обогащенных титаном пород, в которых количество этого компонента настолько велико, что он уже не может только входить в качестве твердого раствора в уже существующие фазы (пироксен и т. д.), но обусловливает также кристаллизацию самостоятельных фаз (например, ильменита). Можно сказать также, что и CO_2 появилась в количестве, превышающем возможности ее растворения в воде, и обусловила кристаллизацию самостоятельной фазы, магнезита.

Резюмируя изложенное, можно утверждать, что летучие вещества, так же как и нелетучие, в некоторых случаях могут играть роль независимых, а в других — дополнительных компонентов в зависимости от того, могут или не могут они растворяться в уже присутствующих фазах без образования новых самостоятельных фаз. Отсутствие строгости в концепции компонентов подразумевается уже самим минералогическим правилом фаз. Этой неопределенности можно избежать, отказавшись от минералогического правила фаз и используя его в первоначальном виде, предложенном Дж. Гиббсом. Использование дополнительной концепции «степеней свободы» позволяет точнее формулировать положение о растворах, но по-прежнему приходится прибегать к изложенному выше правилу (не учитывать компоненты, которые не образуют самостоятельных фаз), чтобы исключить из числа рассматриваемых компонентов 70 или 80 малых элементов. Таким образом, несмотря на отсутствие строгости, минералогическое правило фаз очень полезно для интерпретации минеральных ассоциаций. При этом важно понимать, что оно в такой же мере приложимо к летучим, как и к нелетучим компонентам. Для термодинамической теории по существу не имеет значения, относится ли компонент к летучим или нелетучим, и независимо от того, как обычно называют то или иное превращение — испарением, реакцией, замерзанием, растворением, осаждением или распадом твердого раствора,— все они подчиняются одним и тем же законам и все представляют собой попросту превращения фаз.

ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Предыдущее изложение убеждает нас, что в определенных условиях возможно устойчивое сосуществование лишь немногих минералов. В связи с этим возможны предположения о том, каким образом эти минералы должны реагировать на те или иные изменения давления и температуры. В настоящей и следующей главах рассматривается наблюдающаяся в природе последовательная смена минеральных ассоциаций (и реакций).

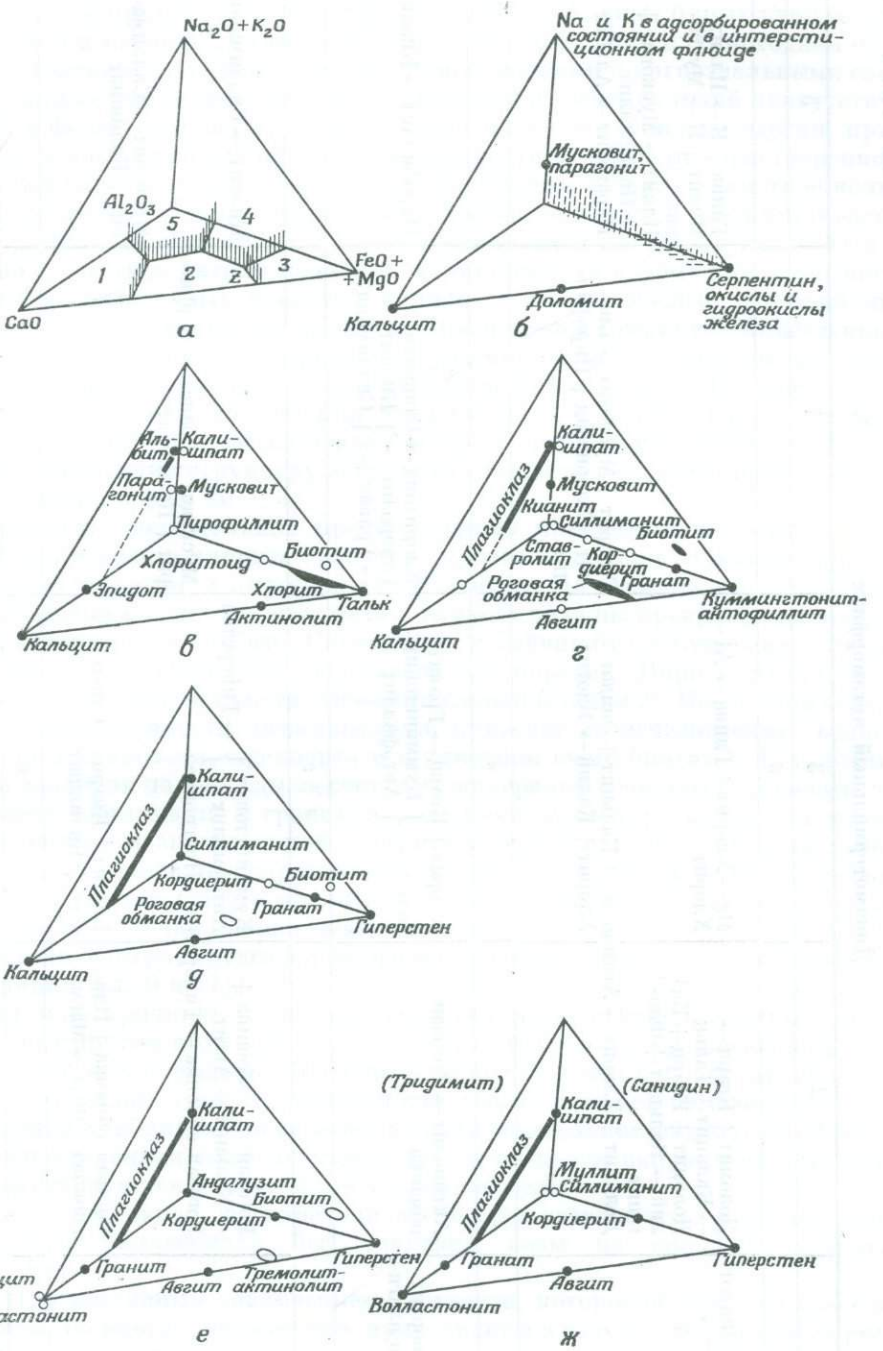
Рассмотрим осадочные породы (фиг. 20.2). В связи с устойчивостью минералов аркозовых песчаников в широком интервале коровых давлений и температур в этих породах при динамотермальном метаморфизме происходят



Ф и г. 20.4. Структуры динамотермально метаморфизованных пород.

а — аркозовый песчаник до и после перекристаллизации; *б* — листоватый и линейный кристаллический сланец; *в* — гнейс; *г* — неясно и линзовидно-пятнистый гнейс; *д* — глазок, возникший в результате роста порфиробласта (ср. фиг. 20.1, *б*).

лишь небольшие изменения минерального состава. За счет межзерновой глинистой связующей массы, если только она присутствует, образуются слюды, но главные изменения выражаются преимущественно в преобразованиях структуры песчаников (фиг. 20.4, *а*). Более чувствительны к динамотермальному метаморфизму другие осадочные породы. В описательных целях все осадочные породы условно подразделены на пять областей составов (фиг. 20.5, *а*). Превращения в типичных породах этих пяти подразделений отражены на фиг. 20.5, *б* — *д* и в табл. 20.1. Номера пяти колонок в табл. 20.1 соответствуют номерам полей состава фиг. 20.5, *а*. Уровни *б* — *д* в этой таблице соответствуют диаграммам фиг. 20.5, *б* — *д* и фиг. 20.6.



Ф и г. 20.5.

а — д — стадии динамотермального метаморфизма. Ведущие минералы показаны темными кружочками, а вероятные — светлыми. Во всех ассоциациях может присутствовать кварц; *е, ж* — стадии термического метаморфизма. Ведущие минералы показаны темными кружочками, а вероятные минералы — светлыми. Во всех ассоциациях могут присутствовать кварц или тридимит.
На диаграмме *б* вертикальной штриховкой показана область составов иллита, каолинита и монтмориллонита, а горизонтальной — хлорита и вермикулита.

Таблица 20.1

Динамотермальный метаморфизм

1	2	3	4	5
		б		
Кальцит + Глина → Эпидот Кальцит + Мусковит → → Эпидот + Калишпат	Доломит + Кварц → → Кальцит + Тальк Доломит + Кварц + Калий → Кальцит + Флогопит Доломит + Хлорит → Актинолит + Кальцит + Эпидот	Mg — Хлорит + Глина → Al — Хлорит Хлорит + Калий → Биотит	Хлорит + Мусковит → Биотит + Хлоритоид + Пирофиллит	Глина + K → Иллит Иллит + K → Мусковит Иллит → Мусковит + Пирофиллит Парагонит → Альбит
		в		
Эпидот + Кварц + { Мусковит → Анортит; Пирофиллит (в плагиоклазе) }	Актинолит → Роговая обманка	Хлорит + Кварц → Гранат Тальк → { Куммингтонит; Антофиллит }	Хлоритоид → Ставролит Ставролит → { Кианит; Силлиманит } → Гранат +	Пирофиллит → Кианит
		г		
	Роговая обманка + Кальцит → Авгит Роговая обманка → Гиперстен + Плагиоклаз Роговая обманка + Плагиоклаз + Вода → Магма	{ Куммингтонит; Антофиллит } → Гиперстен Биотит + Кварц → Гиперстен + Калишпат	Мусковит + Гранат → Кордиерит + Калишпат	Кианит → Силлиманит Мусковит → Силлиманит + Калишпат
		д		
		Плагиоклаз + Оливин → Клинопироксен + Гранат		

В качестве примера рассмотрим метаморфизм обычных бурых глин (богатых железом и магнием), относящихся к полю *4* фиг. 20.5, *а*. В исходном осадочном состоянии эти глины сложены глиноземистыми и магнезиальными слоистыми силикатами, окислами и гидроокислами железа; кальций присутствует в них в форме карбоната; натрий входит в состав глинистых частиц, присутствует в адсорбированной на их поверхности форме или в растворенном состоянии в поровых водах. Даже самые тонкие илы содержат заметное количество кремнезема в виде кварца. При диагенезе в состав алюмосиликатов входит калий, в результате чего образуются иллит и иногда мусковит. Одновременно с участием натрия начинают формироваться альбит или парагонит. В состав магнезиальных слоистых силикатов входят железо и алюминий, в результате чего возникают хлориты. Последующие реакции, приведенные в колонках 3—5 табл. 20.1, приводят к формированию ассоциации хлорита, мусковита, кварца и альбита. При большом отношении Al/K, кроме того, могут появиться пирофиллит или хлоритоид, а при небольшой величине Al/K — калиевый полевой шпат или биотит. Порода приобретает после всех этих преобразований структуру аспидного сланца или филлита и будет иметь облик, близкий к фиг. 20.5, *в*.

Следующие значительные преобразования минерального состава выражаются в замещении хлорита гранатом, хлоритоида (если только он присутствовал) ставролитом, а пирофиллита кианитом. На этой стадии даже самые незначительные количества кальцита и эпидота должны превратиться в анортит и раствориться в альбите. Совершенно устойчив будет мусковит, а также биотит (если он только уже существовал в породе). Порода превратится в гранатово-слюдистый кристаллический сланец (стадия *г*). После этой стадии усиление интенсивности метаморфизма приведет к исчезновению водных минералов (ставролита, мусковита и в конечном счете биотита). В условиях низкого давления паров воды за счет этих минералов возникнут калиевый полевой шпат, силлиманит и гранат; порода в основном утратит свое сланцеватое сложение и в значительной мере превратится в гранофельс или гнейс. При большом давлении паров воды еще до разложения биотита должно начаться плавление. С этого момента дальнейшую историю породы нельзя уже рассматривать с точки зрения квазиизохимического метаморфизма. Ее преобразования контролируются уже физико-химическими аспектами процесса ассимиляции (гл. 9 и 11).

По тем же причинам можно рассмотреть и метаморфизм осадочных пород, отвечающих другим полям состава. Конечно, диаграммы отражают лишь основу процесса метаморфизма. В специфических условиях могут проявляться и другие реакции, а последовательность реакции может не соответствовать приведенной в таблице. Тем не менее в динамотермальном метаморфизме выявляется определенная наиболее часто проявляющаяся направленность, которая характеризуется следующими особенностями:

1. Прогрессивной дегидратацией (последовательность реакций этого типа, осуществляющихся без удаления воды из системы, отражена в табл. 20.1).

2. Прогрессивным увеличением плотности, которое обычно связано с потерей воды, но иногда, несомненно, происходит и в результате безводных реакций, например плагиоклаз + оливин $\longrightarrow$ клинопироксен + гранат.

3. Прогрессивным увеличением количественной роли твердых растворов. В осадочных минералах проявляются лишь незначительные изоморфные замещения элементов, однако с повышением температуры возрастает возможность вхождения ионов самых различных размеров в немногие плотные структуры. Так, количество минералов в породах с валовым составом, близким к точке *Z* на фиг. 20.5, *а* и характеризующимся тугоплавкостью, уменьшается до двух — пироксена и граната. При этом в состав граната входят Ca, Fe, Mg, Fe^{3+}, Al и Si, а в пироксен — кроме этих элементов, также Na (см. эклогиты, гл. 9).

Причины, обусловливающие несколько различную последовательность метаморфических реакций и связанные с разными сочетаниями процессов дегидратации и превращений в твердом состоянии, будут рассмотрены в гл. 21. Здесь можно лишь указать, что такого рода изменения могут проявляться при метаморфизме любого вида.

Характер динамотермального метаморфизма магматических пород определяется, во-первых, степенью их изменения при выветривании и автометаморфизме и, во-вторых, интенсивностью самого динамотермального метаморфизма. Так, при слабом динамометаморфизме свежего диорита произойдут лишь регрессивные превращения, но при более интенсивном метаморфизме значительно измененного диорита будут преобладать прогрессивные превращения. Возможны случаи интенсивного метаморфизма свежего диорита или относительно слабого метаморфизма уже измененного диорита. При таких соотношениях проявляются лишь незначительные превращения. В условиях, отвечающих уровню интенсивности фиг. 20.5, *д*, главные минералы диорита просто сохранятся в устойчивом состоянии, а в условиях фиг. 20.5, *г* будут стабильными и вторичные минералы измененного диорита. Эти диаграммы свидетельствуют о том, что все минералы продолжают оставаться устойчивыми при метаморфизме данной интенсивности, поскольку большинство регрессивных реакций представляет собой превращения, перечисленные в табл. 20.1, но происходящие в обратном порядке.

Рассмотрим кратко регрессивный метаморфизм диорита. Исходный состав диорита характеризуется присутствием шести главных элементов (стр. 189), находящихся в плагиоклазе (Ca, Na, Al), калиевом полевом шпате (K, Al) и пироксенах (Ca, Fe, Mg). При слабом регрессивном метаморфизме за счет пироксенов образуются биотит и роговая обманка, а плагиоклаз начнет замещаться слюдой и эпидотом. В наиболее крупных телах диоритов эти изменения осуществляются уже при автометаморфизме. Свежий исходный состав удается наблюдать в относительно быстро охлаждавшихся диабазовых силлах. В нормальной обстановке (условия охлаждения и т. п.) более заметные регрессивные изменения при автометаморфизме диоритов не происходят. При низкой температуре скорости реакций уменьшаются и стадия *в* (фиг. 20.5) в диоритах вообще не проявляется. В таком состоянии диориты выступают на земной поверхности после эрозии. И хотя их состав неравновесен с новыми условиями, температура оказывается слишком низкой, чтобы могли происходить какие-либо изменения. Однако при особенно замедленном охлаждении или при особенно водных условиях, а также в случае повторного слабого прогрева (до температуры порядка 300°) в диоритах может интенсивно проявляться метаморфизм стадии *в* (фиг. 20.5), называемый *зеленокаменным изменением* (или фацией зеленых сланцев). Последнее название возникло в связи с тем, что наиболее распространенные минералы этой стадии — эпидот, хлорит и актинолит — имеют зеленую окраску. В случае изохимического метаморфизма исходно-присутствовавшие в диорите натрий и калий концентрируются в мусковите и альбите или парагоните. Однако изохимический характер метаморфизма проявляется далеко не всегда. Иногда он происходит в условиях просачивания углекислых растворов, и тогда щелочи в значительной мере растворяются, а если диориты ассоциировали с морскими осадками, может проявляться значительный привнос натрия.

Сейчас вполне уместно рассмотреть концепцию метаморфической конвергенции. Осадочная порода, по составу отвечающая полю *Z*, например доломитовый мергель, при слабом прогреве также может превратиться в эпидот-хлоритово-актинолитовую породу. Иными словами, при одном и том же эпизоде термического метаморфизма диорит (регрессивно) и мергель (прогрессивно) могут превратиться в одинаковые породы. Таким образом, двигаясь в противоположных направлениях, магматическая и осадочная минеральные ассоциации сходятся, или конвергируют, в одном и том же продукте метаморфизма.

Таблица 20.2

Термический метаморфизм

1	2	3	4	5
		в[1]		
Эпидот + Кварц + + { Мусковит → Анортит; Пирофиллит (в плагиоклазе)	Актинолит → Авгит	Тальк + Хлорит → Оливин + Кордиерит		Пирофиллит → Андалузит
		Тальк + Оливин → Энстатит — Гиперстен	Хлорит → Кордиерит	
Плагиоклаз + Кальцит + + Кварц → Кальций — Гранат		Тальк → Энстатит + Кварц		Мусковит → Андалузит + + Калишпат
		Биотит + Кварц → Гиперстен + Калишпат		
		е		
Кальцит + Кварц → Волластонит				Андалузит → { Муллит; Силлиманит } Калишпат → Санидин
		ж		
		Кварц → Тридимит		

[1] До стадии *в* превращения при термическом и динамотермальном метаморфизме аналогичны.

В результате такого рода соотношений метаморфические породы часто представляются загадочными. В некоторых случаях исследователи хорошо знают детали распространения, полевых взаимосоотношений, минерального и химического состава, а также промышленное значение целых метаморфических толщ, но остаются в полном неведении относительно главного вопроса — их магматической или осадочной первичной природы. Подобные затруднения возникают и в интерпретации таких распространенных пород стадии *г*, как амфиболиты. В настоящее время наибольшие возможности решения такого рода вопросов кроются в изучении соотношений изотопов и содержания малых элементов. Например, плагиоклазы, кристаллизовавшиеся из магмы или за счет морских осадков, могут сильно различаться по содержанию свинца. Этот вопрос был детально рассмотрен Мак-Интайром (McIntire, 1963).

Структуры пород, претерпевших динамотермальный метаморфизм

В структурах пород, претерпевших динамотермальный метаморфизм, резко проявляется стремление к возникновению предпочтительной ориентировки разномерных зерен. В породах, обогащенных слюдой, это приводит к возникновению сланцеватости или кливажа. Однако ту или иную степень предпочтительной ориентировки часто удается установить даже в породах, сложенных почти изометричными зернами. В кальцит-пироксеново-плагиоклазовых породах нет минералов, способных образовывать директивные текстуры; они даже после воздействия анизотропных напряжений часто остаются изотропнозернистыми, т. е. гранофельсовыми. Неразличимые внешне особенности внутреннего строения таких зерен — симметрия кристаллографических и оптических осей и т. д.— не рассматриваются здесь как элементы структур пород (см. гл. 25). В табл. 20.3 изложенное выше обобщение иллюстри-

Таблица 20.3

Структурно-текстурные типы обычных метаморфических минеральных ассоциаций

Минеральный состав	Обычлый структурно-текстурный тип
Преобладают тонкочешуйчатая слюда или пирофиллит	Филлит или аспидный сланец
Преобладают крупнопластинчатая слюда или хлоритоид	Листоватый кристаллический сланец
Присутствует обильный амфибол (реже кианит или силлиманит)	Линейный (карандашный) кристаллический сланец
Преобладает тальк	Листоватый кристаллический сланец или массивная тальковая порода
Преобладают кварц и полевой шпат	
1. С небольшими скоплениями подчиненных темноцветных минералов	Гнейс
2. Без скоплений второстепенных минералов	Гранофельс
Преобладает кальцит	Обычно гранофельс, иногда кристаллический сланец или гнейс за счет неоднородного распределения второстепенных минералов
Преобладают пироксен и полевой шпат	Гранофельс
Присутствует обильный гранат	
1. В сланцеватых породах	Листоватость часто нарушается порфиробластами граната, которые образуют «глазки»
2. В массивных зернистых породах (более редкий случай, чем 1)	Гранофельс
Лейкократовые (кварц и полевой шпат) и темноцветные минералы присутствуют в равных количествах	Полосчатые или очковые гнейсы (лейкократовые «глазки»)

руется более подробно. Конечно, следует иметь в виду, что таблица подчеркивает лишь самые обычные соотношения. Как исключение могут встречаться и породы с большим количеством слюды, но не филлиты и не кристаллические сланцы.

Физические основы этих соотношений частично рассматриваются в гл. 22. На фиг. 20.4 приведены примеры текстур динамотермально метаморфизованных пород.

ТЕРМИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ

Главные отличия термического метаморфизма от динамотермального заключаются в следующем:

1. При меньших давлениях, характерных для термического метаморфизма, реакции дегидратации проявляются при меньшей температуре (как это имеет место и для кипения воды).

2. Потеря воды сопровождается выделением двуокиси углерода.

3. Условия термического метаморфизма меньше влияют на преимущественную кристаллизацию минералов той или иной плотности. В зависимости от химизма вполне могут кристаллизоваться минералы как с малой, так и большой плотностью.

4. В связи с предыдущим условием при термическом метаморфизме только редко возникают биминеральные породы, характерные для некоторых динамотермально метаморфизованных пород.

Другие отличия сводятся к следующему:

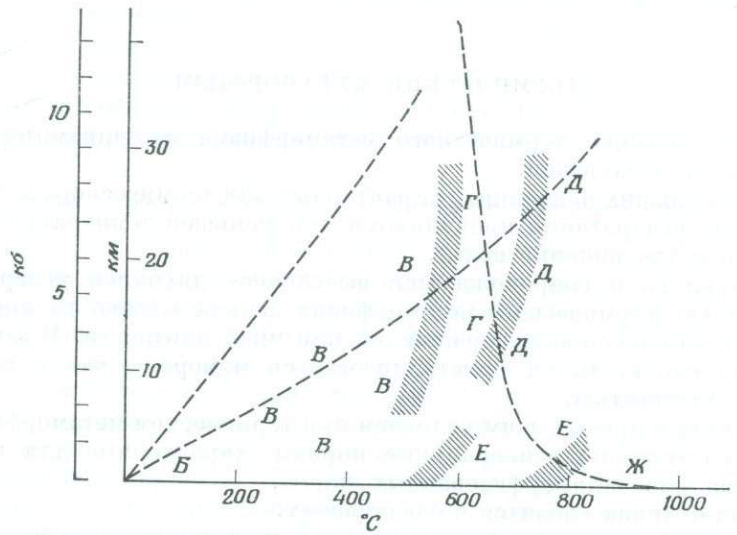
1. Масштабы проявления термального и динамотермального метаморфизма резко различны. Термический метаморфизм почти всегда осуществляется в контактных ореолах интрузивных тел. И если переходы от неметаморфизованных пород к средним частям регионов динамотермального метаморфизма составляют обычно более 10 км (сравните мощность континентальной коры), то даже интенсивный термический метаморфизм обычно уменьшается до слабого в пределах интервала 1 км, а нередко проявляется в зоне шириной не более 100 м от контакта с интрузивом.

2. Термический метаморфизм занимает гораздо меньшее время по сравнению с динамотермальным. Оба метаморфизма различимы лишь до глубины порядка 4 км от земной поверхности (фиг. 18.2). На таких относительно небольших глубинах контакты в геологическом смысле охлаждаются довольно быстро. Высокие температуры при контактном метаморфизме сохраняются в течение периодов от 10 000 до 100 000 лет, тогда как при динамотермальном метаморфизме — миллионы лет.

На фиг. 20.5, *е*, *ж* и в табл. 20.2 отражены своеобразные черты состава пород, подвергшихся термическому метаморфизму, обусловленные перечисленными выше (1—4) его особенностями. Своеобразие состава термически метаморфизованных пород проявляется лишь после стадии *в* фиг. 20.5. До этой стадии их эволюция близка к последовательности преобразований при динамотермальном метаморфизме. На фиг. 20.6 схематически показаны соотношения физических условий возникновения различных ассоциаций.

Первое отличие термического метаморфизма от динамотермального — более быстрая дегидратация — обусловливает почти полное исчезновение в контактных породах амфиболов. До стадии *в* образуются тремолит или актинолит, но в дальнейшем они разлагаются с непосредственным образованием пироксенов без проявления промежуточного этапа глиноземистых амфиболов. Куммингтонит и антофиллит или не образуются вовсе, или существуют в коротком интервале условий. При относительно низких температурах разлагаются также слюды. При этом за счет мусковита образуется не силлиманит, а его полиморфный аналог андалузит.

Вторая особенность термического метаморфизма — возможность удаления двуокиси углерода — приводит к появлению известкового граната и волластонита, которые очень редко образуются в условиях динамотермального метаморфизма. При относительно низком давлении контактного метаморфизма относительно редко кристаллизуются безызвестковистые гранаты и вместо них обычно появляется кордиерит, минерал небольшой плотности.



Ф и г. 20.6. Приближенные поля устойчивости минеральных ассоциаций, показанных на фиг. 20.5.

Значение пунктирных линий см. на фиг. 1.5. Диаграммы построены в предположении, что давление воды приблизительно соответствует давлению нагрузки пород (литостатическому давлению). В том случае, если давление воды меньше литостатического, все поля, соответствующие ассоциациям *В*, *Г*, *Д*, *Е*, сместятся влево, а кривая плавления сместится вправо.

В условиях максимального термического метаморфизма, который претерпевают ксенолиты, попавшие в базальтовую магму, или первые несколько сантиметров вмещающих интрузивы пород, проявляются преимущественно не новые реакции, а новые полиморфные модификации минералов. Так, вместо низкотемпературных модификаций здесь кристаллизуются тридимит, санидин, муллит или силлиманит (фиг. 20.5, *ж*).

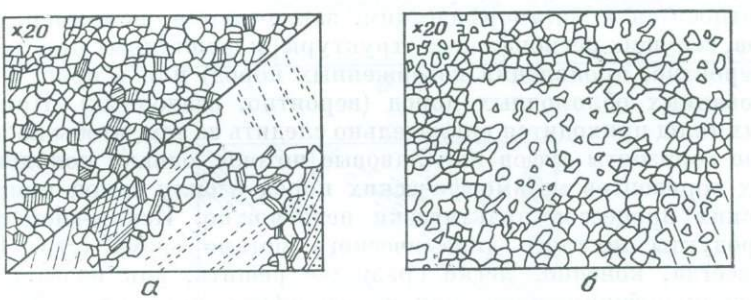
Как и при динамическом метаморфизме, верхний предел химических реакций, происходящих преимущественно в твердом состоянии вещества, ограничивается плавлением. Так, при термическом метаморфизме кварцево-полевошпатовых пород совместно с тридимитом или даже раньше него могут возникать стекла, хотя масштабы их образования и невелики в связи с коротким существованием особенно высоких температур. Минеральный состав пород, отвечающих полю тугоплавких составов *Z* на фиг. 20.5, *а*, даже при наиболее высоких температурах остается таким же, как и при динамотермальном метаморфизме, а сильнее всего отличается при высокотемпературном метаморфизме состав известковистых пород поля *1* (фиг. 20.5). В случае большой примеси кремнезема образуется волластонит, но на контактах известняков с базальтоидами осуществляются новые реакции и образуются такие специфические минералы, как монтичеллит, мелилит, тиллеит, спуррит, ранкинит, мервинит, ларнит и т. д. Поскольку все эти минералы состоят из очень ограниченного числа обычных компонентов (CaO, MgO, SiO_2 и CO_2), они представляют собой благодарный объект для воспроизводства в лаборатории (гл. 25). Установление температур и давлений многочисленных реакций, проявляющихся на таких контактах, — одно из крупных достижений эксперименталь-

ной петрологии. При сопоставлении экспериментальных данных с предполагаемым поведением минералов этой серии (исходя из термодинамических свойств) выявилась хорошая их сходимость. Такой удачный союз теории, лабораторного эксперимента и петрографии — хороший пример для исследования других ассоциаций.

В дополнение к изложенному отметим необычайно интересное проявление упоминавшейся сложной ассоциации известковых силикатов в некоторых известняковых горизонтах Израиля, в которых метаморфизм происходил не в результате воздействия магматических тел, а вследствие окисления сульфидов и графита в прилегающих глинистых сланцах. В этом случае мы, вероятно, имеем дело со своеобразным прогрессивным автометаморфизмом удивительной силы [1].

СТРУКТУРЫ ПОРОД, ПОДВЕРГШИХСЯ ТЕРМИЧЕСКОМУ МЕТАМОРФИЗМУ

Наиболее заметная текстурная особенность термически метаморфизованных пород — отсутствие предпочтительной ориентировки, чем они и отличаются в структурном отношении от продуктов динамотермального метаморфизма (фиг. 20.7). Преимущественно массивное сложение термически метаморфизованных пород обусловлено совместным проявлением двух факторов:



Ф и г. 20.7. Структуры термически метаморфизованных пород.

а — зернистые структуры, возникшие за счет соответственно мелко- и грубозернистого исходного субстрата; *б* — зернистая структура с неясно выраженными порфиробластами кордиерита.

1) значительно меньшей количественной ролью в их составе чешуйчатых или удлиненных минералов, например слюд и амфиболов; 2) меньшим общим давлением, что уменьшает величины анизотропии напряжений. Выше отмечалось, что до стадии *в* фиг. 20.5 динамотермальный и термический метаморфизм осуществляется примерно одинаково, в связи с чем в обоих случаях возникают породы типа аспидных сланцев и филлитов. Однако на более высокотемпературных стадиях при термическом метаморфизме не возникают породы, похожие на кристаллические сланцы, а образуются только грано-фельсы. К относительно тонкозернистым разновидностям пород этой группы применяется термин *контактный роговик* (см. гл. 19).

Характерная особенность роговиков и филлитов, образующихся при термическом метаморфизме, — образование *пятен*. Последние заметнее в штуфах, чем под микроскопом, где иногда трудно выявить изменения минерального состава. Иногда пятна представляют собой несовершенные кристаллы кордиерита, развивающиеся порфиробластически, в которых до 60—80%

[1] Это типичный пример изменения осадков под действием подземных пожаров битуминозных пород. У нас в стране имеются описания и более интенсивных изменений так называемых горелых пород. Сюда относятся глиежи Средней Азии.— *Прим. ред.*

объема занимают включения других минералов (фиг. 20.7, *б*). В некоторых случаях пятнистость также бывает обусловлена образованием крупных кристаллов хлоритоида и андалузита.

ГЛАВНЕЙШИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

При выявлении природы метаморфических пород можно выяснить три вопроса:

1. Установить, что изучаемая порода действительно относится к типу метаморфических.
2. Выявить дометаморфическую ее природу (например, глина, лавовый поток, гранит, аркозовый песчаник или туф).
3. Определить вид и степень метаморфизма породы.

В этом разделе будут рассмотрены лишь первые два аспекта. Дополнительно второе, а также третье положения приводятся в гл. 21.

Решение вопроса генезиса продуктов метаморфизма за счет изверженных пород или осадков обосновывается не столько по отдельным образцам, сколько исходя из изучения ассоциаций пород. Если некоторый район протяженностью в десятки и сотни километров сложен кристаллическими негомогенными породами, делается вывод, что этот регион метаморфизован. При этом, если мы не находим доказательств противного, все породы такого региона следует считать метаморфическими. Признаки, позволяющие считать, что не все породы относятся к метаморфическим, заключаются, например, в наличии контактов, секущих региональные структуры, и гомогенных кристаллических пород (вероятно, проявления изверженных пород) или в присутствии стратифицированных обломочных пород (вероятно, осадочных). При изучении осадочных толщ приходится внимательно следить за тем, чтобы не пропустить отдельные горизонты туфов или лавовые потоки, однако появление изолированных горизонтов метаморфических пород в силу самой природы метаморфических процессов практически невозможно. Исключение составляют лишь продукты местного динамического метаморфизма (стр. 185).

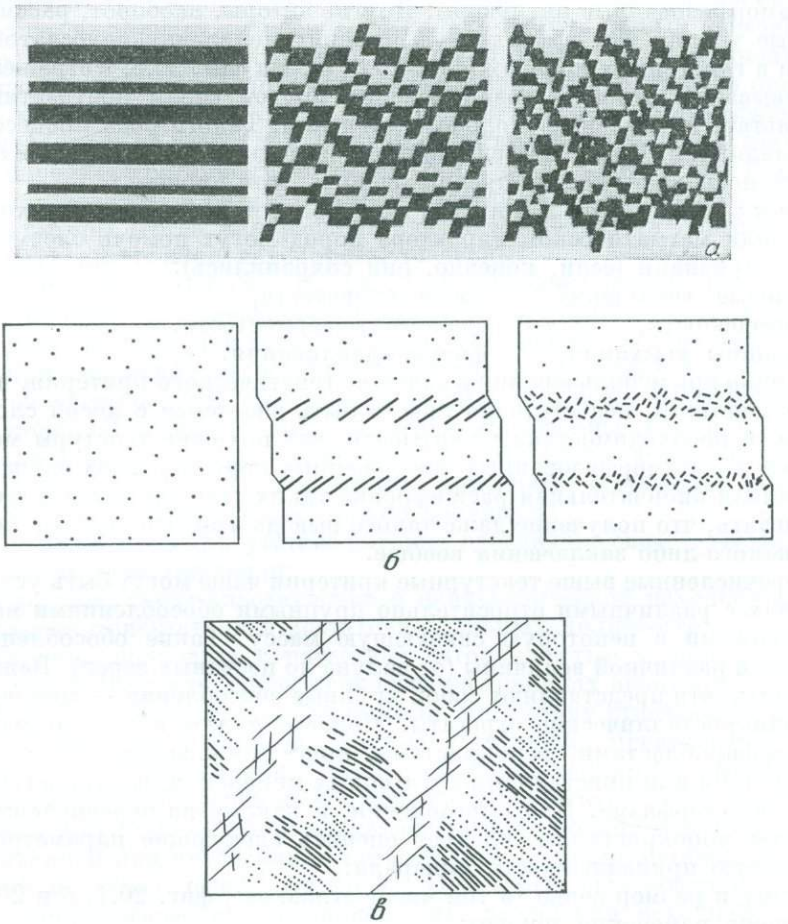
Не всегда, конечно, легко сразу же решить, как назвать породу — полностью *литифицированной* или *метаморфизованной* и т. д. Такие затруднения могут возникнуть и при интерпретации происхождения, например, чарнокита или гранитогнейса (метаморфизм в твердом состоянии, частичное или полное плавление). Однако все эти трудности относятся лишь к оценке степени метаморфизма. Сколько-нибудь серьезные неопределенности при решении вопроса о метаморфической природе породы в целом возникают редко. С ними можно столкнуться, например, в следующих случаях:

1. Базальты интрудируют глинистые породы. Возникающие при этом роговики могут быть похожи на базальты. Встретив отдельный выход таких роговиков при полевых исследованиях, не всегда легко решить, находится ли он вне или внутри контуров магматического тела. Обычно этот вопрос выясняется при изучении петрографических шлифов.
2. Граниты внедряются в более древние заметно метаморфизованные граниты. Поскольку граниты малочувствительны к метаморфизму, эти коренные различия двух типов пород могут маскироваться даже небольшим выветриванием.
3. Легко можно пропустить при полевых наблюдениях согласно залегающие милониты.

Дометаморфическая природа продуктов метаморфизма

Выше отмечался важнейший региональный критерий разграничения исходно-магматических и исходно-осадочных пород. В тех случаях, когда крупные площади заняты гомогенными метаморфическими породами, мы,

вероятно, имеем дело с первично магматическими образованиями, а при перемежаемости относительно мелких неоднородных слоев следует предполагать метаосадочную природу изучаемых толщ. Различные частные случаи и отклонения, к которым трудно применять высказанное выше положение, не долж-



Ф и г. 20.8. Влияние сколовой деформации на гомогенность вещества.

В результате сколовой деформации неоднородность материала может уменьшиться (*а*) и возрасти (*б*). На схеме *в* показан случай, когда сколовая деформация уменьшает контрастность первичной слоистости и обусловливает возникновение новой полосчатости, параллельной зонам скола.

ны внушать нам сомнений в его кардинальном значении. Седиментация контролируется большим числом факторов, которые к тому же проявляются только локально по сравнению с магматическими процессами (см. гл. 13). Большинство послойно изменчивых магматических пород представляет собой расслоенные силлы и лополиты, особенности которых по существу также определялись явлением седиментации — гравитационным осаждением кристаллов. Определение «крупные» и «гомогенные» зависит от масштабности наблюдения. Однако во всех случаях, когда участок с мелкими сильно контрастными горизонтами находится в несогласных соотношениях с участком, в котором проявляются более крупные и менее контрастные единицы, мы вправе подозревать магматический контакт.

Помимо явных искажений из рассмотренного выше правила в виде относительно однородных значительных масс осадочных пород и некоторых неоднородных в деталях магматических образований, осложнение в этот вопрос

вносит интересное предположение о возможностях в одних случаях усиления, а в других уменьшения региональной гомогенности пород при метаморфизме. Некоторые авторитетные исследователи полагают, что в результате интенсивного одностороннего давления (фиг. 20.8, *а*) может произойти интенсивная гомогенизация осадочных пород, которые после этого становятся похожими на метаморфизованные интрузивы. Другие авторы, наоборот, рассматривают сколовые усилия как эффективную причину появления полосчатой контрастности в гомогенных породах (фиг. 20.8, *б*). На фиг. 20.8, *в* отражен процесс затушевывания одной и возникновения другой серии контрастных полос в результате проявления сколового давления. Такого рода процессы реально проявляются. В гл. 22 предпринимается попытка рассмотрения факторов, которые позволяют количественно оценить этот процесс.

Текстурные критерии. Решению вопроса об исходном осадочном или магматическом характере пород могут помочь следующие текстурные признаки (если, конечно, они сохранились):

лавовые «подушки»,	косая слоистость,
окаменелости,	слоистость зернистости,
трещины усыхания,	форма вдавливания.

Однако при использовании в качестве генетического критерия, например, косой слоистости, недостаточно просто быть знакомым с косой слоистостью осадков, а необходимо также учитывать, что похожие текстуры могут проявляться в метаморфизованных изверженных породах. В тех случаях, когда однозначная окончательная расшифровка таких текстур не достигается, следует считать, что получение даже такого вывода гораздо лучше, чем отсутствие какого-либо заключения вообще.

Перечисленные выше текстурные критерии чаще могут быть установлены в породах с различными относительно крупными обособлениями материала, погруженными в некоторую связующую массу. Такие обособления могут быть самой различной величины (от валуна до песчаных зерен). Важнее всего определить, что представляют собой крупные обособления — монокристаллы или поликристаллические агрегаты. Монокристаллы в свою очередь могут быть порфиробластами, фенокристами, кристаллокластами туфов, обломочными зернами или кристаллами аутигенных минералов, возникшими на месте еще до метаморфизма. Для определения, к какому из перечисленных типов относятся монокристаллы, следует оценить следующие параметры:

видовую принадлежность минерала;
форму и размер зерна (в том числе «глазков», фиг. 20.1, *б* и 20.4, *д*);
степень изменения породы;
степень сцепления со связующей массой;
природу связующей массы.

Следует иметь в виду, что весьма обычны метаморфизованные породы с обособленными кристаллами, в которых не удается обнаружить никаких признаков их первичной природы; такие породы относятся к граувакка м или туфам.

Когда обособления состоят из агрегата кристаллов, необходимо оценивать степень их округлости. Округлые поликристаллические обособления могут представлять собой гальки, конкреции, миндалины, вулканические лапилли или бомбы (гораздо менее вероятны сферические текстурные элементы плутонического происхождения или возникшие в результате кластической деформации обломков). При диагностике образований этой группы важное значение имеют обычно их минеральный состав и сходство или различия в облике в пределах одной породы. Угловатые обособления могут представлять собой былые вулканокласты, ксенолиты или обломки осадков, раздробленных при немагматических процессах. В некоторых случаях решающее значение для диагностики природы обособлений имеет минеральный состав, но если он относится к интервалу колебаний, общему для изверженных и оса-

дочных пород, то в результате метаморфизма первичный характер может затушеваться настолько, что его невозможно определить по «внутренним признакам». Всегда необходимо изучать форму и взаимоотношения по границам обособлений; эти наблюдения часто позволяют прийти к определенному выводу при неоднозначности данных минерального состава и структуры.

Реликтовые дометаморфические структурные особенности могут сохраниться даже в породах, лишенных сколько-нибудь явных обособлений. Например, офитовую структуру (фиг. 5.8, *а* и 21. 6, *е*) удается различать даже при замещении пироксена волокнистым амфиболом. Можно было бы предполагать, что тонкие структуры легче затушевываются при метаморфизме, чем грубые. Однако это не всегда так. Степень реорганизации породы в значительной мере определяется присутствием воды, и в таких компактных безводных породах, как трахиты и базальты, могут иногда сохраниться весьма тонкие детали структуры, тогда как располагающиеся поблизости более пористые породы будут интенсивно перекристаллизованы.

К р и т е р и и с о с т а в а. На фиг. 13.6 отражены данные, позволяющие различать природу метаморфических пород исходя из их состава. Из этих данных видно, что большая часть составов изверженных пород может имитироваться при метаморфизме осадков, тогда как у последних имеются специфические области составов, которые не возникают при метаморфизме магматических пород. В частности, породы, резко обогащенные кремнеземом, глиноземом или известью, можно определять как немагматические (исключение карбонатиты). Среди минералогических критериев выявления первичной природы метаморфических пород можно различать:

1) минералы, само присутствие которых однозначно свидетельствует о немагматическом происхождении;

2) минералы, свидетельствующие о немагматической исходной природе лишь в случае присутствия в достаточно больших количествах.

Необходимо подходить с известной осторожностью к определению *немагматический*. В результате метасоматоза на границах некоторых тел изверженных пород возникают новообразования, по составу отвечающие немагматическим продуктам, например каолины, состоящие преимущественно из каолинита. В этом случае присутствие обильного каолинита, относящегося ко второй группе минералов-критериев, свидетельствует лишь, что порода не относится в прямом смысле к магматическим, но может быть изверженной, преобразованной при интенсивном метасоматозе (а также метаосадочной или измененной немагматической жильной). Некоторые ограничения в использовании минералогических признаков для выявления исходной природы метаморфических пород связаны также с возможностью контаминации магм. Например, в породе с явно различным магматическим обликом может присутствовать силлиманит, появляющийся в результате полного усвоения магмой существенно глиноземистых ксенолитов, от которых в результате незавершенной реакции растворения сохранились лишь разобщенные кристаллы силлиманита. И здесь порода не будет чисто изверженной, хотя по существу она в гораздо большей мере представляет собой продукт кристаллизации магмы, чем во многих других случаях. Таким образом, присутствие какого-либо минерала из перечисленных ниже, говорит лишь о том, что рассматриваемую породу нельзя считать нормальной магматической. После того как были установлены такие минералы, необходимы дополнительные наблюдения над полевыми взаимоотношениями и минеральным составом. Лишь после этого можно окончательно решать вопрос о происхождении породы в результате метасоматоза, контаминации или изменения действительно немагматической породы. Эти условия в равной мере относятся к обеим колонкам табл. 20.4.

Несколько иного рода критерием может служить отношение Fe/Mg в породе. В тех случаях, когда магнезиальные породы имеют белую окраску, можно уверенно считать, что происхождение их немагматическое. Даже в самых

Таблица 20.4

Минералы, свидетельствующие о немагматическом происхождении метаморфических пород

Качественные индикаторы	Количественные индикаторы		
	минерал	содержание, %	примечание
Ставролит	Кварц	>50	
Хлоритоид	Мусковит	>25	
Кордиерит	Известковый гранат	>25	Кроме эклогитов
Андалузит			
Кианит	Кальцит	>25	Кроме карбонатитов
Силлиманит	Каолинит		
Тальк	Монтмориллонит	>25	
Волластонит	Пирофиллит		

богатых магнием изверженных породах — перидотитах — содержание железа достаточно для того, чтобы сообщить им темную окраску, тогда как в доломитах может концентрироваться почти исключительно магний (без железа), в связи с чем в этих породах при метаморфизме образуются молочно-белые амфиболы или пироксены.

Глава 21

Условия проявления реакций при метаморфизме

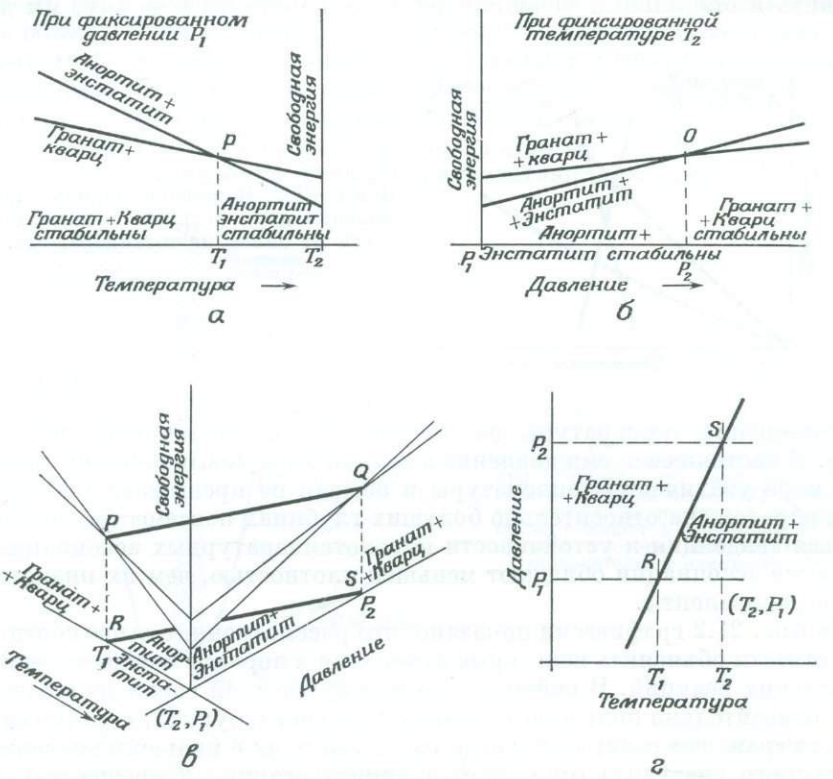
В настоящей главе рассматриваются причины разной последовательности реакций, приведенных в табл. 20.1 и 20.2. Чтобы понять причины этого, необходимо рассмотреть количественно факторы, определяющие ход реакций. Сюда относятся изменение объема при реакции, поглощение или выделение тепла, количественные соотношения веществ, участвующих в реакции и поступивших из разных источников — из жидкости или твердых фаз.

СУХИЕ РЕАКЦИИ

В гл. 3 отмечалось, что некоторое распределение в пространстве твердого вещества склонно к переходу в другое распределение, если во втором случае *свободная энергия* системы меньше. В качестве примера был рассмотрен переход кварц — коэсит, однако это положение справедливо и для превращений полиминеральных агрегатов, например для перехода ассоциации анортит + + энстатит в пару гранат + кварц (гл. 20) (см. фиг. 21.1). На диаграмме 21.1, *а* показаны изменения свободной энергии по мере увеличения температуры при довольно высоком постоянном давлении P_1. В этом случае с увеличением температуры свободная энергия уменьшается у обеих ассоциаций, но у пары анортит + энстатит это происходит быстрее, в связи с чем выше температуры T_1 она становится устойчивой (обладает меньшей свободной энергией). На диаграмме 21.1, *б* показаны изменения свободной энергии двух рассматриваемых ассоциаций по мере изменения давления. И в этом случае свободная энергия двух ассоциаций прямо зависит от давления, но опять-таки изменение для ассоциации анортит + энстатит происходит быстрее, в связи с чем при давлении выше P_2 более устойчивой ассоциацией становится пара гранат + + кварц. Изменение свободной энергии в общей зависимости от давления и от температуры показано на диаграмме 21.1, *в*. Здесь можно видеть, что

область устойчивости ассоциации гранат + кварц сочленяется с областью устойчивости пары анортит + энстатит по наклонной линии PQ. На диаграмме 21.1, *г* показана проекции линии PQ на плоскость давление — температура (линия RS).

Наклон линии RS явно определяется резкостью схождения линий на двух «стенках» объемной диаграммы *б*. Если две формы резко различны по объему, упомянутые две линии на плоскости давление — энергия будут иметь



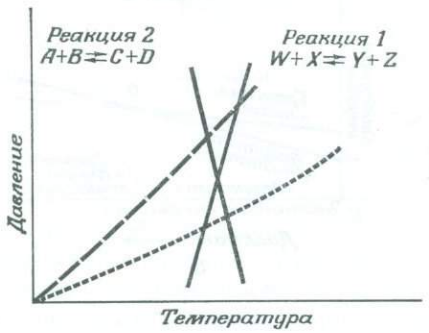
Ф и г. 21.1. Зависимость состояния равновесия от давления и температуры.

резко различный наклон и отрезок P_1P_2 будет очень коротким. Равным образом, если энтропия двух форм резко различна, то линии на плоскости температура — энергия также должны сильно различаться по наклону, в связи с чем отрезок T_1T_2 соответственно будет небольшим. Если через ΔV обозначить разность объемов на грамм-молекулу двух форм, а через ΔS разницу их энтропий на грамм-молекулу, то по существу $P_1P_2 \propto 1/\Delta V$, а $T_1T_2 \propto 1/\Delta S$. Эти соотношения напоминают уравнение Клапейрона в форме

$$\text{Наклон } RS = \frac{P_1P_2}{T_1T_2} = \frac{\Delta S}{\Delta V} = \frac{S_{\text{продуктов}} - S_{\text{реагентов}}}{V_{\text{продуктов}} - V_{\text{реагентов}}}.$$

Этот наклон может иметь положительную или отрицательную величину. Поскольку тепло способствует возникновению форм с высокой энтропией, величина $S_{\text{продуктов}} - S_{\text{реагентов}}$ при реакциях, происходящих в условиях повышения температуры, всегда будет положительной, однако величина $V_{\text{продуктов}} - V_{\text{реагентов}}$ может иметь различный знак. Если продукты реакции, происходящей в условиях повышения температуры, имеют больший объем, чем исходные реагенты, рассматриваемый наклон имеет положительное значение. В более редких случаях продукты реакции при нагревании

меньше по объему, чем исходные вещества, и тогда линия RS имеет отрицательный наклон. Типичный пример превращений последнего рода — переход льда в воду; из примеров минералогического характера можно упомянуть превращение андалузита в силлиманит. Обычно для обеих рассматриваемых ситуаций наклон RS бывает довольно значительным для большинства реакций силикатов, осуществляющихся в твердом состоянии, и достигает более 20 бар/°С, или 2 кбар/100° С. Это означает, например, что для того, чтобы сохранить в стабильных условиях низкотемпературную форму, мы должны



Ф и г. 21.2. Изменение порядка проявления двух реакций в зависимости от давления и температуры.

при повышении температуры на каждые 100° С увеличивать давление на 2 кбар. В настоящее время давление в земной коре повышается не столь быстро по мере увеличения температуры и обычно не превышает 1 кбар/100° С. Таким образом, на относительно больших глубинах повсеместно должна проявляться тенденция к устойчивости высокотемпературных ассоциаций, даже если такие ассоциации обладают меньшей плотностью, чем их низкотемпературные эквиваленты.

На фиг. 21.2 графически показано, что рассмотренные выше соотношения могут отчасти объяснить некоторые изменения в порядке осуществления метаморфических реакций. В районах, где геометрический градиент (градусы/км) имеют относительно большую величину (точечный пунктир), реакция *1* проявляется «раньше» реакции *2*, тогда как в участках с меньшим значением геотермического градиента (пунктирная линия) реакция *2* предшествует реакции *1*. Если учесть, что измеренные величины геотермического градиента отличаются иногда более чем в 25 раз, то для нас понятно изменение последовательности метаморфических реакций.

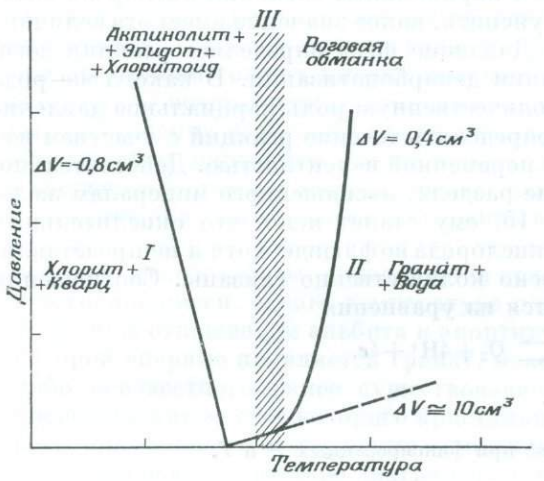
РЕАКЦИИ С УЧАСТИЕМ ФЛЮИДОВ

Относительно большее разнообразие условий проявления реакций с участием флюидов по сравнению с «сухими» реакциями объясняется двумя причинами. Прежде всего объем большинства флюидов гораздо сильнее зависит от давления, чем объем силикатов. Кроме того, в геологических условиях на месте реакции может оставаться то или иное количество выделившегося в ее процессе флюида. Здесь возможны два крайних случая: 1) весь выделившийся флюид удаляется от места хода реакции и 2) весь выделившийся в процессе реакции флюид остается на месте. В первом случае изменение давления в месте реакции не должно оказывать влияния на энергию участвующего в реакции флюида. Таким образом, объем флюида не следует учитывать при вычислении величины ΔV по формуле Клапейрона. Во втором же случае, когда флюид остается на месте, его объем необходимо учитывать при вычислении ΔV, и он часто будет играть роль доминирующего фактора. Рассмотрим, напри-

мер, следующую реакцию с участием воды:

Хлорит	+	Кварц	→	Гранат	+	Вода
7,8 г		1,7 г		8,5 г		1,0 г
2,6 см³		0,7 см³		2,5 см³		...
		3,3 см³				

Если вода полностью удаляется из области реакции, величина ΔV составляет —0,8 см³. Если же вода полностью остается, необходимо принимать во внимание ее объем. Объем 1 г воды при различных геофизических условиях показан на фиг. 10.1. Он всегда превышает 1 см³, в связи с чем продукты реакции имеют больший объем, чем исходные вещества, однако величина ΔV изменяется от 10 см³ при низком давлении и высокой температуре до всего лишь 0,4 см³ в условиях динамотермального метаморфизма. Таким образом, точки равновесия рассматриваемой реакции располагаются на фиг. 21.3 или на



Ф и г. 21.3. Равновесие с участием воды.

I — кривая равновесия реакции хлорит + кварц = гранат + вода при условии полного удаления выделяющейся воды; *II* — кривая равновесия той же реакции при условии, что вся выделяющаяся вода остается на месте; *III* — положение равновесия гипотетической реакции актинолит + эпидот + хлоритоид = роговая обманка, в которой происходит лишь очень незначительное изменение объема.

кривой *I*, или на кривой *II*, или, наконец, при неполном удалении воды в пространстве между этими двумя кривыми. В отличие от предыдущей реакция

2 Актинолит + Эпидот + 2 Хлоритоид → 3 Роговая обманка

идет с ничтожным изменением объема или содержания воды. Изменение объема в данном случае определяется преимущественно тенденцией расширения твердого раствора по мере повышения температуры. Следовательно, эта реакция не должна зависеть от изменения давления или от того или иного поведения воды (фиг. 21.3, кривая *III*). Таким образом, можно видеть, что при свободном удалении воды хлорит должен превращаться в гранат по мере повышения температуры раньше, чем актинолит превратится в роговую обманку. Если же вода остается на месте, порядок смены этих двух реакций будет обратный.

Дополнительные изменения последовательности реакций происходят при термическом метаморфизме, сопровождающемся выделением двуокиси углерода наряду с водой. Температура реакции образования волластонита (кальцит + кварц → волластонит + двуокись углерода) в зависимости от легкости удаления двуокиси углерода колеблется от 400 до 900° С, тогда как температура реакций дегидратации контролируется преимущественно поведением воды. Легкость удаления одного флюида в известной мере не зависит от легкости удаления другой летучей фазы. В связи с этим в различных условиях реакции дегидратации и декарбонатизации могут взаимно меняться местами.

Третий флюид, определяющий ход метаморфических реакций,— кислород. На первый взгляд трудно поверить, что газообразный кислород должен быть в тех местах, где идут метаморфические реакции в связи с присутствием здесь воды. Отметим, однако, в связи с этим следующее:

1) в воздухе есть как кислород, так и вода (а также азот и т. д.);

2) в море наряду с водой содержится кислород, но только в иных количествах, чем в воздухе;

3) если создаются условия, при которых жидкость и газ не образуют самостоятельных фаз, то следует предполагать, что во флюидной фазе должны находиться как вода, так и кислород.

Таким образом, в развитие дискуссии о смесях воды и двуокиси углерода, приведенной в гл. 20, при рассмотрении места метаморфических реакций всегда необходимо уточнять, каковы в данном случае величины парциального давления воды, CO_2 и кислорода.

Если мы признаем, что вопрос о парциальном давлении кислорода вполне уместен, то естественно следует уяснить, какое значение имеет эта величина для петрологических построений. Давление воды определяет реакции дегидратации, а давление CO_2 — реакции декарбонатизации. В какого же рода реакциях может играть важную количественную роль парциальное давление кислорода? Этот параметр может определять течение реакций с участием железа или любого другого металла с переменной валентностью. Действительно, если читатель вспомнит содержание раздела, посвященного минералам железа и потенциалу кислорода, в гл. 15, ему станет ясно, что окислительный потенциал и парциальное давление кислорода во флюиде, хотя и не представляют собой идентичных величин, тесно количественно связаны. Соотношения между этими параметрами выводятся из уравнения

$$2H_2O \rightleftarrows O_2 + 4H^+ + 4e.$$

Это означает, что

$$\frac{[O_2]\cdot[H^+]^4\cdot[e]^4}{[H_2O]^2} = \text{const при фиксированных } P \text{ и } T.$$

Для флюида с данной кислотностью и давлением воды, определяющих величины $[H^+]$ и $[H_2O]$, приведенное выше уравнение, в котором использованы активности, означает, что по мере уменьшения величины $[e]$ должна возрастать величина $[O_2]$. При этом, хотя активность кислорода неполностью пропорциональна его давлению, эти две величины должны увеличиваться или уменьшаться совместно. В связи с обилием в природе железистых силикатов и большой областью устойчивости окислов железа должны быть весьма многочисленны реакции типа

Железистый силикат + Кислород = Маложелезистый силикат + Окись железа.

В связи с рассмотрением латеритов указывалось, что в тропических континентальных областях в результате процессов окисления гематит образуется настолько энергично, что происходит разложение практически всех железистых силикатов. При метаморфизме более характерно образование магнетита, а не гематита. В качестве типичной реакции, характеризующей явления окисления при метаморфизме, можно привести

Гиперстен + Вода + Кислород $\rightleftarrows$ Тальк + Магнетит.

В этом случае тесно соседствующие исходные и конечные продукты реакции, агатово-черный гиперстен и снежно-белый тальк необычайно наглядно демонстрируют, каким образом почти совершенно неразделимые в двухвалентном состоянии Mg и Fe могут полностью разобщаться при частичном окислении железа.

РЕАКЦИИ С УЧАСТИЕМ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ

Поведение твердых растворов силикатов определяется теми же законами, которые регулируют поведение жидких растворов или жидких смесей. При этом не имеет значения, относятся ли твердые растворы к классу силикатов или имеют другую природу. На фиг. 21.4 отражена зависимость равновесий от того или иного характера растворов. Все диаграммы, приведенные на этой фигуре, однотипны и различаются лишь масштабом. Диаграммы *б* и *в* упоминались в гл. 8, а диаграммы *г* и *д*, хотя и близки к предыдущим, иллюстрируют еще два метаморфических превращения.

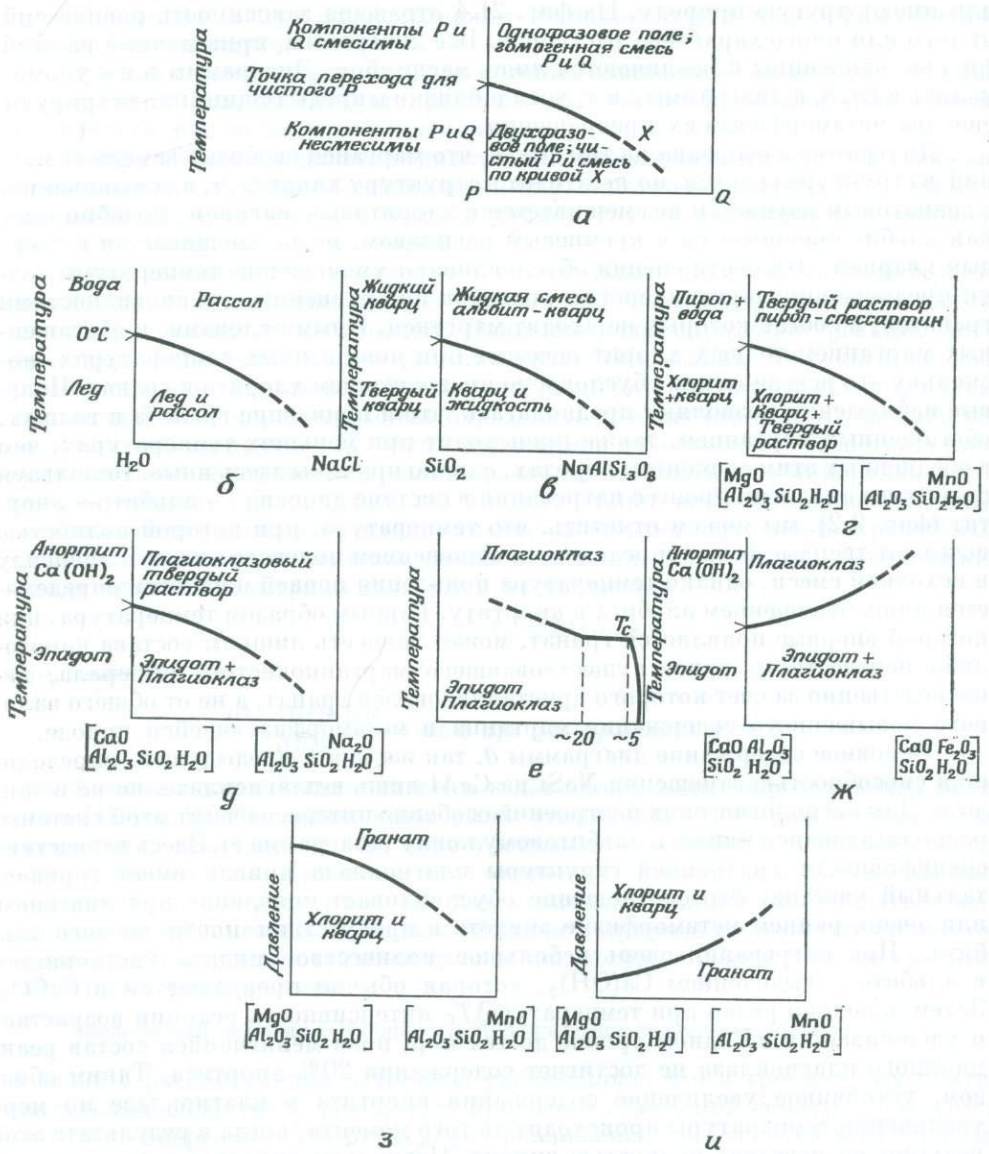
Диаграмма *г* основана на том факте, что марганец свободно замещает магний в структуре граната, но не входит в структуру хлорита, т. е. смешивается с гранатовым магнием и не смешивается с хлоритовым магнием, подобно тому как альбит смешивается с кремневым расплавом, но не смешивается с твердым кварцем. Эти соотношения обусловливают уменьшение температуры точки превращения марганцовистых гранатов по сравнению с разновидностями гранатов, в состав которых не входит марганец. Иными словами, в обогащенных марганцем толщах хлорит исчезает при пониженных температурах, поскольку это исчезновение обусловлено превращением хлорита в гранат. Полевые наблюдения позволяют предполагать, что и появление граната в толщах, обогащенных марганцем, также происходит при меньших температурах, чем в обедненных этим элементом породах, однако причины здесь иные. Используя в качестве аналогии процесс нагревания в системе диопсид — альбит — анортит (фиг. 9.2), мы можем отметить, что температура, при которой полностью исчезают твердые фазы, определяется отношением полевого шпата к диопсиду в исходной смеси, однако температура появления первой жидкости определяется лишь отношением альбита к анортиту. Равным образом температура, при которой впервые появляется гранат, может зависеть лишь от состава какого-либо неизвестного ранее существовавшего марганцовистого минерала, непосредственно за счет которого кристаллизовался гранат, а не от общего валового повышенного содержания марганца в метаморфизующейся породе.

Основное содержание диаграммы *д*, так же как и предыдущей, определяется способностью замещения NaSi на CaAl лишь в плагиоклазе, но не в эпидоте. Для петрологических построений особенно интересна часть этой системы, располагающаяся ближе к альбитовому концу (диаграмма *е*). Здесь вследствие специфичности внутренней структуры плагиоклаза кривая имеет горизонтальный участок. Это соотношение обусловливает появление при диагенезе или очень раннем метаморфизме эпидота в присутствии почти чистого альбита. При нагревании очень небольшое количество эпидота растворяется в альбите с выделением $Ca(OH)_2$, которая обычно превращается в $CaCO_3$. Затем довольно резко при температуре T_C интенсивность реакции возрастает и удерживается на одном уровне до тех пор, пока меняющийся состав реакционного плагиоклаза не достигнет содержания 20% анортита. Таким образом, устойчивое увеличение содержания анортита в плагиоклазе по мере увеличения температуры происходит до того момента, когда в результате этой реакции не исчезнет полностью эпидот. Поскольку эпидот и плагиоклаз — вполне обычные минералы метаморфических пород, а состав плагиоклаза легко определяется оптическими методами без каких-либо химических операций, отмеченные выше соотношения весьма удобны для распознавания метаморфической истории пород. Сосуществование эпидота и альбита означает, что порода не претерпевала нагревания выше температуры T_C, тогда как ассоциация эпидота и плагиоклаза более основного состава, чем An_{20}, означает, что метаморфизм происходил при температурах выше T_C. При использовании этих соотношений необходимо учитывать два ограничительных условия:

1) состав плагиоклаза имеет диагностическое значение лишь в присутствии эпидота;

2) температура T_C и величина интервала, следующего за ней, несколько меняются в зависимости от общего давления, давления паров воды и содержания Fe^{3+} в эпидоте.

Роль железа в этом случае примерно такая же, как роль натрия в плагиоклазе, и различие состоит преимущественно в том, что эпидот представляет

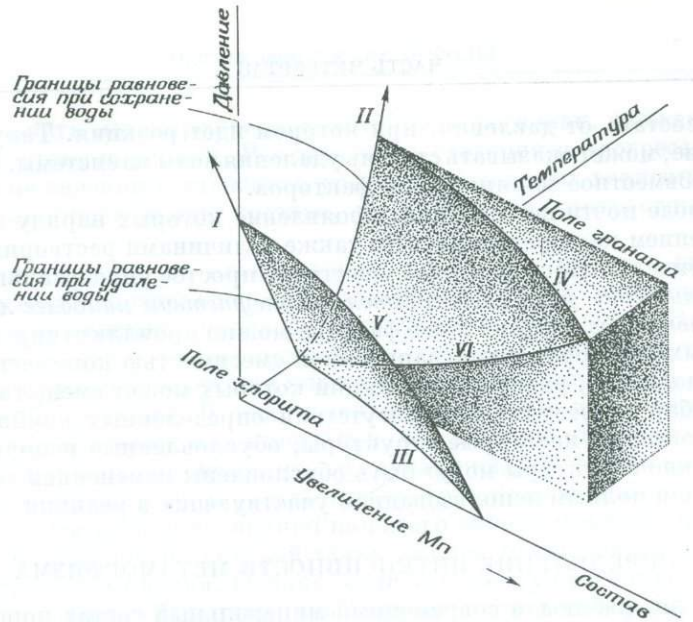


Ф и г. 21.4. Некоторые случаи влияния растворов на характер равновесия метаморфических реакций.

Диаграммы *а* — *ж* даны для случаев постоянного давления; диаграммы *з*, *и* — для случаев постоянной температуры. Диаграмма *г* заимствована из работы Ramberg, 1952; диаграммы *д* и *е* — из работы Christie, 1962 г.

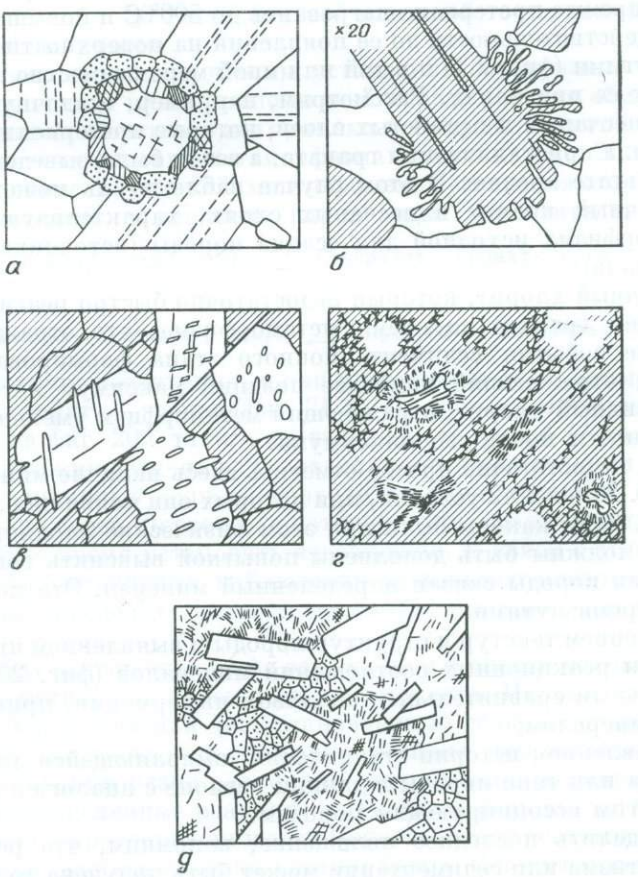
собой относительно низкотемпературную фазу. Влияние железа схематически показано на диаграмме *ж*. Аналогичным образом температура превращения хлорита в гранат может увеличиваться при изменении отношения Mg : Al, которое на диаграмме *г* принято равным 3 : 2.

Выше рассматривалась роль температуры при постоянном давлении. Не менее важную роль играет и давление. На диаграммах *з* и *и* отражена за-



Ф и г. 21.5. Вариации равновесия при наличии четырех переменных.

Поверхность этой объемной диаграммы, лежащая в плоскости осей давление — температура, приведена на фиг. 21.3. Кривые *III* и *IV* соответствуют кривым на фиг. 21.4, *г* при двух различных постоянных значениях давления. Кривая *V* соответствует кривой фиг. 21.4, *з* при условии, что вода удаляется, а образованию граната благоприятствует высокое давление. Кривая *VI* соответствует кривой фиг. 21.4, *и*: в этом случае осуществляется относительно редкое условие, когда вода полностью остается в системе и высокое давление благоприятствует устойчивости хлорита.



Ф и г. 21.6. Реакционные структуры.

а — реакционная каемка; *б* — червеобразные вростки (так называемый мирмекит, образуется при взаимодействии кварца и полевого шпата); *в* — включения в пироксене и пертите, выходящие за пределы зерна, в пределах которого они возникли; *г* — псевдоморфозы по порфировым вкрапленникам (ср. фиг. 5.4, *з*), в двух псевдоморфозах присутствуют реликты исходного вкрапленника; *д* — перекристаллизованная офитовая структура (ср. фиг. 5.8, *а*), в которой тонковолокнистый амфибол развился по зернам пироксена.

висимость состава от давления, при котором идет реакция. Такую же роль, как давление, может оказывать степень удаления воды из системы. На фиг. 21.5 отражено совместное влияние всех факторов.

В природе почти нет реакций, проявление которых наряду с температурой и давлением не определялось бы также величинами растворимости. Весьма удачно, что для этого фактора существует простое универсальное правило: *поле стабильности фазы расширяется в присутствии наиболее легко растворимых компонентов.* Эффект этого фактора можно проиллюстрировать на примере твердых растворов с неограниченной смесимостью компонентов, в частности плагиоклазов, равновесие реакций которых может смещаться на 100° С или на 2 кбар в результате присутствия определенных компонентов. На фиг. 21.6 показаны некоторые структуры, обусловленные неполным превращением. Такие структуры могут быть обусловлены изменением температуры, давлением или полным использованием участвующих в реакции компонентов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ МЕТАМОРФИЗМА

Можно ли, наблюдая современный минеральный состав породы, определить интенсивность ее метаморфизма? Такие оценки возможны, однако получить их сложнее, чем это можно было бы предположить исходя из данных табл. 20.1 и 20.2. Эта оценка осложняется следующими причинами:

1. Горная порода в прошлом переходила через ряд условий, и было бы ошибочно, например, говорить, что развитая в настоящее время на поверхности порода прежде претерпела нагревание до 500° С и повышение давления до 3 кбар. В действительности до ее появления на поверхности одни условия сменялись другими (фиг. 2.1) и в той или иной мере совместно запечатлелись в современных ее признаках. Рассмотрим, например, осадочную перемежаемость тонких песчаных и глинистых слоев, которые претерпели метаморфизм вплоть до начала кристаллизации граната, а затем были выведены на поверхность в результате эрозии. В этом случае наблюдатель может установить:
   а) обломочный кианит в песчаных слоях, характеризующий условия метаморфизма исходной для осадка породы (источника обломочного материала);
   б) обломочный хлорит, который недостаточно быстро реагировал с образованием граната во время метаморфизма, что отражает наиболее поздние события седиментационного этапа формирования породы;
   в) гранат, отражающий наиболее поздний максимум метаморфизма;
   г) регрессивный хлорит, отражающий метаморфизм уменьшающейся интенсивности после его максимума.

Очевидно, недостаточно просто отметить здесь наличие минералов, определить по табл. 20.1 и 20.2 условия, при которых они появились, а затем установить по фиг. 20.6, каковы были при этом физические параметры. Эти простые действия должны быть дополнены попыткой выяснить вопрос, с какой стадией истории породы связан определенный минерал. Эта попытка может разрешиться тремя путями:

   а) наблюдением текстур и структур породы и выявлением признаков коррозии и реакционных соотношений минералов (фиг. 20.6);
   б) тщательным сравнительным анализом информации, приносимой каждым минералом;
   в) сопоставлением истории становления, выявляющейся для отдельного образца или типа породы в данном регионе с аналогичными данными по другим ассоциирующим породам.

Чтобы выделить последнее положение, напомним, что реконструкция условий магматизма или седиментации может быть получена только при изучении всей ассоциации пород и полевых их соотношений. Такие же сопоставления необходимы и для выяснения условий метаморфизма. Наиболее трудно

точно восстановить метаморфическую историю в регионах, сложенных однородными по составу породами. Все детальные сведения и прогресс в знаниях о метаморфизме связаны с изучением районов, сложенных горными породами устойчивого по простиранию состава, но химически контрастными вкрест простирания.

2. Вторая причина, не позволяющая, исходя из простого присутствия минералов, удовлетворительно оценивать интенсивность метаморфизма, заключается в изменениях пределов устойчивости минералов. Эти пределы определяются прежде всего характером участвующих в реакции твердых растворов, а также наличием тех или иных компонентов в момент осуществления метаморфических реакций. В действительности гораздо важнее фиксировать присутствие определенных пар минералов, чем наличие отдельных минеральных видов. Допустим, например, что мы обнаружили в породе тальк и установили, что он образовался в результате прогрессивного, а не регрессивного метаморфизма. Эти данные позволяют нам всего лишь заключить, что метаморфизм не достиг ступени, на которой тальк должен дегидратироваться с образованием энстатита и кварца. Однако, если мы обнаружим тальк в непосредственной ассоциации с оливином, это означает, что метаморфизм не достиг ступени, на которой тальк реагирует с оливином с образованием пироксена. Таким образом, термические пределы метаморфизма во втором случае определяются точнее. Составив по наблюдениям состава и взаимоотношений минералов перечень проявившихся реакций и реакций, которые могли проявиться при данном химическом составе породы, но не были обнаружены, мы можем затем, пользуясь табл. 20.1 и 20.2, с той или иной точностью определить интенсивность метаморфизма.

3. Допустим, например, что мы установили образование ставролита за счет хлоритоида, тогда как в прилегающей породе роговая обманка не реагировала с кальцитом. Сочетание этих данных все еще оставляет весьма широкий диапазон вероятных условий метаморфизма (зона ∂ на фиг. 20.6). В этом случае неопределенности условий метаморфизма увеличиваются в результате зависимости реакций от давления паров воды. Действительно, в реакциях

$$\text{Хлоритоид} + \text{Кварц} \rightleftarrows \text{Ставролит} + \text{Гранат} + \text{Вода}$$

и

$$\text{Роговая обманка} + \text{Кальцит} + \text{Кварц} \rightleftarrows \text{Пироксен} + \text{Плагиоклаз} + \text{Вода} + CO_2$$

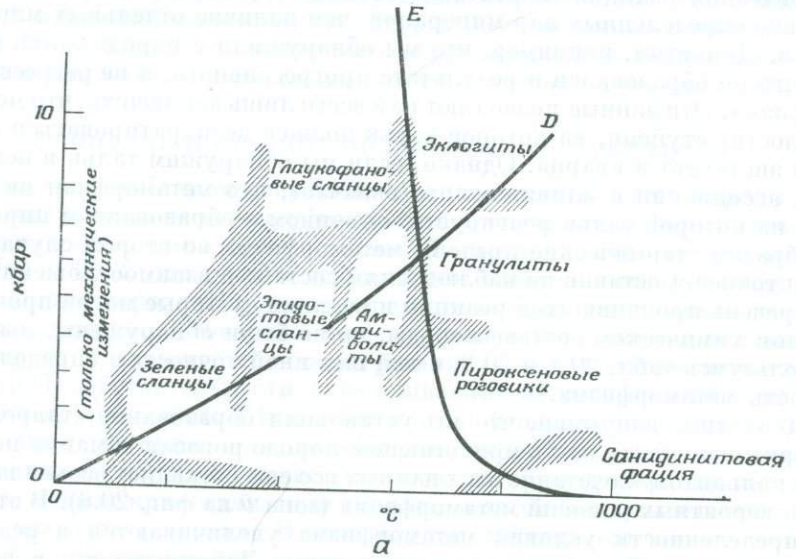
выделяются летучие соединения, и они напоминают уже рассмотренное выше превращение хлорит — гранат (фиг. 21.3). Пределы проявления минеральной ассоциации ∂ на фиг. 20.6 такого же типа, как у кривой *II* на фиг. 21.3. При свободном выделении летучих из участков проявления реакции границы существования ассоциации ∂ должны проходить ближе к кривой *I* на фиг. 21.3, т. е. значительно левее. Легкость, с которой могли удаляться из системы летучие, в настоящее время установить невозможно. В связи с этим даже при наличии особо благоприятных наблюдений за взаимоотношениями минералов мы вынуждены определять условия метаморфизма с погрешностью до 200° С и 5 кбар.

Имея в виду эти значительные осложнения в оценке условий метаморфизма, следует отметить два положительных момента. Первый из них уже отмечался выше. Хотя одна или две установленные реакции не позволяют точно определить метаморфическую эволюцию региона, тем не менее при наличии в районе чередования резко различных пород можно расширить наблюдения и выявить многочисленные реакции, в том числе реакции дегидратации, изоволюметрические превращения и т. д. Сопоставление всех этих данных позволит более точно оценить условия метаморфизма. Следует также заметить, что если абсолютные оценки термодинамических параметров весьма трудны, то оценка относительных данных по условиям метаморфизма в пределах одного

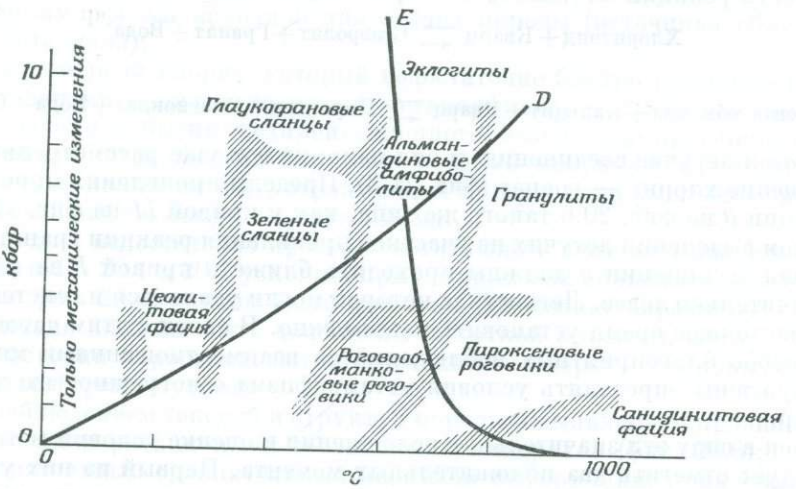
региона содержит гораздо меньше неопределенностей. Для многих целей эти относительные данные имеют гораздо большее значение, чем абсолютные величины; например, понимание генезиса какого-либо рудного месторождения прежде всего определяется не абсолютными величинами, а градиентом температуры, давления и некоторыми другими параметрами.

Метаморфические фации и изограды

Помимо подразделения термодинамических условий на зоны (фиг. 20.6), некоторые геологи проводили и более формальное расчленение поля температура — давление (фиг. 21.7). В отношении этой последней классификации



а



б

Фиг. 21.7. Границы метаморфических фаций.

а — по Эскола (Eskola, 1921), Рамбергу (Ramberg, 1952) и Барту (Barth, 1962); *б* — по Тернеру и Ферхугену (Turner, Verhoogen, 1960), Винклеру (Winkler, 1965). Значения кривых *D* и *E*, как и на фиг. 1.5.

возникали те или иные сомнения, касающиеся определения границ выделенных участков. Основания для определения таких границ могут быть различными:

1. Термодинамические поля могут определяться теми или иными конкретными значениями температуры и давления. Например, можно выделить: поле 1, температура 500—700° С, давление более 5 кбар. В этом случае вряд ли можно сколько-нибудь серьезно говорить, например: «Я установил, что эта порода относится к полю 1». В действительности принадлежность породы к этому полю всегда будет гипотетичной.

2. Термодинамические поля могут определяться немногочисленными характерными реакциями. Возможно, например, такое определение: поле 1; в породах осуществлялось превращение ставролита в силлиманит, но мусковит еще не перешел в силлиманит; ассоциирующие породы претерпели ту же степень метаморфизма. В такой системе однозначно могут быть классифицированы по данным наблюдениям лишь некоторые породы.

3. Наконец, термодинамические поля можно определять с использованием многих специфических реакций. Приведем, например, следующее определение: поле 1; ставролит превратился в силлиманит, а мусковит остался неизмененным; кальцит превратился в пироксен, а биотит сохранился и т. д. Используя эту систему, мы не будем вполне уверены, что все породы этого подразделения испытали одну и ту же степень метаморфизма.

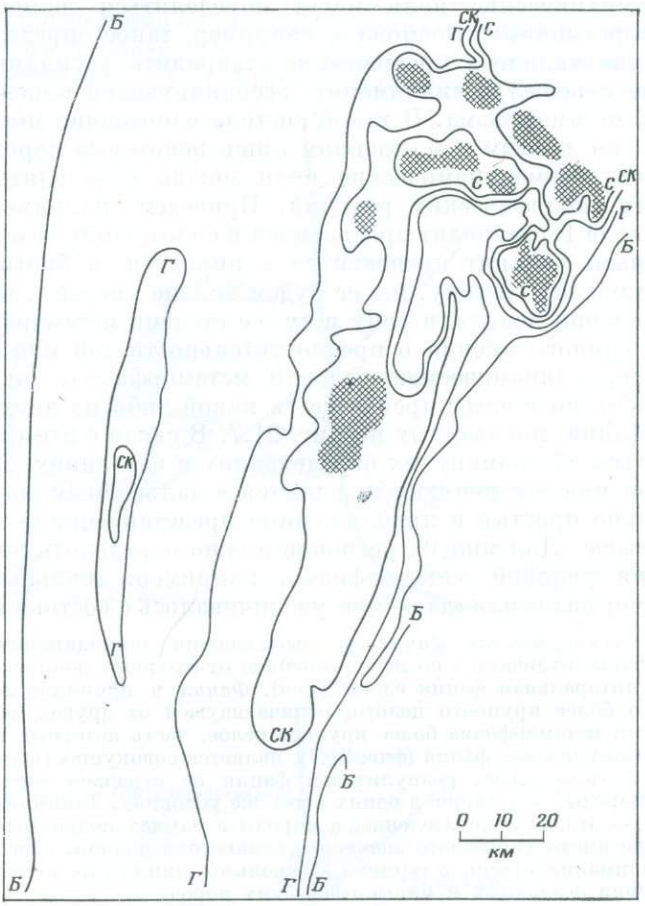
Пока нет единого мнения о предпочтительности той или иной системы расчленения термодинамических условий метаморфизма, так же как нет полного согласия по поводу преимуществ какой-либо из двух систем метаморфических фаций, показанных на фиг. 21.7. В связи с этим не стоит далее распространяться об упомянутых определениях и названиях. Для более точного использования эти понятия нуждаются в дальнейшем изучении, тогда как относительно простые и приближенные представления и термины были рассмотрены выше. Для многих регионов можно определить лишь самые общие изменения условий метаморфизма, например: «сильный динамотермальный метаморфизм» или «давление увеличивалось с востока на запад».

Термин *метаморфическая фация* в расчленении термодинамических условий (фиг. 21.7) несколько отличается по использованию от сходного понятия в седиментологии (например, литоральная фация слоев Бови). *Фация* в принципе должна означать часть некоторого более крупного целого, отличающуюся от других частей по своему облику. В области метаморфизма более крупное целое, часть которого, например, представляет собой гранулитовая фация (фиг. 21.7), является совокупностью всех метаморфических пород. Следовательно, гранулитовая фация не отражает интервала условий, а представляет породы, возникшие в одних и тех же условиях. Таким образом, метаморфическая фация — это не подразделение, а породы в рамках подразделения. Приведенные замечания не имеют серьезного значения, однако они должны способствовать более правильному пониманию оттенков термина в использовании его геологами, работающими в области изучения осадочных и метаморфических пород.

Наблюдения метаморфических пород в пространстве принято выражать в системе изоград. *Изоградой* называется линия на геологической карте, ограничивающая область развития определенного минерала. Особенно часто пользуются, например, гранатовой, ставролитовой и силлиманитовой изоградами. Поскольку для образования серий этих минералов последовательно требуются все более интенсивные условия метаморфизма, их изограды, как правило, образуют замкнутые контуры внутри друг друга, подобные горизонталям (фиг. 21.8). Соотношения, выраженные изоградами, имеют чисто наблюдательный характер, не содержат каких-либо элементов догадки и погрешностей, кроме неопределенности пространственного положения, обусловленного неравномерностью точек наблюдения. Картирование изоград — очень полезная стадия описания метаморфических регионов. В меньшей мере изограды полезны для целей сопоставления интенсивности метаморфизма в различных регионах. В этом направлении изограды даже и не пытались использовать, хотя бы допустив появление граната, например, в разных регионах при одних и тех же условиях. Такого рода сопоставления производятся преимущественно в рамках класси-

фикации метаморфических фаций. Таким образом, в зависимости от того, какие цели мы преследуем, при изучении метаморфических регионов можно проводить картирование изоград или интерпретировать метаморфические фации. При исчерпывающих исследованиях используются обе методики.

Наиболее часто применяют изограды хлорита, биотита, граната, ставролита, кианита и силлиманита. Последние три изограды проявляются лишь



Ф и г. 21.8. Схематическая карта метаморфических изоград, установленных в Вермонте, США (Doll, 1961).

Б — биотитовая изограда; *Г* — гранатовая изограда; *СК* — ставролитовая или кианитовая изограда; *С* — силлиманитовая изограда. Штриховкой показаны интрузивные тела.

в глиноземистых породах, однако и первые три обычно картируют с применением глиноземистых пород. Поскольку биотит или флогопит могут возникать за счет доломита в железистых известняках, необходимо отличать изограды, построенные на основании биотита глиноземистых пород, от аналогичных изоград, основанных на наблюдениях карбонатных пород. Аналогичные замечания относятся к хлоритовым и гранатовым изоградам. Такое разграничение увеличивает точность методики, не затрагивая ее чисто наблюдательный характер.

До настоящего времени методика изоград применялась преимущественно при картировании регионально-метаморфических районов. Концентрические минеральные зоны весьма обычны также и при контактном метаморфизме, однако в связи с историческими причинами понятие *изоград* не применяется к этому типу метаморфизма.

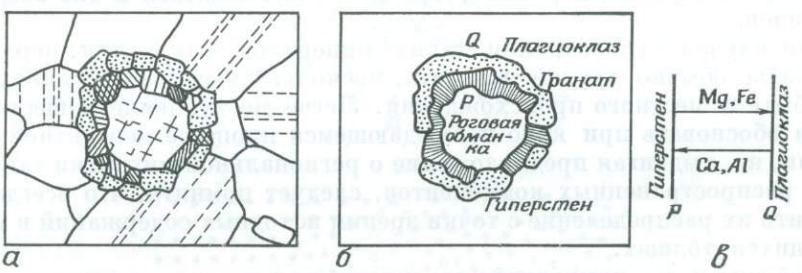
Глава 22

Миграция вещества при метаморфизме

В предыдущей главе метаморфические реакции рассматривались с точки зрения изохимических превращений. Мы допускали, что как исходные вещества, так и продукты реакции находились на месте и превращения осуществлялись с ничтожной миграцией вещества, которой можно было пренебречь. Однако в действительности такая миграция вещества в ряде случаев бывает значительной. В этой главе мы рассмотрим масштабы, механизм и движущие силы миграции вещества при метаморфизме.

МАСШТАБЫ МИГРАЦИИ

Рассмотрим вначале пример, в котором расстояние переноса вещества легко поддается оценке. На фиг. 22.1 (сравните 21.6, *а*) дана зарисовка реакционных отношений глиноземистого безжелезистого плагиоклаза с безглиноземистым железистым гиперстеном. В результате этой реакции возникли



Ф и г. 22.1. Миграция компонентов в процессе реакции.

а — реакционная каемка, так же как и фиг. 21.6, *а*; *б* — схема к той же зарисовке. Крапом показана зона, в пределах которой плагиоклаз замещается гранатом в результате привноса Fe и Mg и выноса Ca и Al, а штрихами показана зона, в пределах которой гиперстен замещается роговой обманкой в результате привноса Ca и Al и выноса Fe и Mg; *в* — общая схема реакционной миграции.

два минерала с промежуточным содержанием глинозема и железа. Очевидно, в этом случае железо и магний мигрировали во внешнюю сторону, а кальций и алюминий — во внутреннюю. В результате за счет плагиоклаза образовалась реакционная оторочка граната, а за счет гиперстена — зонка роговой обманки. По мере развития реакции возрастает расстояние миграции ионов. Чтобы реакция продолжала осуществляться после стадии, показанной на зарисовке, каждый ион должен переместиться на расстояние PQ, которое здесь составляет 1—2 мм. Миграция вещества на такие расстояния осуществляется обычно в процессе роста порфиробластов. Представим, что хлоритовый филлит, в котором хлорит распределен равномерно, превращается в гранатовый кристаллический сланец, в котором кристаллы граната отстоят друг от друга на расстоянии 1 см и имеют радиус r мм. В этом случае ионы железа и магния, вошедшие в решетку граната, должны были переместиться на расстояние (5 — r мм). При разрастании зерен без изменения минерального состава происходит перенос вещества на расстояние порядка конечного радиуса зерен. Таким образом, в метаморфических породах средней ступени нормально происходит миграция вещества большинства компонентов в пределах интервалов в несколько миллиметров.

Однако некоторые компоненты иногда перемещаются на значительно большее расстояние. Барт (Barth, 1962) описал случай кристаллизации граната вокруг ксенолитов вмещающих пород в граните, в котором ионы железа должны были мигрировать на расстояние 6 м. При контактной силицификации

известняка кремнезем может перемещаться на расстояние свыше 15 м (например, Burnham, 1959). Более растворимые в водных флюидах вещества, например бор и фтор, нередко мигрируют на расстояние до километра, тогда как сами водные флюиды одноактно перемещаются в пределах интервала в 10 км и более.

Упомянутое выше превращение хлорита в гранат происходило с генерацией водных растворов на глубине не менее 10 км. В значительной мере эти водные растворы могли поглощаться на относительно малых глубинах в реакциях гидратации, но если перекрывающие породы уже были в достаточной мере гидратированы, то часть растворов могла достигать земной поверхности.

Необходимо отметить, что уверенность в оценке пределов миграции вещества уменьшается, если рассматриваются компоненты незначительных содержаний или, наоборот, самые распространенные компоненты. Если мы установим на расстоянии 500 м от контакта с гранитом во вмещающих породах присутствие фтора в количестве 5%, то вправе предполагать, что именно на это расстояние и мигрировал компонент. Однако если мы на расстоянии 1000 м от контакта обнаружим содержание фтора около 1% или менее, то уже нельзя будет однозначно предполагать привнос вещества из гранитов, поскольку такие концентрации фтора могут наблюдаться и вне воздействия интрузивов.

Для случая концентрации таких минералов, как кварц, перемещение кремнезема обычно трудно доказать, поскольку вещество в данном случае могло быть и местного происхождения. Легче поступление вещества извне удается обосновать при явно наблюдающемся процессе контактной силицификации, но, выдвигая предположение о региональной миграции такого рода весьма распространенных компонентов, следует помнить, что всегда можно объяснить их распределение с точки зрения исходных содержаний в метаморфизующихся толщах.

Особенно часто приходится сталкиваться с такими неопределенностями при оценке поведения калия в сильно метаморфизованных толщах. Во многих районах наблюдаются следующие переходы пород, характеризующихся разным содержанием калия:

А. Нормальные метаосадочные бедные калием гнейсы.

Б. Обогащенные калием гнейсы.

В. Гнейсы, аналогичные гранитам по составу и однородности.

Расстояние А — В изменяется от 0,5 до 5 км. Эти соотношения можно интерпретировать двояко:

1. Первоначально в регионе были развиты однородные осадки А с содержанием калия. В результате становления магмы в участках типа В из последних удалялся калий, который и концентрировался в участках зоны Б.

2. Осадки в пределах региона были исходно неоднородными. В участках типа В калий присутствовал в повышенных количествах, возможно в связи с наличием здесь риолитовых туфов. При метаморфизме осуществлялось парциальное плавление, которое в первую очередь происходило в местах концентрации калия, благоприятствовавшего плавлению.

Возможны и другие пути интерпретации рассматриваемого соотношения (стр. 202), однако во всех случаях необходимо предварительно принять какое-либо одно из двух предположений: 1) переход обусловлен исходно неоднородным распределением калия или 2) рассматриваемая зональность обусловлена неравномерным привносом калия в осадочные породы из внешнего источника.

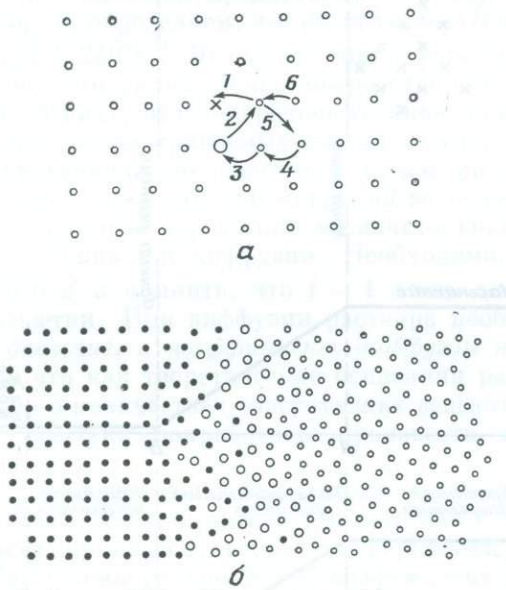
Таким образом, даже точно проверенные и систематизированные факты оставляют петрографу очень большой выбор в оценке масштабов миграции вещества при немагматических процессах. В следующем разделе предпринимается попытка при помощи физических основ миграции вещества ввести некоторые разумные границы для таких оценок.

МЕХАНИЗМ МИГРАЦИИ

Существуют четыре способа миграции компонентов сквозь породы, остающиеся в твердом состоянии:

1. Диффузия сквозь кристаллические решетки минералов.
2. Диффузия по межзерновым поверхностям.
3. Диффузия в застойном межзерновом флюиде.
4. Миграция вещества с межзерновым флюидом, несущим компоненты в пассивно растворенном состоянии.

На фиг. 22.2, *а* очень упрощенно показана схема диффузии сквозь кристаллическую решетку. Примерно такой же характер имеет диффузия по поверхностям кристаллов, которая проявляется в пределах плохо организованных внешних слоев кристаллов с многочисленными дефектами структуры (фиг. 22.2, *б*). Такие дефекты значительно реже встречаются во внутренних частях кристаллов, хотя и здесь они весьма обычны — до 10^{12} и 10^{17}



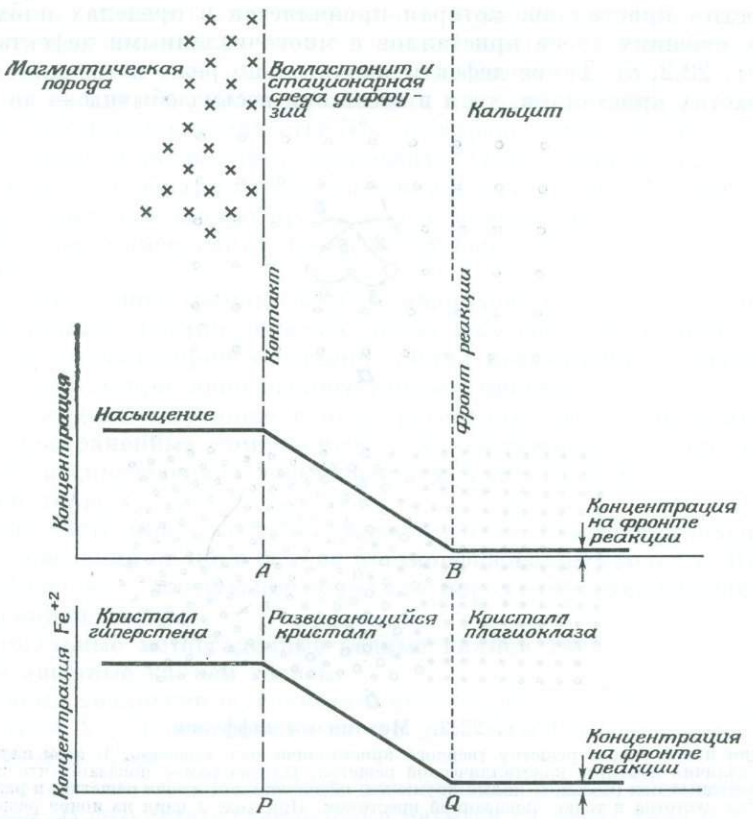
Ф и г. 22.2. Механизмы диффузии.

а — миграция ионов сквозь решетку твердого кристаллического вещества. В этом случае миграция зависит от наличия дефектов кристаллической решетки. На диаграмме показано, что перед ходом *1* крупный инородный ион (большой полый кружочек) обусловил искажение решетки, в результате которого возникла пустотка в точке, показанной крестиком. При ходе *1* один из ионов решетки занимает пустотку, и после осуществления остальных ходов, показанных на схеме, ситуация практически полностью повторяется, за исключением того, что инородный ион и обусловливаемая им пустотка располагаются правее. Такого рода движения осуществляются беспорядочно и не приводят к значительной миграции вещества в том случае, если инородные ионы распределены в решетке равномерно. Если же существует некоторый градиент их концентрации, то эти ионы будут перемещаться в направлении уменьшения градиента, в связи с чем возникнет некоторый общий перенос вещества; *б* — миграция ионов по поверхностям соприкосновения кристаллов. Предполагается, что в поверхностных слоях кристаллов кристаллическое вещество хуже организовано, чем во внутренних частях, в связи с чем в такие участки легче проникают инородные ионы. Если мы примем, что показанные на схеме крупные полые кружочки представляют собой молекулы воды, то для них можно применить известные термины поверхностная фаза, адсорбированная вода, интерстиционная пленка. Такая адсорбированная вода составляет одну из важных частей общей интерстиционной воды горных пород (см. поверхностные эффекты, гл. 15).

в 1 см^3. Диффузия вещества сквозь флюид и диффузия флюида, очевидно, в принципе сходны. Вероятно, механизмы диффузии сквозь межзерновой флюид и флюид, выполняющий какие-либо широкие каналы, несколько различны, поскольку внутренняя структура флюидной фазы, тесно соседствующей с кристаллами, заметно отличается от структуры флюида, образующего большие массы и вне влияния твердых фаз.

Движущая сила всех четырех рассмотренных способов миграции — это тенденция вещества перемещаться из участков с более высокой энергией

участки с пониженной энергией. Применительно к диффузии флюидов участки с высоким давлением и представляют собой места с повышенной энергией, что полностью соответствует соотношениям уравнения $F = U + PV - TS$. Другие способы миграции связаны с высокой концентрацией вещества, а также с высоким давлением, которые обусловливают высокую энергию в некоторых участках водных растворов (гл. 15). В случае если градиенты концентрации и давления уменьшаются в одном и том же направлении, не возникает сомнений, что именно в этом же направлении должно мигрировать вещество. Однако при противоположной направленности этих двух градиентов доминирующую роль может играть какой-нибудь один из них. Скорость



Ф и г. 22.3. Кривые изменения концентрации ионов в пространстве в течение реакции. Верхняя кривая отражает диффузию кремнезема сквозь застойный межзерновой поровой флюид; нижняя кривая показывает изменение концентрации железа в процессе его диффузии сквозь кристаллические решетки. Эти кривые различаются лишь масштабом, но не характером.

миграции вещества через некоторую плоскость при отсутствии градиентов давления характеризуется уравнением, похожим на уравнение теплового потока (гл. 11)

Скорость диффузии $= D \times$ Градиент концентрации,

где D — коэффициент диффузии (сравните гл. 16). Однако необходимо различать два случая диффузии

1) диффундирующий компонент после перемещения на некоторое расстояние принимает участие в реакции и удаляется из флюидной фазы;

2) диффундирующий компонент не принимает участия в реакциях.

Второй случай очень близок к тепловому потоку, и кривая, характеризующая концентрацию на некотором расстоянии от бесконечной плоскости, послужившей источником вещества, через некоторое конечное время после

начала диффузии имеет такую же форму, как кривая на фиг. 11.3. Однако в первом случае в связи с осуществлением реакции концентрация рассматриваемого компонента в месте реакции не превышает некоторого определенного минимального значения (фиг. 22.3) и кривая концентрации в любой момент представляет собой по существу прямую линию. В рассматриваемом примере кремнезем диффундирует сквозь уже образовавшийся волластонит и достигает границы с кальцитом в точке B с образованием в этом месте волластонита, в связи с чем граница волластонита и кальцита последовательно смещается вследствие реакции вправо. Скорость смещения плоскости, в которой происходит реакция, может быть оценена следующим образом.

Допустим, что разница концентраций A и B составляет C г/см^3; $AB = x$ см, скорость диффузии $= DC/x$ г/см^2/с. Если для образования каждого кубического сантиметра волластонита требуется Z г кремнезема, то волластонит будет образовываться со скоростью DC/xZ см^3/см^2/с. Реакционная поверхность B, следовательно, должна продвигаться со скоростью dx/dt, равной DC/xZ см/с. Интегрируя, определяем, что расстояние AB через t с после начала диффузии составит $\sqrt{2DCt/Z}$. Это выражение в равной мере пригодно для всех трех механизмов миграции ионов посредством диффузии (стр. 221). Следует лишь иметь в виду, что поперечное сечение, сквозь которое происходит диффузия в трех рассматриваемых случаях, будет неодинаковым. При диффузии сквозь кристаллические решетки практически вся площадь породы доступна для миграции, тогда как при миграции вещества сквозь межзерновые растворы или по границам зерен лишь незначительная часть поперечного сечения породы f доступна для диффузии. Необходимо, следовательно, написать $AB = \sqrt{2DCft/Z}$ и помнить, что $f = 1$ лишь для диффузии сквозь кристаллические решетки. При диффузии раствора необходимо *концентрацию заменить на давление*, а *коэффициент диффузии на проницаемость*.

Несмотря на то что как теоретические основания рассмотренного выше расчета, так и знания о количествах участвующих веществ довольно несовершенны, интересно все-таки попробовать произвести конкретный расчет по такой методике.

1. Произведем расчет, исходя из представлений о межзерновой диффузии, для случая образования волластонита в соответствии с фиг. 22.3. Диффундирующий компонент кремнезем, вероятно, переносится в виде $Si(OH)_4$. При давлении 2 кбар и температуре 400° С коэффициент диффузии $D = 2 \times \times 10^{-4}$ см^2/с (оценка из работы Walton, 1960). Разность концентраций равна примерно величине насыщения в изверженной породе, т. е. $C = 2 \times \times 10^{-3}$ г/см^3 (фиг. 10.1 и 10.2); $Z = 1{,}5$ г/см^3. Исходя из данных Ларсена (фиг. 11.3) таблитчатое тело основной магматической породы мощностью 1 км может поддерживать на контакте температуру около 400° С в течение 10^4 лет, что составляет 3×10^{11} с. Если мы примем величину f равной 1%, т. е. $f = 0{,}01$, то, использовав также все остальные приведенные выше данные, получим $AB = 40$ см.

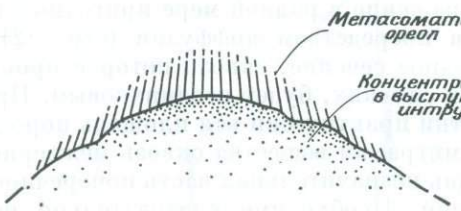
2. Рассмотрим теперь механизм диффузии флюида для того же случая. Здесь количество образованного волластонита лимитируется количеством кремнезема, растворенного в воде, выделяющейся из охлаждающегося магматического тела (сравните фиг. 10.3). Допустим, что из интрузива отделилось 2 вес.% водного флюида и что содержание кремнезема во флюиде составляет 0,2 вес.%. Если весь этот флюид просочился сквозь стенку интрузива, например его кровлю, то

$$\text{Мощность зоны волластонита} = \text{Мощность интрузива} \times$$
$$\times \frac{2}{100} \times \frac{0{,}2}{100} \times \frac{\text{Плотность магмы}}{\text{Плотность } SiO_2 \text{ в стенке}}.$$

При мощности интрузива 1 км мощность волластонитовой зоны в соответствии с расчетом составит 8 см.

При рассмотрении полученных расчетом результатов возникает вопрос: каким же образом формируются контактно-метасоматические зоны силикатов мощностью 15 м? Однако величины такого порядка легко получить тем же расчетом, несколько изменив исходные данные. При этом можно принять вместо волластонита какой-либо более бедный кремнекислотой силикат, например монтичеллит или ларнит, тогда величина Z уменьшится и станет равной 1 г/см^3; допустим также, что процесс происходит при более высокой температуре. При 600° С в кислом флюиде содержание кремнезема может составлять 0,01 г/см^3, а величина D при такой температуре будет $5 \cdot 10^{-4}$ см^2/с; наконец, допустим, что метаморфизм вызывается более крупным интрузивным телом мощностью около 5 км.

При таких исходных данных мощность метасоматической зоны, возникшей по механизмам межзерновой диффузии, составит 10 м. Мощность метасоматической зоны, полученной при этих исходных данных по механизму диффузии флюидов, будет, правда, лишь около 3 м при условии непрерывного развития этой зоны около интрузивного тела. Однако такие условия в природе



Фиг. 22.4. Наиболее интенсивное проявление метасоматоза в апикальных частях интрузива.

не соблюдаются, и выделение летучих происходит преимущественно из куполовидных интрузивов в кровле в пределах $^1/_3$ или $^1/_5$ ее площади. При таком неравномерном проявлении метасоматоза вполне вероятно возникновение зон мощностью 10—15 м (фиг. 22.4).

Довольно трудно представить себе обстановку, в которой преимущественно будет проявляться диффузия по поверхностям кристаллов, а не более эффективная диффузия в межзерновом флюиде и тем более миграция вещества сквозь кристаллические решетки, ограниченная чрезвычайно низкими величинами коэффициента диффузии. Эксперименты с металлами показывают, что даже в таких системах, в которых взаимная диффузия происходит наиболее сильно, например диффузия свинца в золоте, коэффициент диффузии не превышает 10^{-6} см^2/с. Эти же величины для обычных компонентов горных пород еще меньше и не превышают даже в наиболее благоприятных случаях 10^{-10} см^2/с, как это имеет место для диффузии натрия в полевом шпате при температуре 900° С (Sippel, 1963). Другие ионы диффундируют еще медленнее, а коэффициент диффузии для них при температурах метаморфизма колеблется от 10^{-13} до 10^{-19} см^2/с (Naughton, Fujikawa, 1959). При коэффициенте диффузии $D = 10^{-14}$ см^2/с за 1 млн. лет сможет образоваться реакционная каемка шириной не более 2 мм. Имеются, конечно, случаи, например миграция, примесей из центральных частей кристалла к его границам, которые не могут происходить при участии межзернового флюида. Однако подавляющее большинство изменений, вероятно, быстрее происходит по механизму межзерновой диффузии, а не за счет миграции ионов сквозь кристаллические решетки. Действительно, если коэффициент диффузии сквозь кристаллические решетки меньше, чем коэффициент диффузии в межзерновом флюиде в 10^{10} раз, то, как бы ни было мало межзерновое пространство, все-таки механизм миграции вещества сквозь флюиды будет более эффективным.

Если мы предпримем смелую попытку рассчитать региональную миграцию калия или натрия (стр. 220), то легко убедимся, что все рассмотренные механизмы миграции мало пригодны для объяснения этого явления. Чтобы в пределах зоны мощностью 160 м произошло обогащение калием до содер-

жания около 3% в результате выноса этого компонента из охлаждающегося интрузива, можно было бы принять лишь механизм диффузии флюида или диффузии ионов через межзерновые флюиды. Для первого случая можно допустить следующие исходные величины:

растворимость K = 0,1 вес.%;
растворимость воды в магме равна 10 вес.%;
мощность магматического тела составит 5 км;
весь флюид удаляется через $^1/_{10}$ поверхности кровли.

Для расчета второго случая можно принять:

растворимость K = 0,1 вес%;
$D = 0{,}1$ см^2/с;
$f = 10^{-2}$;
$t = 1$ млн. лет $= 3 \times 10^{13}$ с.

Условность приведенных выше данных заключается прежде всего в том, что диффузия сквозь межзерновые флюиды сильно зависит от ее коэффициента, который для этих условий неизвестен, в связи с чем приведенная выше величина 0,1 принята произвольно для получения желательного результата. В отношении диффузии флюида с растворенным веществом следует заметить, что очень маловероятно его однородное распределение в зоне мощностью 160 м и тем более в действительно наблюдаемых зонах мощностью до 500 м.

РАЗВИТИЕ ПРЕДПОЧТИТЕЛЬНОЙ ОРИЕНТИРОВКИ

Специфическую разновидность миграции вещества при метаморфизме горных пород представляет собой механизм возникновения предпочтительной ориентировки зерен. Отметим прежде всего два крайних случая предпочтительной ориентировки (фиг. 22.5, *а*):

1) ориентировку формы;

2) ориентировку кристаллических решеток, выражающуюся в определенной симметрии расположения оптических осей.

Теоретически эти два случая необходимо строго разграничивать, однако в действительности они почти всегда частично проявляются совместно (фиг. 22.5, *б*). Различают четыре способа возникновения ориентировки формы (фиг. 22.5, *в—е*):

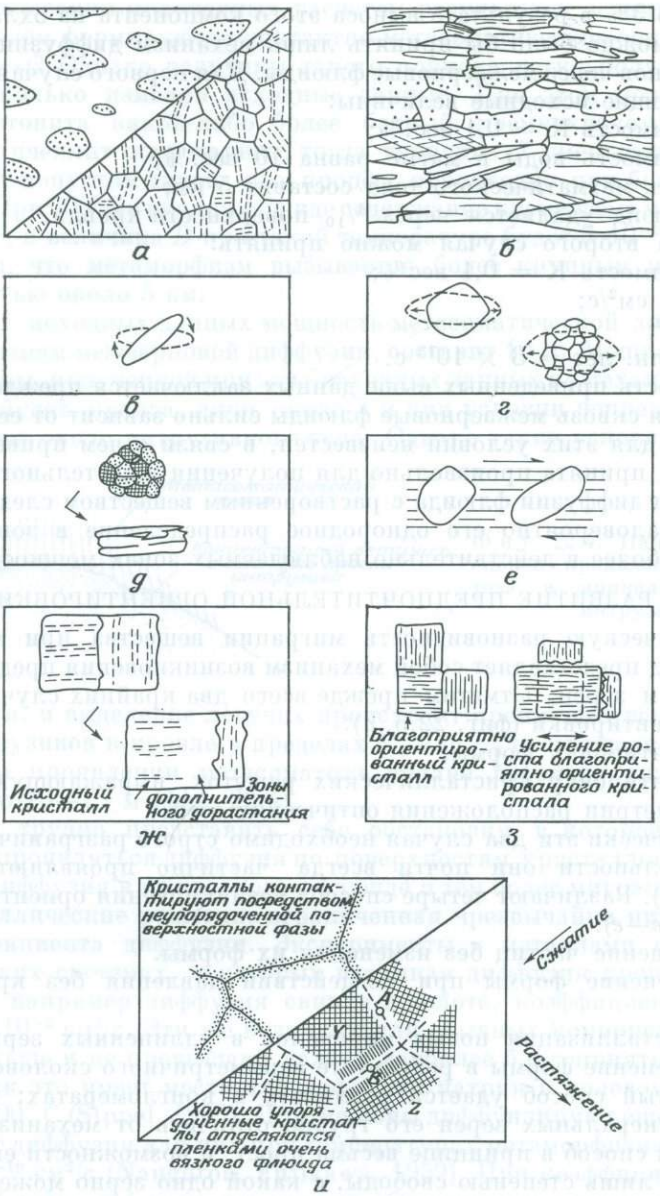
1. Вращение частиц без изменения их формы.

2. Изменение формы при воздействии давления без кристаллизации минералов.

3. Кристаллизация новых минералов в удлиненных зернах.

4. Изменение формы в результате асимметричного сколового движения.

Четвертый способ удается различать в конгломератах; при изучении агрегата минеральных зерен его трудно отличить от механизма 2. Первый упомянутый способ в принципе весьма прост, и возможности его проявления ограничены лишь степенью свободы, с какой одно зерно может проскальзывать по отношению к соседним. Такое проскальзывание легче проходит в породах, зерна в которых разобщены каким-либо относительно податливым неупорядоченным цементом. Значительно труднее этот механизм проявляется в породах с угловатыми и тесно примыкающими друг к другу зернами. Простое вращение зерен может проявляться совместно со способом 2 ориентировки. Здесь важно различать два случая — с изменением и без изменения размеров зерен. Возникновение ориентировки формы без изменения размеров зерен недоказуемо для минералов; в большинстве случаев хорошо ориентированные зерна явно крупнее, чем зерна пород, за счет которых возникли эти агрегаты (сравните зернистость кристаллических сланцев и гнейсов с зернистостью осадочных пород). Таким образом, главной проблемой, которую необходимо рассматривать для этого случая ориентировки, будет превращение многих мелких неориентированных зерен в немногие более крупные хорошо ориентированные зерна.



Ф и г. 22.5. Развитие предпочтительной ориентировки.

а — ориентировка формы без ориентировки кристаллической решетки и ориентировка кристаллической решетки без ориентировки формы зерен; *б* — одновременная ориентировка формы и кристаллической решетки зерен (заметно проявляется также листоватость агрегата); *в* — *е* — способы возникновения предпочтительной ориентировки формы; *ж* — механизм возникновения предпочтительной ориентировки кристаллической решетки; *з* — механизм возникновения одновременной предпочтительной ориентировки кристаллической решетки и формы зерен; *и* — детали проявления механизма, показанного на схеме *г*: в обоих приведенных типах кристаллических агрегатов в результате определенной вязкости флюида, располагающегося по межзерновым границам, он должен находиться под более высоким давлением в точках типа *A*, чем в точках типа *B*, в связи с чем к последним и будет происходить миграция вещества, а вследствие этого кристаллы *Y* и *Z* будут расти на помеченных гранях.

Решение этой проблемы следует искать в механизме роста кристаллов. Возможны следующие причины увеличения зерен: 1) тенденция к уменьшению энергии в связи со снятием некоторой части поверхностных натяжений, что может происходить в агрегате зерен аналогично самопроизвольному превращению мелких пузырей пены в крупные; 2) уменьшение энергии, которое

может также осуществляться за счет миграции ионов из одних участков кристаллических решеток в другие. В породе, находящейся в анизотропно напряженном состоянии, кристаллы с одной ориентировкой несут меньше энергии, чем с другой. Снятие энергии может осуществляться за счет миграции вещества из неблагоприятно ориентированных кристаллов к кристаллам, находящимся в благоприятной ориентировке. Эти два фактора совместно обусловливают полное исчезновение зерен с неблагоприятно ориентированными решетками и рост меньшего числа более крупных зерен с благоприятно ориентированными решетками. Поскольку анизотропные кристаллы обладают различной скоростью роста в разных кристаллографических направлениях, ориентировка формы, как правило, сопровождается ориентировкой кристаллической решетки (фиг. 22.5, *з*). В качестве примера такого рода можно указать, что даже за счет идеально округлой затравки слюды вырастает пластинчатый ее кристалл.

В приведенном выше изложении подразумевалось, что напряжение имеет различную величину в разных направлениях. Возможно, что напряжения будут различными также в разных точках. В связи с тем, что поверхностный слой кристаллов ведет себя в известной мере подобно вязкой жидкости, в различных точках породы может возникать разное гидростатическое давление. На фиг. 22.5, *и* давление в точке A должно быть больше, чем в точке B. В связи с этими различиями давления должна происходить миграция веществ из A в направлении B, а это в свою очередь обусловит рост и вытянутость кристаллов Y и Z в том же направлении. Благоприятно ориентированные кристаллы также должны расти быстрее и постепенно начнут преобладать в породе. Таким образом, процесс возникновения предпочтительной ориентировки можно вкратце охарактеризовать двумя положениями:

1. Различия величины напряжения в разных направлениях обусловливают ориентировку решетки с подчиненной благоприятной ориентировкой формы (фиг. 22.5, *ж*, *з*).

2. Различия давления в разных точках обусловливают ориентировку формы с подчиненной благоприятной ориентировкой решетки (фиг. 22.5, *и*).

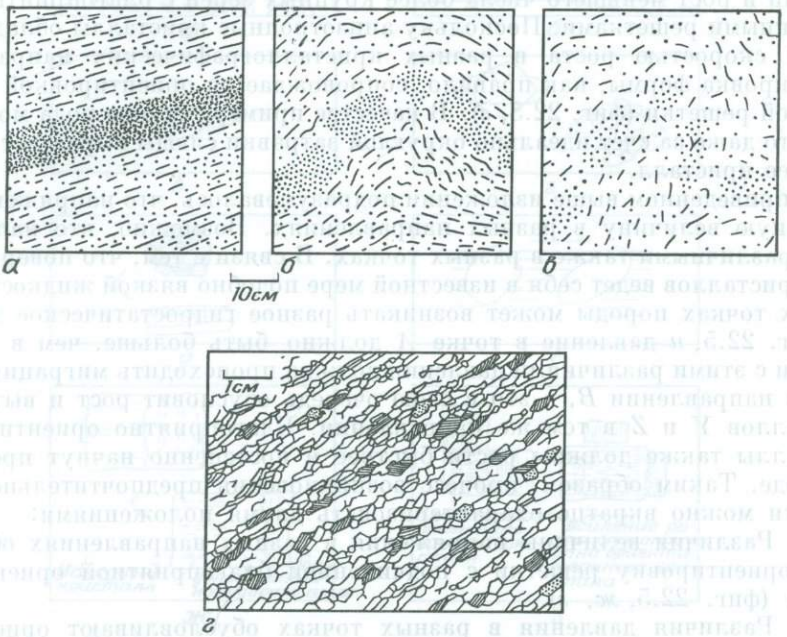
Эти же факторы действуют и при кристаллизации новых минералов; таким образом, в этом процессе в качестве его движущей силы выступает не только механическая, но и химическая энергия.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ И МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ

Способы миграции вещества, рассмотренные в предыдущем разделе, объясняют возникновение сланцеватости, но не позволяют понять гнейсоватость или неоднородное распределение минералов в породе. Несомненно, некоторая контрастность состава гнейсов непосредственно унаследована от слоистости осадочных пород или обусловлена присутствием былых ксенолитов в интрузивах. На фиг. 22.6, *в* показан пример гнейса, в котором довольно трудно проследить поверхности напластования, однако можно предположить, что различия состава в точках Y и Z обусловлены первичной контрастностью состава осадков. По существу можно поставить вопрос так: могут ли какие-либо различия состава метаморфических пород не иметь унаследованного характера, т. е. может ли гомогенная порода в процессе метаморфизма стать негомогенной? Особый интерес представляет неоднородное распределение кварца и полевого шпата, широко распространенных в гнейсовых толщах.

Напомним, что понятие гомогенности зависит от масштабности наблюдений. Мы назовем штуф гомогенным, если он представляет собой однородную смесь зерен величиной 1 мм, тогда как такой же образец, в котором порфиробласты достигают 3 см, даже если они однородно распределены во всем обнажении, из которого взят штуф, следует назвать негомогенным. Таким образом, рост порфиробластов представляет собой случай метаморфизма, приводя-

щий к возникновению негомогенной породы. Еще более убедительный пример возникновения негомогенности при метаморфизме — это образование очковых выделений, поскольку в них часто наблюдаются три различных по составу участка: центральный кристалл, основная масса и небольшое гнездо кварца или полевого шпата в углу глазкового образования. В этом случае мы сталкиваемся с возможностью двоякого толкования распределения вещества, поскольку Na, K и Si не только накапливаются в водных поровых флюидах



Ф и г. 22.6. Контрастность состава и слоистость.

а — в — три случая последовательно уменьшающейся контрастности химического состава, унаследованной от слоистых осадков. Показано, что первичная контрастность в этой серии сохраняется, даже если слоистость как текстурная особенность практически уже неразличима; *г* — резкая контрастность состава полосчатых гнейсов, в которой трудно найти признаки ее унаследованной или возникшей при метаморфизме породы.

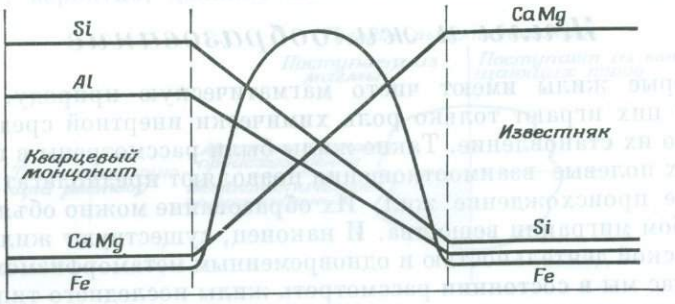
к концу магматической кристаллизации, но и представляют собой компоненты, наиболее легко мигрирующие при метаморфизме. Напомним, что нарушения, возникающие в метаморфических породах в районах с низким давлением, наиболее часто залечиваются кварцем или полевым шпатом (или кальцитом). Это явление объясняется относительно высокой растворимостью упомянутых веществ. Таким образом, можно ожидать, что каждая механическая неоднородность будет обусловливать химическую негомогенность. Таковы и седловидные рудные залежи в антиклинальных складках.

Было также замечено, что частичное плавление обычно начинается с отделения кварц-полевошпатового расплава. Может быть, в таком случае можно считать, что любое скопление кварца и полевого шпата при метаморфизме обусловлено какой-либо одной из трех перечисленных выше причин: первично осадочной неоднородностью состава, сегрегацией, обусловленной давлением, или частичной выплавкой? Вероятно, это не так, поскольку необычайно широко распространены гнейсы, в которых слои кварца и полевого шпата толщиной в несколько миллиметров перемежаются со слоями железомагнезиальных минералов (фиг. 22.6, *г*). Эта расслоенность настолько однородна, что ее нельзя связать с частичным плавлением, и настолько причудлива, что ее нельзя связать с влиянием давления. Наконец, она весьма необычна и с точки зрения изменчивости состава осадочных пород или туфов. Таким образом, остается

предположить, что кварц и полевой шпат независимо от явлений плавления или возникновения полостей, обусловленных давлением, проявляют сильную тенденцию к совместному обособлению. До сих пор не предложено какой-либо удовлетворительной теории, объясняющей это явление, однако косвенно эту гипотезу подтверждают следующие соображения:

1. Экспериментами Робертса (Roberts, 1965) со смесями каолина и сульфидов выявлена тенденция к обособлению сульфидов точно такого же типа, как и рассмотренная для кварца и полевого шпата.

2. Поверхностная энергия на межзерновых границах кварца и полевого шпата, вероятно, гораздо меньше, чем на контакте этих минералов с железо-



Ф и г. 22.7. Пример метасоматической дифференциации — концентрация железа на контакте изверженной породы и известняка.

магнезиальными минералами; в противном случае гранофиры и мирмекиты встречались бы много реже (фиг. 5.8, *б* и 21.6, *б*).

3. Очевидно, кварц и полевой шпат по механическим свойствам отличаются от железомагнезиальных минералов. А если это так, то в условиях ориентированного давления неоднородные породы контрастного состава должны быть устойчивее гомогенных.

Независимо от того, с уменьшением какого вида энергии следует связывать возникновение контрастной по составу полосчатости, можно предполагать, что такое уменьшение энергии осуществляется в результате миграции кварца и полевого шпата сквозь поровые флюиды.

Несмотря на то что Na, K и Si, видимо,— металлы, наиболее подвижные при метаморфизме, еще более резкая дифференциация наблюдается в распределении других компонентов. В качестве примера можно упомянуть резкое усиление литологической контрастности при рудообразовании. Некоторые рудные минералы осаждаются в больших количествах в специфических горизонтах и их нет в прилегающих к этим горизонтам породах с очень близкими свойствами. Весьма вероятно, что такие важные различия представляют собой резко усиленные небольшие различия пористости или других каких-либо свойств горных пород. Подобным образом плоскости отдельности могут контролировать отложение тех или иных минералов. Можно предполагать, что в крайнем случае осадочная порода, не имеющая каких-либо неоднородностей, кроме поверхностей отдельности, параллельных слоистости, может превратиться в перемежаемость слоев, резко различных по составу.

Рассмотренные процессы рудообразования связаны с селективным метасоматозом, однако концентрации практически важных минералов могут возникать и при метаморфизме, который с точки зрения средней масштабности имеет изохимический характер. Таковы железные руды, концентрирующиеся на контактах изверженных пород с известняками. Образующиеся при этом на контакте породы по своему составу в основном имеют промежуточный характер между двумя контрастирующими средами (фиг. 22.7) и сложены алюмосиликатами кальция и магния, преимущественно пироксенами и известко-

вым гранатом. Однако способность этих минералов включать в свой состав значительное количество железа приводит к резко повышенной концентрации этого элемента в контактной зоне. Если в момент контактного метасоматоза или несколько позднее создается окислительная обстановка, накапливающееся здесь железо может обособиться в гнездах магнетита. Таким образом, рассмотренный пример свидетельствует, что при контактном метаморфизме может происходить обогащение компонентом, который в гораздо меньших количествах присутствовал в обеих контактирующих средах [1].

Глава 23

Жилы и жилообразование

Некоторые жилы имеют чисто магматическую природу. Вмещающие породы для них играют только роль химически инертной среды, в которой происходило их становление. Такие жилы были рассмотрены в гл. 10. В других случаях полевые взаимоотношения позволяют предполагать чисто метаморфическое происхождение жил. Их образование можно объяснить каким-либо способом миграции вещества. И наконец, существуют жилы, связанные с магматической деятельностью и одновременным метаморфизмом вмещающей среды. Сейчас мы в состоянии рассмотреть жилы последнего типа, объединив представления, изложенные в гл. 10 и 22. Так же как и в других главах, в этом разделе вначале рассматриваются фактически наблюдаемые полевые взаимоотношения, а затем приводятся некоторые общие рассуждения о природе жилообразующих флюидов.

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ЖИЛ

Ранее были упомянуты следующие четыре типа жил:

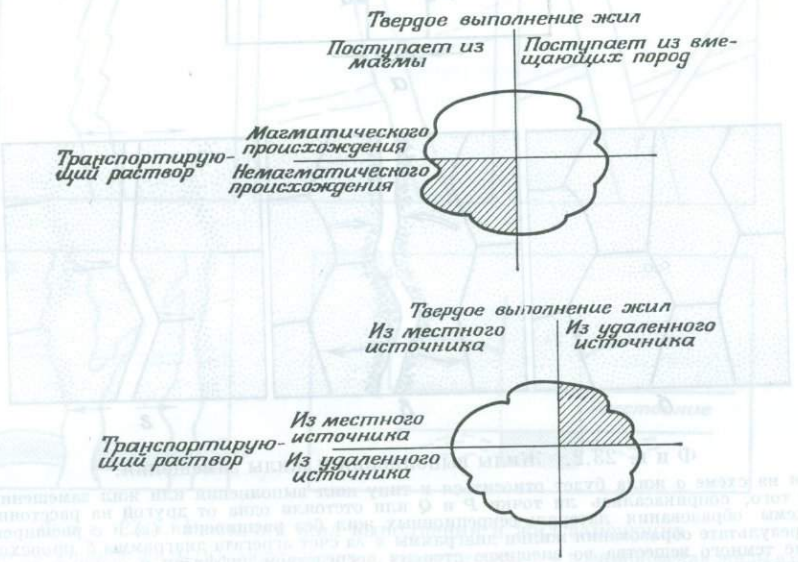
1. Жилы, выполненные магматическим материалом, возникшим в результате кристаллизации расплава сходного состава (по существу мелкие дайки).
2. Жилы, сложенные материалом магматического облика, отложившимся из водных флюидов магматического происхождения (в гл. 10 даны расчеты, касающиеся жил этого типа).
3. Жилы, выполненные веществом, выделившимся непосредственно из вмещающих пород под воздействием водных флюидов магматического происхождения.
4. Жилы, выполненные материалом, выделившимся непосредственно из вмещающих пород под воздействием водных флюидов, также заключавшихся в этих породах.

Применительно к жилам типов 3 и 4 обычно пользуются термином *выщелачивание*, который означает селективное извлечение некоторых компонентов из твердого вещества в результате его растворения в просачивающийся флюид. Такой выщелоченный материал может мигрировать вдоль жилы перед отложением, и таким образом как в типе 3, так и в типе 2 возможно перемещение вещества на значительное расстояние. Иногда удается показать, что жильное выполнение не имеет местного происхождения, однако если оно представлено такими минералами, как кварц, то обычно трудно решить, поступил ли материал из магматического источника или выделился из относительно далеко отстоящих осадочных пород. Таким образом, более практично подразделять все жилы на следующие типы:

[1] Видимо, не все приводимые здесь рассуждения справедливы. Кроме огромного влияния водных растворов вдоль зон метасоматоза, автором не учитывается возраст отдельных минералов в контактных зонах и в особенности в метасоматических образованиях.— *Прим. ред.*

1. Магматические (как и в ранее приведенной группировке).
2. Жилы, выполненные твердым материалом, поступившим из отдаленного источника, при участии флюидов, также поступивших из отдаленного источника.
3. Жилы, выполненные твердым материалом местного происхождения при участии флюидов, поступивших из отдаленного источника.
4. Жилы, выполненные твердым материалом местного происхождения при участи флюидов также местного происхождения.

(Жильные выполнения пятого типа, представленные твердым материалом, поступившим из отдаленного источника при участии флюидов местного происхождения, вероятно, должны иметь ничтожное значение.)

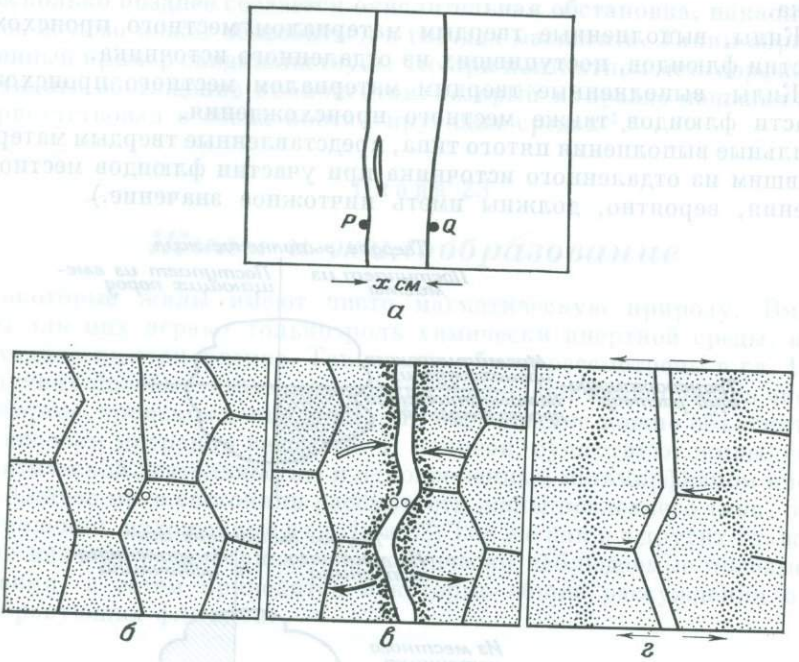


Фиг. 23.1. Два возможных варианта генетической классификации жил. Жилы, относящиеся к заштрихованным квадрантам, вероятно, встречаются очень редко.

На фиг. 23.1 можно видеть, что обе приведенные классификации жил представляют собой четкие серии взаимно исключающих классов, если их рассматривать в соответствии с правилами, изложенными в гл. 4.

Важно также подчеркнуть, что в процессе жилообразования может происходить удаление вещества. Таким образом жильное выполнение может иногда не смещать, а замещать ранее существовавшие на его месте породы. В качестве нейтрального термина, характеризующего какое-либо перемещение вещества в сторону от стенок, проявляющееся в процессе жилообразования, обычно пользуются термином *расширение*. Это связано с тем, что жилы часто имеют смешанную природу и частично возникают как продукты выполнения, а частично — как продукты метасоматоза. Эти соотношения иллюстрируются фиг. 23.2, *а*. Если зерна P и Q первоначально непосредственно соприкасались, рассматриваемое образование относится к типу жил расширения. Если же эти зерна изначально отстояли друг от друга на расстоянии x, мы имеем дело с чисто метасоматической жилой, тогда как если вначале расстояние между зернами составляло, например, $^1/_2x$, то в процессе становления жилы происходило как приоткрывание, так и замещение вмещающих пород. Само собой разумеется, что жилы типа 2, выполненные веществом, поступившим из внешнего источника, могут иметь все переходы между рассмотренными выше двумя крайними случаями. На фиг. 23.2, *б*, *в* и *г* показано, что и жилы, выполненные местным материалом, по способу образования могут быть близки преиму-

щественно какому-нибудь одному из двух упомянутых случаев в зависимости от того, происходило ли преимущественное удаление вещества из пространства, выполненного жилой в результате диффузии (фиг. 23.2, *в*), или



Ф и г. 23.2. Жилы выполнения и жилы замещения.

Показанная на схеме *а* жила будет относиться к типу жил выполнения или жил замещения в зависимости от того, соприкасались ли точки *P* и *Q* или отстояли одна от другой на расстояние *X* см; *б* — *г* — схемы образования латераль-секреционных жил без расширения (*в*) и с расширением трещин (*г*). В результате образования жилки диаграммы *в* за счет агрегата диаграммы *б* происходит лишь перемещение темного вещества во внешнюю сторону посредством диффузии и привнос соответствующего количества светлого вещества, одновременно диффундировавшего внутрь жилки; две частицы, показанные кружочками, в этом случае остаются на своих местах. При образовании жилки схемы *г* за счет агрегата, показанного на схеме *б*, зерна, граничащие с жилой, механически переместились во внешнем направлении и две частицы, показанные кружочками, разобщились; жилка была заполнена материалом, поступившим в результате диффузии во внутреннем направлении с межзерновых границ вмещающей породы.

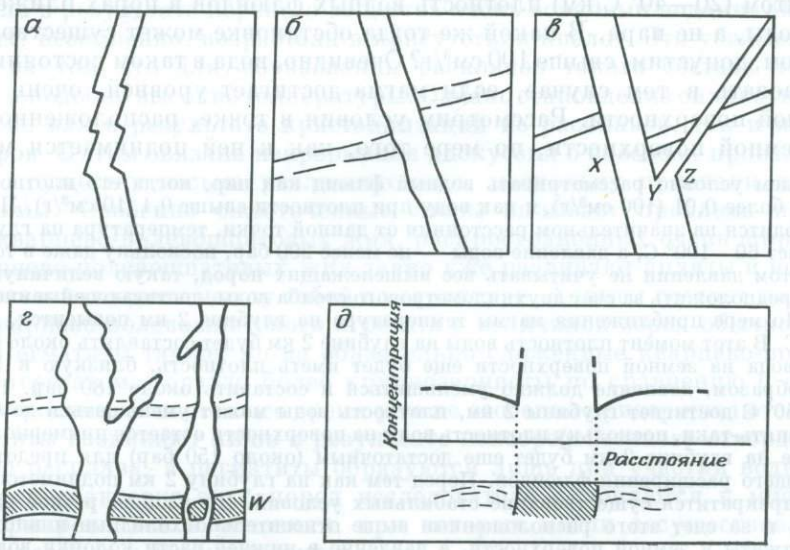
происходила преимущественно реорганизация зерен в твердом состоянии (фиг. 23.2, *г*).

Рассмотрим теперь возможности выявления перечисленных выше генетических классов по реально наблюдающимся продуктам выполнения жил. Наблюдающиеся особенности жил могут быть геометрические (соответствие между стенками жил и характер стенок жил) и химические.

Главнейшие геометрические признаки природных жил, которые необходимо рассмотреть применительно к нашим целям, схематически показаны на фиг. 23.3, *а* — *г*. Главнейшие генетические химические признаки выражаются в распространении компонентов жильного выполнения в стенках жилы (фиг. 23.3, *д*) и в несовместимости между минералами жильного выполнения и вмещающих пород. Например, кварцево-полевошпатовая жила в доломите, вероятно, возникла за счет вещества, поступившего извне, особенно если несовместимость минерального состава жилы и вмещающего доломита подчеркивается развитием краевой реакционной оторочки, состоящей из талька или тремолита. Само по себе пониженное содержание какого-либо жильного компонента в непосредственно вмещающих породах еще не доказывает, что жильное вещество было привнесено из внешнего источника, поскольку эти соотношения могли быть обусловлены извлечением компонента из ближайшего

окружения (фиг. 23.3, *д*). Многие элементы присутствуют в глинистых сланцах в очень небольших количествах, однако, чтобы доказать, что они были привнесены из внешнего источника, приходится проводить обширное систематическое опробование и тщательно анализировать все полученные данные.

Геометрические критерии позволяют судить только о том, имеем ли мы дело с жилой выполнения или с жилой замещения, тогда как химические критерии дают возможность судить о поступлении вещества из местного или отдаленного источника. Часто, однако, нет отчетливых признаков того или другого источника и даже при наличии определенных химических соотношений



Ф и г. 23.3. Различия жил выполнения и жил замещения.

Полное подобие двух стенок жилы (*а*) свидетельствует, вероятнее всего, о возникновении жилы в результате выполнения расширившейся трещины. Менее ясное, чем в предыдущем случае, подобие стенок жилы (*б*) может свидетельствовать как о выполнении, так и о замещении. В данном случае смещение слоистости жилой свидетельствует, что в ее плоскости происходило некоторое движение, в связи с чем можно предполагать, что смещение имело место и перпендикулярно плоскости жилы. Таким образом, в данном случае мы имеем дело с жилой выполнения без или с некоторым замещением стенок. Соотношения, показанные на этой схеме (*в*), могут возникнуть в результате одного лишь расширения (точки *X*, *Y* и *Z* первоначально соприкасались одна с другой). Даже в том случае, если подобие стенок жил будет не очень точным, все-таки вероятнее предполагать чистое расширение трещин с некоторым движением перпендикулярно плоскости разреза. Замещение для этой схемы трудно предполагать в связи с прямолинейной угловатостью границ жилы. Для типичных жил (*г*) замещения характерны не столько прямолинейные границы с острыми углами как криволинейные формы. Присутствие в жиле, показанной в правой части схемы, несмещенного обломка слоя также свидетельствует о метасоматической ее природе, хотя и нельзя исключать начального небольшого расширения трещин; *д* — кривая изменения состава компонента жильного выполнения, позволяющая полагать, что вещество жилы, по крайней мере частично, поступило из вмещающих пород.

иногда трудно прийти к определенному выводу. Даже если удастся установить распределение материала, подобное показанному на фиг. 23.3, *д*, можно говорить лишь о том, что вещество в жилу поступало непосредственно из вмещающих пород, однако нельзя делать никаких предположений о том, был ли этот компонент первичным во вмещающих породах или поступил в них на относительно поздней стадии развития. Таким образом, происхождение жил далеко не просто устанавливается не только при простых наблюдениях, но даже и при систематическом опробовании, изучении распределения малых элементов, определении возрастных соотношений и т. д. Короче говоря, между классами жил, выделяющимися при наблюдении, и группировкой по происхождению какие-либо четкие соотношения установить очень трудно. Кроме того, в отдельных жилах удается наблюдать лишь частные соотношения, отражающие те или иные особенности становления жил. Поэтому полученные при таких наблюдениях выводы нельзя распространять на жильное поле в целом, пока их не удастся подтвердить неоднократными наблюдениями.

ПРИРОДА ЖИЛООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ

Наблюдения «потоков»

Свойства воды как геологического тела были кратко охарактеризованы в гл. 10. Рассмотрим теперь их несколько подробнее, чтобы яснее представлять себе характер флюидов, которые так часто упоминались при изучении различных классов жил.

На фиг. 10.1, *б* показано, что в породах с «нормальным» геотермическим градиентом (20—40° С/км) плотность водных флюидов в порах ближе к плотности воды, а не пара. В какой же тогда обстановке может существовать пар с объемом, допустим, свыше 100 $см^3/г$? Очевидно, вода в таком состоянии может существовать в том случае, если магма достигает уровней, очень близких к дневной поверхности. Рассмотрим условия в точке, расположенной в 2 км ниже земной поверхности, по мере того, как к ней поднимается магма.

Будем условно рассматривать водный флюид как пар, когда его плотность составляет не более 0,01 (100 $см^3/г$), и как воду при плотности свыше 0,1 (10 $см^3/г$). Пока магма еще находится на значительном расстоянии от данной точки, температура на глубине 2 км составляет 60—100° С, а давление воды — не менее 200 бар, поскольку даже в том случае, если в этом давлении не учитывать вес вышележащих пород, такую величину давления можно предположить за счет двухкилометрового столба воды, достигающей земной поверхности. По мере приближения магмы температура на глубине 2 км повысится, допустим, до 300° С. В этот момент плотность воды на глубине 2 км будет составлять около 0,80 $г/см^3$, однако вода на земной поверхности еще будет иметь плотность, близкую к 1,00 $г/см^3$. Таким образом, давление должно уменьшиться и составить около 180 бар. Когда изотерма 350° С достигнет глубины 2 км, плотность воды может уменьшиться до 0,50 $г/см^3$, однако опять-таки, поскольку плотность воды на поверхности остается примерно 1,00 $г/см^3$, давление на глубине 2 км будет еще достаточным (около 150 бар) для предотвращения дальнейшего расширения флюидов. Перед тем как на глубину 2 км поднимется изотерма 400° С, прекратится существование стабильных условий. Произойдет резкое расширение флюида, и за счет этого расположенные выше относительно холодные и плотные воды будут отжаты к земной поверхности, а давление в нижней части колонки воды в связи с этим уменьшится, обусловливая дальнейшее расширение флюида. Короче говоря, все каналы в горных породах будут заполнены паром, перемещающимся к земной поверхности.

Конечно, изложенное выше представляет собой упрощенное представление без точных количественных величин, однако главный вывод можно принять. А вывод таков. При любых условиях до критической точки состояние флюида не может быть парообразным, и, наоборот, при условиях выше критической точки не может быть никакого флюида, подобного воде, в процессе нарастания магматической деятельности. Любые водные флюиды, остающиеся еще в растворенном состоянии в магме, должны отделяться и достигать земной поверхности в парообразном состоянии с низкой плотностью. Чтобы вода превращалась в пар в верхней части колонки, не переходя в него в нижней ее части, необходимо, чтобы создались, например, следующие условия:

температура свыше 200° С на глубине $^1/_2$ км;

температура ниже 300° С на глубине 1 км.

Возникновение таких условий в природе маловероятно.

Изложенное выше позволяет предполагать, что парообразные флюиды в геологических условиях проявляются редко, тогда как флюиды промежуточной природы между паром и водой должны возникать еще реже, только как местное явление, и существовать очень недолго. Растворимость твердого вещества в парообразном флюиде с плотностью 100 $см^3/г$ ничтожна даже по сравнению с растворимостью силикатов в воде. В связи с этим для объяснения миграции вещества остаются две возможности: или твердое вещество могло выполнять жилы в результате внезапного расширения, или при участии флюидов, близких по свойствам к воде (менее 10 $см^3/г$). В расширяющемся флюиде не может происходить ничего другого, кроме уменьшения содержания растворенного вещества, поскольку такой флюид существует слишком короткое

время, чтобы в нем могла осуществляться какая-либо диффузия вещества. В то же время флюиды в состоянии, близком к воде, могут продолжительное время существовать при высоких температурах, в связи с чем в них может проходить диффузия и сами они могут переносить в растворенном состоянии вещество способами, описанными в гл. 22.

Образование пегматитов

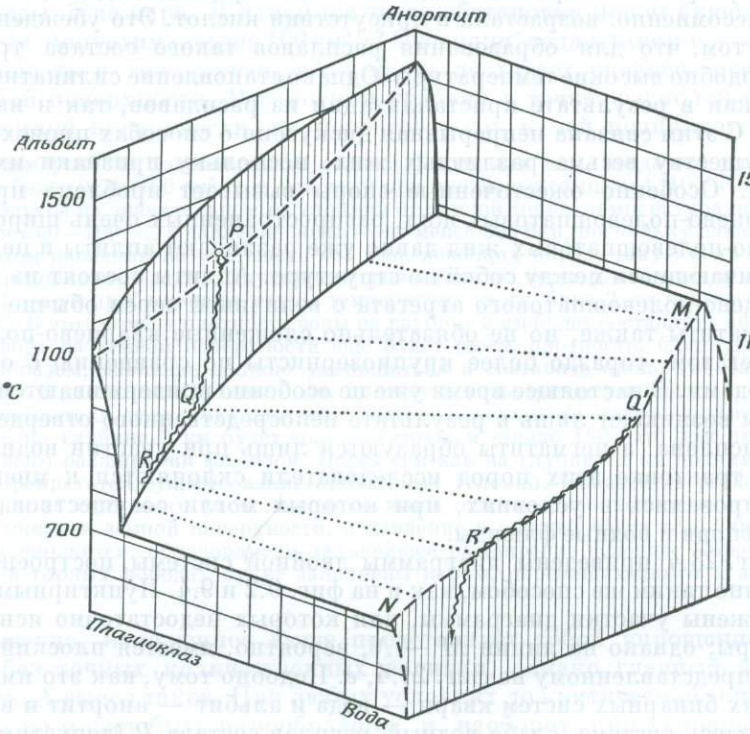
Можно почти не сомневаться, что большинство рудных и кварцевых жил возникло в результате переноса вещества очень горячими водами, активность которых, несомненно, возрастала в присутствии кислот. Это убеждение основано и на том, что для образования расплавов такого состава требуются неправдоподобно высокие температуры. Однако становление силикатных пород возможно как в результате кристаллизации из расплавов, так и из водных растворов. С этим связана непрерывная дискуссия о способах происхождения этих по существу весьма различных жил, поскольку признаки их трудно различимы. Особенно ожесточенные споры вызывает проблема происхождения кварцево-полевошпатовых жил, распространенных очень широко. Среди кварцево-полевошпатовых жил давно уже различают аплиты и пегматиты, резко различающиеся между собой по структуре. Аплиты состоят из однородного кварцево-полевошпатового агрегата с величиной зерен обычно не более 1 мм. Пегматиты также, но не обязательно сложенные кварцево-полевошпатовым агрегатом, гораздо более крупнозернисты по сравнению с окружающими породами. В настоящее время уже не особенно придерживаются мнения, что аплиты возникают лишь в результате непосредственного отвердения гранитного расплава, а пегматиты образуются лишь при участии водной фазы. Обычно в трактовке этих пород исследователи склоняются к мнению, что они формировались в условиях, при которых могли сосуществовать силикатный расплав и водные флюиды.

На фиг. 23.4 приведены диаграммы двойной системы, построенные пространственно таким же способом, как и на фиг. 9.2 и 9.4. Пунктирными линиями изображены участки диаграммы, для которых недостаточно ясны формы или размеры; однако на линии M — N, вероятно, имеется плоский участок, подобный представленному на фиг. 21.4, *е*. Подобно тому, как это имеет место в расплавах бинарных систем кварц — вода и альбит — анортит и в рассматриваемой здесь системе, слабо водный расплав состава P (допустим, состава 30% An, 65% Ab и 5% воды) должен сразу же после начала кристаллизации постепенно обогащаться как альбитом, так и водой. Состав расплава будет по мере уменьшения температуры изменяться по некоторой кривой линии, например PQ, до тех пор, пока он не насытится водой в точке Q. При дальнейшей кристаллизации плагиоклаза будет происходить изменение состава силикатного флюида по линии QR, тогда как одновременно состав водного флюида, возникшего в точке Q', будет изменяться по линии $Q'R'$ до тех пор, пока не исчерпается силикатный флюид. Таким образом, стадия PQ, на которой существует лишь один силикатный расплав, и стадия после состояния R, когда существует только водный флюид, разделены стадией QR, на которой оба флюида сосуществуют. Эта стадия иногда и называется *пегматитовой*. Линия QQ' располагается горизонтально, поскольку Q и Q' сосуществуют при одной и той же температуре. Однако о поведении данной системы известно очень немного. Применительно к настоящему обсуждению следует подчеркнуть, что отношение Ab/An может сильно отличаться от величины этого отношения в Q.

Несколько более сложной, но близкой к рассмотренной будет диаграмма системы альбит — калиевый полевой шпат — вода, поскольку бинарные диаграммы альбита и калиевого полевого шпата и плагиоклазов близки друг к другу. Таким образом, можно ожидать, что, после того как силикатный рас-

плав достигнет своего наиболее легкоплавкого состава (фиг. 9.4), с ним будет ассоциировать переменное количество водного флюида. Количественные соотношения Na, K, Si, Al и Ca в этом водном флюиде будут зависеть не только от температуры, давления и количества сосуществующего расплава, но и определяться содержанием CO_2, HCl и других компонентов. Именно этим в известной степени можно объяснить появление пегматитов различного состава — кварц-альбитовых, кварц-мусковитовых, кварц-микроклиновых.

Теперь можно возвратиться к вопросу о структуре. Очевидно, пегматиты возникали не в результате простой кристаллизации из магмы, а при участии



Ф и г. 23.4. Система плагиоклаз — вода.

Весьма гипотетическая диаграмма этой системы для давления воды порядка 6 кбар. Точечные линии на диаграмме располагаются горизонтально. Левая сторона диаграммы частично основана на данных Таттла и Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958).

на некоторой стадии их становления большого количества водных флюидов. Соотношения расплава и водного раствора могут быть различными:

1. Водный раствор и силикатный флюид присутствовали одновременно, причем пегматит непосредственно кристаллизовался в виде крупнозернистого агрегата.

2. Силикатный расплав поступал и кристаллизовался без водного флюида, а последний поступал позднее и обусловливал перекристаллизацию исходной мелкозернистой структуры.

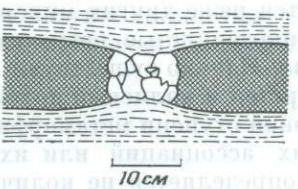
3. Силикатный расплав совершенно отсутствовал, и пегматиты целиком кристаллизовались лишь при участии водных флюидов.

Возможности, предусмотренные п. 1 и 2, обычно постепенно переходят друг в друга, тогда как кристаллизация пегматитов из одних лишь водных флюидов проявляется совершенно обособленно. Ни одна из изложенных выше гипотез кристаллизации пегматитов не опровергается полностью известными в настоящее время фактами. При этом возможность кристаллизации пегматитов в соответствии с первым предположением в значительной мере подт-

верждена экспериментально. Предположив, что все три способа кристаллизации пегматитов действительно проявляются в природе, мы можем отметить следующие факты:

1. Совершенно не обязательно предполагать, что все пегматиты имеют одинаковое происхождение. Действительно, они всегда крупнозернисты, но в пределах группы пород, определяемых этим свойством, существует ряд разновидностей; различны и соотношения с крупными интрузивами (внутри интрузивов, на удалении от них и т. д.). Детальными исследованиями можно показать с большой долей вероятности, что то или иное тело пегматитов возникло каким-либо одним из трех рассмотренных выше способов.

2. В частности, агрегаты с пегматитовой структурой обнаруживаются в трещинах растяжения будин (фиг. 23.5). Для этого случая весьма маловероятно присутствие силикатного расплава и скорее необходимо предположить, что здесь кристаллизация происходила только из водных флюидов.



Ф и г. 23.5. Будинаж жесткого слоя.
Предполагается, что жесткий слой (темное) первоначально был сплошным и расчленился в процессе деформации, а возникший участок с пониженным давлением был выполнен наиболее подвижным материалом, имевшимся в непосредственно прилегающих породах.

3. Валовой состав пегматитов трудно оценить в связи с их крупнозернистостью. Для этого требуется изучение очень крупных образцов, методика которого в настоящее время недостаточно разработана.

4. Силикатный расплав и водный флюид, несомненно, сосуществуют некоторое время. Однако маловероятно, чтобы они могли устойчиво ассоциировать в пространстве в связи с резко различными механическими свойствами. Вязкость расплава превышает 10^4, а вязкость флюида меньше 10^{-2} пуаз. В связи с этим при любых условиях возникновения жил вполне возможна их независимая миграция и локализация.

5. Наблюдения, подтверждающие представление о том, что в образовании пегматита участвовал силикатный расплав, приводятся в литературе довольно редко. В связи с этим сторонники немагматического происхождения пегматитов с кажущейся убедительностью часто приводят подтверждения своих взглядов, такие, как, например, соотношения, отмеченные выше в п. 2. Вместе с тем сторонники магматического происхождения пегматитов в силу исторических причин сравнительно слабо аргументируют свои представления в литературе.

ЖИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В настоящей работе в описательных целях можно выделить три типа жил: силикатные без сульфидов, силикатно-сульфидные и карбонатные.

Силикатные жилы без сульфидов

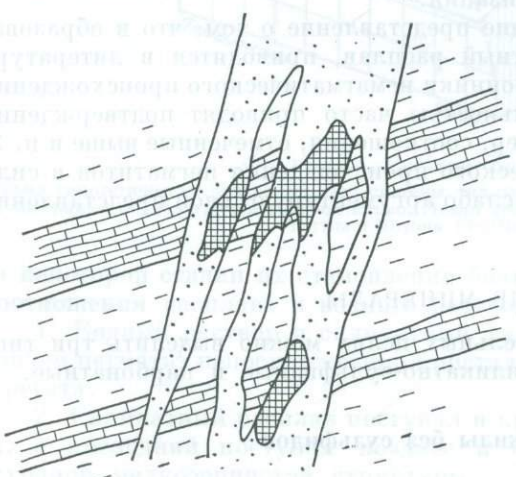
В этой группе выделяются три главных типа жил: кварц-полевошпатовые, кварцевые и эпидотовые. Последние встречаются реже, чем два предыдущих типа, и приурочены преимущественно к породам, обогащенным соответствующими компонентами, например основным вулканическим породам, особенно туфам и амфиболовым метаморфическим породам. Много кварцевых жил в областях низкотемпературного метаморфизма, они могут встречаться в любых вмещающих породах. Кварц-полевошпатовые жилы преобладают там, где степень метаморфизма умеренной и высокой интенсивности.

Состав кварц-полевошпатовых жил самый изменчивый по сравнению с другими жилами. Помимо колебаний количества кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, в их минеральном составе иногда отмечаются концентрации слюды и соединений элементов небольших атомных номеров — лития, бора, бериллия и фтора. Типичными минералами с легкими элементами являются здесь лепидолит, сподумен, турмалин, берилл и топаз. Реже встречаются скопления некоторых относительно тяжелых элементов — циркония, ниобия, тантала, церия, иттрия, тория. Минеральный состав некоторых пегматитов иногда может быть очень сложным. Так, например, в пегматитах района Лангезунд-фьорд, Норвегия, установлено 77 минералов, часть из которых неизвестна в других месторождениях. Акцессорные минералы в кварцевых жилах менее распространены (о сульфидах см. следующий раздел). Среди них наибольшей известностью пользуется золото, которое, однако, встречается реже других минералов.

Крупнозернистые пегматиты содержат в больших количествах водные минералы. Однако существуют и безводные пегматиты, в состав которых входят гиперстен и калиевый полевой шпат. Такие породы встречаются в регионах высокой ступени метаморфизма. Здесь уместно напомнить, что появление безводных ассоциаций или их водных эквивалентов (см. биотит + кварц в гл. 7) определяется не количеством присутствующей воды, а достигнутым уровнем энергии. Если ассоциация гиперстен + калиевый полевой шпат + + вода представляет собой форму с меньшей энергией, то увеличение количества присутствующей воды не будет приводить к образованию биотита. Для такого превращения необходимо увеличение давления воды или изменение других физических параметров.

Силикатно-сульфидные жилы

Независимо от того, какое происхождение имеет сера — магматическое или осадочное,— огромное количество сульфидных минералов обнаруживается в жилах в ассоциации с кварцем, полевыми шпатами, другими силикатами и карбонатами (фиг. 23.6). В таких жилах в изобилии встречаются сульфиды железа, меди, свинца и цинка, а серебро, ртуть, молибден и некоторые другие металлы образуют в рассматриваемых жилах промышленные концентрации сульфидов. Эти металлы, видимо, довольно подвижны в водных флюидах, из которых они отлагались, поскольку в сульфидных рудах этого типа и в ассоциирующих с ними силикатных ассоциациях обычно наблюдаются структуры перекристаллизации и замещения. Сульфиды обычно локализуются не в виде



Фиг. 23.6. Стратиграфический контроль локализации оруденения.

Рудные тела (прямоугольная штриховка) явно локализуются на пересечении жилы с горизонтами известняков, однако это наблюдение не позволяет однозначно определить, откуда поступало рудное вещество — из растворов, создавших жильное выполнение, или из карбонатных пород.

одной хорошо образованной жилы, а как целая зона прожилков, похожих в общем на сколовые зоны. Иногда действительно в рудных телах этого типа обнаруживаются явные признаки смещения по тектоническим трещинам, что подтверждает предположение о связи минерализации со сколовыми усилиями. В связи с тектонической природой таких рудных залежей в них могут относительно свободно проникать грунтовые воды, обусловливающие превращение сульфидов в сульфаты, карбонаты, окислы и различные гидроокислы. При таких процессах происходит дальнейшее разделение металлов и концентрация руд на различных уровнях (вторичное обогащение).

Карбонатные жилы

Кроме указанных выше карбонатных жил с рудной минерализацией, встречаются жилы, сложенные более или менее чистым кальцитом. Они распространены необычайно широко и представляют интерес лишь при изучении структуры метаморфических толщ.

Глава 24

Метаморфизм и магматизм в геосинклиналях

В задачи настоящей главы входит повторное рассмотрение процессов, кратко очерченных в гл. 1 и 2, с точки зрения материала, приведенного в остальных разделах книги.

Главные положения этой проблемы сводятся к следующему:

1. Земля имеет внешний приповерхностный слой кристаллических пород, мощность которого под континентами не менее 20 км, а под океанами — лишь несколько километров.

2. Существуют два отдельных уровня генерации магмы. В верхнем происходит образование гранитной магмы, в нижнем — базальтовой. Магма из этих двух источников периодически поднимается в верхние 25 км Земли.

3. В результате осадочных процессов с поверхности континентов сносится материал, который отлагается в бассейнах, расположенных у границ континента, и, таким образом, постепенно опускается в глубинные части земной коры.

4. Гранитные компоненты осадков — главный источник генерирующейся на глубине гранитной магмы. Не исключено, что и составные части осадков, близкие к базальтовой магме, каким-либо образом попадают на уровень генерации базальтовой магмы, однако не они представляют главный ее источник.

5. Помимо того что вещество осадочных пород в преобразованном виде вновь поступает к поверхности с магматическими расплавами, оно участвует в круговороте и происходит без плавления в результате подъема метаморфических пород.

Для понимания обсуждаемой проблемы необходимо ответить на следующие вопросы:

С какой скоростью проседает осадочный материал?

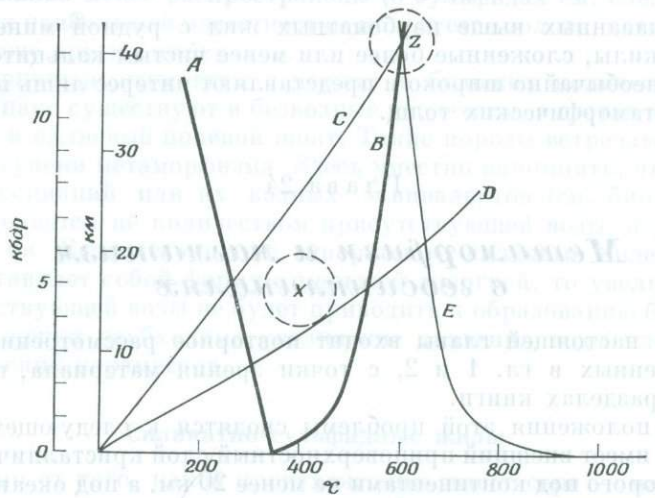
На какой глубине в погребенных осадочных породах начинает генерироваться магма в результате частичного плавления?

Что в действительности происходит с твердым остатком основного состава, возникшим при частичном плавлении?

Широко распространено мнение, что процесс плавления имеет прерывистый характер. В определенном регионе стадия проседания осадков сменяется стадией метаморфизма и магматизма, а затем периодом покоя. Конечно, в то время, когда один регион пребывает в состоянии покоя, смежные регионы

могут находиться в самом начале или на этапе горообразования, сопровождающегося проседанием. Что же обусловливает подобную цикличность и какое отношение имеют перидотиты к этому процессу? Задача рассмотрения природы орогенеза, требующая освещения вопросов стратиграфии, геофизики, геохимии и структурной геологии, выходит за рамки настоящей книги. Здесь мы просто примем, что осадок проседает, а затем рассмотрим петрологические следствия этого явления.

Среди петрологических следствий такого проседания наиболее важное значение имеет потеря осадочными породами воды. Кривая *F* на фиг. 1.5 напоминает нам, что выше раздела Мохоровичича в отсутствие воды практически нельзя ожидать образования гранитной магмы. В то же время обсуждение



Ф и г. 24.1. Условия дегидратации и плавления в земной коре.

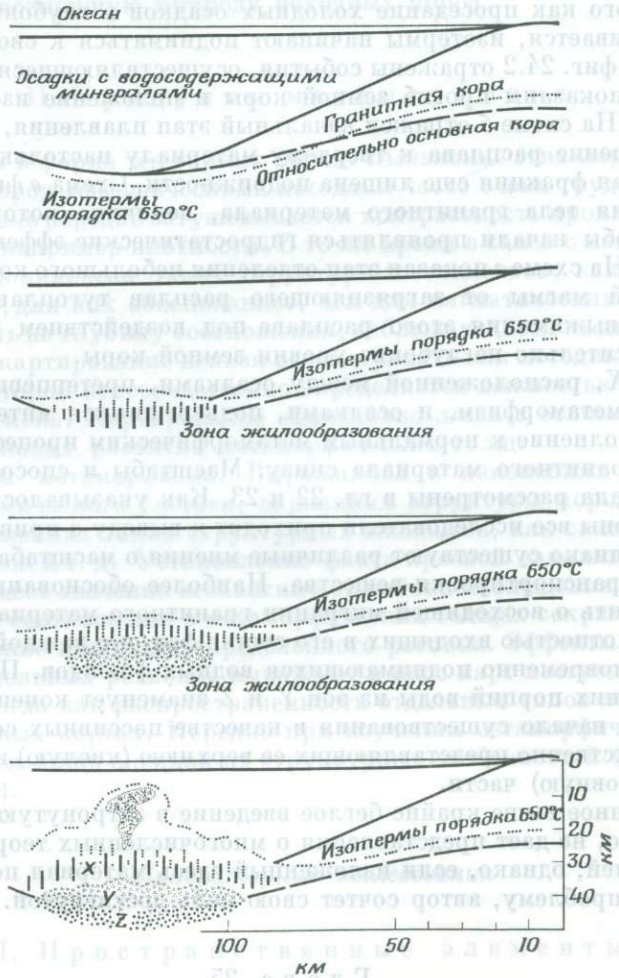
A — кривая равновесия реакции хлорит — гранат для случая удаления воды из системы; *B* — кривая равновесия реакции хлорит — гранат для случая, когда вода остается в системе; *C* — *D* — обычные пределы колебания геотермического градиента (кривая *C* ближе к геосинклинальным условиям); *E* — кривая начала плавления гранита в присутствии воды; *X* — обычные условия проявления реакции хлорит — гранат; *Z* — возможные условия проявления реакции хлорит — гранат в геосинклиналях (компиляция из фиг. 1.5 и 21.3).

системы кварц — вода было закончено выводом, что в случае присутствия воды ее количество представляет собой решающий фактор, определяющий количество образующейся магмы. Таким образом, мы должны найти объяснение присутствию в основании геосинклинального прогиба погружающихся осадков аномального количества воды, способствующей выплавлению гранитных расплавов.

Решающее значение имеет наличие в некоторых поясах слабометаморфизованных пород лавсонита вместо эпидота и клиноцоизита и жадеита вместо альбита. Кристаллизация как лавсонита, так и жадеита должна осуществляться в условиях высокого давления при низкой температуре. Полевые наблюдения показывают, что осадки, в которых образовались эти два минерала, слагают определенные части осадочных прогибов или геосинклиналей. В этих геоструктурах осадки очень быстро погружались в глубокие части земной коры, а, по данным геофизики, такое интенсивное погружение должно происходить при небольшой величине геотермического градиента. Например, на глубине 25 км возможна температура 300° С вместо нормальных 500°, и только на глубине 40 км — 500° С (фиг. 1.5, 18.2 и 24.1). Некоторые исследователи, например Ритман, допускают существование еще меньшей величины геотермического градиента, полагая, что на глубине 40 км температура, по их расчетам, может составлять иногда около 200° С. Но и здесь величина геотер-

мического градиента оказывается лишь на 1° С/км меньше минимальных измеренных его значений (6° С/км).

Влияние необычно высокого давления при данных температурах будет сказываться в затормаживании всех реакций дегидратации, которые нормально проявляются при погружении осадков. Кривая *B* на фиг. 24.1 (гл. 21)



Ф и г. 24.2. Схемы формирования гранитного интрузива в геосинклинали.
в — зона магмообразования.

отвечает реакции хлорит + кварц → гранат + вода. В проницаемых породах эта реакция протекает при температуре, вероятно, всего лишь 300° С (кривая *A*), но в случае затрудненности удаления воды из места реакции и при высоком давлении хлорит может сохраняться до 600° С. Это означает, что вода, выделяющаяся при дегидратации хлорита, может непосредственно поступать в водную магму (кривые плавления *E*). Используя уравнение

$$2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8 + 2SiO_2 = 2Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 2KAlSi_3O_8 + 6H_2O,$$

Мусковит — Чисто Mg-Хлорит — Кварц — Гранат — Калишпат — Вода

Компоненты магмы

вычисляем следующие соотношения:

100 г глинистого сланца: 33 г мусковита, 23 г хлорита, 20 г альбита, 24 г кварца } = { 33 г твердого остатка (гранат); 67 г гранитной магмы с содержанием воды $6^2/_3$ вес. %.

Приведенный пример отражает не только лишь один из возможных случаев (например, в известковистых сланцах основной твердый остаток может быть представлен амфиболом или пироксеном), но и показывает, что в геосинклиналях создаются условия, при которых вода осадков оказывается вполне достаточной для того, чтобы вызвать магматическую деятельность.

После того как проседание холодных осадков в глубокие части земной коры заканчивается, изотермы начинают подниматься к своим нормальным уровням. На фиг. 24.2 отражены события, осуществляющиеся на этой стадии. На схеме *а* показаны прогиб земной коры и положение изотермы порядка 600—700° С. На схеме *б* отражен начальный этап плавления, когда количественное отношение расплава к твердому материалу настолько невелико, что расплавленная фракция еще лишена подвижности. Схема *в* фиксирует момент возникновения тела гранитного материала, величина которого достаточна для того, чтобы начали проявляться гидростатические эффекты, рассмотренные в гл. 11. На схеме *г* показан этап отделения небольшого количества водной низкоплавкой магмы от загрязняющего расплав тугоплавкого основного материала и выжимания этого расплава под воздействием гравитационных сил на относительно неглубокие уровни земной коры.

В зоне *X*, расположенной между осадками, претерпевшими лишь изохимический метаморфизм, и осадками, подвергшимися интенсивному плавлению, в дополнение к нормальным метаморфическим процессам происходит вторжение гранитного материала снизу. Масштабы и способы поступления этого материала рассмотрены в гл. 22 и 23. Как указывалось, при изучении пород этой зоны все исследователи приходят к выводу о привносе гранитного материала, однако существуют различные мнения о масштабах этого явления и способах транспортировки вещества. Наиболее обоснованно в общем виде можно говорить о восходящей миграции гранитного материала, обусловленной малой плотностью входящих в его состав фаз, и о важной роли в его становлении одновременно поднимающихся водных флюидов. По существу удаление последних порций воды из зон *Y* и *Z* знаменует конец их химической активности и начало существования в качестве пассивных сегментов земной коры, соответственно представляющих ее верхнюю (кислую) и нижнюю (относительно основную) части.

Приведенное выше крайне беглое введение в затронутую сложную проблему, конечно, не дает представления о многочисленных теориях по природе геосинклиналей, однако, если изложенный здесь материал побудит читателя изучить эту проблему, автор сочтет свою цель достигнутой.

Глава 25

Методы изучения метаморфических пород

Методы исследования петрологии метаморфических пород весьма близки к применяющимся при изучении магматических пород и рассмотренным в гл. 12.

Полевые исследования

I. Наблюдаемые процессы

Ни один из процессов метаморфизма не поддается непосредственному наблюдению. Однако в известной мере можно провести аналогию в деятельности петрографов-метаморфистов и магматистов. Если петрографу-магматисту, изучающему палеозойские базальты, будет весьма полезно посещение Ислан-

дии или Гавайских островов, то специалист, занимающийся метаморфическими комплексами, может и даже должен ознакомиться с теми неметаморфизованными породами, которые, по его мнению, служили исходным субстратом для изучаемых им объектов. Такого рода сопоставление, хотя и не дает возможности судить о метаморфических процессах, все-таки позволяет увереннее оценивать возможную природу исходных пород.

II. Продукты метаморфизма

1. Размеры и форма тел горных пород. Выявление этих параметров метаморфических пород геофизическими методами часто очень трудно, поскольку при метаморфизме нередко затушевывается контрастность проявления многих свойств пород, например плотности. В то же время в связи с наличием в метаморфических комплексах таких структурных элементов, как полосчатость и складчатость, для них обоснованнее, чем для магматических пород, можно экстраполировать на глубину соотношения, наблюдающиеся на дневной поверхности. Однако картирование нельзя рассматривать как методику, детальность применения которой непосредственно определяется важностью и сложностью изучаемого региона. Картирование эффективно лишь в относительно просто устроенных районах развития метаморфических толщ.

2. Эффекты метаморфизма. Выражаются в изменениях минерального и валового химического состава, вариациях структуры пород в отдельных штуфах, проявлениях таких структурных элементов, как складки, трещиноватость, будинаж и т. д. Установление факта краевой закалки у магматической породы имеет значение независимо от района наблюдения. Однако практически любые соотношения в метаморфических толщах сохраняют свое генетическое значение лишь для определенного региона. Эффекты метаморфизма в пределах отдельных регионов выражают в виде карт изоград, структурных карт и т. д., тогда как распространенность отдельных типов пород отражают на формационных картах. Нередко при изучении метаморфических районов ограничиваются лишь оценкой их структурных особенностей (Furner, Weiss, 1963, гл. 3—6).

Лабораторные исследования

I. Пространственные элементы

1. Порода в целом. Изучение структуры метаморфических пород имеет большое значение, поскольку, например, присутствие порфиробластов, реакционных каемок и псевдоморфоз позволяет судить об эволюции минерального состава и характере исходного субстрата. Существует также отдельная дисциплина — петроструктурный анализ,— которая занимается статистическим изучением ориентировки отдельных минеральных зерен. Некоторые породы для сравнения можно подвергнуть экспериментальной деформации в условиях ориентированного давления. Такие эксперименты позволяют в известной мере оценивать условия возникновения ориентировки у естественно деформированных пород.

2. Отдельные минералы. Так же как и при изучении магматических пород, особое значение имеют формы и структуры зерен циркона и полевого шпата. Последний представляет интерес в связи с известными зависимостями характера двойникования от истории развития породы. У циркона же лучше, чем у других минералов, сохраняются признаки дометаморфической формы зерен.

II. Состав

При изучении состава метаморфических пород могут использоваться все методы гл. 12. Большое значение может иметь изучение распределения малых элементов, по которым удается определять происхождение некоторых проблематичных пород, например амфиболитов. Следует также отметить два направления изучения изотопного состава: определение абсолютного возраста и термометрию. Эти методики можно использовать для оценки возраста и термической истории магматических пород, однако они не упоминались в гл. 12, поскольку их значение становится более ясным лишь после рассмотрения нерешенных проблем метаморфизма.

Геохронологические методы основаны на том, что радиоактивный распад ядер атомов происходит самопроизвольно со скоростью, не зависящей от физического или химического состояния вещества. Например, изотоп урана 238 распадается с образованием изотопа свинца 206. В связи с этим если удается определить содержание в породе радиогенного свинца 206 и сохранившегося урана 238, то, зная скорость распада, можно вычислить период накопления в породе свинца 206. Однако известны многие случаи получения противоречивых данных. Тем не менее радиологическая геохронология дает неоценимую информацию. Особенно важно, что одни методы позволяют оценивать время после кристаллизации породы, другие же — период после наиболее позднего акта ее метаморфизма.

Методы изотопной термометрии основаны на том, что в случае взаимного замещения изотопов A и B в двух фазах Y и Z отношение

$$\frac{\frac{A}{B}\text{ в фазе }Y}{\frac{A}{B}\text{ в фазе }Z}$$

изменяется в равновесии с температурой, но очень мало зависит от других параметров. Подобные отношения проявляются и у некоторых элементов, например у Fe и Mg, однако в этом случае трудно учесть полностью интерференцию с остальными компонентами. Таким образом, и в геотермометрии, несмотря на простой основной принцип как при измерениях, так и при интерпретациях результатов, приходится сталкиваться с трудностями. Однако ценность таких независимых способов определения температуры природных метаморфических реакций вполне очевидна.

III. Физические методы

В различных теориях о метаморфических породах важную роль играют их плотность и пористость. Деформация при различных значениях ориентированного давления вполне воспроизводима в лабораторных условиях. К сожалению, очень трудно получить строгую необходимую информацию. Плотность и пористость в образцах кернов из буровых скважин, пройденных в стабильной земной коре, не обязательно соответствуют величинам этих свойств у тех же пород, существовавших в период орогении, а характер деформации химически инертной породы и той же породы в момент осуществления реакций, несомненно, должен быть различным. Однако в настоящее время производят опыты при высоких температурах и всестороннем давлении в несколько килобар, которые приближаются к условиям настоящего метаморфизма. В ряде случаев уже получены результаты, которые обоснованно входят в построение теории метаморфизма.

Лабораторные методы, не основанные на непосредственном изучении пород

1. Химические аналоги. Эксперименты при контролируемых высоких температурах и давлениях по-прежнему играют и будут играть важнейшую роль при изучении как метаморфических, так и магматических равновесий. Однако в тех случаях, когда реакции протекают слишком медленно для того, чтобы их можно было воспроизвести в лабораторных условиях, для вычисления условий равновесия прибегают к измерению термодинамических величин искусственных чистых силикатов. Особенно широко используются здесь удельная теплоемкость и теплота растворения, измеряемые в калориметрах.

2. Физические аналоги. Экспериментальное моделирование процессов развития различных текстур горных пород производилось многократно. Часто при этом исходили из гипотезы, что в условиях медленной деформации кристаллические породы ползут, подобно очень вязкой жидкости. В связи с этим в опытах использовались мастики, глины, смолы, патока, воск, а также резина и песок. Экспериментальное моделирование изменений структур пород осуществляется несколько труднее. К настоящему времени представляется, что наиболее легко перекристаллизовывается под направленным давлением лед, а сульфиды легче перекристаллизовываются, чем силикаты (Roberts, 1965). Попытки воспроизведения структур метаморфических пород в результате проявления реакций находятся в зачаточном состоянии.

3. Математические аналоги. Название этого раздела — довольно софистское определение примитивных, неопределенных и фрагментарных попыток количественных оценок метаморфических процессов. Однако серия вопросов: что за изменение происходит при метаморфизме, как быстро оно происходит и каков его механизм,— возникающая при оценке любых наблюдений, позволяет надеяться, что в будущем удастся добиться более убедительных расчетов.

Приложения

Приложение первое

Справочные таблицы

Таблица А1.1

Элементы

	Атомный номер	Атомный вес	Основные изотопы	Ионные радиусы, Å
Алюминий	13	27		0,51
Кальций	20	40		0,99
Углерод	6	12	12,14	0,16
Хлор	17	35		1,81
Хром	24	52		0,63 (+3), 0,52 (+6)
Фтор	9	19		1,36
Железо	26	56		0,74 (+2), 0,64 (+3)
Литий	3	7		0,68
Магний	12	24		0,66
Марганец	25	55		0,80 (+2), 0,60 (+4)
Кислород	8	16	16,18	1,40
Фосфор	15	31		0,35
Калий	19	39	39,40	1,33
Кремний	14	28		0,42
Натрий	11	23		0,97
Сера	16	32	32,34	1,84 (—2), 0,30 (+6)
Титан	22	48		0,76 (+3), 0,68 (+4)
Аргон	18	40	36,40	
Свинец	82	207	204,206,207,208	
Рубидий	37	85	85,87	
Стронций	38	88	87,88	
Уран	92	238	235,238	

Таблица А1.2

Удельные веса минералов

Магнетит	5,0—5,2	Амфиболы	3,0—3,5
Гранат	3,6—4,3	Слюда	2,7—3,1
Кианит	3,6	Полевой шпат	2,5—2,8
Оливин	3,2—3,6	Кварц	2,65
Пироксены	3,2—3,6	Каолин	2,6

Таблица А1.3

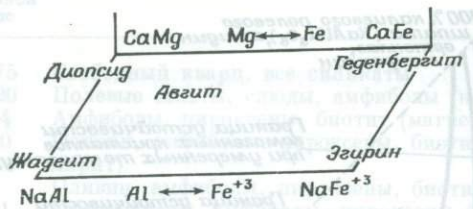
Минералы и формулы

Оливин Форстерит — Фаялит $\left(\frac{Mg}{Fe}\right)_2 SiO_4$.

Монтичеллит $CaMgSiO_4$ имеет аналогичную структуру; ларнит Ca_2SiO_4 отличается от структуры оливина; серпентин $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ = примерно оливин + вода, но с некоторой нестехиометричностью SiO_2.

Пироксены

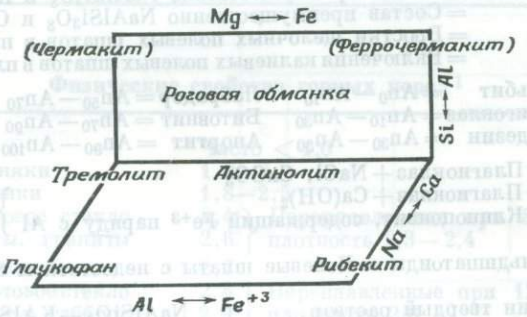
1. Ромбические пироксены: энстатит — гиперстен $\left(\frac{Mg}{Fe}\right)SiO_3$
2. Моноклинные пироксены:



Необычно высокие содержания Ti наблюдаются в титан-авгите; структура волластонита $CaSiO_3$ отличается от структуры пироксенов

Амфиболы

1. Безкальциевые: антофиллит, куммингтонит $\left(\frac{Mg}{Fe}\right)_7 Si_8O_{22}(OH)_2$
2. Кальцийсодержащие
3. Щелочные



Слоистые силикаты

Тальк $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$

Флогопит, Биотит $K\left(\frac{Mg}{Fe}\right)_3 Si_3AlO_{10}(OH)_2$

Серпентин $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ или

Магниевый хлорит $3Mg(OH)_2 \cdot Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$

Идеальный вермикулит Тальк + Вода

Пирофиллит $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$

Мусковит $KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$

Парагонит $NaAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$

Каолинит $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$ или $2Al(OH)_3 \cdot Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$

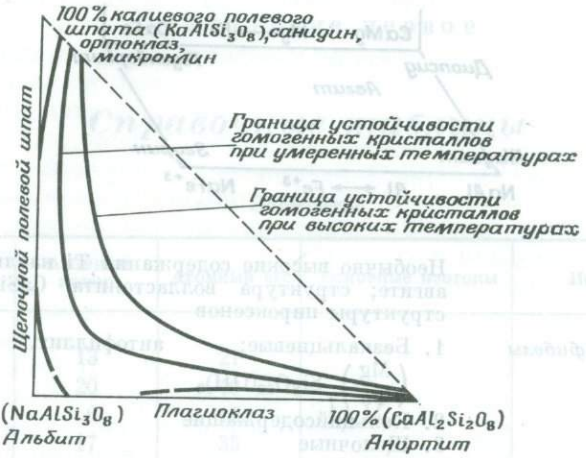
Идеальный монтмориллонит Пирофиллит + Вода

Природные хлориты имеют более сложный состав $3\left(\frac{Mg}{Fe}\right) \cdot (OH)_2 \times$ $\times (Fe, Mg, Al)_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$; природные вермикулиты, кроме Mg и Si, содержат Al, Fe и Ca; природные монтмориллониты, кроме Al и Si, содержат Mg и Na или Ca; иллит по составу приближается к смеси пирофиллита и мусковита с некоторым избытком воды в калиевых слоях; глауконит по составу приближается к смеси иллита и «Fe-мусковита»: $KFe_2 \cdot Si_3AlO_{10}(OH)_2$ с Na, Ca, Mg (фиг. 13.10)

Продолжение табл. А1.3

Каркасные минералы

1. Полевые шпаты и подобные им минералы



Щелочные полевые шпаты = Состав преимущественно $NaAlSi_3O_8$ и $KAlSi_3O_8$
Плагиоклазы = Состав преимущественно $NaAlSi_3O_8$ и $CaAl_2Si_2O_8$
Пертиты = Вростки щелочных полевых шпатов в плагиоклазах
Антипертиты = Включения калиевых полевых шпатов в плагиоклазах ($An > 20$)

Альбит	$= An_0 - An_{10}$	Лабрадор	$= An_{50} - An_{70}$
Олигоклаз	$= An_{10} - An_{30}$	Битовнит	$= An_{70} - An_{90}$
Андезин	$= An_{30} - An_{50}$	Анортит	$= An_{90} - An_{100}$

Скаполит ≡ Плагиоклаз + NaCl, $CaCO_3$
Клиноцоизит ≡ Плагиоклаз + $Ca(OH)_2$
Эпидот ≡ Клиноцоизит, содержащий Fe^{+3} наряду с Al } Структура не каркасная

2. Фельдшпатоиды ≡ Полевые шпаты с недостатком SiO_2

Нефелин твердый раствор	$NaAlSiO_4 - KAlSiO_4$
Лейцит	$KAlSi_2O_6$
(жадеит	$NaAlSi_2O_6$ имеет структуру пироксенов)

Алюминиевые минералы, помимо описанных выше

Андалузит, кианит, силлиманит	Al_2SiO_5
Муллит	$Al_6Si_2O_{13}$
Ставролит	$Al_2SiO_5 \cdot {}^1/_2Fe(OH)_2$
Хлоритоиды	$Al_2SiO_5 \cdot Fe(OH)_2 = Fe(OH)_2 \cdot FeAl_2(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_2$
Кордиерит	$\left(\frac{Mg}{Fe}\right)_2 Al_4Si_5O_{18}$
Гранаты (безкальциевые)	$(Mg,Fe,Mn)_3Al_2Si_3O_{12}$
Гранаты (кальцийсодержащие)	$Ca_3(Fe,Al)_2Si_3O_{12}$
Турмалин = Смеси слюды +	Al_2O_3, B_2O_3

Акцессорные минералы

Пирротин	FeS
Пирит	FeS_2
Гематит	Fe_2O_3
Магнетит	Fe_3O_4
Ильменит	$FeTiO_3$
Сфен	$CaTiSiO_5$
Апатит	$Ca_5(PO_4)_3(OH)$
Циркон	$ZrSiO_4$

Таблица А1.4

Распределение магматогенных компонентов в минералах

	Вес.% в обычной магме	
SiO_2	40—75	Свободный кварц, все силикаты
Al_2O_3	12—20	Полевые шпаты, слюды, амфиболы (нефелин, пироксен)
Fe_2O_3	$<$ 4	Амфиболы, пироксены, биотит (магнетит)
FeO	$<$ 10	Оливин, амфиболы, пироксены, биотит (ильменит, магнетит, пирит)
MgO	8	Оливин, амфиболы, пироксены, биотит
CaO	$<$ 11	Плагиоклазы, амфиболы, пироксены (сфен)
Na_2O	$<$ 8	Плагиоклазы (амфиболы, пироксены, нефелин)
K_2O	$<$ 8	Полевые шпаты, слюда, (лейцит)
(TiO_2	$<$ 1	Ильменит, сфен, амфиболы, пироксены, биотит
MnO		Амфиболы, пироксены, биотит
P_2O_5		Апатит
H_2O		Амфиболы, слюды, хлориты, эпидот, глинистые минералы
CO_3^{-2}		Кальцит, скаполит
F^-		Слюды, апатит, флюорит
Cl^-		Скаполит
S^{-2})		Пирит, пирротин

Примечание. В скобках заключены относительно редкие минералы или минералы, содержащие только небольшие количества рассматриваемого элемента, а также встречающиеся в небольших количествах в горных породах.

Таблица А1.5

Физические свойства горных пород[1]

Плотность	Пемзы	Часто $<$ 1,0	
	Известняки	1,9—2,7	
	Песчаники	1,8—2,5	
	Риолитовое стекло	2,4	Переплавленные при 800° С приобретают плотность 2,3—2,4
	Риолиты, граниты	2,6	
	Анортозиты	2,7	
	Базальтовое стекло	2,8	Переплавленные при 1200° С приобретают плотность 2,6
	Базальты, габбро	2,9	
	Перидотиты	3,2—3,4	
Термические свойства	Теплоемкость	0,21—0,24 кал/г при 200° С 0,27—0,32 кал/г при 800° С	Для обычных магматических пород
	Теплопроводность	$5 \cdot 10^{-3}$—$8 \cdot 10^{-3}$ кал/см град·с.	
	Прогрев за счет радиоактивного распада	6 кал/г·млн. лет (гранит) 2 кал/г·млн. лет (габбро) $<$ 1 кал/г·млн. лет (ультраосновные породы) Возможно $>$ 10 (гранитные породы ранее докембрийского возраста)	

[1] Данные взяты по Birch (1942), Barth (1962), Clark (1966).

Приложение второе

Классификация изверженных пород

Схема на фиг. 6.1 систематизирует данные о породах, изученных к настоящему времени. Эта номенклатура широко используется, но при необходимости легко может быть модернизирована, чтобы определять название любого конкретного образца. Некоторые такие изменения были предложены Стреккейзеном (Streckeisen, 1965); однако пока еще неясно, насколько широко они будут применяться геологами.

Чтобы определить название породы, оценивают, превышает или нет содержание в породе темноцветных минералов [1] 90% объема всей породы.

Ф и г. А2.1. Классификация магматических горных пород по Стреккейзену (Streckeisen, 1966).

Если содержание темноцветных минералов более 90%, порода получает название в соответствии с п. 16 приведенной ниже классификации. Если же количество темноцветных минералов менее 90%, то:

1) оценивается количество кварца или фельдшпатоидов [2] в суммарном объеме светлоокрашенных минералов, исключая темноцветные;

2) оценивается содержание плагиоклаза суммарно от An_5 до An_{100} к общему объему полевых шпатов.

Название горной породы, попадающей по вычисленным параметрам на одно из 15 полей фиг. А2.1, может быть затем определено из нижеприведенной таблицы. В этой таблице индексы Q и F означают содержание кварца и фельдшпатоидов, определяемое согласно приведенному выше пункту (1); символ P — содержание плагиоклазов (п. 2); M — содержание темноцветных.

---

[1] Темноцветные минералы: слюда, амфибол, пироксен, минералы железа, мелилит, гранат, эпидот, апатит, циркон, сфен и первичный карбонат.

[2] Фельдшпатоиды: лейцит, нефелин, содалит, нозеан, гаюин, канкринит, анальцим.

	Крупнозернистые	*Мелкозернистые*
1. $Q > 90$	Кварцит	
$Q < 90$; $P < 65$	Кварцевый гранит	(названия не имеет)
$Q < 90$; $P > 65$	Кварцевый гранодиорит	
2. Щелочные граниты		Щелочные риолиты
3. Граниты		$P < 35$ Риолиты
(Разновидности $P < 35$	Сиеногранит)	$P > 35$ Риодациты или кварцевые латиты
(Разновидности $P > 35$	Монцогранит)	
4. Плагиоклаз An < 50	Гранодиорит	Дациты
Плагиоклаз An > 50	Граногаббро	
5. $M < 5$	Кварцевый анортозит	$M < 40$ Кварцевые андезиты
$M > 5$, An < 50	Кварцевые диориты	$M > 40$ Кварцевые базальты
An > 50	Кварцевые габбро	
6. Щелочные сиениты		Щелочные трахиты
7. Сиениты		Трахиты
8. Монцониты		Латиты
9. Плагиоклаз An < 50	Монцодиориты	$M < 40$ Латит-андезиты
An > 50	Монцогаббро	$M > 40$ Латит-базальты
10. $M < 10$	Анортозиты	$M < 40$ Андезиты
$M > 10$, An < 50	Диориты	$M > 40$ Базальты
An > 50	Габбро	
11. $M < 30$	Фойяиты	Фонолиты
$M = 30-60$	Малиньиты	
$M = 60-90$	Шонкиниты	
12. Плагиофойяиты		Тефритовые фонолиты
13. Плагиоклаз An < 50	Эссекситы	Фонолитовые тефриты
An > 50	Эссекситовые габбро	
14. Тералиты		Тефриты
15. Фельдшпатоидиты		
$F < 90$, $P < 50$	Фойяититовый	Экструзивные фельдшпатоидиты и т. д.
$F < 90$, $P > 50$	Тералитовый	
$F > 90$	Фельдшпатоидит, собственно	
16. Ультрабазиты (перидотиты, пироксениты и т. д.)		Экструзивные ультрабазиты (пикриты и т. д.)

Основные отличия приведенной классификации от классификации, представленной на фиг. 6.1:

1. Содержание кварца и фельдшпатоидов определяется по отношению к объему светлоокрашенных минералов, а не во всем объеме породы.

2. Кварцевые монцониты попадают в поле гранитов.

3. Андезиты отличают от базальтов по содержанию темноцветных минералов, а не по составу плагиоклазов.

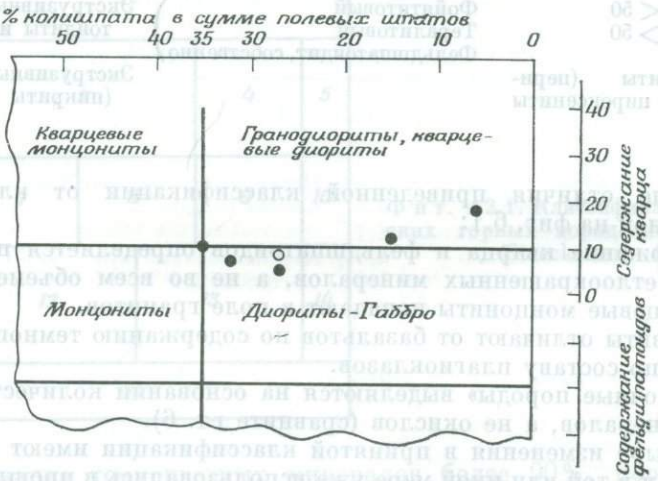
4. «Щелочные породы» выделяются на основании количественных соотношений минералов, а не окислов (сравните гл. 6).

Все четыре изменения в принятой классификации имеют определенные достоинства и в той или иной мере уже использовались в прошлом при систематизации горных пород. Поскольку у читателей, возможно, сохранятся неясности в вопросе о содержании отдельных терминов, следует еще раз подчеркнуть, что всякое название, однозначно отражающее наблюдение, предпочтительнее любых неопределенных терминов.

Приложение третье

Применение нормативного состава

Химические анализы не дают полной характеристики исследуемых пород. Кроме того, если, например, анализы двух образцов горных пород отличаются на 1 % по содержанию CaO, то на основании этого трудно оценить различие минерального состава: содержит ли одна порода больше авгита или плагиоклаза, чем другая, или, может быть, главное отличие будет определяться составом плагиоклазов? Поэтому, чтобы сделать сравнение результатов анализа пород более наглядным в минералогическом отношении, предложен способ расчета *нормативного состава*. Нормативный состав породы — состав, вычисленный на основании ее химического анализа в предположении, что слагающие породу минералы состоят из простейших комбинаций окислов вместо фактического минерального состава. Например, если



Ф и г. А3.1. Различие соотношений минералов в породе, вычисленных на основании одного анализа.

Приведена верхняя правая часть фиг. 6.1; точки нанесены на основании объемных процентов, вычисленных в табл. А3.2 (полые кружочки) и табл. А3.3 (темные кружочки).

калий, содержащийся в породе, входит только в чистый полевой шпат ($KAlSi_3O_8$), то количество этого минерала может быть вычислено на основании весового процентного содержания K_2O. Вместе с тем по данным анализа нельзя определить реальные количества полевошпатовых твердых растворов биотита и других калийсодержащих минералов.

Так как нормативный состав породы является *сравнительной характеристикой*, необходимо, чтобы все нормативные составы вычислялись одним и тем же способом. Если количество титана определялось в разных образцах различными аналитиками и различными методиками, бесполезно сопоставлять нормативный состав этих пород. Наиболее общепринятыми методики вычисления *нормативного* состава CIPW и *молекулярного нормального*

состава Ниггли (Johannsen, 1939; Niggli, 1954). Ниже подробно разбирается одна из этих методик. Цель этого приложения — разъяснить применение методик нормативных составов. Покажем связь между фиг. 7.1, 7.2 и 7.4, чтобы выяснить, как небольшое изменение количества одного из окислов влияет на минеральный состав. Для этих целей допустима упрощенная форма вычисления. Такой пример представлен в табл. А3.1. Порядок действий следующий:

1. Результаты анализа породы помещаем в колонку 1. В табл. А3.1 приведен вымышленный анализ базальтов по среднему значению, отвечающий составу этих пород в табл. 5.1, пределы которого отражены точками базальтов на фиг. 7.1. Рассматриваемый состав базальта дан без второстепенных компонентов и Fe_2O_3.

2. Молекулярные веса соответствующих окислов помещаем в колонку 2.

3. Молекулярные числа, вычисленные по соотношению $100 \times (1) : (2)$, помещаем в колонку (3). Они показывают относительное содержание в породе простых окислов; это как бы соответствует теоретически минимальному образцу горной породы, содержащему 87 молекул SiO_2, 15 молекул Al_2O_3 и т. д. Далее мы можем определить на основании распределения величин, приведенных в колонке 3, какие минералы и в каких количествах могут быть составлены путем сочетания этих окислов.

Таблица А3.1

1-й пример расчета нормативного состава

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
					Калишпат	Альбит	Анортит	Диопсид — Нефелин		Оливин	Энстатит — Геденбергит	
a	SiO_2	52	60	87	12	18	20	16	21	6	15	
b	Al_2O_3	15	102	15	2	3	10					
c	FeO	12	72	17				8	27	12	15	
d	MgO	7	40	18								
e	CaO	10	56	18			10	8				
f	Na_2O	2	62	3		3						
g	K_2O	2	94	2	2							
h	Молекулы минералов				4	6	10	8		6	15	
					Плагиоклаз № 16 ($Ab_{37} — An_{63}$)							
i	Объемы минералов				×8	×8	×8	×6		×4	×3	
					32	48	80	48		24	45	(277)
k	Объемы в процентах				12	17	29	17		9	16	
					58 Полевой шпат			42 Железомагниевые минералы				

4. В соответствии с количеством K_2O выписываем в колонку 4 количество молекул Al_2O_3 и SiO_2, необходимых для образования калиевого полевого шпата, учитывая соотношение 1 : 1 : 6. Горизонтальная линия в графе K_2O показывает, что данный окисел полностью распределен.

5. Подобным образом распределяем окислы Na_2O, Al_2O_3 и SiO_2 (учитывая соотношение 1 : 1 : 6) в колонке 5 для образования альбита. Проводим линию против окисла Na_2O.

6. Связываем CaO, Al_2O_3 и SiO_2 в пропорциях 1 : 1 : 2 в молекулы анортита. Против Al_2O_3 проводим линию; как правило, CaO и SiO_2 остаются в избытке на этой стадии пересчета.

7. Связываем остаток CaO в молекулы диопсида — геденбергита (колонка 7) с (FeO, MgO) и SiO_2 в отношении 1 : 1 : 2. Молекулярные числа FeO и MgO при построении молекул используются совместно. Проводим линию против CaO.

8. Оставшиеся SiO_2 и (FeO, MgO) помещаем в колонку 8 и определяем, который из них избыточен. Если избыточен SiO_2, выделяем x молекул кварца, а оставшиеся окислы связываем в молекулы энстатита — гиперстена; если преобладает сумма окислов FeO, MgO, связываем окислы в оливин [x молекул SiO_2 и 2 x молекул (FeO, MgO)], а оставшиеся молекулы также присоединяем к энстатиту — гиперстену.

9. Подсчитываем число молекул $KAlSi_3O_8$, составленного из окислов, и записываем его вниз в колонке 4; аналогично подсчитываем все последующие колонки. На данном этапе окислы распределены в минералы, и дальнейшие расчеты ведутся в соответствии с целями исследования. В частности, можно получить следующие положения:

10, а. Определить класс породы в схеме их номенклатуры на фиг. 6.1. Отсутствие кварца и полевых шпатов показывает, что порода относится к среднему ряду. Молекулярные отношения калиевого полевого шпата к плагиоклазу (4 : 16) отражают также и их объемные отношения, т. е. плагиоклаз составляет около 80% общего объема полевых шпатов, что характерно для таких пород, как андезит и базальт. Соотношение альбитовой и анортитовой молекул в плагиоклазе 6 : 10 указывает на присутствие в породе лабрадора, характерного для базальтов или грубозернистых габбро.

10, б. Оценка минерального состава в объемных процентах. Объем минерала приблизительно пропорционален объему содержащегося в нем кислорода [1]. В колонке 1 помещены объемные количества минералов, полученные путем умножения величины, указанной в графе h, на число атомов кислорода в молекуле минерала (8 в полевом шпате, 4 в оливине и т. д.); те же величины, выраженные в объемных процентах, приведены в графе k. Соответствие с фиг. 7.2, как и ожидалось, оказалось хорошим с учетом возможных отклонений для природных образцов, указанных на фиг. 7.2 (12% калиевого полевого шпата несколько многовато для базальта, но это объясняется довольно высоким содержанием, принятым для K_2O).

В табл. А3.2 аналогичным способом рассматриваются результаты анализа породы с более высоким содержанием SiO_2. По составу порода оказывается близкой к диориту или андезиту с некоторым количеством свободного кварца, которого почти достаточно для отнесения породы к классу кварцевого диорита.

Сопоставление этих данных с фиг. 7.2 несколько условно в связи с отсутствием в расчетах водосодержащих минералов, но это может быть устроено с помощью следующего перехода:

a. Калишпат + 3 Энстатит — Гиперстен + H_2O → Биотит + 3 Кварц,

b. 2 Диопсид — Геденбергит + 3 Энстатит — Гиперстен + Кварц + H_2O → Безалюминиевый амфибол,

c. Анортит + 3 Энстатит — Гиперстен + H_2O → Алюминийсодержащий амфибол + + Кварц.

---

[1] Один моль кислорода в сочетании с необходимыми ионами образует следующие объемные количества минералов: кварца 11,3, полевого шпата 12,5, биотита 13,3, пироксена 11,4, оливина 12,5 $см^3$.

Таблица А3.2

2-й пример расчета нормативного состава

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
					Калишпат	Альбит	Анортит	Диопсид—Геденбергит		Кварц	Энстатит—Гиперстен	
a	SiO_2	60	60	100	18	30	14	12	26	11	15	
b	Al_2O_3	15	102	15	3	5	7					
c	FeO	8	72	11 } 21				6	15		15	
d	MgO	4	40	10 }								
e	CaO	7	56	13			7	6				
f	Na_2O	3	62	5		5						
g	K_2O	3	94	3	3							
h	Молекулы минералов				6	10	7	6		11	15	
						Плагиоклаз № 17 (Ab_{61}—An_{39})						
i	Объемы минералов				×8	×8	×8	×6		×2	×3	
					48	80	56	36		22	45	(287)
k	Объемы в процентах				17	28	19	12		8	16	
					64 Полевой шпат			28 Железомагниевые минералы				

В табл. А3.3 показаны некоторые из многочисленных возможностей пересчета на водосодержащие минералы. Как изменится соотношение вычисленных молекул минералов, если реакция (а) пройдет до полного израсходования энстатита — гиперстена, показано в строке h_1; в строке h_2 указано изменение соотношений компонентов, если реакция (b) пройдет до полного исчезновения диопсида — геденбергита; строка h_5 показывает, как изменяются количественные соотношения, если оба пироксена превратятся в амфибол, и т. д. Любое из соотношений по строкам в молекулярных количествах минералов может быть переведено в объемные проценты; названия пород, определенные в соответствии с точками, нанесенными на фиг. А3.1, и показывают, что из одного ряда процентных отношений окислов может быть получено большое разнообразие пород. Таким образом, хотя количество альбита почти не изменяется, отношение калиевого полевого шпата к альбиту меняется от 1 : 6 до 6 : 1, и общее количество полевого шпата меняется от 48 до 64%. Среди темноцветных минералов может присутствовать лишь одна роговая обманка или только ассоциация пироксена и биотита. Конечно, не все вычисленные ряды минералов возможны в природе: полностью безалюминиевый амфибол в магматических породах практически неизвестен. Однако расчеты показывают, как рост одних минералов сопровождается изменением соотношений других. Развивается ли в магматическом очаге преимущественно пироксен, роговая обманка или биотит, зависит от давления паров воды и, возможно, также от таких веществ, как избыточный титан, фтор и другие второстепенные компоненты.

Таблица А3.3

Вычисление возможных ассоциаций с водосодержащими минералами

		Калишпат	Альбит	Анортит	Диопсид—Геденбергит	Кварц	Энстатит—Гиперстен		
Из табл. А3.2	h	6	10	7	6	11	15		
5× (a)	$\rightarrow h_1$	1	10	7	6	26	—	+5	биотитов
	j_1	8	80	56	36	52	—	60	(292)
	k_1	3	27	19	12	18	—	21	
				Кварц-биотитовый диорит					
3× (b)	$\rightarrow h_2$	6	10	7	—	8	6	+3	безалюминиевых амфибола
	j_2	48	80	56	—	16	18	72	(290)
	k_2	17	28	19	—	5	6	25	
				Гиперстен-роговообманковый диорит					
3× (c)	$\rightarrow h_3$	6	10	1	6	14	6	+3	алюминийсодержащих амфибола
	j_3	48	80	8	36	28	18	72	(290)
	k_3	17	28	3	12	10	6	25	
				Пироксен-роговообманковый монцонит					
3× (b)	$\rightarrow h_4$	6	10	7	—	8	6	+3	безалюминиевых амфибола
2× (c)	$\rightarrow h_5$		10	3	—	10	—	+3	безалюминиевых амфибола
								+2	алюминийсодержащих амфибола
	j_5	48	80	24	—	20	—	120	(292)
	k_5	16	27	8	—	7	—	41	
				Роговообманковый диорит					
2× (b)	$\rightarrow h_6$	6	10	7	2	9	9	+2	безалюминиевых амфибола
3× (a)	$\rightarrow h_7$	3	10	7	2	18	—	+2	безалюминиевых амфибола + 3 биотита
	j_7	24	80	56	12	36	—	48	36 (292)
	k_7	8	28	19	4	12	—	17	12
				Биотит-роговообманково-кварцевый диорит					

Примечание. Ассоциация безводных минералов в соответствии с табл. А3.2 приведена в строке h. Пятикратные количества этих компонентов, пересчитанные по реакциям (a) на стр. 254, помещены в строке 5×(a). Например, здесь это соответствует тому, что 5 молекул калиевого полевого шпата и 15 молекул энстатита — геденбергита и т. д. участвуют в реакции. Ассоциация минералов (строка h_1) получена путем пересчета безводной ассоциации минералов (строка h). Их объемы и объемные проценты, вычисленные в соответствии с табл. А3.2, приведены в строках j_1 и k_1. Аналогично в строке h_1 приведен пересчет минералов по реакциям (b), причем расчетные количества утроены. Соотношения в строке h_5 получены пересчетом по реакциям (b), а также реакциями (c) из удвоенных количеств компонентов; графа h_7 также соответствует пересчету по реакциям (a) и (b).

Таблица А3.4

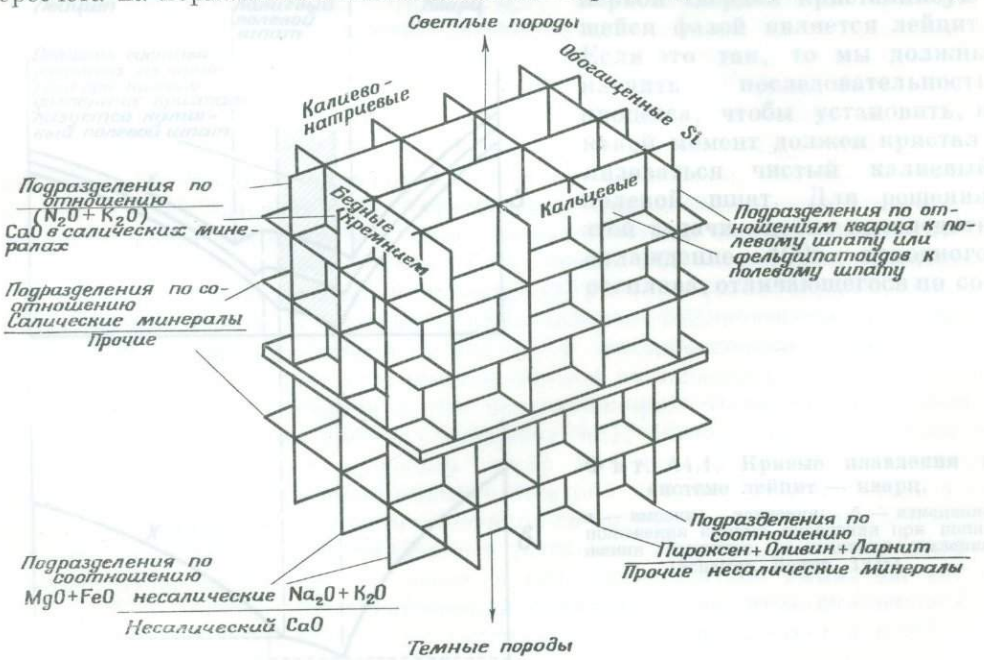
3-й пример расчета нормативного состава

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
					Калишпат	(Альбит)	Анортит	Диопсид — Геденбергит		Оливин			Нефелин	Альбит
a	SiO_2	57	60	95	30	(90)	4	4	—33	3			18	36
b	Al_2O_3	22	102	22	5	(15)	2						9	6
c	FeO	4	72 6	8				2	6	6				
d	MgO	1	40 2											
e	CaO	2	56	4			2	2						
f	Na_2O	9	62	15		(15)							9	6
g	K_2O	5	94	5	5									
	Молекулы минералов				10		2	2		3			18	12
	Объемы минералов				×8		×8	×6		×4			×4	×8
					80		16	12		12			72	96
														(288)
k	Объемы в процентах				28		6	4		4			25	33

Плагиоклаз № 39 (Ab_{86}—An_{14})

Замечание. Связывание всего Na в состав альбита в колонке 5 приводит к дефициту SiO_2. Количества компонентов, заключенные в скобки, учитываются при последующих расчетах в колонках 12 и 13.

В последнем примере (табл. А3.4) видно, как следует изменять характер пересчета на нормативный состав анализов пород бедных кремнием. Посту-



Фиг. А3.2. Классификация горных пород по *CIPW*, составленная на основе «нормы».

На фигуре иллюстрируются принципиальные соотношения (подробнее см. Johannsen, 1939). Салические минералы: кварц и полевой шпат; фельдшпатоиды: нефелин, лейцит, калиофилит; Al_2O_3, $ZrSiO_4$, NaCl, Na_2O_4, Na_2CO_3.

пая как прежде и попытавшись заполнить колонку 8, мы убеждаемся, что число молекул в четырех предыдущих колонках оказалось на 33 больше, чем присутствует в анализе фактически (3). При этом ясно, что избыток (FeO и MgO) нужно связывать в оливин, а не в минерал, более богатый кремнеземом. Однако даже выделение оливина по количеству избытка (FeO, MgO) увеличивает дефицит SiO_2 с 3 до 36. В большинстве случаев этот дефицит может быть устранен путем замены альбита нормативным нефелином

1 Na_2O		1 Na_2O
1 Al_2O_3	$\rightarrow$	1 $Al_2O_3 + 4SiO_2$
6 SiO_2		2 SiO_2
Альбит		Нефелин

Для устранения дефицита в 36 молекул SiO_2 требуется перевести 9 молекул альбита в нефелин; полученный в результате нефелин входит в столбик 12 и остаточный альбит — в столбик 13.

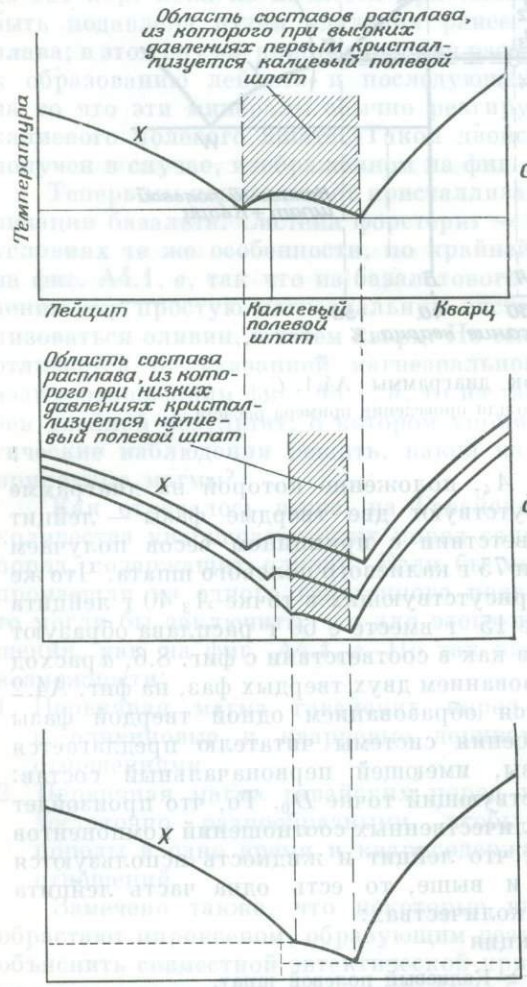
КЛАССИФИКАЦИЯ ПО НОРМАТИВНОМУ СОСТАВУ

На фиг. 6.1 и А2.1 классификация горных пород основана на объемных процентах реальных минералов в горной породе. В основу классификации могут быть положены и весовые и объемные проценты идеальных минералов в нормативных составах. Такая классификация была предложена авторами нормативного состава CIPW, а также Джохансеном (Johannsen, 1939). На фиг. А3.2 показаны основные принципы такой системы. При рассмотрении фигуры сверху вниз можно заметить, что эта система классификации подобна системам, приведенным на фиг. 6.1 и А2.1, но они различаются по соотношениям темноцветных минералов. (Список минералов приведен в подписи к фиг. А3.2.) Как и другие системы, эта классификация может быть удобной для определенных целей.

Приложение четвертое

Перитектические отношения и прерывистые реакционные серии Боуэна

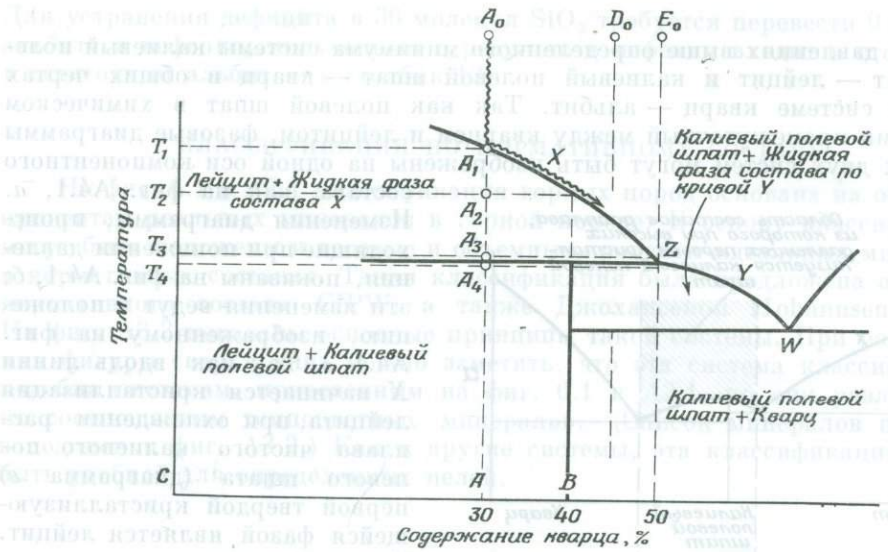
При давлениях выше определенного минимума системы калиевый полевой шпат — лейцит и калиевый полевой шпат — кварц в общих чертах подобны системе кварц — альбит. Так как полевой шпат в химическом отношении промежуточный между кварцем и лейцитом, фазовые диаграммы для этих двух систем могут быть изображены на одной оси компонентного состава, как на фиг. А4.1, *а*. Изменения диаграммы, происходящие при понижении давления, показаны на фиг. А4.1, *б*; эти изменения ведут к положению, изображенному на фиг. А4.1, *в*. Так как вдоль линии *X* начинается кристаллизация лейцита, при охлаждении расплава чистого калиевого полевого шпата (диаграмма *в*) первой твердой кристаллизующейся фазой является лейцит. Если это так, то мы должны изучить последовательность процесса, чтобы установить, в какой момент должен кристаллизоваться чистый калиевый полевой шпат. Для решения этой задачи удобно проследить охлаждение 100г исходного расплава, отличающегося по составу от чистого калиевого полевого шпата и изображенного на фиг. А4.2, представляющей увеличенное изображение центральной части фиг. А4.1, *в*, точкой A_0. Для облегчения расчета введены произвольные проценты состава



Фиг. А4.1. Кривые плавления в системе лейцит — кварц.

а — высокие давления; *б* — изменение положения кривых плавления при понижении давления; *в* — низкие давления (Schairer, Bowen, 1935).

вов и поставлены основные точки, чтобы подчеркнуть сходство с фиг. 8.6, *а*. В точке T_1 начинается кристаллизация лейцита, а состав жидкой фазы изменяется вдоль линии X. В точке T_2 присутствуют две фазы: лейцит и расплав по линии X в количествах $100 \times AB : BC$ и $100 \times AC : BC$ соответственно, т. е. 25 и 75 г (контроль: количество кварца в расплаве $= 75\,г \times 40\% = 30\,г$, что соответствует первоначальному содержанию его в точке A_0). В точке T_3, расположенной бесконечно близко над точкой Z, количественные содержания следующие: лейцит 40 г, расплав 60 г (если расплав все еще содержит 30 г кварца, а остальное — лейцит, выдерживается соотношение 50 : 50, отвечающее положению точки Z). В состоянии T_4 бесконечно близко под



Ф и г. А4.2. Участок диаграммы А4.1, *С*.
30, 40 и 50% нанесены условно для проведения примера расчета.

точкой Z система достигает точки A_4, положение которой на диаграмме указывает, что одновременно присутствуют две твердые фазы — лейцит и калиевый полевой шпат. В соответствии с принципом весов получаем следующие количества: 25 г лейцита и 75 г калиевого полевого шпата. Что же произойдет при температуре Z? Из присутствующих в точке A_3 40 г лейцита в точке A_4 останется 25 г, остальные 15 г вместе с 60 г расплава образуют 75 г калиевого полевого шпата. Тогда как в соответствии с фиг. 8.6, *а* расход жидкой фазы сопровождается формированием двух твердых фаз, на фиг. А4.2 расход жидкой фазы сопровождается образованием одной твердой фазы и расплавлением другой. Для усвоения системы читателю предлагается проследить изменения жидкой фазы, имеющей первоначальный состав: 45 г кварца и 55 г лейцита, соответствующий точке D_0. То, что произойдет в точке Z, может быть выведено из количественных соотношений компонентов в точках T_3 и T_4. Можно показать, что лейцит и жидкость используются в тех же самых соотношениях, что и выше, то есть одна часть лейцита и 4 части жидкости, но в различных количествах:

Если в точке Z происходит реакция

Лейцит + Жидкая фаза → Калиевый полевой шпат,

интересно поставить следующие вопросы:

1. Что может останавливать реакцию в последовательных точках A_0, A_1, A_2 . . .?

2. Что может останавливать реакцию в последовательных точках D_0,... и т. д.?

3. Что произойдет с жидкой фазой (состава Z) с температурой T_4 при ее последующем охлаждении?

Ответ на третий вопрос состоит в том, что эволюция жидкой фазы ничем не будет отличаться от пути, которым пойдет эволюция жидкой фазы, первоначально находившейся в состоянии E_0 при достижении температуры T_4. Присутствие некоторого количества легко образующегося калиевого полевого шпата не повлияет на эволюцию жидкой фазы по кривой Y, и в эвтектической точке W в конечном счете будут возникать кристаллы кварца. (Такие точки, как Z на фиг. А4.2, называются не эвтектическими, а перитектическими.) Следует отметить некоторые интересные особенности. Даже за счет фазы состава A_0 возникает некоторое количество расплава состава Z; как указывалось выше, этот расплав полностью расходуется в реакции, прежде чем температура достигнет значения T_4, но если по какой-то причине реакция не произойдет, жидкая фаза продолжает охлаждаться по линии Y, сопровождаясь кристаллизацией калиевого полевого шпата до тех пор, пока не начнется кристаллизация кварца. Эта реакция может быть подавлена путем удаления ранее образованных кристаллов из расплава; в этом случае кристаллизация расплава может привести первоначально к образованию лейцита и последующему образованию кварца, несмотря на то что эти минералы обычно реагируют друг с другом с образованием калиевого полевого шпата. Такой двойственный результат не может быть получен в случае, изображенном на фиг. А4.1, *а*.

Теперь мы переходим от кристаллизации щелочного расплава к кристаллизации базальта. Система форстерит — энстатит — кварц имеет в сходных условиях те же особенности, по крайней мере при обычных условиях, как на фиг. А4.1, *в*, так что из базальтового расплава, напоминающего по поведению эту простую магнезиальную систему, может первоначально кристаллизоваться оливин, а затем кварц. Но если базальтовый состав по поведению отличается от указанной магнезиальной системы и ближе соответствует взаимоотношениям фиг. А4.1, *а*, то из такого расплава не может быть получен двойной результат, о котором упоминалось выше. Позволяют ли геологические наблюдения решить, какой из указанных моделей соответствуют природные магмы?

Как отмечалось выше, на Гавайских островах, например, небольшие количества кварцсодержащих пород сопровождаются большим количеством пород, содержащих оливин. Если бы мы знали, что все гавайские породы произошли из одного гомогенного подвижного магматического источника, то могли бы заключить, что для этого необходимы перитектические соотношения, как на фиг. А4.1, *в*. Но так как мы этого не знаем, остаются две возможности:

1. Первичная магма гавайских пород была сравнительно постоянной, и оливиновые и кварцевые дериваты обусловлены перитектическими отношениями.
2. Первичная магма гавайских пород или условия кристаллизации были достаточно разнообразными, чтобы образовывать оливинсодержащие породы в одно время и кварцсодержащие в другое без перитектических отношений.

Замечено также, что некоторые вкрапленники оливина в базальтах обрастают пироксеном, образующим реакционную каемку. Этот факт нельзя объяснить совместной эвтектической кристаллизацией пироксена и оливина, но такие взаимоотношения можно было бы ожидать при растворении оливина, сопровождающегося образованием пироксена. Таким образом, когда наблюдаются такие реакционные каемки, можно сделать вывод о существовании перитектических соотношений. Отсутствие этих каемок ни о чем не говорит.

Амфиболовые каемки на пироксенах более обычны, но их труднее интерпретировать. В быстроохлаждающихся экструзивных породах такие каемки могут указывать на перитектические отношения, причем амфибол образуется за счет пироксена и магмы. Однако в медленно остывающих расплавах глубокоформирующихся интрузивных пород это не указывает, что амфибол является продуктом реакции между пироксеном и магмой, так как он может быть продуктом реакции между пироксеном и флюидом более поздних стадий (стадия 5 и стадия 6 в гл. 9) или может являться продуктом реакций более позднего метаморфизма, не связанного с магматическим процессом.

На основании реакционных каемок и наблюдений, приведенных на фиг. 7.2, Боуэн, обобщая перитектические отношения, вывел реакционные серии оливин — пироксен — роговая обманка — биотит (Bowen, 1922). Заявив, что эти четыре минерала составляют серию, он имел в виду, что каждый из последующих в этом ряду минералов может быть образован за счет реакции предшествующего минерала и при расплавах определенного состава может быть получена вся последовательность из четырех минералов. Однако он подчеркнул, что для других составов расплава кристаллизация может начаться с пироксена или роговой обманки и что этим минералам не обязательно должен предшествовать оливин, тогда как конечный член серии биотит должен возникать несколько чаще.

Последующие эксперименты как с синтетическими, так и с природными смесями показали, что этот порядок может изменяться: амфибол может появляться после оливина, но перед пироксеном, или кристаллизация может начаться с амфибола и закончиться оливином (Yoder, Tilley, 1962)[1]. Таким образом, реакции не всегда протекают в соответствии с реакционной серией, но тем не менее представление о реакционных сериях — возможный путь петрогенетических процессов — занимает достойное место в современных исследованиях.

[1] См. русский перевод: Г. С. Й о д е р, К. Э. Т и л л и, Происхождение базальтовых магм, «Мир», М., 1965.

Приложение пятое

Использование треугольных диаграмм

ТРОЙНЫЕ ДИАГРАММЫ

Тем, кто намерен серьезно заниматься петрологией, советуем ознакомиться с методами графических построений в треугольных координатах и практически рассмотреть этим способом данные гл. 9 и 20.

1. На фиг. А5.1, *а* приведена система тройных координат. Если P, Q и R — три компонента, состав из 20% P, 30% Q и 50% R может быть изображен точкой Y, а состав, изображенный точкой Z, может быть определен как 70% P, 20% Q и 10% R. Использование таких координат не ограничено выбором равносторонних треугольников; те же самые данные приведены на диаграмме А5.1, *б*.

2. В основе этих диаграмм лежит принцип весов (гл. 8). В соответствии с этим если смесь A содержит b грамм B и c грамм C (фиг. А5.2, *а*), то

$$b \cdot AB = c \cdot AC,$$

и если общий вес смеси равен a грамм, то

$$b = a\,\frac{AC}{BC} \text{ и } c = a\,\frac{AB}{BC}.$$

3. Если мы хотим показать состав смеси, состоящей из трех фаз со следующими соотношениями: 5 г X, 10 г Y и 15 г Z, как показано на фиг. А5.2, *б*, то возможны два способа:

а) перевести содержания компонентов в проценты (17% X, 33% Y, 50% Z) и провести построения, как показано на диаграмме *в*;

б) выполнить последовательно две операции (фиг. А5.2, *г*): 5 г X + + 10 г Y = 15 г V, при этом V расположено на линии XY и отсекает треть ее длины, и 15 г V + 15 г Z = 30 г W; точка W делит VZ на две равные части.

4. Определение количества фаз X, Y и Z, входящих в состав смеси S, может быть проведено одним из указанных выше способов в обратном порядке. На диаграмме *г* построение показывает, что S состоит из 40% X, 40% Y и 20% Z, при этом количество фазы X равно 0,40 S (общее количество смеси S). На диаграмме *е* показано, что s грамм смеси S складывается из $s \times {}^4/_5$ г T и $s \times {}^1/_5$ г Z, а $s \times {}^4/_5$ г T состоит из $s \times {}^2/_5$ г X и $s \times {}^2/_5$ г Y.

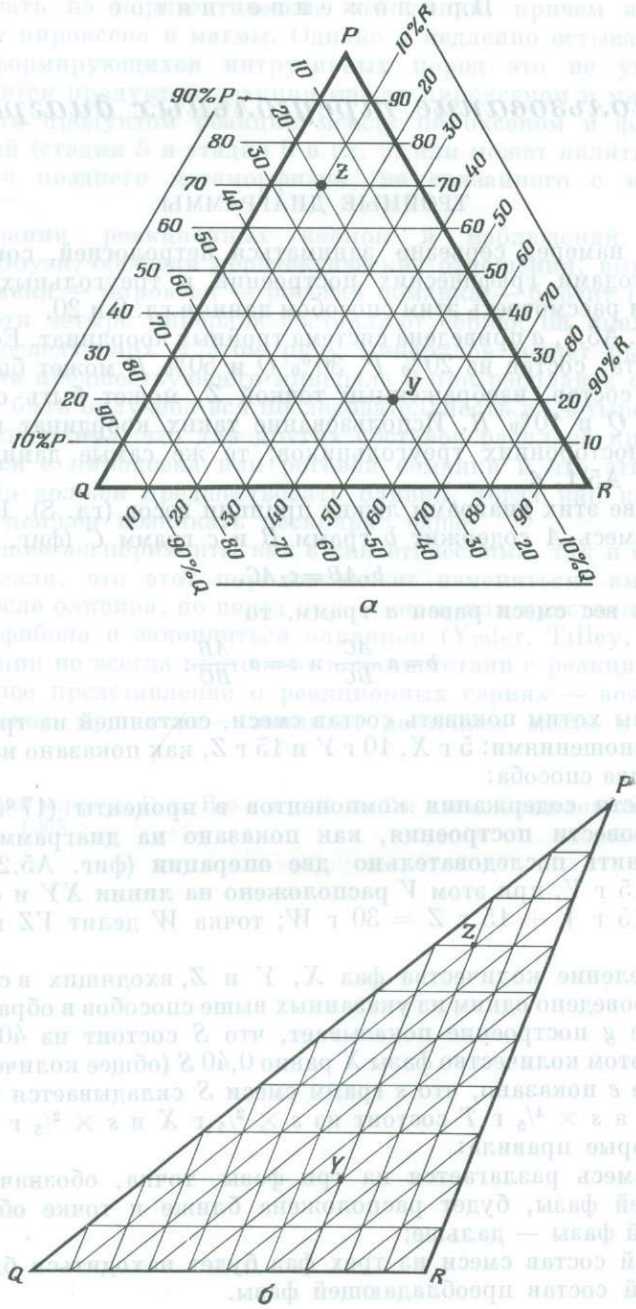
5. Некоторые правила:

а) если смесь разлагается на три фазы, точка, обозначающая состав преобладающей фазы, будет расположена ближе к точке общего состава, а подчиненной фазы — дальше;

б) валовой состав смеси из трех фаз будет находиться ближе к точке, изображающей состав преобладающей фазы.

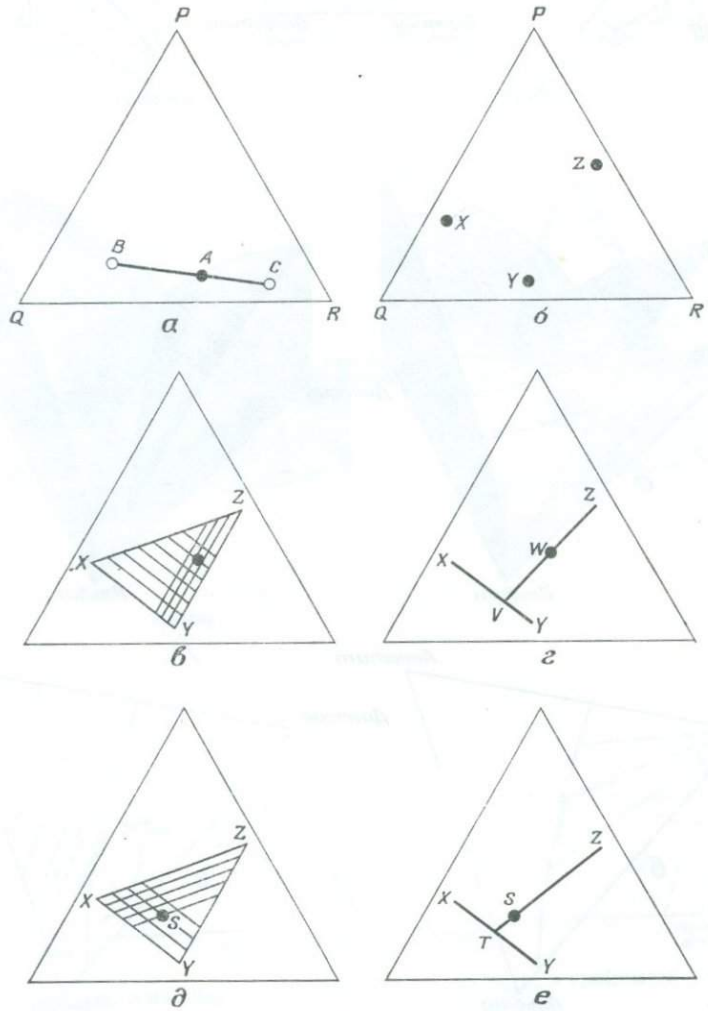
КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И ПЛАВЛЕНИЕ В ТРЕХКОМПОНЕНТНЫХ СИСТЕМАХ

Фазовое состояние, изображенное на фиг. 9.2, показано снова на фиг. А5.3. На диаграмме *а* показаны бинарные системы, учитывающие одновременное поведение двух компонентов. На диаграмме *б* показаны температуры, при



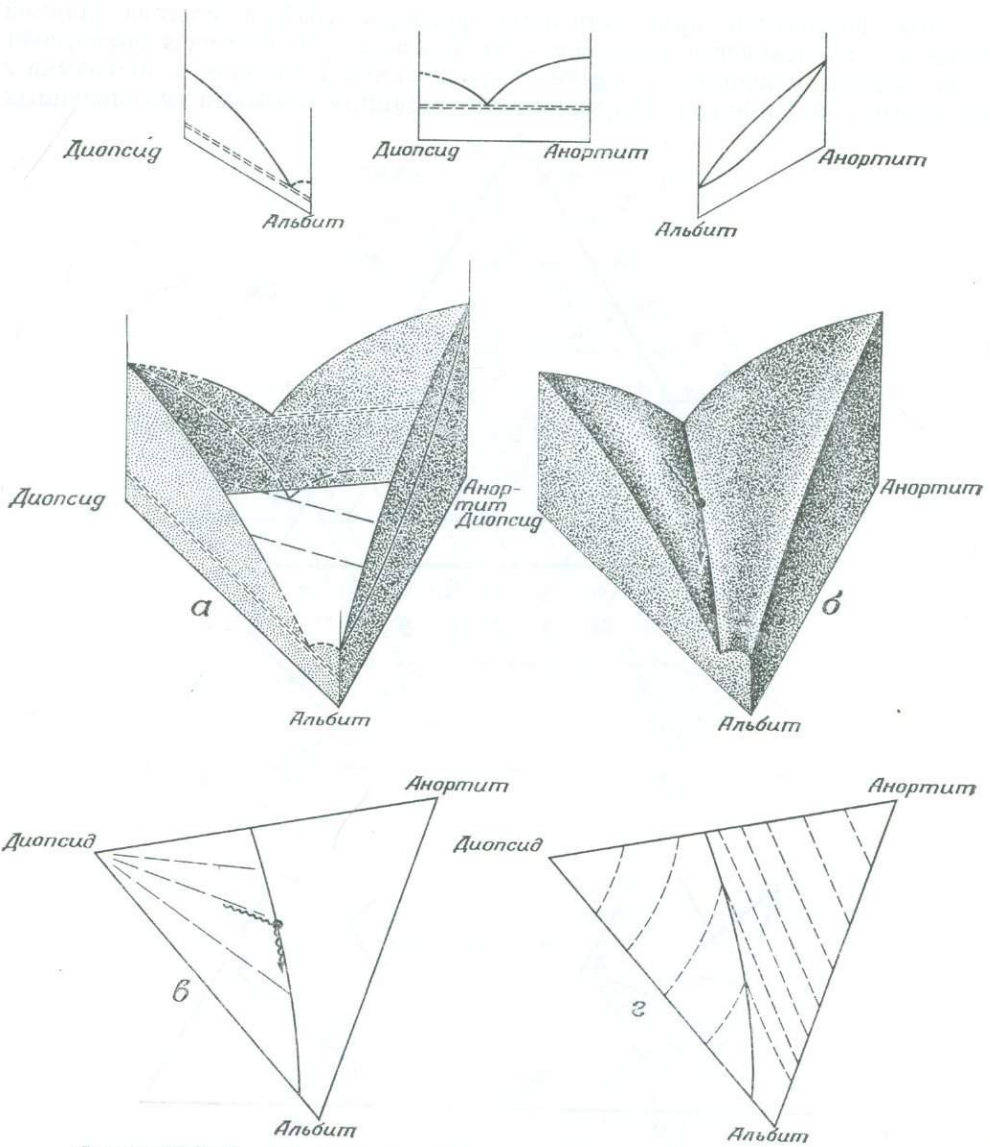
Ф и г. А5.1. Системы треугольных координат.

которых начинается кристаллизация флюидов любого состава данной системы и последующее поведение этих флюидов. Диаграмма *в* показывает то же фазовое равновесие в обычной треугольной проекции, а диаграмма *г* показывает, как температуры плавления, заданные высотами искривленных



Ф и г. А5.2. Методы использования треугольных координат.

поверхностей на диаграмме *б*, могут быть изображены контурными линиями в проекции. Таким же образом фиг. А5.4 повторяет фазовое состояние, изображенное на фиг. 9.4. В идеальной системе кварц — альбит — калиевый полевой шпат под давлением воды в одну килобару желоб низкоплавящихся составов на диаграмме несколько смещен в сторону альбита, однако присутствие в альбите очень маленьких количеств анортита, возможно, передвинет его в более симметричную позицию (Winkler, 1965). Наиболее ярким примером возможности использования диаграмм подобного типа является система анортит — нефелин — кварц, изображенная на фиг. А5.5. Так как нефелин и кварц вступают в реакцию с образованием альбита, система разбивается на две независимые: анортит — альбит — нефелин и анортит — альбит — кварц. Обе эти системы похожи по внешнему виду на систему анортит — альбит — кварц, но, конечно, не по размерам и температурам, так что в середине основного треугольника появляется перегиб



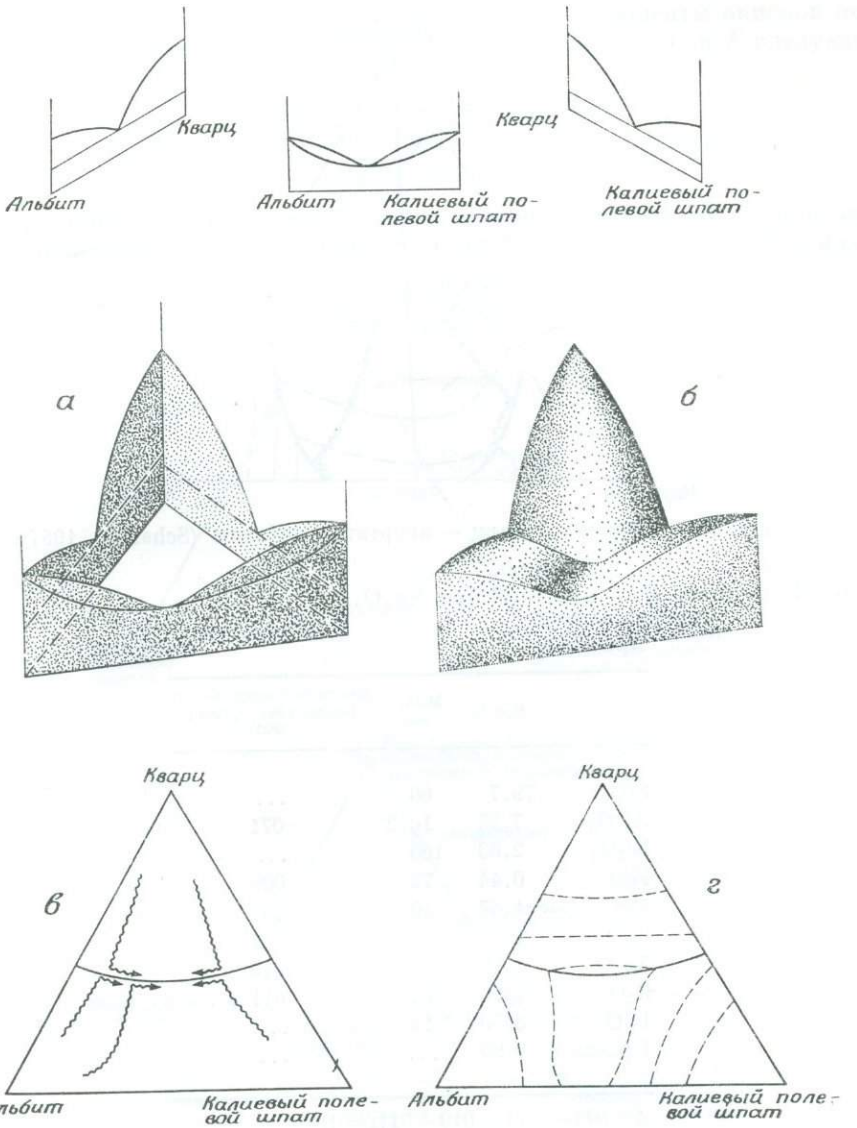
Ф и г. А5.3. Система диопсид — плагиоклаз в тройных координатах.

Как указывалось в гл. 9, твердая фаза, кристаллизующаяся из расплава трехкомпонентной системы, не всегда может быть выражена посредством одних лишь принятых компонентов; области отклонения от простых соотношений отмечены пунктиром (Schairer, Yoder, 1960; Bowen, 1915).

для высокоплавящихся составов (плагиоклазов). Из-за этого перегиба очень близкие по составу обогащенные плагиоклазом расплавы могут иметь различные пути фракционной кристаллизации (фиг. 7.4, *б*).

ТРЕХКОМПОНЕНТНЫЕ ДИАГРАММЫ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

На фиг. 20.2 можно видеть, что все важнейшие минералы метаморфических пород, кроме кварца и плагиоклаза, относятся к основанию или правой грани обычно используемого тетраэдра составов. В связи с этим при изучении метаморфических пород широко используются трехкомпонентные диаграммы, отвечающие этим двум граням тетраэдра. Они получили название



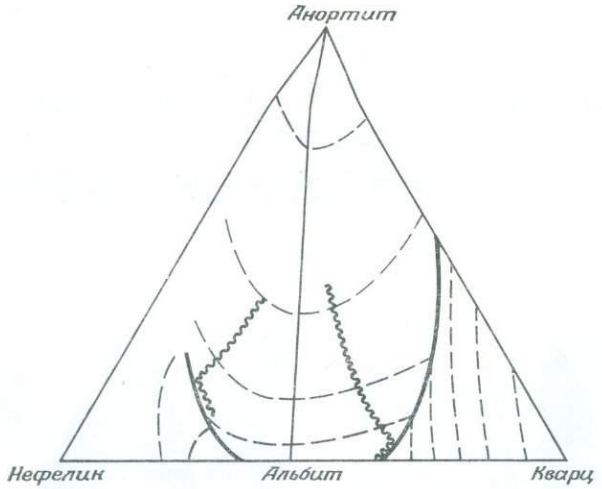
Ф и г. А5.4. Система кварц — калиевый полевой шпат в тройных координатах (по Tuttle, Bowen, 1958).

треугольных диаграмм *ACF* и *AKF*. Однако следует отметить, что компоненты, используемые в качестве вершин этих треугольных диаграмм составов, представлены не простыми окислами, как в тетраэдре на фиг. 13.6. Между ними наблюдаются следующие различия:

1. Диаграмма *AKF*.

а) Компонент *A* представляет собой избыточный Al_2O_3, остающийся после связывания глинозема с натрием, калием и кальцием в полевом шпате, т. е. количество $A = Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)$; вычитание производится в молекулярных количествах [1].

[1] Этот прием заимствован у Тернера и Ферхугена (Turner, Verhoogen, 1960, стр. 514; есть русский перевод: Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, Петрология изверженных и метаморфических пород, «Мир», М., 1961); несколько видоизмененный прием см. у Винклера (Winkler, 1965, стр. 44; есть русский перевод: Г. Винклер, Генезис метам рфических пород, «Мир», М., 1969).



Ф и г. А5.5. Система кварц — анортит — нефелин (Schairer, 1957).

б) Компонент K — это K_2O без Na_2O.

Пример

	Вес.%	Мол. вес	Молекулярные количества (вес.%/мол. вес)
SiO_2	79,7	60	...
Al_2O_3	7,25	10,2	071
Fe_2O_3	2,63	160	...
FeO	0,44	72	006
MgO	1,47	40	037
CaO	1,72	56	031
Na_2O	1,19	62	019
K_2O	1,00	94	011
H_2O	3,70	18	...
Прочие	0,90	...	...

$A = 071 - (031 + 019 + 011) = 010$
$K = 011$
$F = 006 + 037 = 043$
Процентное отношение $A : K : F = 16 : 17 : 67$

Этот состав изображен точкой P на фиг. А5.6, *а* наряду с основными минералами этого треугольника.

2. Диаграмма ACF. Она используется более широко, так как в ней больше минеральных разновидностей, однако вычисление компонентов производится несколько сложней. Ниже приводится процедура определения компонентов A, C, F в том виде, как она была первоначально предложена Эскола (Escola, 1921).

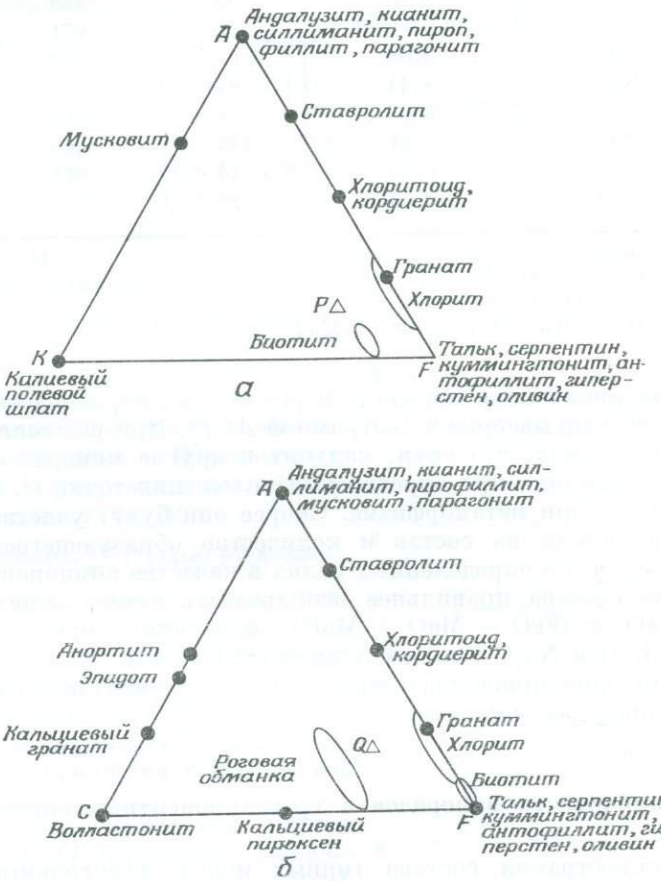
а) Оценка содержания ильменита, сфена и магнетита производится под микроскопом. Результаты, полученные в объемных процентах с символами «*i*», «*s*» и «*m*».

Вычитают из весовых процентов Fe_2O_3, FeO и CaO анализа следующие величины: (0,7 *m*), (0,5 + 0,3 *m*) и (0,3 *s*).

б) Откорректированные таким образом весовые проценты окислов переводят в молекулярные количества, а затем вычисляют A, C и F следующим образом:

$$A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O),$$
$$C = CaO - (CO_2 + 3P_2O_5),$$
$$F = FeO + MgO + MnO.$$

Хотя поправки, получаемые в соответствии с пунктом а), обычно невелики по сравнению с общим количеством компонентов, определяемых в соот-



Фиг. А5.6. Треугольные диаграммы состава AKF и ACF.

ветствии с пунктом б), тем не менее величины «i», «s» и «m» необходимо оценивать по возможности точнее, прибегая, как правило, к точечному счетчику.

Этот состав отражен точкой Q на фиг. А5.6, *б*. Там же нанесены точки состава относящихся к этой диаграмме основных минералов. Цель сравнительно сложного расчета коэффициентов A, C и F — возможность количественного сопоставления алюминия, кальция и железо-магния, входящих в состав минерала. Таким образом, если анализируемая порода содержит биотит, роговую обманку и анортит (в плагиоклазе), положение точки Q должно показать нам их количественные соотношения.

Однако в некоторых случаях больший интерес представляет решение вопроса о конечной ассоциации минералов, которая могла бы возникнуть при метаморфизме рассматриваемой горной породы. Положение точки Q свидетельствует, что за счет такого состава может образоваться пироксен-

Пример $i = m = 1\%$; $s = 4\%$

	Вес.%	Мол. вес.	Молекулярные количества
SiO_2	59,1	60	
Al_2O_3	15,4	102	150
Fe_2O_3	1,13—0,7=0,4	160	003
FeO	5,52—0,8=4,7	72	065
MgO	4,36	40	109
CaO	5,19—1,2=4,0	56	071
Na_2O	3,03	62	049
K_2O	4,44	94	047
MnO	0,03	71	0004
P_2O_5	0,31	145	002
CO_2	0,60	44	014
H_2O	0,53	18	

$A = 150 + 3 - (49 + 47) = 57$
$C = 71 - (14 + 6) = 51$
$F = 109 + 65 = 174$
Процентное отношение $A : C : F = 20 : 18 : 62$

гранатово-плагиоклазовая порода (с вероятными кварцем и калиевым полевым шпатом, не учитываемыми диаграммой ACF). При решении такой задачи следует иметь в виду, что сфен, кальцит и другие минералы, компоненты которых мы исключили при определении положения точки Q, вряд ли останутся инертными при метаморфизме. Скорее они будут участвовать в реакциях, заметно влияя на состав и количество образующегося пироксена. Отсюда следует, что в определенных целях в качестве компонентов треугольных диаграмм состава правильнее использовать суммы окислов ($Al_2O_3 + Fe_2O_3$), CaO и (FeO + MgO + MnO) за вычетом лишь их количеств, связанных с K_2O и Na_2O в полевых шпатах. Как и в других случаях, принятие той или иной процедуры определения компонентов зависит от целей построения диаграмм составов.

Устойчивость минералов в трехкомпонентных системах

Кроме иллюстрации состава горных пород, треугольные диаграммы часто также используются для того, чтобы показать, какие минералы могут сосуществовать друг с другом без химического взаимодействия. В качестве примера рассмотрим систему из трех компонентов: MgO, SiO_2 и H_2O (фиг. А5.7; Bowen, Tuttle, 1949). В серии диаграмм a — e показаны шесть минеральных ассоциаций, устойчивых в некоторых интервалах условий при последовательном снижении температуры:

1. При высокой температуре водосодержащие твердые фазы неустойчивы и вода, не реагируя с минералами, сосуществует со следующими из них: периклаз и форстерит или форстерит и энстатит, или энстатит и кварц. Возможные ассоциации показаны линиями WP, WF, WE и WQ.

2. При охлаждении в качестве первой водосодержащей твердой фазы возникает брусит; как только брусит становится устойчивым, составы в пределах треугольника WPF будут представлены или ассоциацией брусит, форстерит и избыток воды или брусит, форстерит и избыток периклаза в зависимости от того, какой компонент будет израсходован первым при

реакции

$$MgO + H_2O \rightleftarrows Mg(OH)_2,$$

$$P(\text{периклаз}) + W(\text{вода}) \rightleftarrows B\ (\text{брусит}).$$

Точка B (брусит) на линии WP графически отображает эту реакцию. Минералы, относящиеся к треугольнику WQF, при температуре образования брусита не претерпевают никаких изменений.

3. Появление точки талька внутри треугольника WQE показывает, что осуществилась следующая реакция:

$$3E(\text{энстатит}) + Q(\text{кварц}) + W(\text{вода}) \rightleftarrows T(\text{тальк}).$$

В составах, относящихся к внутренней части треугольника WQE, эта реакция будет протекать до тех пор, пока один из реагентов не исчерпается и не возникнет какая-либо из следующих ассоциаций: $W - T - Q$, $Q - T - E$ или $E - T - W$.

В составах, отвечающих треугольнику WPE, например, в исходной ассоциации $W - E - F$ при достижении условий этой реакции не произойдет никакого изменения.

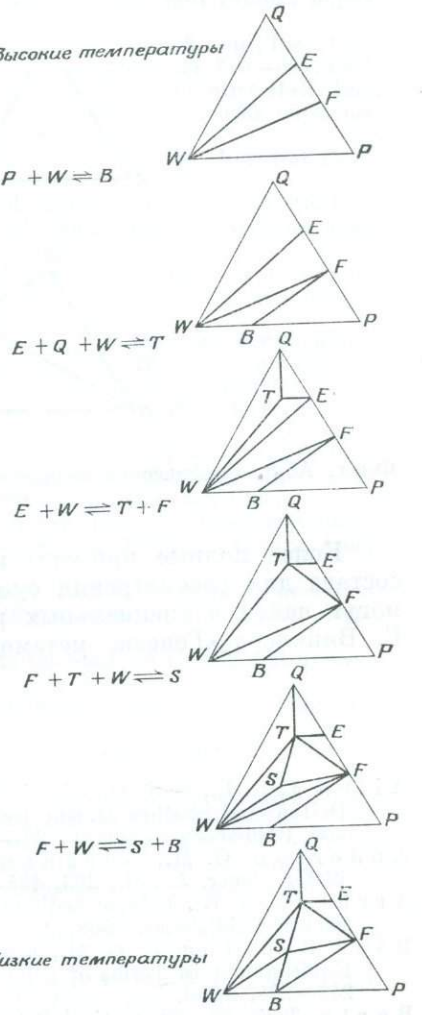
4. При дальнейшем понижении температуры ассоциация $E - W$ становится неустойчивой; в результате гидратации энстатита возникает тальк:

$$5E(\text{энстатит}) + W(\text{вода}) \rightleftarrows T(\text{тальк}) + F(\text{фаялит}).$$

Ниже этой точки составам четырехугольника $TEFW$ соответствуют ассоциация $T - E - F$ (израсходована вся вода) или ассоциация $T - W - F$ (израсходован весь энстатит). Рассматриваемое изменение выражается графически на диаграмме заменой связи WE линией TF.

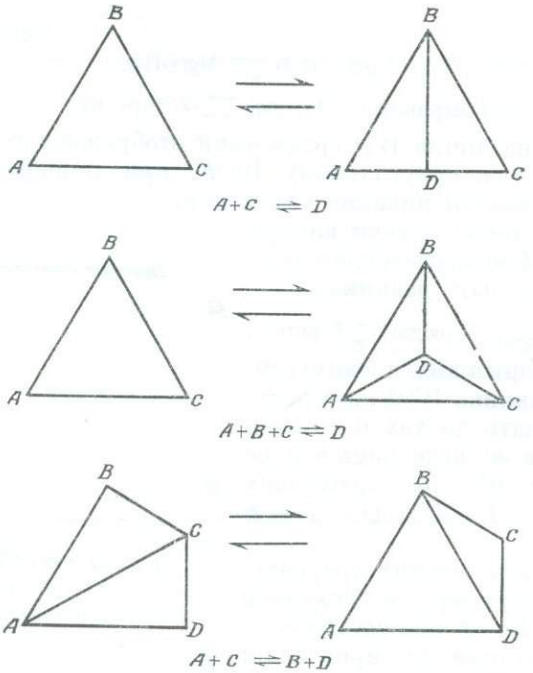
5. Появление серпентина внутри треугольника WTF напоминает появление талька внутри треугольника WQE на диаграмме *в*.

6. Замена связи WF связью SB напоминает смену связи WE на TF на диаграмме *г*.



Фиг. А5.7. Минеральные парагенезисы в системе периклаз — кварц — вода. B — брусит; E — энстатит; F — форстерит; P — периклаз; Q — кварц; T — тальк; S — серпентин; W — вода (Bowen, Tuttle, 1949).

Число способов видоизменения трехкомпонентной системы при реакциях очень ограниченно. Действительно, всего лишь три типа изменений исчерпывают все возможности, что в общей форме показано на диаграммах фиг. А5.8. Для четырехкомпонентных систем (фиг. 20.2) можно провести дополнительные линии, показывающие, какие минералы могут сосуществовать, и каждую из реакций (табл. 20.1 и 20.2) можно графически отразить перестроением таких линий. Однако было подчеркнуто, что порядок, в котором происходят реакции минералов, относящихся к этому тетраэдру, может быть различным, в связи с чем и полный набор возможных диаграмм оказывается очень значительным.



Ф и г. А5.8. Графическое выражение трех типов реакций, осуществляющихся в трехкомпонентных системах.

Более полные примеры использования серий треугольных диаграмм состава для рассмотрения сущности метаморфических изменений читатели могут найти в специальных работах (см., например, фиг. 15.26 в книге Г. Винклера «Генезис метаморфических пород», 1969).

ЛИТЕРАТУРА

A l l e n J. R. L., Sedimentation in the Modern Delta of the River Niger, West Africa, in Deltaic and Shallow Marine Deposits, ed. L.M.J.U. van Straaten, Amsterdam, Elsevier Publishing Company, 26—34, 1964.

A n d e r s o n G. M., B u r n h a m C. W., The Solubility of Quartz in Supercritical Water, Amer. J. Sci., **263**, 494—511, 1965.

A r r h e n i u s G., Pelagic Sediments, in The Sea, **3**, ed. M. N. Hill, New York, Interscience Publisheres, 1963.

B a a s B e c k i n g L. G. M., K a p l a n I. R., M o o r e D., Limits of the Natural Environment in Terms of pH and Oxidation-Reduction Potentials, Jour. Geol., **68**, 243—284, 1960.

B a r t h T. F. W., Theoretical Petrology (2nd ed.), New York, John Wiley & Sons, Inc., 1962. (Имеется русский перевод: Т. Б а р т, Теоретическая петрология, ИЛ, М., 1956.)

B i r c h F., ed., Handbook of Physical Constants (1st ed.), Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 36, 1942. (Имеется русский перевод: Ф р. Б е р ч, Справочник для геологов по физическим константам, ИЛ, М., 1949.)

B o w e n N. L., The Melting Phenomena of the Plagioclase Feldspars, Amer. J. Sci., 35, 577—599, 1913.

B o w e n N. L., The Crystallization of Haplobasaltic, Haplodioritic and Related Magmas, Amer. J. Sci., **40**, 161—185, 1915.

B o w e n N. L., The Reaction Principle in Petrogenesis, Jour. Geol., **30**, 177—198, 1922.

B o w e n N. L., T u t t l e O. F., The System MgO — SiO_2 — H_2O, Geol. Soc. Amer. Bull., **60**, 439—460, 1949.

B o w e n N. L., The System $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — H_2O, Jour. Geol., **58**, 489—511, 1950.

B r a d l e y W. F., G r i m R. E., C l a r k W. C., Study of the Behavior of Montmorillonite on Wetting, Zeit. Krist., **97**, 216—222, 1937.

Burnham C. W., Contact Metamorphism of Magnesian Limestones at Crestmore, California, Geol. Soc. Amer. Bull., **70**, 879—920, 1959.
Chilingar G. V., Knight L., Relationship between Pressure and Moisture Content of Kaolinite, Illite, and Montmorillonite Clays, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **44**, 101—106, 1960.
Christie O. H. J., Feldspar Structure and the Equilibrium between Plagioclase and Epidote-Discussion, Amer. J. Sci., **260**, 149—157, 1962.
Clark S. P., ed., Handbook of Physical Constants (2nd ed.), Geol. Soc. Amer. Mem., 97, 1966. (Имеется русский перевод: Справочник физических констант горных пород, под ред. С. Кларка мл., «Мир», М., 1969.)
Cotton C. A., Volcanoes as Landscape Forms, New York, John Wiley & Sons, Inc., 1952.
Dawson J. B., The Geology of Oldoinyo Lengai, Bull. Volcanologique, **24**, 349—387, 1962.
Degens E. T., Geochemistry of Sediments, Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, Inc., 1965. (Имеется русский перевод: Э. Т. Дегенс, Геохимия осадочных образований, «Мир», М., 1967.)
Doll C. G., ed., Centennial Geologic Map of Vermont, Montpelier, Vt., Vermont Development Department, 1961.
Eskola P., The Mineral Facies of Rocks, Norsk Geol. Tidsskr., **6**, 143—194, 1921.
Friedman G. M., Distinction between Dune, Beach, and River Sands from Their Textural Characteristics, J. Sed. Petr., **31**, 514—529, 1961.
Garrels R. M., Christ C. L., Solutions, Minerals and Equilibria, New York, Harper & Row, 1965. (Имеется русский перевод: Р. М. Гаррелс, Ч. Л. Крайст, Растворы, минералы, равновесия, «Мир», М., 1968.)
Goldberg E. D., Koide M., Geochronological Studies of Deep-sea Sediments by the Ionium-Thorium Method, Geochim. et Cosmochim. Acta, **26**, 417—450, 1962.
Goranson R. W., Silicate-Water Systems, Phase Equilibria in the $NaAlSi_3O_8$ — H_2O and $KAlSi_3O_8$ — H_2O Systems at High Temperatures and Pressures, Amer. J. Sci., **35—A**, 71—91, 1938.
Graton L. C., Conjectures Regarding Volcanic Heat, Amer. J. Sci., **243A**, 135—259, 1945.
Grim R. E., Clay Mineralogy, New York, McGraw-Hill Book Company, Inc., 1953. (Имеется русский перевод: Р. Грим, Минералогия глин, ИЛ, М., 1956.)
Holser W. T., Kennedy G. C., Properties of Water, Part IV, Pressure-Volume-Temperature Relations of Water in the Range 100—400° C and 100—1400 bars, Amer. J. Sci., **256**, 744—753, 1958.
Holser W. T., Kennedy G. C., Properties of Water, Part V, Pressure-Volume-Temperature Relations of Water in the Range 400—1000° C and 100—1400 bars, Amer. J. Sci., **257**, 71—77, 1959.
Hubbert M. K., Theory of Scale Models as Applied to the Study of Geologic Structures, Geol. Soc. Amer. Bull., **48**, 1459—1520, 1937.
Jaeger J. C., The Cooling of Irregularly Shaped Igneous Bodies, Amer. J. Sci., **259**, 721—734, 1961.
Johannsen A., A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks (2nd ed.), Chicago, University of Chicago Press, 1939.
Jones G. E., Starkey R. L., Feely H. W., Kulp J. L., Biological Origin of Native Sulfur in Salt Domes of Texas and Louisiana, Science, **123**, 1124—1125, 1956.
Kennedy G. C., Wasserburg G. J., Heard H. C., Newton R. C., The Upper Three-Phase Region in the System SiO_2 — H_2O, Amer. J. Sci., **260**, 501—521, 1962.
Lane E. W., et al., Report of the Subcommitee on Sediment Terminology, Amer. Geophys. Union Trans., **28**, 936—938.
Larsen E. S., Time Required for the Crystallization of the Great Batholith of Southern and Lower California, Amer. J. Sci., **243A**, 399—416, 1945.
McIntire W. L., Trace Element Partition Coefficients—a Review of Theory and Applications to Geology, Geochim. et Cosmochim. Acta, **27**, 1209—1264, 1963.
Menard H. W., Marine Geology of the Pacific, New York, McGraw-Hill Book Company, Inc., 1964. (Имеется русский перевод: Г. У. Менард, Геология дна Тихого океана, «Мир», М., 1966.)
Morey G. W., Hesselgesser J. M., The Solubility of Some Minerals in Superheated Steam at High Pressures, Econ. Geol., **46**, 821—835, 1951.
Murray G. E., Geologic Framework of Gulf Coastal Province of United States, in Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico, ed. F. P. Shepard, F. B. Phleger, T. H. van Andel, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 5—33, 1960.
Naughton J. J., Fujikawa Y., Measurement of Intergranular Diffusion in a Silicate System, Iron in Forsterite, Nature, **184**, N 4688, B. A., 54—56, 1959.
Niggli P., Rocks and Mineral Deposits, trans. R. L. Parker, San Francisco, W. H. Freeman and Company, 1954.
Nockolds S. R., Average Chemical Compositions of Some Igneous Rocks, Geol. Soc. Amer. Bull., **65**, 1007—1032, 1954.
Peacock M. A., Classification of Igneous Rock Series, Jour. Geol., **39**, 54—67, 1931.
Ramberg H., The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks, Chicago, University of Chicago Press, 1952.

Ramberg H., Experimental Study of Gravity Tectonics by Means of Centrifuged Models, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, **62**, 1—97, 1963.
Richardson W. A., Sneesby G., The Frequency-Distribution of Igneous Rocks, Miner. Mag., **19**, 306—313, 1922.
Rittmann A., Volcanoes and Their Activity, trans. E. A. Vincent, New York, John Wiley & Sons, Inc., 1962. (Имеется русский перевод: Ритман А., Вулканы и их деятельность, «Мир», М., 1964.)
Roberts W. M. B., Recrystallization and Mobilization of Sulfides at 2000 Atmospheres and in the Temperature Range 50°—145°, Econ. Geol., **60**, 168—171, 1965.
Ross C. S., Provenience of Pyroclastic Materials, Geol. Soc. Amer. Bull., **66**, 427—434, 1955.
Runcorn S. K., A Growing Core and a Convecting Mantle, in Isotopic and Cosmic Chemistry, ed. H. Craig, S. L. Miller, G. J. Wasserburg, Amsterdam, North-Holland Publishing Company, 321—340, 1964.
Schairer J. F., Melting Relations of the Common Rock-forming Oxides, Am. Ceramic Soc. Jour., **49**, 215—235, 1957.
Schairer J. F., Bowen N. L., Preliminary Report on Equilibrium-Relations Between Feldspathoids, Alkali-Feldspars, and Silica, Amer. Geophys. Union Trans., 16th ann. mtg., 325—328, 1935.
Schairer J. F., Yoder H. S., Jr., The Nature of Residual Liquids from Crystallization, with Data on the System Nepheline—Diopside—Silica, Amer. J. Sci., **258A**, 273—283, 1960.
Scruton P. C., Delta Building and the Deltaic Sequence, in Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico, ed. E. P. Shepard, F. B. Phleger, T.H. van Andel, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 82—102, 1960.
Shepard F. P., Young R., Distinguishing between Beach and Dune Sands, J. Sed. Petr., **31**, 196—214, 1961.
Shumway G., Sound Speed and Absorption Studies of Marine Sediments by a Resonance Method, Part III, Geophysics, **25**, 659—682, 1960.
Sippel R. F., Sodium Self-diffusion in Natural Minerals, Geochim. et Cosmochim. Acta, **27**, 107—120, 1963.
Smithson S. B., Granite Studies, I, A Gravity Investigation of Two Precambrian Granites in South Norway, Norges Geol. Undersøkelse, **214**, 53—140, 1963.
Streckeisen A., Die Klassification der Eruptivgesteine, Geol. Rdsch., **55**, 478—491, 1965.
Travis R. B., Classification of Rocks, Quarterly of the Colorado School of Mines, **50**, 1—98, 1955.
Turner F. J., Verhoogen J., Igneous and Metamorphic Petrology (2nd ed.), New York, McGraw-Hill Book Company, Inc., 1960. (Имеется русский перевод: Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, Петрология изверженных и метаморфических пород, ИЛ, М., 1961.)
Turner F. J., Weiss L. E., Structural Analysis of Metamorphic Tectonites, New York, McGraw-Hill Book Company, Inc., 1963.
Tuttle O. F., Bowen N. L., Origin of Granite in the Light of Experimental Studies, Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 1958.
Twenhofel W. H., Principles of Sedimentation (2nd ed.), New York, McGraw-Hill Book Company, Inc., 1950.
Vanoni V. A., Transportation of Suspended Sediments by Water, Am. Soc. Civil Eng. Trans., **111**, 67—102, 1946.
Walton M., Molecular Diffusion Rates in Supercritical Water Vapor Estimated from Viscosity Data, Amer. J. Sci., **258**, 385—401, 1960.
Weill D. F., Fyfe W. S., The Solubility of Quartz in H_2O in the Range 1000—4000 bars and 400—550° C, Geochim. et Cosmochim. Acta, **28**, 1243—1256, 1964.
Weller J. M., Compaction in Sediments, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **43**, 273—310, 1959.
Williams G., Some Aspects of the Eolian Saltation Load, Sedimentology, **3**, 257—287, 1964.
Winkler H. G. F., Petrogenesis of Metamorphic Rocks, New York, Springer-Verlag, New York, Inc., 1965. (Имеется русский перевод: Г. Винклер, Генезис метаморфических пород, «Мир», М., 1969.)
Yoder H. S., Jr., Effect of Water on the Melting of Silicates, Carnegie Inst. Wash. Year Book, **57**, 189—191, 1958.
Yoder H. S., Jr., Tilley C. E., Origin of Basalt Magmas, an Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems, J. Petr., **3**, 342—**532**, 1962. (Имеется русский перевод: Г. С. Йодер мл., К. Э. Тилли, Происхождение базальтовых магм (результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем), «Мир», М., 1965.)

Предметный указатель

Автомегаморфизм 180
Агломерат(ы) 34, 35, 38
Адамелит 45
Адирондакский анортитовый массив 85
Алеврит 133
Алевритистый песок 133
Алевритовое зерно 133
Алевролит 25, 133
Аллохтонный, терм. 117
Альбит 138, 248
Амфибол(ы) 23, 248
Амфиболит 183
Анальцим 141
Андалузит 248
Андезин 248
Анортит 188
Анортозит(ы) 53, 85, 182
Антипертиты 248
Антофиллит 247
Апатит 248
Аргиллит 133, 135
Аркозовый песчаник 135
Аспидные сланцы 181
Ассимиляция 82

Базальт 12
Базальтовый, терм. 9
Батолит Айдахо 41
— Колумбии 41
Бинарная диаграмма и принцип весов 57
Биогенные скопления 112
Биотит 247
Биохемогенные осадки 105
Бластопсефитовый, терм. 182
Бокситы 130
Брекчия 134
Брусит 190
Будинаж 237
Булыжник 133

Валун 133
Вариации равновесия 213
Вермикулит 247
Вкрапленники 36, 37
Вкрапленный идиоморфный и ксеноморфный, терм. 42
Влекомый материал 156, 160
Влияние растворов на равновесие реакции 212
Водный флюид 66
Водоросли, известковые 107
— мягкие 107
— твердые 107
Волнистая лава, терм. 34
Волнообразная слоистость 111
Вулканические бомбы 35
— образования, формы, размеры 31
Вулканические породы, диагностика 37
— — классификация 39
— — описание и генетика 39
— — текстуры и структуры 34
Вулканический шлак 35
Вулканы 27, 28
Выветривание 178
Выщелачивание, терм. 230

Гавайский щит 41
Газовые пузырьки 35
Галечники 133
Гальки 133
Гематит 248
Генетическая классификация жил 231
Геохронологические методы 244
Гиббсит 130
Гибридизм 82
Гидратация монтмориллонита 151
Гидроксил 52
Гиперстен 247
Глазки 186
Глина(ы) 133, 145
Глинистая частица 133
Глинистый сланец 133, 134, 181
Глиноземистый, терм. 135
Глыбовая лава, терм. 34
Гнейс, терм. 181
Горнблендит 183
Горные породы, классификация 44
— — теплопроводность 13
— — формы залегания 39
Горючие сланцы 110
Гравитационные купола 96
Гранат(ы) 188, 248
Гранит 17
Гранитные породы, частичное плавление 95
Гранитный, терм. 9
Гранитный слой, терм. 12
Гранито-гнейс(ы) 182, 184
Границы метаморфических фаций 216
Гранодиориты 50
Гранофельс, терм. 181
Гранофир 43
Гранулярная сортировка 162
Граувакка 135
Графическая схема разделения бинарной системы 57

Графические сростки 43
Гроссуляр-волластонитовая порода, терм. 183
Грязевые потоки 118

Дайки 41
Дацит 45
Дегидратация глиноземистых минералов 129
Дельта 122
— стадия образования 122
— разрез отложений 123
Детритус переднего склона рифа 109
Детритусовый, терм. 184
Диабаз 45
Диагенез 178
Динамотермальный метаморфизм 192—194
Диопсид 188
Доломит 154
Доломитовый, терм. 135
Дресва 115
Дулутский лополит 41
Дунит(ы) 16, 53

Жадеит 248
Железистый, терм. 135
Жильные минералы 237
Жилы, классификация 230
— номенклатура 230
Жилы выполнения и замещения 232, 233

Зависимость состава равновесия от давления и температуры 207, 208
Зеленокаменные изменения 196
Земная кора, нециклические процессы 14—15
— — плавление 14
— — циклические процессы 14—15
Зональность (интрузивов) 43
Зональные кристаллы 69

Идиоморфный, терм. 36
Изверженные породы, классификация 250
— — рассеивание компонентов 121
Известковистый, терм. 135
Известково-силикатная порода 183
Известковый алевролит 135
Известняк 17, 25, 26, 135
Изменение концентрации ионов 222
Изограды 216—218
Ил 133
Иллит 145
Ильменит 248
Ильменитовые пески 116
Интенсивность метаморфизма 214
Интрузив Альнё, Швеция 54
— Садбери 54
Интрузивная порода, текстура и структура 42
Интрузивное тело 41
Интрузивные тела, форма и размеры 40
Интрузивный, терм. 41

Кальций 15
Каменный уголь 110
Каолинит 130, 145, 247
Карбонатит(ы) 53
Карбонатные жилы 239
— магмы 81
Катаклазит(ы) 185, 186
Катакластические породы, терм. 185
Кварц 15, 21, 188
Кварцевые жилы 89
Кварцевый, терм. 135
Кварцевый монцонит 45
Кварцит 183
Кианит 188, 248
Кислые породы 44
Кислый, терм. 45
Клиноцоизит 248
Колониальные нерифовые образования 109
Комковатый, терм. 182
Конгломерат 25, 133
Конденсированная система, терм. 56
Консолидация осадков 172
Контактный роговик 185, 201
Контаминация 82
Континентальные шельфы 116, 118
Конусы выноса 128
Концентрация частиц 166
Кордиерит 248
Коры выветривания 115
Косая слоистость 204
Котектическая кривая 72, 73
Коэсит 21
Кремень 136
Кремнезем 21, 29, 35
Кремнеземистый, терм. 135
Кремнеземные органогенные осадки 110
Кристаллический сланец 181
Ксенолиты 36, 43
Ксеноморфные, терм. 36
Кулисообразное расположение галек (перекрытие внахлестку) 120
Куммингтонит 247
Купол Фредефорт 97

Лавовые подушки 204
— потоки 37
Лавы Мон-Пеле 28
— Хегау, ФРГ 83
Лапилли 34, 35
Ларнит 246
Латериты 130
Лейцит 248
Летучая фракция 86
Лёсс 125
Ликвидус 79
Линейный, терм. 182
Линза, терм. 41
Линзовидный, терм. 182
Линии ликвидуса, терм. 61
Листоватый, терм. 182
Лополит 42

Магма(ы) 27, 30
Магматическая порода, классификация 45
— — минеральный состав 47—49
— — распространение 48, 54
— — структура и диагностика 42
— — форма залегания 54
Магнезиальный, терм. 135
Магнезиальные кристаллические сланцы 182, 183

Магнетит 248
Магнетитовый песок 134
Магниевый хлор 247
Маймечиты 85
Мантия 10
Массив Адирондак 54
— Дулут 77
— Стилуотер, Монтана 53, 55
— Тесефосс 54
Мегакристы 36
Мейонит 138
Мергель, терм. 136
Местное и региональное нагревание 95
Метаморфизм, динамический 181, 185
— динамотермальный 179
— изохимический 178
— местный 179
— прогрессивный 179
— региональный 179
— регрессивный 179
Метаморфическая и метасоматическая дифференциация 227
— минеральная ассоциация 198
Метаморфические минералы 187
— породы 187
— — классификация 180, 181
— фации 216, 217
— термодинамические пределы 180
Метапелитовая порода, терм. 184
Метасоматическая дифференциация 229
Метасоматоз 178
— в интрузивах 224
Методы изотопной термометрии 244
Механизм диффузии 221
— миграции 221
— улавливания осадков 105
Миграция вещества 219
Микролитовые, трахитовые, терм. 36
Милонит 185—187
Миндалины 35
Минералогическое правило фаз 189
Минералы железа 146
Модальный состав 49
Монтичеллит 246
Монтмориллонит 145, 151, 247
Мрамор 183
Муллит 248
Мусковит 247
Мутьевые потоки 106

Наземные осыпи 116
Насыщенные горные породы 49
Неколониальные органогенные карбонатные образования 109
Необратимая аккумуляция кальция 20
Несогласное тело 41
Нефелин 248
Нормативный состав 49, 252, 253, 255, 258

Обвалы 116
Образование пегматитов 235
Окаменелости 204
Океанические силы 106
Окислительный потенциал 146, 147
Оливин 76, 246
Оливиновый песок 134
Олигоклаз 248
Оползни 105, 116
Органические остатки 105, 108
— постройки 107
Ортогнейс 184
Осадки, дельтовые 136
— лагунные 136
— пелагические 136
— предгорные 136
— субаквальные 136
— субаэральные 136
— флювиальные 136
Осадочные породы, терм. 105
— — дезинтеграция 137, 156, 173
— — диагенез 127, 128, 156, 170, 174
— — интификация 137
— — классификация и номенклатура 132
— — механизмы образования 103
— — осаждение 156
— — структурные термины 133
— — транспортировка 137, 174
— — устойчивость фаз 138
— процессы 166
Осаждение известняка 20
Основные породы 44
Остаточные отложения 105, 115
Остаточный, терм. 137
— гравий 115
Осыпи 105
Отложения, гляциальные 106
— грязевого потока 116
— дельтовые 106, 173
— ледниковые 125
— мутьевых потоков 116, 136
— остаточные 164
— пляжные 106
— речные 105
— слоистые 126
— смешанного генезиса 126
— эоловые 124
Оторочки закалки 37
Офитовая структура 43
Охлаждение в геологических условиях 92
— интрузивов 90
— у плоскости раздела горячих и холодных вод 91
Очково-кластические породы 186
Очковый, терм. 182

Параамфиболит 184
Парагранит, терм. 184
Пегматит 43
Пегматитовый, терм. 43
Пелит, терм. 133, 134, 183
Пелитовый, терм. 183
Пемза 35
Переотложенный, терм. 137
Перераспределение вещества по плотности 17, 19
Перидотиты 83
Периклаз 190
Перитектические отношения 259
Пертиты 43
Песок 133
Песчаник 25, 133
Песчанистый алевролит 133
Петрология 9
Петроструктурный анализ 243
Пирит 248
Пироксен(ы) 12, 23, 76, 247
Пироксенит(ы) 53, 182

Пирофиллит 141, 247
Пирротин 248
Плавление горных пород 94
Плагиоклаз(ы) 12, 69, 76, 248
Пластовые жилы 41
Пластообразная залежь 41
Платобазальты 30
Пляжные пески 115
Пограничная линия 122
Подводные каньоны 167
— оползни 118
Подушечные лавы 34, 35
Пойкилитовая структура 43
Пойкилобластовый, терм. 182
Полевошпатовый, терм. 135
Полевые шпаты 101, 130, 145
Полосчатость течения 34
Поля устойчивости минеральных ассоциаций 200
Пористость осадков 171
Порода литифицированная 202
— метаморфизованная 202
Породы изверженные 16
— метаморфизованные 16, 17
— осадочные 16
Порфировый, терм. 36, 182
— вкрапленник, терм. 42
Поток ламинарный 156
— турбулентный 156
Принцип весов 58
Природа жилообразных флюидов 234
Eh, ph природных вод 149
Псаммит 133, 183
Псаммитовый терм. 183
Псефит, терм. 133, 183
Пыль 133
Пятнистый, терм. 182

Равновесие с участием воды 209
Равновесные серии 70
Развитие предпочтительной ориентировки 225—227
Раздел Мохоровичича 9—11
Размеры вулканических каналов 98
— частиц 134
Разрыв смесимости 66
Распределение плотностей 10
— плотности вещества в природе 16—18
— частиц по размеру 163
Расслоенный, терм. 182
Растворимость кварца в воде 89
Реакции с участием твердых растворов 211
— — — флюидов 208
Реакционные структуры 213
Регион Карру 77
Режим реки 119
Риодацит 45
Рифовые шлейфы 173
Рифогенный детритус и туф 108
Рифы 105
Роговик, терм. 183
Роль гравитации в образовании магматитовых тел 95

Свободная энергия 153, 206
Сгустковый, терм. 182
Седиментология 106
Серая вакка, терм. 136
Серия пород 56
— совершенного фракционирования 70
Серпентин 246, 247
Сиениты 50
Силикатно-сульфидные жилы 238
Силикатные жилы без сульфидов 238
Силлиманит 248
Система, терм. 56
Система альбит — анортит 68
— — хемогенные полевые шпаты 78
— бинарная 56
— диопсид — альбит 71, 72
— — — анортит 71
— — — плагиоклаз 73
— кварц — альбит 58—60, 63, 64, 71
— — — анортит — нефелин 268
— — — вода 64—66, 85, 271
— плагиоклаз — вода 236
Скаполит 248
Скарноид, терм. 183
Сколовая деформация 203
Скорости и механизмы реакции 154
— прохождения сейсмических волн 10
Сланец, терм. 134
Слоистость зернистости 204
Слоистые силикаты 247
Слюдистый, терм. 135
Согласное тело 41
Сопоставление эффузивных и интрузивных пород 41
Сортировка 164
Средние порфиры 44
Ставролит 248
Структура офитовая 42
— пойкилитовая 42
— спекания 34, 36
— термически метаморфизованных пород 201
Суммарный тепловой поток 19
Суспензионный поток 166
Суспензия 156—158
Сфен 248
Сферические частицы 144
Сферолиты 35
Сферулы 35
Схема теплопроводности 90

Тальк 247
Тальковая порода 182
Тальковый сланец, терм. 182, 183
Текстура нагрузки 172
— течения 36, 42
Тектоническая брекчия, терм. 185
Теория изостазии 11
Термический градиент 13
— метаморфизм 197, 199
Течение воды близ водоносного горизонта 171
Тиллит 137
Тоналит 45
Траектория вулканических отложений 99
Трахиандезит 45
Трехкомпонентные диаграммы 266
— системы 263, 270
Трещины усыхания 204
Тройные диаграммы 263
Турбулентность 161
Турмалин 248
Туфы 32, 38

Ультраосновная порода 44, 53
Уровни энергии 162
Условия дегидратации и плавления в земной коре 240
Утечка энергии 18, 20

Фаза, терм. 56
Фазовая диаграмма 61
Факолит 42
Фангломерат 137
Фация 217
— зеленых сланцев 196
Фаялит 246
Физические особенности вулканической деятельности 98
Филлит 181, 182
Флогопит, терм. 247
Форма вдавливания 204
Форстерит 246
Фракционирование 15
Фракционная кристаллизация базальта 75
Фракционное плавление 79

Хемогенные осадки 105, 113
Хлоритоиды 248

Циклы магматизма 15
— метаморфизма 15
— эрозии 15
Циркон 101, 248

Чарнокит(ы) 52, 182
Частицы осаждаемые 120
— перемещаемые 120
Число компонентов в системе 56

Шток 42

Щебень 133, 134
Щелочно-известковый показатель 51
Щелочно-известковые полевые шпаты 248
Щелочные породы 52, 82
Щитовые вулканы 32

Эвапориты 105, 114, 115
Эвтектическая точка, терм. 61
Эклогит 182
Экскременты 105, 111
Эксплозия 32
Энергия внешняя 23
— разупорядочения 22
— свободная 22
— связанная 22
Энстатит 188
Эоловый, терм. 137
Эпидиоритовый гнейс, терм. 184
Эпидот 248
Эпизона, терм. 184
Эпикластический, терм. 184
Энстатит 247
Эффективная концентрация 147

Оглавление

Предисловие 5
Предисловие автора 8

Часть первая. **Введение**

Глава 1. Земная кора 9
Глава 2. Процессы в земной коре 14
Глава 3. Энергетика как основа процессов в земной коре 21
Глава 4. Общие принципы классификации, определений и описания 23

Часть вторая. **Магматические породы**

Глава 5. Формы тел и структуры обычных магматических пород 27
Глава 6. Классификация и номенклатура магматических пород 44
Глава 7. Минеральный состав, ряды и ассоциации магматических горных пород 47
Глава 8. Петрогенезис; бинарные системы 55
Глава 9. Приложение физико-химии к петрогенетическим проблемам 70
Гдава 10. Летучая фракция 86
Глава 11. Физические основы магматических процессов 90
Глава 12. Методы изучения магматических пород 100

Часть третья. **Осадочные породы (исключая пирокластические отложения)**

Глава 13. Особенности и признаки осадочных образований 103
Глава 14. Определение, классификация и номенклатура осадочных пород . . . 131
Глава 15. Химические процессы при генезисе осадочных пород 137
Глава 16. Физические процессы при генезисе осадочных пород 156
Глава 17. Методы изучения осадочных пород 173

Часть четвертая. **Метаморфические породы и образования, промежуточные между метаморфическими и магматическими**

Глава 18. Виды метаморфизма 178
Глава 19. Классификация и номенклатура метаморфических пород 180
Глава 20. Продукты метаморфизма 185
Глава 21. Условия проявления реакций при метаморфизме 206
Глава 22. Миграция вещества при метаморфизме 219
Глава 23. Жилы и жилообразование 230
Глава 24. Метаморфизм и магматизм в геосинклиналях 239
Глава 25. Методы изучения метаморфических пород 242

Часть пятая. **Приложения**

Приложение первое. Справочные таблицы 246
Приложение второе. Классификация изверженных пород 250
Приложение третье. Применение нормативного состава 252
Приложение четвертое. Перитектические отношения и прерывистые реакционные серии Боуэна 259
Приложение пятое. Использование треугольных диаграмм 263
Литература 272

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».