

ЗЕМЛЯ ВВЕДЕНИЕ В ОБЩУЮ ГЕОЛОГИЮ **1**

J. Verhoogen, F. J. Turner, L. E. Weiss,
C. Wahrhaftig, W. S. Fyfe

THE EARTH

An introduction to physical geology

Holt, Rinehart and Winston, Inc.

New York—Chicago—San Francisco—

Atlanta—Dallas—Montreal—Toronto—London—Sudney

1970

ЗЕМЛЯ ВВЕДЕНИЕ В ОБЩУЮ ГЕОЛОГИЮ 1

ДЖ. ФЕРХУГЕН, Ф. ТЕРНЕР,
Л. ВЕЙС, К. ВАРХАФТИГ,
У. ФАЙФ

Перевод с английского
Ю. П. АЛЕШКО-ОЖЕВСКОГО,
Р. М. МИНЕЕВОЙ, Г. Н. МУХИТДИНОВА,
П. П. СМОЛИНА

Предисловие
чл.-корр. АН СССР В. Е. ХАИНА

Книга привлекает прежде всего необычностью содержания. Это своего рода энциклопедия, которую можно было бы назвать «Все о Земле», книга о геологических процессах, происходящих в недрах Земли и на ее поверхности. Традиционная описательная характеристика этих процессов (горообразование, складчатость, метаморфизм, процессы переноса тепла, дрейф континентов, изменение структуры океанов и материков, развитие рельефа и др.) заменена здесь глубоким анализом их физико-химической сущности. Очень важно, что основные проблемы геологии изложены на высоком теоретическом уровне, причем языком, доступным даже для непосвященных.

Редакция литературы по вопросам
геологических наук

ЗЕМЛЯ

ВВЕДЕНИЕ В ОБЩУЮ ГЕОЛОГИЮ

Том 1

Дж. Ферхуген, Ф. Тернер,
Л. Вейс, К. Вархатиг,
У. Файф

Редакторы В. С. Краснова, Г. П. Романович,
М. В. Федорова, М. Е. Яковенко
Художник А. Д. Смеляков
Художественный редактор Ю. С. Урманчеев
Технический редактор В. П. Сизова

Сдано в набор 23/XI—1973 г.
Подписано к печати 27/III—1974 г.
Бумага тип. № 1 70×1001/16=13,25 бум. л.
34,45 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 31,84 Изд. № 5/7082.
Цена 2 р. 69 к. Зак. 01317.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ордена Трудового Красного знамени
Московская типография № 7 «Искра революции»
Союзполиграфпрома при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли
Москва, К-1, Трехпрудный пер., 9

ОГЛАВЛЕНИЕ

	ПРЕДИСЛОВИЕ	7
	ПРЕДИСЛОВИЕ К АНГЛИЙСКОМУ ИЗДАНИЮ	9
Глава 1.	ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЗЕМЛЕ. Перевод Ю. П. Алешко-Ожевского . . .	11
Глава 2.	МИНЕРАЛЫ. Перевод Р. М. Минеевой .	29
Глава 3.	СТРУКТУРА И ФОРМА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ. Перевод Г. Н. Мухитдинова	146
Глава 4.	ВРЕМЯ И ГЕОЛОГИЯ. Перевод П. П. Смолина .	226
Глава 5.	ВОПРОСЫ ТЕРМОДИНАМИКИ. Перевод Р. М. Минеевой	291
Глава 6.	МАГМАТИЗМ И ЕГО ПРОДУКТЫ. Перевод П. П. Смолина	320

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выпускаемая издательством «Мир» в русском переводе книга «Земля» представляет собой издание не совсем обычного и в некотором отношении новаторского плана. С одной стороны, это вроде бы довольно элементарное введение в геологию, как это и обозначено в подзаголовке книги, введение, рассчитанное на читателя, в общем достаточно образованного, но не специалиста в области геологии. Но, с другой стороны, — и в этом важнейшая особенность данной книги — строение Земли, слагающих ее минералов и пород и отдельные геологические процессы — магматизм, метаморфизм, деформация пород, осадконакопление — рассмотрены на основе достаточно глубокого, отнюдь не примитивного анализа их физико-химической природы и сущности. Этот новый подход коренным образом отличает книгу «Земля» от обычных руководств по общей (физической) геологии, в которых до настоящего времени господствует описательная характеристика геологических тел, явлений и процессов и обилие примеров не оставляет места для проникновения в их физико-химический механизм. Исходя из задач, поставленных перед собой авторами, вполне закономерным явилось включение в книгу специальной главы «Вопросы термодинамики», предваряющей рассмотрение явлений магматизма и магматических пород. Еще одной важной положительной чертой книги является включение в нее обзора новейших представлений о развитии континентов и океанов, основанных на идеях так называемой новой глобальной тектоники (тектоника плит). Эти представления пока еще не получили отражения в нашей учебной литературе. Существенный интерес представляет и заключительная глава «Некоторые аспекты химической эволюции Земли», также очень современная по своему содержанию.

Таким образом, книга «Земля» представляет удачную попытку «подтянуть» учебные руководства по общей геологии до уровня, достигнутого геологической наукой в последнее десятилетие, в ходе ее обновления в потоке общей научно-технической революции. Думается, что ознакомление с этой книгой, по крайней мере с отдельными ее главами, будет полезным и геологам старшего поколения, усваивавшим «азы» своей науки в совершенно иной обстановке и на совершенно другом уровне.

Особый вес придает книге тот факт, что ее авторы являются весьма авторитетными учеными, имена которых хорошо известны советским геологам.

Нам представляется, что издание книги «Земля»

в нашей стране будет иметь двоякое положительное значение — книга послужит ценным источником основополагающих сведений по отдельным разделам геологии и, что, очевидно, не менее важно, явится стимулом для создания руководств подобного типа у нас. Такие руководства могут быть составлены по несколько иному плану, с широким использованием материалов и выводов отечественной науки, но ценный опыт Дж. Ферхугена и его коллег заслуживает при этом полного учета и развития.

Гл. 2 книги отредактирована д-ром геол.-мин. наук А. С. Марфуниным, гл. 8 — д-ром физ.-мат. наук М. П. Воларовичем.

В. Хаин

ПРЕДИСЛОВИЕ К АНГЛИЙСКОМУ ИЗДАНИЮ

Цель настоящей книги — краткое изложение современных представлений о строении Земли и процессах, влиявших на ее формирование. В ней помещены также сведения о нерешенных проблемах и приведены различные способы подхода к некоторым аспектам геологической науки в надежде, что читателю будет интересно узнать о том, что еще геологии предстоит выяснить, а что уже считается несомненно решенным.

Книга, как это следует из заглавия, является попыткой ввести читателя в круг проблем общей геологии, и эта задача не относится к числу простых. В подобных руководствах нельзя исчерпывающе осветить какой-либо один раздел геологической науки; в них можно лишь познакомить со всем тем, что представляется важным. Несколько большее внимание уделено тем разделам, которые, хотя и не обязательны для понимания помещенного в книге материала, тем не менее необходимы в качестве введения к дальнейшим более капитальным руководствам. Так, например, больше места уделено механизму деформации твердых тел (гл. 8), чем самим структурам горных пород, интерпретация которых требует знания этого предмета. В общем предпочтение отдавалось недостаточно полно разработанным или слабо освещенным в других руководствах разделам. Например, некоторые аспекты классической геологии, касающиеся процессов, происходящих на поверхности, и осадконакопления, достаточно полно изложены в ряде недавно опубликованных книг, поэтому в данном пособии им уделено меньше внимания, чем они того заслуживают по своему значению среди других геологических дисциплин. Материал других разделов либо менее доступен, либо ему не уделялось в общих руководствах должного внимания; на долю таких разделов приходится сравнительно большой объем (см., например, гл. 2, 6, 8 и др.). Ни в одной книге такого назначения не может быть достигнуто полное соответствие в изложении различных проблем. Если в некоторых публикациях уделяется, на наш взгляд, несоразмерно много места процессам и явлениям, наблюдающимся на поверхности, то другим может показаться, что мы слишком переоцениваем значение происходивших и происходящих в настоящее время процессов в глубинах Земли. Любая новая книга того же названия, написанная другим авторским коллективом, будет, конечно, характеризоваться иным подходом и содержанием. И, по-видимому, ее авторы будут удовлетворены избранным ими принципом изложения.

В общем, когда это было возможно, мы отдавали предпочтение аналитическому подходу, нежели чисто описательному. Это требует от студентов более глубоких знаний основ физических наук. Без этого дальнейший прогресс в знаниях студентов будет сильно ограничен. Наиболее важные геологические открытия, сделанные за последние двадцать лет, и выдвижение новых теорий стали возможны лишь благодаря успехам в аналитических направлениях в геологии — геофизике и геохимии. Одна из задач данной книги — показать возможности этих геологических дисциплин и научить будущих геологов понимать суть изучаемых ими физических и химических явлений. Полевые наблюдения и исследования, такие, как геологическое картирование, океанографические измерения, сейсмометрия, продолжают оставаться важным источником геологической информации. Но полноценная интерпретация этих данных геологом может быть дана лишь в том случае, если в его образе мышления будут присутствовать элементы, свойственные мышлению физиков и химиков.

Можно лишь сожалеть о том, что Земля образовалась и продолжает изменяться без учета того, как особенности ее эволюции будут обобщены и изложены в курсе лекций. Этот факт, да и сама природа предмета общей геологии опре-

деляют несоответствие этой книги некоторым устоявшимся программам обучения. Мы считаем, что она может быть использована студентами вторых-третьих курсов американских университетов, и надеемся, что представленный в ней материал послужит основой для некоторых специальных курсов, читаемых в этот период обучения (например, по минералогии, основам геофизики, структурной геологии, петрологии и тектонике), и даст необходимый объем знаний для овладения более сложными программами сходного направления после окончания университета. Мы не утверждаем, что в книге содержится все, что необходимо знать студентам-выпускникам геологического профиля, но полагаем, что в ней изложено много нужных им сведений и лишь меньшая часть ее может оказаться ненужной для них. Несомненно, что все написанное нами должно быть расширено и использовано критически в тех программах, где эта книга будет положена в основу лекционного курса; обязательным дополнением к ней в этих программах должны быть полевые и лабораторные работы. Нами не делалось никаких попыток дать описание каких-либо технических приемов или же привести в полном объеме перечень распространенных минералов, пород, структур и геологических явлений, т. е. всего того, с чем студенты должны будут ознакомиться под руководством своих преподавателей.

Поскольку геологические интересы различных групп студентов неодинаковы, мы пытались расположить материал таким образом, чтобы читатель мог найти наиболее интересующие его разделы без знакомства с содержанием всей книги. Так, студентам, увлекающимся химическими аспектами геологических процессов, можно рекомендовать прочитать гл. 1, 2, 5, 6, 9 и 13, опустив главы с большим физическим уклоном (4, 8, 10, 11). Глава 3 имеет в основном описательный характер и рекомендуется к прочтению только потому, что в ней объясняется значение некоторых терминов, используемых в литературе.

Заведомо трудно и рискованно браться за изложение быстро развивающихся дисциплин, а это относится ко многим наиболее интересным разделам геологии. Представления о раздвигании океанического дна в нашей интерпретации, по-видимому, уже устареют к моменту выхода в свет этой книги. В то же время если бы она была подготовлена к печати на три-четыре года раньше, то это направление, одно из самых перспективных в современной геологии, могло быть и не упомянуто в ней.

Конечно, большая часть помещенного в книге материала заимствована из других источников. Чтение книг такого типа, как эта, становится утомительным занятием, если они пересыщены многочисленными ссылками и выражениями признательности авторам заимствованного материала. В нашей общей благодарности многим предшественникам и ныне здравствующим коллегам мы особенно хотим отметить тех, чьи имена, хотя и не упомянуты в этой книге, но пользуются всеобщим уважением благодаря огромному значению их работ. Авторам таблиц и рисунков, использованных в нашей книге, мы выражаем нашу признательность особо. Мы приносим нашу благодарность также всем авторам и издателям за разрешение воспользоваться их материалами.

Беркли, Калифорния, ноябрь 1969 г.

*Дж. Фергусен
Ф. Тернер
Л. Вейс
К. Вархафтиг
У. Файф*

Цель настоящей книги — дать современные представления о Земле, ее строении, эволюции и тех процессах, которые являются причиной эволюции Земли. Эти вопросы обычно относят к так называемой общей геологии.

При описании деятельности любой сложной системы, будь то человеческий организм или Земля, обычно возникает затруднение — с чего начать, так как нет ни одной части системы, которая бы не зависела от остальных частей, и нет ни одного природного процесса, который можно было бы понять вне связи с другими процессами. Задача вводной главы состоит в том, чтобы представить общую перспективу объекта исследования и таким образом помочь читателю воспринять истинный смысл последующих глав.

В сравнении с обычными человеческими стандартами объект нашего исследования очень велик¹ и очень стар. Дадим вначале его надлежащее описание. Итак, геология начинается в поле с наблюдения материала, образующего Землю (минералов и минеральных агрегатов, называемых горными породами), и его геометрического или «структурного» расположения. Затем следует изучение временных взаимосвязей, которые могут быть логически выведены из этих наблюдений. Такие взаимосвязи, устанавливающие последовательность

событий во времени и дающие схематическую модель процесса, должны быть затем объяснены на основе экспериментально подтвержденных физических законов.

По поводу смысла термина «наблюдение» целесообразно сделать предостерегающее замечание. Большая часть Земли скрыта от взгляда. Все, что мы можем увидеть на поверхности или в наиболее глубоких буровых скважинах (около 6 км глубиной), — только ничтожная доля ее общего объема. Многие наблюдаемые факты, так же как и процессы, представление о которых создается в результате размышлений над ними, относятся к очень далекому прошлому, к событиям, происшедшим задолго до появления людей-наблюдателей.

Следовательно, значительная часть геологии является плодом воображения. Когда мы говорим: «Наблюдения показывают, что Земля имеет плотное ядро радиусом около 3400 км», мы имеем в виду, что на основании большого числа наблюдений, и преимущественно данных о времени распространения сейсмических волн, мы *делаем вывод*, что Земля имеет ядро, хотя еще никто не видел его, так же, как никто и никогда не видел электрон. Однако наблюдения очень убедительны, и мы считаем фактом, что Земля имеет плотное ядро. Мы чувствуем себя гораздо увереннее, делая такой вывод, чем в том случае, когда на основании разнообразных и более

¹ Средний радиус Земли равен 6371 км.

сложных наблюдений приходим к заключению, что возраст Земли оценивается в 4,5 млрд. лет (гл. 4), поскольку мы еще не можем датировать каждый кусочек Земли и к тому же не можем быть уверены, что не найдется порода более древнего возраста. Геологические выводы, особенно относящиеся к явлениям большого масштаба, весьма различаются по степени их надежности. Противоположные точки зрения, существующие по многим вопросам, могут быть в равной мере логически оправданы. Почти всегда существуют лишь косвенные доказательства истинной природы явлений, причем многое еще предстоит открыть.

Частично из-за неполноты наших знаний, а частично вследствие самой природы объекта данного исследования вполне строгие заключения могут быть сделаны только в очень немногих случаях. Препятствие состоит в том, что формы вещества и характер процессов, происходящих в этом веществе, весьма разнообразны. Не существует двух одинаковых континентов, как не существует двух вулканов, которые всегда извергались бы одинаковым образом. Горные породы очень редко имеют настолько тождественные состав и структуру, чтобы их можно было сравнить с близнецами.

Своим прогрессом биология человека обязана тому, что она может использовать такие статистические понятия, как долговечность, средний рост и т. д. Земля же существует в единственном числе, и на ней всего лишь пять континентов и четыре океана. И существует только один путь геологической эволюции — тот, который имеет место в действительности. На таком скудном статистическом материале бывает трудно обнаружить различие между закономерными явлениями и теми, которые происходят под действием случайных или второстепенных причин. (Под закономерностью, или «законом», мы имеем в виду

причинный механизм, когда геологическое событие типа А неизбежно связывается с геологическим событием типа Б, подобно тому, как сила связывается с ускорением законом Ньютона.) Строгие физические законы приводят к необычным последствиям в геологических явлениях главным образом из-за сложности одновременного действия различных составляющих. Подобная ситуация характерна и для других естественных наук. Так, в метеорологии, несмотря на то что физические законы, управляющие поведением атмосферы, хорошо известны, погода остается в значительной мере необъяснимой и непредсказуемой.

Когда мы имеем дело с явлениями меньшего масштаба на земной поверхности или вблизи нее и особенно когда используемая шкала времени также невелика, мы чувствуем более твердую почву под ногами. Материал, который слагает доступную часть земной коры, называется горной породой.

Горные породы представляют собой агрегаты минералов. Каждый минерал является химическим соединением, состав которого может быть выражен химической формулой, например кварц (SiO_2), пирит (FeS_2), кальцит (CaCO_3) и многие другие. Минералы имеют кристаллическое строение, и поэтому изучение Земли в малой шкале начинается с кристаллографии, которая через минералогию приводит к науке о горных породах и способах их образования. Здесь мы приходим к области науки (петрологии), где шкалы размера, расстояния и времени более обширны, и эта наука, естественно, более умозрительна.

Но в отправном пункте, кристаллографии, мы сталкиваемся с некоторыми наиболее упорядоченными явлениями природы: периодическим расположением атомов в пространстве, регулируемым математическими принципами симметрии.

Земля в Солнечной системе

Земля — одна из группы планет, вращающихся вокруг Солнца и одновременно вокруг собственной оси. Отличительная черта Солнечной системы состоит в том, что векторы углового момента орбитального движения и собственного вращения в большинстве случаев оказываются почти параллельными, поэтому планеты и большая часть их спутников движутся одинаковым образом в одной плоскости и в то же время аналогичным образом происходит их вращение вокруг собственных осей. Расстояния планет от Солнца измеряются в астрономических единицах (одна из астрономических единиц равна среднему расстоянию между Землей и Солнцем), которые приближенно описываются правилом Титуса — Боде

$$r = 0,4 + 0,3 \cdot 2^n,$$

где $n = -\infty$ для Меркурия, 0 — для Венеры, 1 — для Земли, 2 — для Марса, 3 — для пояса астероидов, 4 — для Юпитера и т. д. Указанные закономерности планетарной системы заставляют предполагать, что она образовалась в результате одного процесса, из одного и того же исходного материала и, возможно, почти в одно и то же время. Если мы до сих пор и не знаем, как возникла Солнечная система, то при изучении других планет оказывается возможным получить некоторую информацию, имеющую отношение к Земле.

Среди планет выделяются две самостоятельные категории: планеты «земного» типа, или внутренние (от Меркурия до Марса), и «большие», или внешние, планеты (от Юпитера и далее). Внешние планеты имеют заметно большую массу, чем планеты земного типа¹. Внутренние планеты

¹ За исключением Плутона, который обычно считают не планетой, а скорее отделившимся спутником, несмотря на то что для него приближенно выполняется правило Титуса — Боде при $n = 7$.

меньше по размерам, а их средние плотности приближаются к средней плотности Земли (например, плотность Земли равна $5,52 \text{ г/см}^3$, Венеры — 5,1, Марса — 4,1, но Сатурна — 0,7). Низкая плотность внешних планет объясняется влиянием их массы и высокой поступательной скорости (гл. 10), вследствие чего в этих планетах сохраняется более высокое содержание легких элементов (водорода, гелия). Таким образом, можно, по-видимому, считать, что средний состав Земли подобен составу планет внутренней зоны.

На расстоянии $n = 3$ для закона Титуса — Боде определенной планеты не существует. В то же время приблизительно на указанном расстоянии наблюдается пояс малых тел, называемых астероидами, которые могут быть обломками одного или нескольких разрушившихся планетарных тел, или же фрагментами, агломерация которых не достигла стадии образования планеты. Метеориты — твердые тела, двигающиеся по орбитам вокруг Солнца и падающие время от времени на Землю, возможно, являются астероидами, которые были смещены со своих орбит под влиянием гравитационного возмущения со стороны других планет или же в результате столкновений. Метеоритам уделяется особенное внимание ввиду того, что их состав может оказаться близким к земному. Поэтому многие из наших представлений о составе Земли обусловлены изучением метеоритов.

Метеориты

Метеориты подразделяются на две большие группы — «железные» и «каменные». Первые по существу состоят из металлического железа с примесями никеля и в меньшей степени некоторых других металлов. Каменные метеориты содержат главным образом силикаты магния и железа и примесь металла (известны также

метеориты, состоящие из металла и силиката приблизительно в равных количествах). Каменные метеориты в свою очередь могут быть подразделены на хондриты и ахондриты в зависимости от того, содержат они хондры или не содержат. Хондры — мелкие, округлые зерна силикатов магния, которые, по-видимому, образовались при кристаллизации расплавленных капелек. Как хондриты, так и ахондриты бывают различного состава. Редко встречающиеся «углеродистые» хондриты состоят преимущественно из гидросиликатов, оливина, карбонатов и сульфатов магния и кальция, окислов железа и нескольких процентов углеродистых соединений. Содержат ли эти углеродистые соединения какой-либо биогенный материал — вопрос весьма дискуссионный и до сих пор не решен.

Луна

Средняя плотность Луны ($3,34 \text{ г/см}^3$) не отличается от плотности каменных метеоритов. Сила тяжести на Луне вследствие ее малого размера также незначительна. Поэтому давление внутри Луны (гл. 10) не превышает $\sim 50\,000$ бар и не может сильно влиять на ее плотность. Полагают, что Земля также частично состоит из материала плотностью (при обычном давлении) около $3,3 \text{ г/см}^3$. (В гл. 10 показано, что более высокая средняя плотность Земли, равная $5,52 \text{ г/см}^3$, частично обусловлена гравитационным самоуплотнением.)

Анализы лунных пород, выполненные автоматическими установками прилунившегося космического корабля «Сервейер», показывают, что исследованные образцы состоят главным образом из силикатов, в том числе значительного количества алюмосиликатов. Эти образцы лунной поверхности не совсем похожи на обычные метеориты (железные и хондриты). Их состав может быть объяснен вулканическим происхождением, но труд-

но допустить, чтобы лунные породы были одинаковы по составу или строго сопоставимы с какой бы то ни было обычной земной вулканической породой.

✓ Макроструктура Земли

Как будет показано в следующих главах, информация относительно внутренней структуры Земли черпается из измерений плотности на ее поверхности, измерений вращения и движений, при помощи которых могут быть рассчитаны моменты инерции, из периода свободных колебаний Земли и главным образом из измерений скорости распространения сейсмических волн (или волн, вызываемых землетрясениями) при прохождении через Землю. Земля имеет плотное ядро радиусом около 3400 км и более легкую «мантию» толщиной приблизительно 2900 км . Много лет назад было высказано предположение, что ядро соответствует по составу железным метеоритам, а мантия сопоставима в общих чертах с каменными. Это предположение в значительной степени согласуется с современными данными.

Кора отделяется от мантии довольно четко выраженной границей, известной под названием раздела Мохоровичича (или сокращенно Мохо), и представляет собой разнородную «корку», состоящую главным образом из силикатов. Земная кора — это основа, на которой мы живем, которая нас кормит и откуда мы извлекаем все наши ресурсы: минералы, металлы и топливо.

Анализы большого числа горных пород показывают, что самый верхний слой земной коры (только ее доступная часть) состоит всего лишь из восьми химических элементов, которые составляют $98,5\%$ ее веса. Этими элементами (в порядке уменьшения их содержания, в %) являются: кислород — $46,6$, кремний — $27,7$, алюминий — $8,1$, железо — 5 , каль-

ций — 3,6, натрий — 2,8, калий — 2,6 и магний — 2,1 (табл. 13-2)¹.

Основная проблема геологии заключается в том, чтобы определить, из чего именно состоят земная кора, мантия и ядро и каким образом и когда возникла эта тройственная структура.

Земная кора

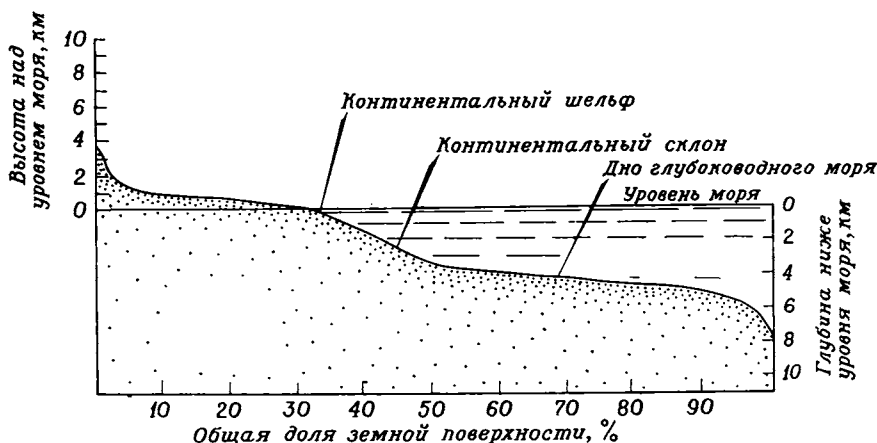
Беглый взгляд на географическую карту мира показывает, что земная кора состоит из континентов и океанов. Континенты, составляющие около одной трети земной поверхности, поднимаются выше уровня моря в среднем на 800 м. В прибрежной морской зоне континенты продолжает континентальный шельф, который представляет собой платформу шириной, как правило, несколько десятков километров (фиг. 1-1), расположенную на небольшой глубине ниже уровня моря (~200 м). От

внешнего края шельфа континентальная зона постепенно опускается вниз (континентальный склон) к океаническим глубинам.

Характерная черта континентов заключается в том, что они сложены породами невысокой плотности (средняя плотность континентов, вероятно, приближается к $2,8 \text{ г/см}^3$) по сравнению со средней плотностью Земли в целом или же с плотностью мантии. Как показывают гравиметрические данные (гл. 10), континенты располагаются на более высокой отметке именно вследствие своей более низкой плотности. Они, образно говоря, плавают на более плотной мантии, подобно тому, как лед плавает на воде. Толщина континентальной земной коры с низкой плотностью составляет в большинстве случаев 30—50 км, и эта величина связана с высотой континента над уровнем моря: континентальная кора обычно (но не всегда) толще под высокими горными системами (изо-стазия).

Характерная порода континентов — гранит не встречается в океанических областях. Гранит — магматическая порода (образуется при кристаллизации силикатного расплава), пред-

¹ Автор приводит лишь одну из моделей химического состава земной коры. По данным другой модели (Беус А. А., «Геохимия литосферы», «Недра», 1972), для континентальной коры рассчитаны несколько иные содержания (в %): железа 5,7, кальция 4,3, натрия 2,3, калия 1,9 и магния 2,4. — Прим. ред.



ФИГ. 1-1. Высота над уровнем моря (или глубина ниже уровня моря) твердой поверхности Земли в зависимости от общей доли земной поверхности, в %.

Континенты, включая примыкающий континентальный шельф, занимают менее 30% поверхности Земли. Средняя глубина моря составляет около 4,0 км; дно океанов, исключая континентальный шельф и континентальный склон, расположено в среднем на глубине 4,8 км.

ставленная в основном кварцем, полевыми шпатами и слюдой. В химическом отношении он состоит главным образом из SiO_2 (65—70 вес. %) и Al_2O_3 , который является вторым по содержанию компонентом. Именно поэтому для сокращенного обозначения состава континентальной коры употребляется термин *сиаль* (кремний — алюминий) в отличие от термина *сима* (кремний — магний), который более характерен для океанических пород и особенно для мантии.

На континентах, кроме того, встречаются значительные количества других изверженных пород, богатых кремнием и алюминием (андезиты, риолиты), повсеместно распространены вулканические базальты, а также осадочные породы, образующие тонкий и неравномерный чехол. Основная масса вещества континентов, по-видимому, состоит из метаморфических пород, которые представляют собой перекристаллизованные в твердом состоянии осадочные или изверженные породы.

Средняя глубина океанов ниже уровня моря составляет около 4,8 км. Большая часть океанического дна напоминает однообразную равнину. Над ней поднимаются большие горные цепи («хребты» или «поднятия»), образующие величественную мировую систему хребтов, которая в наше время является объектом пристального изучения. Наибольшие океанические глубины встречаются в «желобах» — узких протяженных дугообразных впадинах, обычно окаймляющих континенты. Самая большая известная глубина (11 км) встречается в Марианском желобе, расположенном восточнее Марианской островной дуги. Острова, которые поднимаются с океанического дна, имеют типично вулканическое происхождение и состоят преимущественно из базальта. Океаническая кора характеризуется небольшой толщиной (6—8 км), и поэтому в океаниче-

ских областях граница Мохоровичича находится на глубинах всего 10—12 км ниже уровня моря.

Главная цель геологических исследований заключается в том, чтобы выяснить, как возникли континенты, какой путь они прошли, прежде чем приняли современный вид, и какова история морского дна. В последние годы особенной популярностью пользуется старая гипотеза, заключающаяся в том, что континенты смещаются относительно друг друга (континентальный дрейф) и что ложе океана само принимает участие в общем движении (раздвигание океанического дна). При этом вдоль гребней океанических хребтов за счет мантии образуется новая океаническая кора, смещающаяся от места своего возникновения в стороны и вновь опускающаяся в мантию. Типичные скорости движения составляют величину порядка нескольких сантиметров в год. С большой долей уверенности можно думать, что это движение связано с крупными тепловыми «конвективными» возмущениями в подстилающей мантии, верхние несколько сотен километров которой, очевидно, участвуют в указанном движении.

Установление такой связи между процессами в мантии и в земной коре — очень важное современное открытие. Отсутствие соответствующей исследовательской техники обусловило то обстоятельство, что в течение многих десятилетий внимание геологов было приковано исключительно к изучению континентальных масс, исследование которых менее затруднительно. Предполагалось, что континентальные массы, так же как и океанические бассейны, отражают неизменные, застывшие черты земной поверхности, поэтому объяснение причин и хода геологических процессов искали, хотя и не вполне успешно, в самой земной коре. Мантия, о которой всего 30 лет назад было известно чрезвычайно

мало, долгое время представлялась по существу однообразной, гомогенной, инертной и совершенно не представляющей интереса в геологическом отношении. Современный прогресс измерительной техники (главным образом геофизической и океанографической) постепенно привел к противоположной точке зрения: мантия (или, по меньшей мере, верхняя мантия) гетерогенна; она постоянно взаимодействует с земной корой, и в то время как новое вещество коры (океанической и континентальной) образуется из мантии, «старое» вещество земной коры вновь опускается в нее.

Геологические процессы

Сложный ход событий, который привел к современному строению Земли, может быть проанализирован при рассмотрении небольшого числа отдельных региональных процессов, каждый из которых в какой-то степени зависит от других.

Эрозия

Химические реакции (гидратация, окисление, растворение) между водой, выпадающей из атмосферы, и горными породами, находящимися на поверхности, обуславливают протекание разнообразных физических и биологических процессов, приводящих к разрушению горных пород («выветриванию») и образованию почвы — рыхлого прерывистого слоя, на котором произрастает растительность, и, следовательно, выращиваются продукты питания. Одним из важнейших продуктов процесса выветривания и главной составной частью почвы является группа минералов, известных под названием глинистых (водные алюмосиликаты); она обладает интересными структурными и физическими особенностями. Продукты выветривания зависят от климатических условий, и потому изуче-

ние древних продуктов выветривания позволяет судить о характере климатических условий в прошлом.

Под влиянием силы тяжести разрушающийся материал, естественно, стремится осыпаться вниз. Поэтому возникающие при выветривании обломки пород обычно перемещаются от более высокого местоположения (горы) к более низкому (морское дно). Такие процессы переноса совершаются в основном под действием текущей воды и, в меньшей степени, ветра и льда. Выветривание и перенос материала приводят к его эффективной механической и химической пересортировке. Мелкие частицы, например частицы глины, обычно перемещаются быстрее и дальше, чем более крупные, такие, как зерна песка, состоящие из кварца SiO_2 . Растворимые соли, например углекислый натрий и двууглекислый кальций, выносятся реками в море.

Очевидно, что эрозия приводит к понижению поверхности суши — (процесс, называемый денудацией). Типичная скорость денудации, вероятно, равна нескольким сантиметрам в тысячу лет, хотя она сильно зависит от климатических условий и средней высоты над уровнем моря. Понятно, что при такой скорости денудации континенты, поверхность которых расположена в среднем на высоте 800 м над уровнем моря, были бы разрушены до нулевой отметки приблизительно за 10^7 лет. В то же время они имеют гораздо более древний возраст, и поэтому должны существовать другие процессы, которые обуславливали подъем континентов или же надстраивали их рельеф. Вид топографической поверхности в любой момент истории Земли, характер возвышенностей и долин, а также многие другие особенности ландшафта ясно показывают, что существует постоянное равновесие между эрозией и процессами (такими, как вул-

анизм и складкообразование), формирующими сушу. Изучением эволюции ландшафта занимается геоморфология. Проводимые в этом направлении исследования давно привели к важному выводу, что в последнее время (т. е. в последние несколько миллионов лет) наиболее коренные изменения климата достигали высшей точки в период «ледниковой» эрозии, когда большие массы льда накапливались в средних и высоких широтах. Ледяные шельфы Гренландии и Антарктиды являются пережившими свое время примерами таких некогда широко распространенных ледяных покровов. Недавно существовавшие ледники оставили отчетливый след в ландшафте, а также привели к возникновению некоторых интересных геофизических явлений, например опускания поверхности под тяжестью льда и ее медленного поднятия после его таяния. Современные оценки вязкости верхней мантии — основного параметра, фигурирующего во всех дискуссиях о динамике Земли, — основаны на наблюдениях скорости постгляциального восстановления уровня. Сказанное выше может служить примером того, как некоторые окольные пути исследования могут привести к получению необходимой геологам информации и как некоторые области геологии тесно связаны между собой, хотя на первый взгляд представляются совершенно различными.

Осадконакопление

Размельченный материал переносится вниз и накапливается в низинах, в речных долинах, на континентальном шельфе или на дне океана и т. д., где он отлагается в виде горизонтальных слоев осадков. Периодические изменения в условиях отложения осадков, в природе и скорости поступления разрушенных горных пород выражаются в типичном

свойстве осадков, отложившихся из воды или воздуха, — их слоистости, или стратифицированности. С течением времени давление, возникающее из-за увеличения веса накапливающихся сверху осадков, вместе с химическими реакциями, в которых участвует захваченная осадками вода, приводят к уплотнению и затвердеванию исходных рыхлых осадков.

Осадочные породы составляют только малую часть земной коры. На дне океана они образуют слой толщиной лишь в несколько сотен метров или до километра. Мощность этого слоя оказывается слишком малой при сопоставлении со скоростью отложения осадков, что свидетельствует об относительной молодости отложения осадков и, следовательно, об относительной молодости подстилающей океанической коры. Гораздо более толстый покров осадочные отложения образуют в области континентального шельфа. Значительная часть континентов закрыта чехлом древних осадочных пород мощностью в несколько километров. Существуют отдельные впадины (геосинклинали) протяженностью в сотни километров, в которых напластования древнейших осадочных пород достигают гораздо большей мощности — от 10 до 30 км. Многие из этих пород имеют мелководное происхождение, некоторые, несомненно, образовались в условиях суши. Очевидно, отложение осадков в таких впадинах связано с синхронным опусканием поверхности и одинаковым с ним по интенсивности накоплением осадков в сохраняющейся обстановке мелководья. Примечательно, что в большинстве случаев такие области, в которых земная кора непрерывно прогибается вниз и происходит интенсивное накопление осадков, развиты преимущественно в горных районах. Классическим примером является область, расположенная вдоль восточного побережья США в Аппалачах.

Вулканическая деятельность

Вулканизм. Вулканизм, с точки зрения человека, — одно из наиболее эффектных и разрушительных геологических явлений, заключающееся в том, что вещество расплавленных горных пород и газы извергаются на поверхность. Магма — общее название для расплавленных пород. Возникновение, движение и извержение магмы — все эти процессы в совокупности определяют то, что называют вулканической деятельностью; вулканизм же — ее проявление на поверхности. Магма возникает при температурах $850\text{--}1200^\circ\text{C}$ ¹, затем по естественным каналам самотеком изливается на поверхность (излившаяся магма известна под названием лавы), и наконец, при затвердевании лавы происходит образование вулканических горных пород. Отделение газа может осуществляться путем спорадических взрывов большой силы, называемых эксплозиями. Вулканический газ (главным образом водяные пары и двуокись углерода) в случае такого интенсивного отделения обычно захватывает из вскипающей магмы фрагменты вулканического материала — застывшее стекло, спекшиеся кристаллы и, кроме того, обломки пород, оторванные от стенок вулканических каналов. Выпадая на поверхность суши или на морское дно, такой пирокластический материал образует покровы, которые имеют те же характерные черты, что и обычные осадочные отложения — обломочную природу, грубую слоистость и сортированность.

Большинство разновидностей магмы представлено силикатными расплавами, содержащими 45—70 вес.% SiO_2 . Обогащенные кремнеземом раз-

новидности магмы по традиции, основанной на ныне устаревшем представлении о роли «кремневой кислоты», называются кислыми в противоположность основным магмам, имеющим меньшее содержание кремнезема. Наиболее распространенные лавы (базальты) относятся к категории основных магм и содержат около 50% SiO_2 .

Состав лавы, извергаемой вулканом, со временем может изменяться; например, существует заметное различие между излившимися в разное время лавами Везувия. Изредка встречаются вулканы, которые могут попеременно или почти в одно и то же время извергать различные типы лавы (например, базальтовые и кислые породы в районе Ньюберри, в настоящее время, по-видимому, потухшего вулкана в Орегоне). Состав лав одного вулкана может заметно отличаться от состава лав другого, расположенного на расстоянии всего нескольких километров, как в случае вулканов центральной Экваториальной Африки — Ньира-Гонга и Ньямурагира. Но чаще можно наблюдать, что все вулканы, принадлежащие к одной «провинции», или области, обычно изливают лавы, которые, хотя заметно и различаются между собой, имеют одни и те же химические характеристики, указывающие на их общее происхождение. Вопрос о том, как образуются лавы и каковы причины, приводящие к появлению химических различий между ними, является наиболее важным в петрологии изверженных пород.

Вулканизм, будь это единичный или многократный акт, проявляется почти всегда на земной поверхности, но при этом географическое распределение вулканических областей очень локализовано. Вот какова картина, наблюдающаяся в настоящее время: большинство современных и недавно потухших вулканов встречается вдоль побережья Тихого океана;

¹ В условиях высоких общих давлений на глубине 10—30 км и при повышенном давлении паров H_2O возникновение гранитной магмы возможно при значительно более низких температурах ($650\text{--}700^\circ\text{C}$). — *Прим. ред.*

остальные вулканы разбросаны по земной поверхности, но сгруппированы в определенных областях — в Средиземноморье, на дуге Малых Антильских островов, в Индонезии, в средней части Атлантического океана и в нескольких других районах. Между вулканизмом, сейсмической активностью и горообразовательными движениями существует общая корреляция, но эти явления никогда не бывают одинаково продолжительными и никогда не происходят строго одновременно.

На основании изучения сейсмической деятельности в районах извержений можно предположить, что магматические очаги — это локальные резервуары, залегающие на глубине около 50 км. Вероятно, они представляют собой карманы жидкости, образовавшейся при частичном плавлении материала внешней мантии, являющегося в целом твердой породой. Выяснение детального механизма, при помощи которого таким образом могли бы образовываться и накапливаться в изолированных подкоровых резервуарах большие массы магмы, — проблема, ждущая своего решения.

Плутонизм. Образование геологических тел, часто имеющих большую протяженность, вскрытых глубокой эрозией в древних горных хребтах и содержащих некогда глубинные кристаллические породы, происходило в пределах земной коры при застывании магмы, поднимавшейся с большой глубины. Это и есть плутонические породы. Явления, связанные с их внедрением, остыванием и кристаллизацией, могут быть названы плутонизмом. Плутонические породы по составу относятся к тем же группам, что и вулканические. В обоих классах пород наблюдаются одни и те же сочетания минералов: кварц со щелочными полевыми шпатами — в кислых породах, пироксены с кальциевыми полевыми шпатами (плагноклазом) и оливином — в основных.

Общим для обоих классов является совпадение определенного, отчетливо выраженного характера концентрации малых элементов, например Zr, Nb, Ta, Ti, в породах, обогащенных натрием и калием по сравнению с кремнием. Существуют некоторые устойчивые, большей частью незначительные химические различия между вулканическими и плутоническими породами, а также отчетливые различия в структуре пород, которые определяются различной скоростью охлаждения и степенью сохранения растворенной воды вблизи поверхности по сравнению с глубинными условиями.

Магматическое тело, внедрившееся на некотором уровне ниже поверхности Земли, называется магматической интрузией. Процессы образования интрузий не вполне понятны, но формы некоторых интрузивных тел небольшого размера и их структурное взаимоотношение с окружающими породами ясно указывают на интрузивную природу этих тел. Крутопадающие плоские интрузивные тела, известные под названием даек, пересекают слои окружающих осадочных пород и могут сохранять более или менее постоянный вид вне зависимости от структуры вмещающих пород на протяжении многих километров. Известны также пластовые интрузии (силлы) плутонических пород, которые, по-видимому, являющиеся инъекциями магмы, внедрившимися параллельно напластованию вмещающих осадочных пород. Некоторые из пластовых интрузий, основные по составу, имеют мощность несколько тысяч метров и простираются в горизонтальном направлении на сотни километров и более. В отдельных местах древние вулканы бывают вскрыты эрозией до основания, и в этих случаях можно видеть кольцообразные, более или менее округлые в обнажении интрузивные комплексы, обычно имеющие диаметр 1—30 км. Такой типичный комплекс

состоит из нескольких концентрических, почти вертикальных интрузий, каждая из которых более или менее соответствует по форме полуму цилиндру.

Любая магма имеет меньшую плотность, чем изверженные породы того же состава. Следовательно, вообще говоря, должна существовать общая тенденция, заставляющая образовавшиеся магматические расплавы передвигаться вверх и занимать более высокое положение в поле силы тяжести. Это особенно справедливо для кислых магм, так как средняя плотность вещества изверженных пород уменьшается с повышением содержания кремнезема. Однако по причинам, которые будут рассмотрены ниже, интрузивные массы кислой магмы, интенсивно раздвигаемая окружающие породы во время своего подъема, обычно кристаллизуются и затвердевают, не доходя до поверхности. Характерной их чертой является то, что они образуют очень большие массивы сложного строения (батолиты), содержащие множество индивидуальных тел, — плутонов, каждый из которых представляет собой обособленное поднятие от нижней части батолита. Так, батолит Сьерра-Невада в Калифорнии, занимающий площадь свыше 600×100 км и имеющий рельеф с перепадами высот в несколько километров, вероятно, включает 100 или 200 отдельных плутонов. Хотя плутоны заметно отличаются по составу пород, большинство их сложено кварцсодержащими кислыми плутоническими породами, известными под названием гранитов. Внедрение батолита Сьерра-Невада произошло не сразу. Радиометрические данные показывают, что плутоническая деятельность была сконцентрирована по меньшей мере в трех эпизодических процессах, происходивших с интервалом около 100 млн. лет.

Внедрение батолита или даже плутона, имеющего меньшие размеры, ве-

роятно, должно сопровождаться глубокими изменениями — структурными, тепловыми и химическими, происходящими в интродуцированных вмещающих породах. Близлежащие породы могут быть смещены в сторону, деформированы пластической текучестью в твердом состоянии или же раздроблены и пронизаны прожилками магмы в любом масштабе — от того, который можно заметить только в образце, до видимого на геологической карте. Вблизи контакта с интрузией породы могут перекристаллизоваться, могут изменить химический состав в результате привноса элементов извне водяными парами и растворами, отделившимися от охлаждающего плутона, или даже могут быть частично переплавлены. Сама магма также участвует в указанных приконтактных реакциях, и в результате такого взаимодействия она может оказаться загрязненной привнесенным из окружающих пород материалом.

Плутонизм сопровождается побочным явлением, представляющим большой интерес с точки зрения экономики, — образованием рудных тел в породах интрузии или вблизи нее. Рудное тело представляет собой горную породу, в которой один или несколько химических элементов присутствует в концентрации, достаточно высокой для того, чтобы их промышленная разработка была выгодной. Процессы, при которых микрокомпоненты земной коры, такие, как Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Ni и многие другие, образуют экономически выгодные концентрации, разнообразны и сложны. Они требуют подробного специального рассмотрения.

Метаморфизм

Обширные континентальные площади подстилаются горными породами, которые, судя по их минералогии и структуре, не являются ни чисто осадочными, ни изверженными. Мож-

но показать, что эти метаморфические (или измененные) породы являются изверженными или осадочными породами, которые были перекристаллизованы в твердом состоянии. Метаморфизм может происходить под действием тепла или высокого давления или же при одновременном влиянии обоих факторов. Тепловые эффекты, например, отчетливо проявляются в «контактовом метаморфизме», развивающемся в приконтактовых зонах plutонических интрузий. Однако в общем смысле метаморфизм представляет собой явление регионального масштаба, в котором участвуют очень большие объемы пород и которое не может быть связано только с внедрением магмы.

Метаморфические породы весьма разнообразны, так как из одного и того же исходного материала (например, базальта или глинистого сланца) может образоваться множество различных минеральных ассоциаций. Это разнообразие частично обусловлено тем, что рост температуры и повышение давления приводят к сдвигу химического равновесия в противоположные стороны. Таким образом, при высокой температуре и низком давлении образуются совершенно иные минеральные ассоциации, чем в условиях низкой температуры и высокого давления. В результате большой полевой и экспериментальной работы в настоящее время стало возможным определять сильно изменяющиеся индивидуальные условия, характеризующиеся определенными величинами давления, температуры и других физических переменных, при которых была перекристаллизована данная метаморфическая порода.

Отличительная черта пород, подвергшихся региональному метаморфизму, — наличие более или менее параллельной листоватой или сланцеватой текстуры. Метаморфические породы, известные под названием гнейсов, минералогически очень по-

хожи на магматические граниты, от которых они отличаются главным образом своей сланцеватостью, выраженной более или менее правильным чередованием слоев. Глинистый сланец может быть превращен в породу, имеющую ярко выраженную сланцеватость и называемую слюдяным сланцем. Сланцеватые породы обладают сильной анизотропностью свойств. Эта анизотропность может возникать при перекристаллизации исходных изотропных пород только в том случае, если сам фактор, вызывающий перекристаллизацию, также анизотропен. Один из таких факторов — одностороннее (негидростатическое) сжатие, называемое стрессом. Как будет показано ниже, испытывавшие региональный метаморфизм породы, по-видимому, претерпели основную перекристаллизацию именно в то время, когда они подвергались стрессу.

Деформация (диастрофизм и тектонизм)

То, что Земля является скорее динамической системой, чем статической, ясно видно также из наблюдений механической деформации, проявляющейся во многих породах, и особенно в осадочных. Следует напомнить, что осадочные породы в процессе формирования образуют слои, или пласты, первоначально имевшие горизонтальное или близкое к горизонтальному залегание. Однако обычно пласты осадочных пород залегают наклонно или же образуют складки различного вида (фиг. 3-44), которые говорят о существовании постседиментационной деформации. Более того, осадочные породы морского происхождения встречаются во многих горных массивах на высоте нескольких тысяч метров над уровнем моря, что вновь указывает на существование постседиментационного поднятия. Систематические многократные наблюдения, проводимые

в некоторых районах, ясно показывают, что поверхность суши в настоящее время движется и скорость этого движения составляет несколько сантиметров в год. При геологическом картировании иногда наблюдается смещение больших блоков горных пород в горизонтальном (или близком к нему) направлении на расстояние, превышающее десятки километров. Так, западная часть Швейцарских Альп сложена складчатыми осадочными породами, которые первоначально находились гораздо южнее их современного местоположения. Такие сместившиеся массивы должны быть ограничены, по меньшей мере с одной стороны, разломами или «сбросами», т. е. трещинами, по обе стороны которых противолежащие массы смещались во взаимно противоположных направлениях относительно друг друга. Например, горизонтальное смещение вдоль крупного разлома Сан-Андреас в Калифорнии составляет несколько сотен километров, и амплитуда этого смещения все еще продолжает увеличиваться в настоящее время, причем скорость смещения также оценивается приблизительно в несколько сантиметров в год. Резкое перемещение вдоль разломов может сопровождаться землетрясениями, частота и сила которых свидетельствуют об интенсивности современной тектонической деятельности Земли. Деформации в породах, которые обнаруживаются непосредственно или же из косвенных наблюдений, существуют на любом уровне — от микроскопических нарушений правильного строения кристаллов до перемещения целых континентов.

Не все части Земли деформируются в равной степени: в любое время можно обнаружить большие участки, на которых, по-видимому, ничего особенного не происходит, тогда как другие участки подвергаются интенсивной деформации, в результате которой, например, образуются боль-

шие горные хребты (как в случае гигантской горной системы, которая протягивается в широтном направлении от Альп до Гималаев, или в случае Кордильер, вытянувшихся вдоль западного побережья Северной и Южной Америки). Эти локализованные площади носят название орогенических поясов, а термин «орогенез» применяется для обозначения горообразовательных процессов. Орогенез непостоянен во времени, так как последовательность деформационных процессов разделена временными интервалами относительного покоя. Орогенез обычно связан с региональным метаморфизмом (причины этого будут рассмотрены ниже); кроме того, существует общая связь между орогенезом, вулканической и плутонической деятельностью.

Геолог стоит перед тремя проблемами, касающимися изучения деформации пород:

1. В первую очередь он должен точно установить, в основном на основании полевого картирования, какие именно деформации произошли, где и когда.
2. Изучить наблюдаемую картину деформаций или деформационных напряжений (стрессов), чтобы выяснить причины их возникновения. Так как наблюдаемые напряжения являются остаточными (т. е. необратимыми и, следовательно, неупругими), он сталкивается здесь с общей сложной картиной неупругих свойств окружающих твердых тел (гл. 8), которая сама по себе является трудным для исследования объектом и, кроме того, еще более усложняется вследствие продолжительности события в геологической шкале времени (гл. 4).
3. Выяснить, какой механизм мог обуславливать возникновение возможных напряжений. Некоторые исследователи выражают сомнения в том, что геологические напряжения имеют существенно термальное про-

исхождение, т. е. возникают в основном под влиянием температурных перепадов между различными участками Земли и под влиянием различия скоростей изменения температуры. Каким образом поле высокой температуры генерирует поле напряжений, вопрос сложный: все еще не вполне выяснена роль, которую играет в земных процессах конвективное движение, возникающее под действием тепловых потоков (гл. 11), хотя обычно полагают, что деформации земной коры в большинстве случаев вызываются крупномасштабными конвективными потоками в подстилающей мантии.

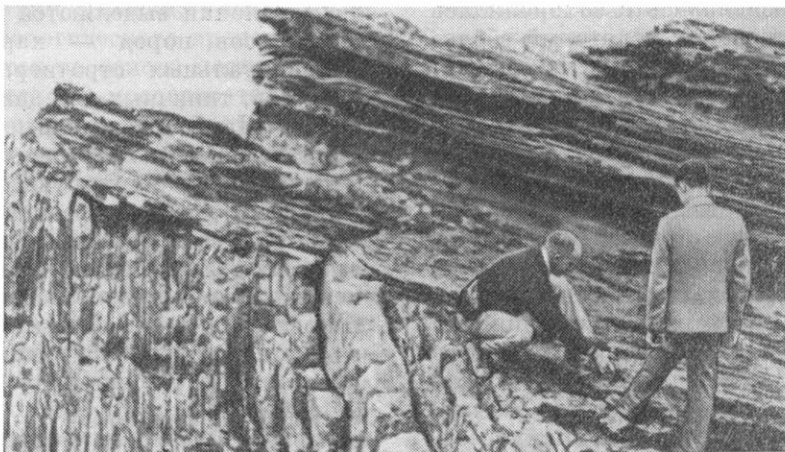
Другие процессы, происходящие в глубинах Земли

Все пять процессов, кратко описанные в предыдущих параграфах, можно наблюдать непосредственно или же составить заключение о них на основе косвенных наблюдений, проведенных на поверхности Земли. Кроме того, несомненно, существуют другие процессы, происходящие ниже земной поверхности, как, например, процессы возникновения и переноса тепла, которые рассмотрены в гл. 11. То, что процесс теплопереноса в Земле существует, ясно видно из исследований поверхностного теплового потока — количества тепла, которое достигает поверхности при распространении от источников тепла, расположенных внутри коры, мантии, а также, возможно, и внутри земного ядра. Фактически теплоперенос является наиболее важным из всех геологических процессов, так как он доставляет энергию, необходимую для протекания всех других процессов. Тепло возникает внутри Земли, главным образом при самопроизвольном распаде ядер радиоактивных элементов, но значительный вклад могут вносить и другие источники тепла, такие, как

приливо-отливное трение и гравитационная энергия.

Массоперенос, или конвективное движение, происходит в большом масштабе также преимущественно в мантии и ядре Земли. Имеются только косвенные доказательства его существования, так как никто и никогда не видел потоков в мантии. Эти доказательства основаны, во-первых, на теоретических соображениях, которые говорят о том, что конвекция может проявляться при указанных условиях, и, во-вторых, на наблюдаемой структуре поверхностных деформаций и особенно на данных о процессах орогенеза, континентального дрейфа и раздвигания морского дна, которые трудно объяснить на основе других предположений. Коротко говоря, конвекция заключается во влиянии гравитационного воздействия на плотностные различия, возникающие вследствие различий в температуре. Более нагретые и, следовательно, более легкие вещества обычно стремятся двигаться вверх, тогда как для веществ холодных и плотных преобладает тенденция к движению вниз. Кроме того, конвекция является эффективным механизмом процесса теплопереноса.

О крупномасштабной миграции элементов внутри Земли известно сравнительно немного. Мы уже могли видеть, что выветривание и осадконакопление являются эффективными механизмами процессов переноса и разделения некоторых элементов. По-видимому, перенос других элементов происходил в больших масштабах внутри Земли, и, возможно, он все еще продолжается в настоящее время. Примером такого процесса является вынос из мантии в атмосферу через вулканы паров воды, двуокиси углерода и других газов. Некоторые химические элементы, имеющие низкое среднее содержание в земной коре (например, редкоземельные элементы и такие металлы, как Cu, Au, Hg), на срав-



ФИГ. 1-2. Несогласное залегание пород близ Сиккар-Пойнта, Шотландия, ставшее классическим примером благодаря работам Хаттона.

Почти вертикально стоящие пласты силурийских пород несогласно перекрыты слабонаклонными пластами древнего красного песчаника (девон).

нительно небольших участках коры могут встречаться в концентрациях, которые во много раз превышают средние содержания элементов в коре. Очевидно, процесс концентрации должен сопровождаться переносом таких элементов на значительные расстояния. Еще один пример процессов крупного масштаба — образование земного ядра и его отделение от мантии, процесс, насколько нам известно, все еще продолжающийся в настоящее время. Существует также косвенное доказательство того, что концентрация некоторых элементов в земных оболочках, в частности U, Th и K, увеличивается снизу вверх.

Стратиграфическая колонка и шкала геологического времени

Кристаллический фундамент континентальной коры на громадных площадях перекрыт чехлом осадочных пород. Во многих случаях можно изучить и провести измерения последовательности осадочных отложений, мощность которых может достигать

сотен и даже нескольких тысяч метров. Общеизвестно, что в любой вертикальной последовательности осадочных пород пласты, залегающие выше по разрезу, несомненно, являются более молодыми. Тем не менее впервые это стало ясно всего лишь 300 лет назад. Этот принцип, известный под названием *закона напластования* Стено, явился тем основополагающим камнем, на котором позднее выросло здание науки стратиграфии — науки о напластованиях пород и той информации, которая в них записана происходившими событиями. Стратиграфия в свою очередь лежит в основе геологической хронологии.

Некоторые осадочные слои, особенно морского происхождения, содержат ископаемые остатки древних животных и растений. Это случайные следы вымершей фауны и флоры. Их последовательная смена в стратиграфическом разрезе дает хотя и не полную, но все же отчетливую картину развития жизни и географических миграций фауны с течением времени. В одном отношении эта картина несомненна. Фауна из верхней части

разреза развивалась и захоронялась в отложениях в некоторый более поздний период времени, чем фауна, сохранившаяся в нижней части разреза. Упрощенно предполагая, что идентичная фауна развивалась повсеместно в одно и то же время, можно составить сводную стратиграфо-фаунистическую стандартную колонку, пригодную для всех районов одного и того же континента.

Несмотря на явные затруднения, эта работа все же была проделана в конце XVIII в. английским исследователем Уильямом Смитом. Он построил стандартную колонку морских осадочных отложений юго-восточной Англии, а затем расширил и распространил ее на все отложения осадочного чехла Англии и Уэльса. В самом конце предыдущего столетия стандартная стратиграфическая колонка, как известно, охватывала не только осадочные отложения Великобритании и Европы, но так же успешно была распространена и на отложения Северной Америки. Раз-

делы колонки выделяются на основе комплексов пород — характерных индивидуальных стратиграфических разрезов, типичных для данной местности. Наиболее крупные разделы (системы) ограничены сверху и снизу характерными маркирующими перерывами в последовательности отложений (несогласиями) для районов этого типа. Каждая система пород несет информацию о событиях, происходивших в отрезок времени, соответствующий осадконакоплению. Животные и растения по сравнению с осадочными породами обладают гораздо большим разнообразием. Каждый вид и каждая экологическая совокупность несут четкий отпечаток своеобразия. Каждый слой осадочных пород также является единственным в своем роде, но его индивидуальный характер в большинстве случаев неочевиден. Известняки различного возраста из различных местностей могут оказаться неотличимыми один от другого, например, по физическим (литологическим) свой-

ТАБЛИЦА 1-1

Геохронологическая таблица

Эра	Период	Эпоха	Возраст по радиометрическим данным (ориентировочно), млн. лет
Кайнозойская	Четвертичный	{ Голоцен Плейстоцен	← 3
	Третичный	{ Плиоцен Миоцен	
		{ Оligоцен Эоцен Палеоцен	
Мезозойская	{ Меловой Юрский Триасовый		← 70
Палеозойская	{ Пермский Каменноугольный Девонский	{ Пенсильванский Миссисиппский	← 225—230
	{ Силурийский Ордовикский Кембрийский		← 350
			← 500
			← 600
	Докембрийское время		← 600—3500

ствам. Таким образом, хотя каждый раздел геологического времени устанавливается на основе местной стратиграфической последовательности, корреляция событий, соответствующих этому времени в других районах, производится геологами на основе изучения ископаемых остатков. В табл. 1-1 приведен перечень основных разделов геологического времени в соответствии со стандартной стратиграфической колонкой. Все геологические события обсуждаются на основе этой стандартной хронологии. Условный возраст разделов, определенный по радиометрическим данным и приведенный в правой части колонки, установлен сравнительно недавно и, безусловно, подлежит дальнейшему уточнению.

Некоторые замечания о Земле

Имеющиеся в нашем распоряжении геологические данные свидетельствуют, что многие геологические процессы невозможно было бы ни наблюдать, ни понять, если бы они не были очень длительными. Для того чтобы можно было заметить перемещение континентов относительно друг друга при скорости движения 1 см/год, необходимо провести сложные измерения расстояния через разделяющий их океан с точностью порядка 10^{-6} . Тем не менее при такой скорости движения они переместятся на 1000 км, достаточно большое расстояние, за 10^8 лет — промежуток времени, который в геологическом смысле относительно невелик. Медленность многих земных процессов (которая, как мы увидим в гл. 4, в значительной степени определяется большими размерами Земли) компенсируется большой протяженностью времени. С точки зрения обычных человеческих стандартов Земля по своим размерам и возрасту — объект необычный.

Она необычна и в том отношении, что подавляющая ее часть находится в условиях температур (достигающих нескольких тысяч градусов; гл. 11) и давлений (вплоть до ~ 3 млн. бар; гл. 10), превышающих тот уровень, который достигнут экспериментальной техникой. Химикам известно множество особенностей воды и водных растворов; это знание можно было бы применить в изучении, скажем, химии океанов и седиментационных процессов. Однако некоторые геологически важные природные флюиды имеют температуру порядка нескольких сотен градусов (гидротермальные растворы; гл. 5), при которой свойства водных растворов изучены в гораздо меньшей степени. Физики могут многое рассказать нам об электрических свойствах вещества (например, об электропроводности) при обычных или близких к обычным условиям, но лишь очень немногие из этих сведений могут найти непосредственное применение в условиях давления, преобладающего в земном ядре, где электрический поток вызывает образование магнитного поля Земли. Таким образом, геологи, геохимики и геофизики вынуждены использовать в основном широкие обобщения и законы (например, законы термодинамики), чтобы установить качественно, а не количественно природу явлений, которые могут происходить. Наше невежество и сомнения в отношении земных процессов в значительной степени обусловлены отсутствием необходимых экспериментальных данных.

Кроме того, довольно досадной для исследователя физического профиля особенностью Земли является ее «загрязненность» и отсутствие строгой упорядоченности. Горные породы — отнюдь не чистые химические соединения с хорошо определяемыми свойствами, которые любят изучать химики и физики. Напротив, они представляют собой структурно разнородные агрегаты с различными

соотношениями минералов, которые сами по себе обычно являются твердыми растворами, содержащими разные количества различных примесей. Подобные породы редко имеют одни и те же физические свойства. Земная кора — это не однородная упругая плоскость, через которую распространяются сейсмические волны, как это выглядит в упрощенных и изящных математических построениях. Напротив, сейсмические записи показывают, что существуют непредвиденные сложности, обусловленные гетерогенностью и нарушениями однородности всевозможного рода. Геологические данные сами по себе во многих отношениях неясны и неполны. Во многих случаях невозможно выяснить, что происходило в данном месте в интересующее нас время, так как отсутствуют породы, по которым определяется геологический возраст. В других случаях необходимая информация могла быть стерта более поздними процессами такого типа, как эрозия или метаморфизм. Сталкиваясь лицом к лицу с такой сложностью природных явлений, геолог общего профиля вынужден прибегать к ряду предположений. При этом в качестве первого шага ему обычно приходится рассматривать

крайне упрощенную и идеализированную «модель», которая исследуется теоретически или экспериментально. Например, изучая перенос осадков реками, исследователь в первую очередь поставит эксперимент, в котором форма поперечного сечения речного русла является неизменной и принимаются постоянными размер и удельный вес зерен осадочного материала. Затем он постепенно усложняет свою модель, вводя все больше переменных и наблюдая все более полную картину, приближающуюся к тем событиям, которые происходят в речном русле в действительности. Петрограф начнет свое исследование с упрощенной системы, имеющей ограниченное число компонентов. Когда будет изучено поведение этой системы, он постепенно будет усложнять ее, чтобы она все больше приближалась к естественным породам. Не приходится говорить о том, что существует расхождение между теоретическими моделями или экспериментами и естественными условиями, с которыми они сопоставляются. В последних главах этой книги мы увидим, что о Земле нам известно все еще слишком мало.

Твердое тело Земли сложено неорганическими соединениями, главным образом силикатами и окислами, а также несколькими элементами, преимущественно металлическим железом. Эти соединения, образовавшиеся в природных условиях, называются *минералами*; природные минеральные агрегаты представляют собой породы. При температурах и давлениях, типичных для поверхности земли, все минералы, за небольшим исключением (ртуть, вода), находятся в твердой фазе, характеризующейся наличием кристаллической структуры, которая часто отражается на внешней форме и симметрии кристалла. Все физические и химические свойства (плотность, упругость, электропроводность, температура плавления, устойчивость против выветривания и т. д.) любой части Земли существенно зависят от характерного для этого района сочетания минералов. Поэтому логично считать отправной точкой в геологии изучение минералов (*минералогию*).

Большинство минералов, известных геологам, образовалось на поверхности Земли или вблизи нее. Некоторые из них были вынесены наверх из глубоких слоев коры или даже из верхней мантии в результате динамических процессов, таких, как вулканические или горообразующие. Поэтому минералы, распространенные на поверхности Земли, могли образоваться в довольно широкой области физических условий, при

температурах, по всей вероятности, 0—1500° С и давлениях до 20 кбар или выше. Каждый минерал и минеральная ассоциация несут в себе следы физических условий, при которых они образовались. Минералы метеоритов могут дать сведения даже о физических условиях, существовавших на внеземных объектах. Поэтому одна из основных задач минералогии — выявить роль физических условий в образовании наиболее распространенных минералов. Образование минералов может наблюдаться непосредственно, например, при кристаллизации силиката Mg_2SiO_4 (оливина) в базальтовой лаве и осаждении NaCl (галита) на дне соленых озер или лагун. Но во многих случаях изучение физических свойств отдельных минералов или минеральных ассоциаций не дает желаемых результатов, и получение необходимой информации оказывается далеко не простым делом. Эта задача может быть решена лишь с привлечением довольно сложных теорий структурной химии, химической кинетики и термодинамики. Только такой подход позволяет собрать достоверные сведения о земных процессах, которые нельзя получить никаким другим способом. Например, температура кристаллизации полевого шпата может быть установлена по степени упорядоченности, характеризующейся распределением в его структуре ионов Al^{3+} и Si^{4+} . Al_2SiO_5 кристаллизуется в

форме кианита при высоких давлениях, существовавших в момент образования, и в форме андалузита при низких давлениях. Возникновение тех или иных окислов железа, например магнетита (Fe_3O_4) и гематита (Fe_2O_3), а также сульфидов позволяет судить о температурах и парциальных давлениях кислорода в момент образования соединений. Иногда по изотопическому составу кислорода в кальците или арагоните (оба CaCO_3) из окаменелых морских раковин можно судить о химическом составе и температуре воды в океане за сотни миллионов лет до наших дней. Таким образом, во всей совокупности минералов и минеральных ассоциаций нашли свое отражение все возможные земные процессы и характер их изменения в пространстве и времени. Но, чтобы извлечь эту информацию, мы должны ознакомиться с химией твердого тела, а также с силами, которые связывают атомы, и принципами, определяющими их правильное расположение в кристаллической структуре.

Минералогия имеет и другой, более практический аспект. На протяжении всей истории человечества люди учились использовать минеральные ресурсы природы, сначала просто собирая камни нужной формы для орудий, затем извлекая металлы из руд и используя другие минералы (глины) в керамическом производстве, а позднее все увеличивая производство металлов, керамических материалов, цемента, бетона, минеральных удобрений и даже неорганического минерального топлива (урановых руд), играющих важную роль в современном производстве. За всей этой технологической эволюцией стоит прогресс в изучении минералов, связанный с поиском и возможно более полным использованием всех свойств минералов, представляющих интерес для экономики. Однако рассмотрение подобных вопросов не входит в наши задачи, и мы не беремся

оценивать влияние прогресса в изучении минералов на историю человечества.

Минералогия может быть подразделена на три части:

1) *кристаллография* — изучение внутренней и внешней геометрии кристаллов;

2) *химическая минералогия* — изучение химической структуры и свойств минералов;

3) *физическая минералогия* — изучение физических свойств минералов.

В настоящее время трудно провести четкие границы между этими дисциплинами. Современный кристаллограф имеет дело с химической природой атомов в данном кристалле, а кристаллофизик не может быть удовлетворен своими результатами, если он не сумеет связать наблюдаемые им физические свойства и с геометрией, и с химическими свойствами.

Ниже мы рассмотрим все три аспекта изучения минералов. В первом разделе мы исследуем вопросы симметрии кристаллов, во втором — химические принципы, оказывающие влияние на структуру и свойства минералов, а в третьем рассмотрим некоторые физические свойства минералов, особенно важные для наук о Земле.

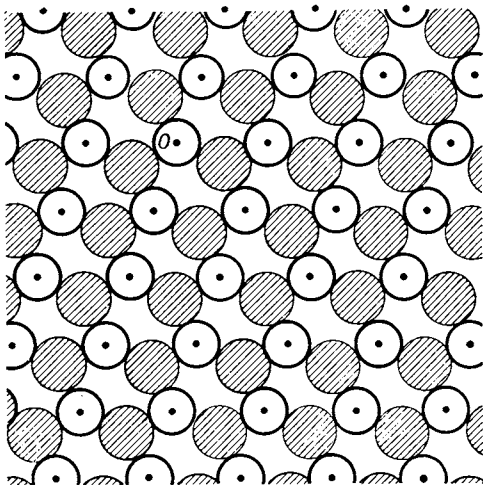
Геометрические свойства кристаллов

Твердое, или кристаллическое, состояние характеризуется упорядоченной внутренней структурой, в которой идентичные группы атомов, ионов или молекул симметрично и периодически располагаются вдоль прямых линий. Естественные плоские грани и ровные ребра некоторых кристаллов являются отражением этой внутренней кристаллической структуры. Цель наша — рассмотреть некоторые основные геометрические характеристики и свойства симметрии

кристаллов и кристаллических структур, от понимания которых зависят детальные исследования.

Решетки и элементарные ячейки

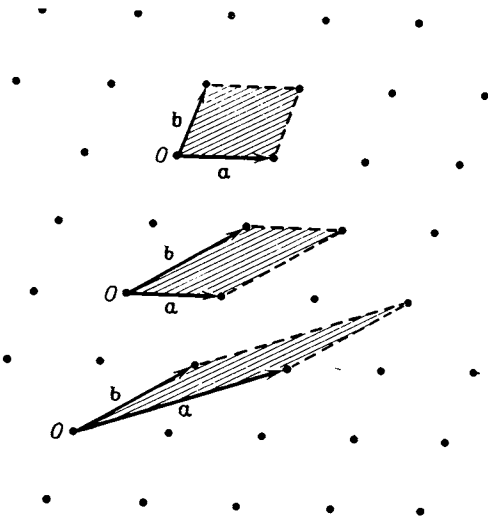
Идеальная кристаллическая структура — строго правильное периодическое повторение единичного элемента (атома или группы атомов, входящих в химическую формулу вещества) в соответствии с характером, определяемым химическими свойствами атомов и физическими условиями окружения. В реальных кристаллах, однако, этой строгой структурной регулярности не наблюдается; поля и силы, действующие на кристалл, искажают структуру, а дефекты или нарушения (например, вакансии или дислокации) прерывают ее. В элементарной кристаллографии возмущениями такого рода пренебрегают, и постулируется, что совершенный кристалл имеет форму правильного полиэдра со строго периодической внутренней структурой.



ФИГ. 1-2. Узлы (показаны точками) в двумерной решетке. Возможное начало координат показано буквой *O*.

Можно считать, что периодические структуры совершенных кристаллов бесконечны и имеют следующие общие со всеми периодическими построениями (такими, как рисунки на бордюрах, обоях, строение пчелиных сот и т. д.) характерные геометрические свойства:

1. Если в кристаллической структуре взять одну произвольную точку за начало отсчета, то может быть найдена бесконечная совокупность регулярно расположенных в пространстве точек с таким же окружением при той же самой ориентации (фиг. 2-1, двумерное изображение). Эти точки называются *узлами решетки*, а вся совокупность точек — *пространственной решеткой*. Различный выбор начала отсчета приводит к бесконечному числу конгруэнтных решеток для одной и той же структуры, сдвинутых относительно начала отсчета. Удобнее всего выбирать в качестве начала отсчета какие-либо точки, обладающие симметрией (например, центры сферически симметричных атомов в кристаллической структуре).



ФИГ. 2-2. Различные способы выбора векторов примитивной решетки *a* и *b* (двумерный случай). Получающиеся при этом примитивные ячейки заштрихованы.

2. Положение любого узла в трехмерном пространстве определяется вектором \mathbf{r} , проведенным из начала отсчета:

$$\mathbf{r} = n_1\mathbf{a} + n_2\mathbf{b} + n_3\mathbf{c}, \quad (2-1)$$

где \mathbf{a} , \mathbf{b} и \mathbf{c} — векторы, проведенные из начальной точки до трех ближайших некопланарных точек решетки, а n_1 , n_2 и n_3 — целые числа. Все узлы определяются бесконечной совокупностью векторов \mathbf{r} , когда n_1 , n_2 и n_3 принимают все положительные и отрицательные целочисленные значения. Векторы \mathbf{a} , \mathbf{b} и \mathbf{c} или любая другая тройка линейно независимых векторов, с помощью которых из уравнения (2-1) получаются все узлы, называются *основными векторами примитивной решетки* (фиг. 2-2).

3. Фрагмент структуры, представляющий собой параллелепипед объемом V , определяемым любыми тремя векторами решетки \mathbf{a} , \mathbf{b} и \mathbf{c} как

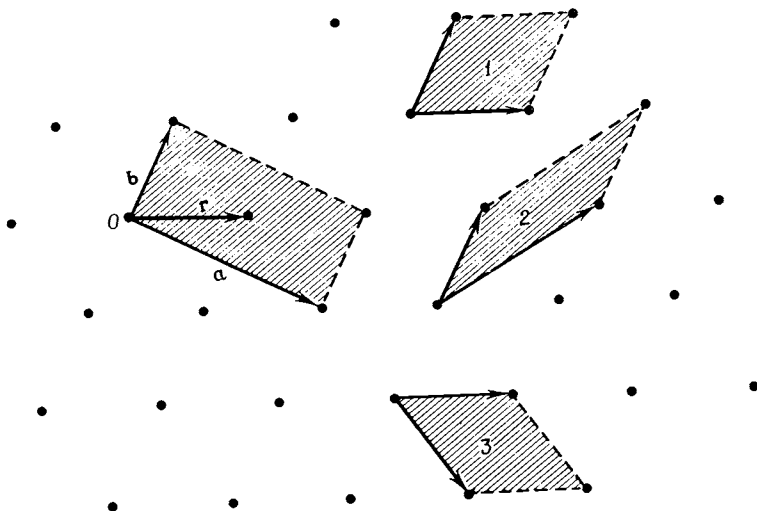
$$V = \mathbf{a} \times \mathbf{b} \times \mathbf{c},$$

называется *примитивной элементарной ячейкой* структуры. В случае двумерной периодической структуры примитивная элементарная ячейка представляет собой параллело-

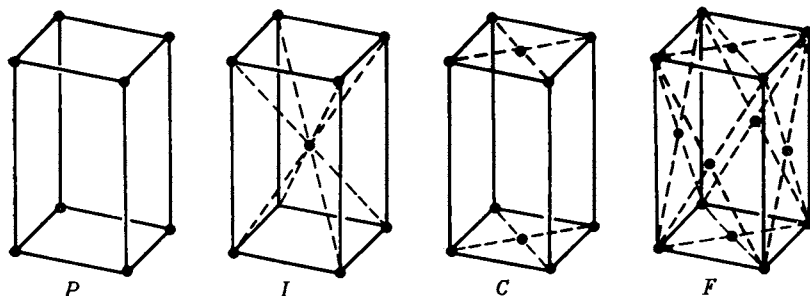
грамм площадью $\mathbf{a} \times \mathbf{b}$ (фиг. 2-2). Любая периодическая структура может быть получена как совокупность всех примитивных элементарных ячеек, для которых начало отсчета определяется всеми векторами \mathbf{r} в уравнении (2-1).

В примитивной элементарной ячейке узлы находятся только в восьми ее углах (каждый узел является общим для восьми соседних ячеек), поэтому такая ячейка эквивалентна одному узлу, но обычно в ней содержится несколько единичных элементов структуры, связанных между собой операциями поворота или отражения.

4. Можно выбрать три вектора решетки таким образом, чтобы они описывали ячейку, в целое число раз большую примитивной. При таком выборе основных векторов решетки \mathbf{a} , \mathbf{b} и \mathbf{c} в уравнении (2-1) не описывают положения всех узлов, поскольку всегда имеются такие узлы, для которых некоторые или все коэффициенты n_1 , n_2 и n_3 дробные. Примером может служить фиг. 2-3. Векторы \mathbf{a} и \mathbf{b} здесь не являются векторами примитивной решетки и характеризуют непримитивную элементарную ячейку, содержащую дополнительный узел в центре, положение



ФИГ. 2-3. Примитивные элементарные ячейки (1, 2 и 3) и прямоугольная двойная ячейка в двумерной решетке.



Фиг. 2-4. Типы прямоугольных элементарных ячеек в трехмерных решетках.

P — примитивная; *I* — объемноцентрированная; *C* — базоцентрированная; *F* — гранецентрированная.

ние которого определяется вектором

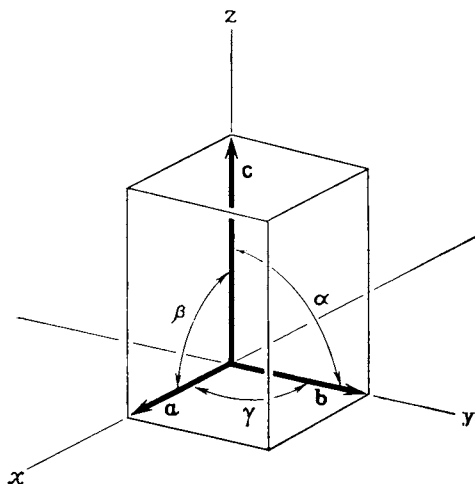
$$\mathbf{r} = \frac{1}{2}\mathbf{a} + \frac{1}{2}\mathbf{b}.$$

Такой выбор центрированной (*c*) элементарной ячейки позволяет наглядно представить ортогональность структуры, затушевывающуюся при любом выборе примитивной (*p*) элементарной ячейки (например, в случае ячеек *I*, *2* или *3* на фиг. 2-3). Для некоторых трехмерных решеток принято выбирать следующие соответствующим образом центрированные ячейки, подчеркивающие свойства симметрии кристаллов: 1) узел в центре ячейки — объемноцентрированная ячейка *I*; 2) узлы в центрах одной из пар параллельных плоскостей — базоцентрированная ячейка *C*; 3) узлы в центрах всех граней — гранецентрированная ячейка *F*.

Например, ортогональные ячейки могут быть описаны четырьмя различными трехмерными решетками в результате соответствующего выбора одной примитивной и трех центрированных ячеек (фиг. 2-4). При выборе примитивных ячеек для описания трех центрированных решеток будут затушевываться некоторые свойства симметрии этих решеток. Объемно- и базоцентрированные ячейки содержат по два узла (двойная ячейка), а гранецентрированная ячейка — четыре узла (четверная ячейка).

Кристаллографические оси

Тройки основных векторов примитивных или непримитивных решеток *a*, *b* и *c*, выбранные для определения элементарной ячейки, могут играть также роль векторного базиса решетки. Через начало отсчета параллельно этим единичным векторам можно провести правовинтовую тройку координатных осей, называемых *кристаллографическими осями* и обычно обозначаемых *x*, *y* и *z*. Углы между положительными направлениями осей обозначаются α , β и γ в соответствии с фиг. 2-5.

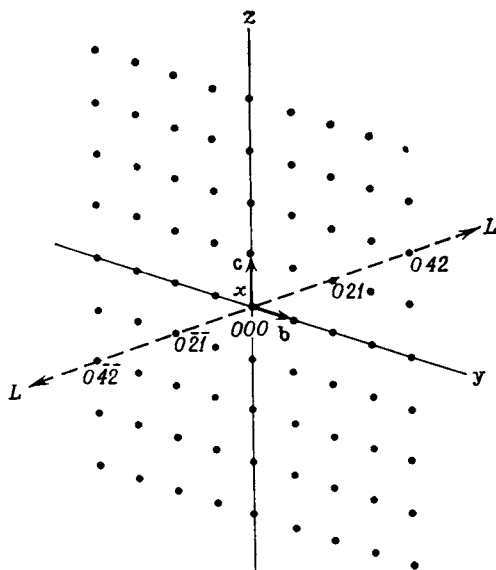


Фиг. 2-5. Кристаллографические оси *x*, *y* и *z* и углы между ними α , β и γ .

Кристаллографические оси необходимы для следующих определений: 1) координат узлов решетки и других точек внутри элементарных ячеек (например, центров отдельных атомов); 2) ориентаций узловых прямых, проходящих через начало отсчета, и ориентаций ребер кристалла; 3) ориентаций и взаимных расположений узловых плоскостей и граней кристалла.

Координаты узлов являются коэффициентами при векторах \mathbf{a} , \mathbf{b} и \mathbf{c} в уравнении (2-1) для соответствующих векторов \mathbf{r} . Если \mathbf{a} , \mathbf{b} и \mathbf{c} — векторы примитивной решетки, то координаты имеют целочисленные значения; в непримитивной (центрированной) решетке некоторые узлы могут описываться полуцелыми значениями координат.

Направление узловых прямых, проходящих через начало, может быть определено с помощью координат любого узла, через который проходит данная прямая. Например, узловая прямая LL на фиг. 2-6 проходит



Фиг. 2-6. Узловая прямая $[021]$ или $[0\bar{2}1]$ в yz -плоскости решетки.

Черта над цифрой означает, что соответствующая координата отрицательна.

через узлы с координатами, определяемыми формой $n(021)$, где n отвечает всем положительным и отрицательным целым числам, а 021 — координаты ближайшего к началу узла с целочисленными значениями координат. Символ $[021]$ называется *символом зоны* узловых прямых. Заметим, что символ $[0\bar{2}1]$ равнозначен предыдущему.

Плоскости решетки образуют группу параллельных и эквидистантных плоскостей, пересекающих одну или более кристаллографических осей. Плоскости, пересекающие кристаллографические оси только в узлах, называются *узловыми плоскостями*. Ближайшая к началу координат плоскость, удовлетворяющая этому условию, описывается уравнением

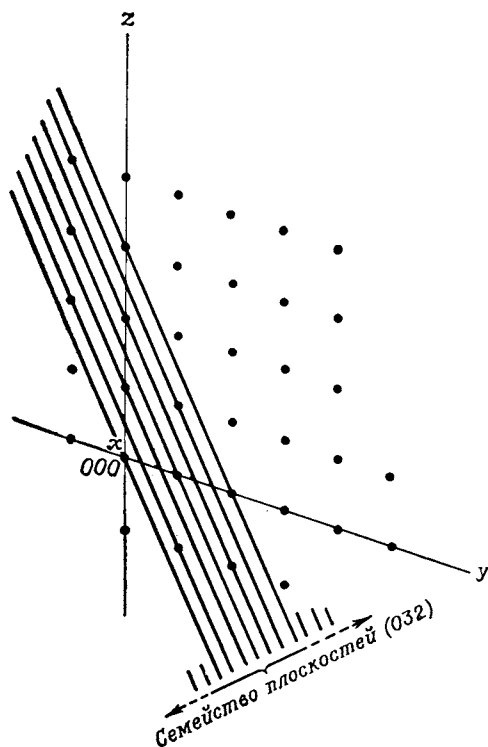
$$\frac{x}{n_1} + \frac{y}{n_2} + \frac{z}{n_3} = 1, \quad (2-2)$$

где n — значение координат, отвечающих точкам пересечения плоскости с осями. Если m_1 — любой общий множитель для n_2 и n_3 (и подобное же утверждение справедливо для m_2 и m_3), то уравнение (2-2) можно записать с целыми коэффициентами h , k и l в виде

$$hx + ky + lz = \frac{n_1 n_2 n_3}{m_1 m_2 m_3}, \quad (2-3)$$

где $h = n_2 n_3 / m_1 m_2 m_3$, $k = n_1 n_3 / m_1 m_2 m_3$ и $l = n_1 n_2 / m_1 m_2 m_3$. Целые числа h , k и l записываются в форме (hkl) и носят название *индексов Миллера* узловой плоскости.

Сопоставление уравнений (2-2) и (2-3) показывает, что индексы Миллера являются величинами, обратными по отношению к величинам отрезков на координатных осях, отсекаемых плоскостью, и могут быть определены, скажем, для плоскости, пересекающей оси координат в точках 4, 3 и 6, следующим образом: 1) нужно найти обратные значения для величин, характеризующих точки пересечения, — $1/4$, $1/3$ и $1/6$; 2) освободиться от дроби (путем умножения на



ФИГ. 2-7. Семейство узловых плоскостей (032).

наименьший общий множитель) — 3, 4 и 2; 3) заключить эти значения в скобки — (342).

Плоскости, пересекающие оси координат в отрицательном направлении, характеризуются отрицательными индексами (черта над цифрой), а плоскости, не пересекающие ось, имеют индекс 0 в соответствующей позиции.

Индексы Миллера относятся не к одной определенной узловой плоскости, а ко всей совокупности параллельных плоскостей, поскольку всем плоскостям в этой группе соответствует одинаковое отношение между индексами. Плоская грань кристалла также описывается индексами Миллера для совокупности узловых плоскостей, параллельных данной грани. Если две грани кристалла параллель-

ны друг другу, их индексы имеют противоположные знаки.

Индексы Миллера указывают также на число узловых плоскостей, пересекающих кристаллографическую ось на участке между двумя узлами (фигура 2-7). Истинное расстояние между узловыми плоскостями в этой группе вдоль линии, перпендикулярной плоскостям (расстояние d), может быть найдено из величины любого вектора решетки \mathbf{r} , связывающего два узла в двух соседних плоскостях. Расстояние в группе (hkl) d_{hkl} определяется из соотношения

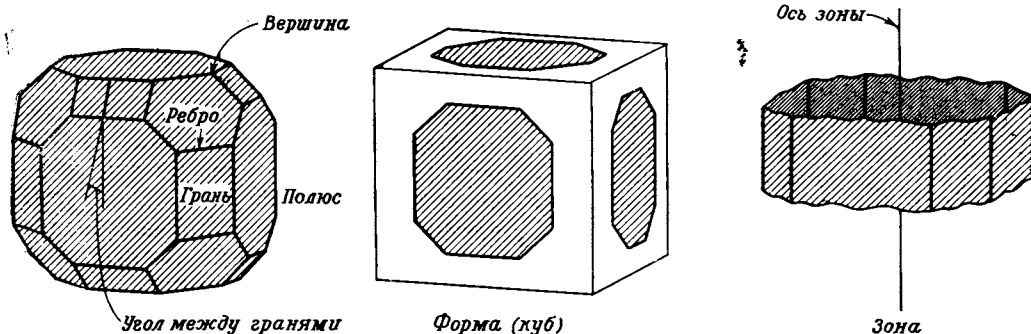
$$d_{hkl} = r \cos \phi,$$

где ϕ — угол между \mathbf{r} и нормалью к плоскостям.

Морфология кристаллов

Для морфологического описания кристаллов широко используются следующие термины (фиг. 2-8):

1. *Грань* — более или менее гладкая плоская поверхность кристалла.
2. *Ребро* — линия пересечения двух плоскостей.
3. *Вершина* — точка пересечения трех или более граней.
4. *Форма* — совокупность граней, связанных операциями симметрии (стр. 36).
5. *Зона* — совокупность граней, которые пересекаются или могли бы пересекаться по ребрам одного направления, называемого осью зоны. Любые две непараллельные грани определяют зону, но этот термин обычно используется только для набора трех или более граней. Грани зоны не обязательно связаны операциями симметрии.
6. *Полус* — направление, перпендикулярное грани. Полуса всех граней зоны лежат в одной плоскости, перпендикулярной оси зоны.
7. *Угол между гранями* — угол между двумя гранями, измеренный точно в плоскости, перпендикулярной



Фиг. 2-8. Морфология кристаллов.

их ребру. Он равен также углу между их полюсами.

На стереографической проекции (см. приложение) полюса граней и оси зон представляют собой точки. Полюса всех граней зоны лежат на основном круге проекции, называемом кругом зоны. На этом круге можно также непосредственно измерить угол между гранями.

Если кристалл рассматривать как совокупность элементарных ячеек, то легко заметить, что грани и ребра кристалла (а также оси зон) параллельны узловым плоскостям и узловым прямым решетки. В результате этого на морфологии кристалла отражается внутренняя структура кристалла, и эта зависимость выражается тремя «законами» морфологической кристаллографии, которые в наиболее простой форме можно сформулировать следующим образом:

1. *Закон постоянства углов.* В кристаллах данного вещества углы между соответствующими гранями всегда одинаковы.

2. *Закон рациональных отношений.* Индексы Миллера естественных граней кристалла и символы ребер или зон являются целыми числами (рациональными по отношению друг к другу).

3. *Закон Браве.* У природных кристаллов развиваются те грани, которым отвечает высокая или максимальная плотность узлов (а следовательно, и атомов). Наиболее часто

у кристаллов наблюдаются такие грани, для которых индексы Миллера — небольшие целые числа (обычно меньше 3), особенно такие, как (100), (010), (001), (101), (011) и (111).

Углы между гранями кристаллов могут быть измерены, и эти измерения можно использовать для вычисления констант решетки, как только будет установлена симметрия и выбраны кристаллографические оси. Константы решетки кристаллов включают отношение осей, вычисленное из векторов решетки, $a/b : b/b : c/b$ и углы между осями α , β и γ . Современные рентгеновские методы позволяют непосредственно определять размеры ячеек и константы решетки. До развития этих методов обычно предполагалось, что часто встречающаяся грань с подходящей ориентировкой (называемая параметрической плоскостью) описывается индексами (111). Путем установления угловых взаимосвязей других граней с этой гранью можно определить их индексы и в первом приближении получить константы решетки. Эта процедура, естественно, может быть применена только к хорошо образованным кристаллам подходящих размеров.

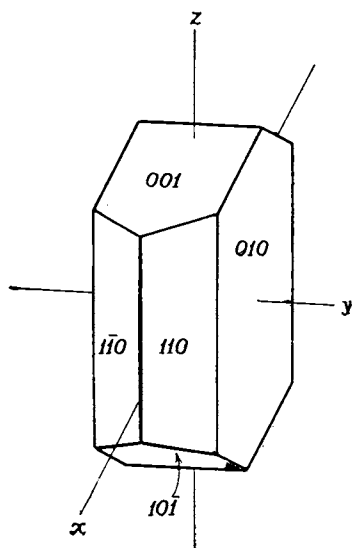
Габитус кристаллов

Углы между гранями для данного кристалла зависят целиком (и определяются ими) от свойств решетки

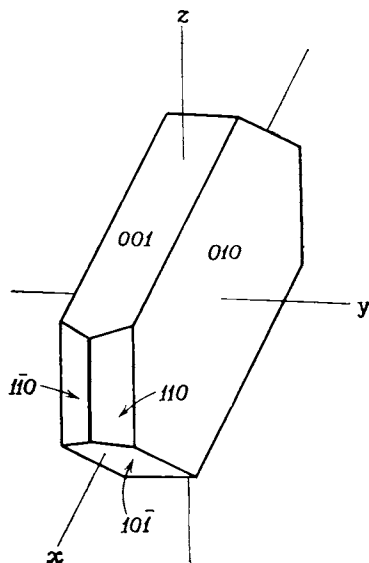
и внутренней структуры и являются инвариантными. Можно показать, что размер, форма и пространственное расположение граней (определяющие габитус кристалла) отличаются большим разнообразием для разных кристаллов одного и того же вещества. Например, для ортоклазов наиболее типичны два габитуса, характеризующиеся вытянутостью в направлении оси z (фиг. 2-9) и оси x (фиг. 2-10). В кристаллах этих двух типов обычно развиваются одни и те же грани с теми же значениями углов между ними.

Габитус некоторых кристаллов определяется структурой. Для амфиболов, например, характерны кристаллы, сильно вытянутые вдоль оси x (призматический габитус) и совпадающие с направлением цепочек $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$ в структуре. Для слюд типичны таблитчатые формы с плоскостями (001), отражающие слоистость структуры. Другие кристаллы могут иметь самый разнообразный габитус в зависимости от различия физических и химических условий образования. Другой общей особенностью кристал-

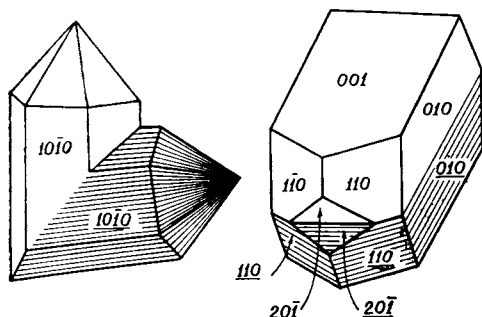
лов является *двойникование*, часто классифицируемое как один из аспектов габитуса. Оно также частично определяется структурой, а частично — условиями роста, но может возникнуть в некоторых кристаллах и в результате пластической деформации. Сдвойникованные кристаллы состоят из двух или более идентичных монокристаллов, связанных строгими геометрическими соотношениями. В отдельных частях некоторых двойников структуры геометрически связаны операцией поворота на 180° вокруг оси (называемой осью двойникования), зеркальным отражением в плоскости (называемой плоскостью двойникования) или комбинацией этих двух операций. Некоторые сдвойникованные кристаллы (контактные двойники) в отдельных частях соединяются по плоской поверхности, называемой плоскостью срастания (фиг. 2-11). Другие (двойники прорастания) представляют собой сложные и частично взаимно проросшие образования из двух или более кристаллов, которые могут обладать характерной внешней фор-



ФИГ. 2-9. Кристалл ортоклаза в форме призмы, вытянутой вдоль [001].



ФИГ. 2-10. Кристалл ортоклаза в форме призмы, вытянутой вдоль [100].



ФИГ. 2-11. Контактные двойники.

Слева — кварц, сдвойникованный по плоскости $\{11\bar{2}\}$; справа — ортоклаз, сдвойникованный по плоскости $\{001\}$ (Bishop A. C., An Outline of crystal Morphology, Hutchinson, 1967).

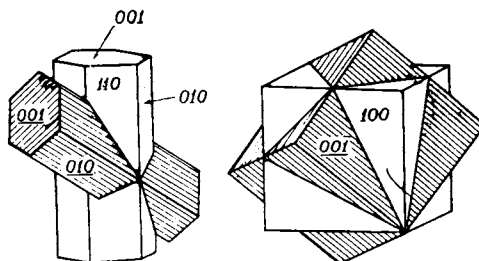
мой, определяемой сходящимися углами (фиг. 2-12). Некоторые минералы образуют многократно чередующиеся пластинки или полисинтетические двойники, в которых каждая из многочисленных пластинок сдвойникована по отношению к соседним.

Возможность двойниковогоания в кристаллах с геометрических позиций определяется тем, что плоскости решетки и прямые могут выполнять в точности одинаковые функции в кристаллах двух ориентаций¹.

Симметрия кристаллов

Известно, что определенные математические или физические категории обладают такими геометрическими свойствами, что их можно называть симметричными или несимметричными и что некоторые из них «более» симметричны, чем другие, или имеют симметрию другого типа. Распознавание и классификация различных типов симметрии очень важны в кристаллографии, поскольку кристаллы прежде всего классифицируются на основе симметрии: установлено, что степень сложности многих свойств в кристаллах зависит от симметрии.

Заметим, что плоскость симметрии в кристалле не может быть плоскостью двойниковогоания, а ось симметрии четного порядка не может служить двойниковой осью.



ФИГ. 2-12. Двойники прорастания.

Слева — ставролит, двойникование по плоскости $\{232\}$; справа — флюорит, двойникование по оси $\{111\}$ (Bishop A. C., An Outline of Crystal Morphology, Hutchinson, 1967).

Симметрия определяется совокупностью некоторых изометрических преобразований, называемых операциями симметрии.

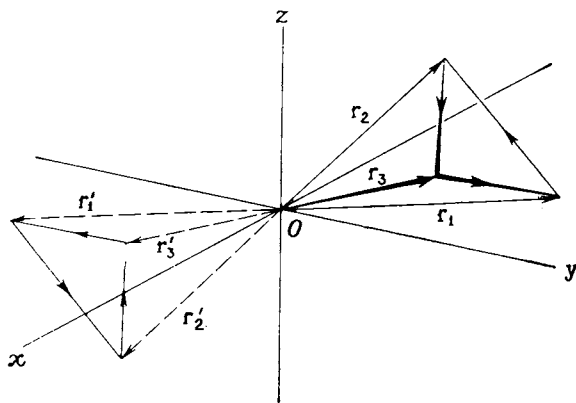
Изометрические преобразования.

Во многих областях физики важную роль играют геометрические преобразования, называемые линейными преобразованиями, при которых координаты нового положения точки являются линейной функцией координат первоначального положения. Особенно нужную для теории симметрии группу линейных преобразований составляют изометрические, или ортогональные, преобразования, характеризующиеся сохранением всех длин и углов. В механике изометрические преобразования описывают движения жестких (недеформируемых) тел. Различают два типа таких преобразований¹:

¹ Любое изометрическое преобразование в трехмерном пространстве, оставляющее инвариантной хотя бы одну точку, может быть представлено квадратной матрицей третьего порядка. Например, для поворота вокруг оси z на угол θ по часовой стрелке, если смотреть с положительного конца оси z , эта матрица принимает известную форму

$$\begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta & 0 \\ \sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} = R,$$

и преобразование координат в этом случае может быть записано в виде матричного



Фиг. 2-13. Инверсия правовинтовой тройки векторов r_1 , r_2 и r_3 в начале координат. Тройка становится левовинтовой.

1. *Вращение*. Пространство поворачивается вокруг фиксированной оси.

2. *Трансляция*. Пространство однородно смещается. Любая часть пространства, остающаяся несдвинутой в результате изометрических преобразований, называется инвариантной; вращение оставляет инвариантной линию, ось вращения; при трансляции нет инвариантных точек.

Вращение и трансляция — собственные, или реальные, движения твердых тел. Существуют, однако, другие изометрические преобразования, называемые несобственными движениями; к ним относится, например, *отражение*. В трехмерном пространстве

уравнения

$$x' = Rx,$$

где x' — преобразованные, а x — старые координаты. Матрицы поворота вокруг других осей можно получить подобным же образом.

Трансляция не может быть представлена такого рода матрицей, но, поскольку она является векторной величиной, ее можно записать в виде матрицы t с одним столбцом в уравнении типа

$$x' = x + t.$$

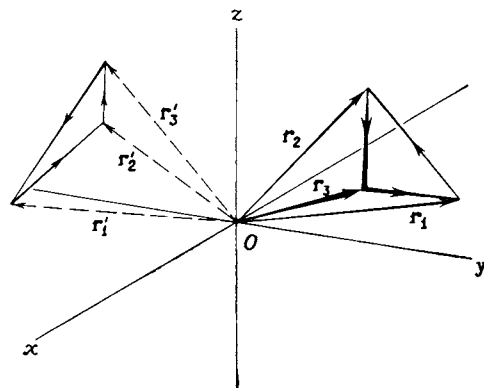
Как правило, движение жестких тел может быть описано комбинацией вращения и трансляции и в матричной форме иметь следующий вид:

$$x' = Rx + t.$$

можно различить три типа отражений, представляющих собой преобразование исходной правовинтовой тройки векторов r_1 , r_2 и r_3 в другую тройку r'_1 , r'_2 и r'_3 . Оно происходит следующим образом:

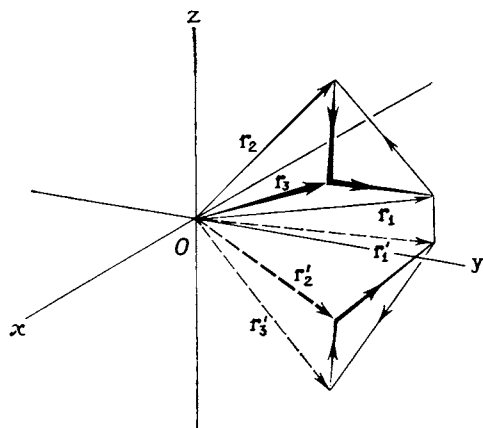
1. *Отражение в точке (инверсия)*. После отражения (в точке, лежащей в начале координат, фиг. 2-13) тройка векторов становится левовинтовой. Применение инверсии дает энантиоморфное изображение.

2. *Отражение относительно прямой (обращение)*. После отражения (относительно оси z , фиг. 2-14) тройка векторов остается правовинтовой.



Фиг. 2-14. Обращение правовинтовой тройки векторов r_1 , r_2 и r_3 относительно оси z .

Тройка остается правовинтовой.



Фиг. 2-15. Отражение правовинтовой тройки векторов r_1 , r_2 и r_3 в плоскости xy . Тройка становится левовинтовой.

Применение операции обращения эквивалентно повороту на угол π вокруг оси обращения.

ТАБЛИЦА 2-1

Изометрические преобразования в трехмерном пространстве

Тип движения	Инвариантные точки	Тип повторения	Матрица преобразования	Детерминант
Отождествление (собственное)	Все точки	Конгруэнтный	$\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	1
Отражение (несобственное)	Одна плоскость (плоскость отражения)	Энантиоморфный	Отражение в плоскости xy $\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}$ Обращение относительно z $\begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	-1
Вращение (собственное)	Одна линия (ось вращения)	Конгруэнтный	Общее вращение на угол θ относительно z $\begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta & 0 \\ \sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	1
Инверсия (несобственное)	Одна точка (центр инверсии)	Энантиоморфный	$\begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}$	-1
Трансляция (собственное)	Нет	Конгруэнтный	—	—

3. Отражение в плоскости (зеркальное отражение, или отражение). После отражения (в плоскости xy , фигура 2-15) тройка векторов становится левовинтовой. Изображения, полученные путем отражения, энантиоморфны исходным.

Каждому из этих преобразований отвечает матрица преобразования; формы матриц в случае различного выбора инвариантных прямых и плоскостей приведены в табл. 2-1. Для полноты в эту таблицу включено преобразование идентичности, переводящее любую совокупность точек саму в себя. Поскольку при изометрических преобразованиях не происходит изменения объема, детерминанты всех матриц равны $+1$ для конгруэнтного и -1 для энантиоморфного повторения.

Операции симметрии. Фундаментальные «единицы» симметрии, или опе-

рации симметрии, могут быть определены на основе изометрических преобразований следующим образом.

Операция симметрии — такое изометрическое преобразование, выполненное над объектом, которое перемещает его отдельные части одновременно таким образом, что в новом положении объект полностью совпадает с исходным.

Термин «объект» использован здесь в общем смысле. Операции симметрии особенно наглядны, когда они совершаются над конкретными предметами или их абстрактными представлениями (такими, как правильные полиэдры), но они могут применяться и к физическим величинам, свойствам, математическим величинам и многим другим «объектам». Поскольку в данном случае мы имеем дело с кристаллами, рассмотрим те операции симметрии, которые могут быть применены к геометрическим объектам, таким, как полиэдры и решетки, и к конкретным объектам, таким, как кристаллы и кристаллические структуры. Реальные тела не имеют истинно идентичных частей; таким образом, в строгом определении операций симметрии, данном выше, выражение «идентичные части» следует заменить выражением «эффективно идентичные» (конгруэнтно или энантиоморфно связанные); тогда левую и правую руки человека или подобные грани хорошо образованных кристаллов можно будет считать идентичными.

Ясно, что возможными операциями симметрии в трехмерном пространстве могут быть изометрические преобразования, входящие в табл. 2-1, плюс любые другие их комбинации. Кристаллические структуры ввиду их бесконечной периодической протяженности могут включать в качестве операции симметрии трансляцию. Бесконечная совокупность векторов решетки \mathbf{r} , получаемых из уравнения (2-1), может рассматриваться

также как совокупность трансляций решетки, переводящих все узлы (определяемые как идентичные точки в структуре) одновременно в совпадающее с прежним положение. Но чтобы идентичные грани кристаллического полиэдра после выполнения операции симметрии совпали с прежними, необходимо, чтобы по крайней мере одна точка (начало кристаллографических осей) осталась инвариантной; поэтому трансляция не может быть операцией симметрии для кристаллических полиэдров. В связи с этим здесь мы будем рассматривать только операции, оставляющие по крайней мере одну точку инвариантной. В табл. 2-2 представлены две

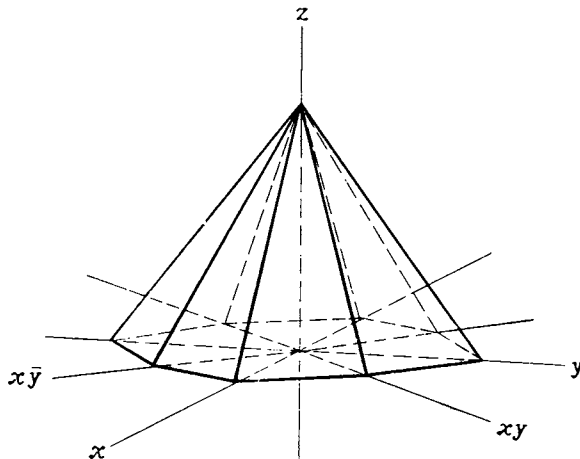
ТАБЛИЦА 2-2

Операции симметрии, оставляющие инвариантными некоторые точки

Операции симметрии		Международное обозначение	Обозначение Шёнфлиса
Основные операции	Отождествление (операция идентичности)	1	E или I
	Отражение	m	σ
	Поворот на угол θ ($\theta = 2\pi/n$, n — целое)	n	C_n
	Инверсия	$\bar{1}$	i
«Сложные» операции ¹	Поворот на угол θ и отражение	\bar{n}	S_n
	Поворот на угол θ и инверсия ($\theta = 2\pi/n$, n — целое)	n	—

¹ «Сложные» операции, описанные далее, представляют собой результат выполнения двух «основных» операций.

наиболее часто используемые системы символов для обозначений операций симметрии. Большинство кристаллографов в настоящее время пользуются международными символами (или символами Германа — Могена); более старые символы Шён-



Фиг. 2-16. Дитетрагональная пирамида и связанные с ней оси координат.

флиса также все еще широко применяются химиками и физиками, изучающими молекулярную симметрию, теорию кристаллического поля и связанные с ними явления.

Симметрия полиэдра. Один из способов описания симметрии полиэдра — перечисление всех его операций симметрии. Например, пирамида, изображенная на фиг. 2-16, имеет следующие операции симметрии (верхние значки использованы для обозначения ориентаций осей вращения и полюсов плоскостей отражения в соответствии с фиг. 2-16):

1. Идентичность

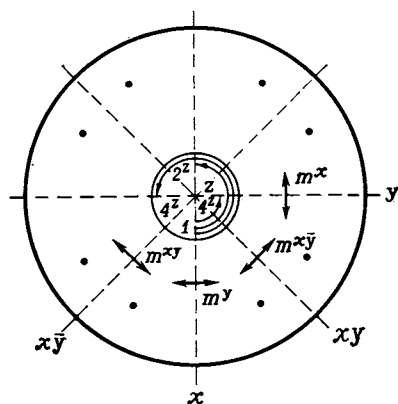
2. Поворот ¹: положительный поворот на $2\pi/4$ вокруг оси z ; 4^z
 положительный или отрицательный поворот на $2\pi/2$ вокруг z ; 2^z
 отрицательный поворот на $2\pi/4$ вокруг оси z или положительный поворот на $6\pi/4$ вокруг оси z 4^z

¹ Поворот считается положительным, когда движение происходит против часовой стрелки, если смотреть вдоль направления оси вращения в сторону начала координат.

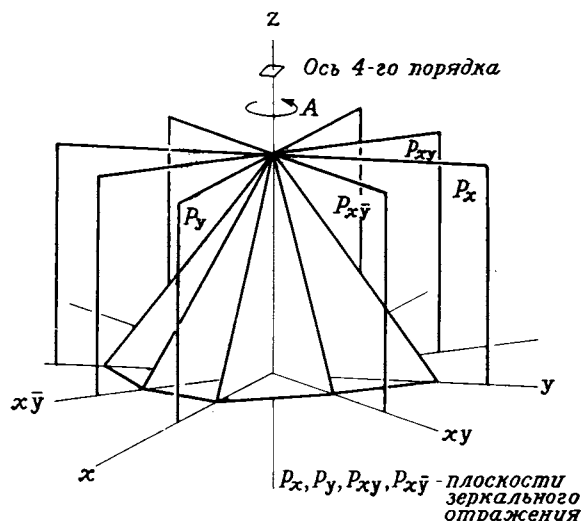
3. Отражения: в плоскости xz ; m^y
 в плоскости yx ; m^x
 в плоскости, разделяющей пополам угол между осями x и $-y$; m^{xy}
 в плоскости, разделяющей пополам угол между осями x и y ; $m^{x\bar{y}}$

4. Инверсия: отсутствует

Присутствие этих операций легче всего обнаружить на стереографической проекции полиэдра на плоскость xy (фиг. 2-17). Заметим, что каждая из указанных выше операций



Фиг. 2-17. Изображение операций симметрии дитетрагональной пирамиды на стереографической проекции.



Фиг. 2-18. Элементы симметрии дитетрагональной пирамиды.

симметрии переводит все полюса граней одновременно в положение, совпадающее с исходным.

Каждая операция и некоторые комбинации операций оставляют определенный набор точек в пространстве инвариантным. Эти совокупности точек называются *элементами симметрии* полиэдра и могут быть трех типов:

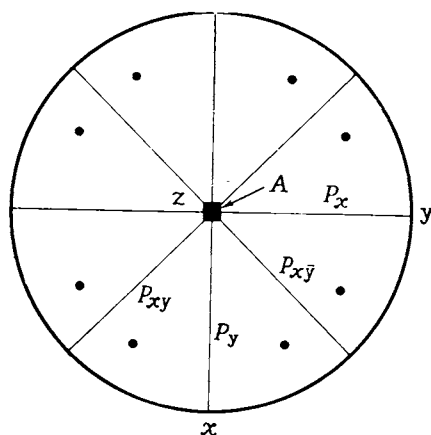
1. Все повороты 4^z , 2^z , -4^z и операция 1 (рассматриваемая как поворот на угол 2π вокруг оси z) оставляют ось z инвариантной. Эта ось (A на фиг. 2-18) называется *осью симметрии*, или *поворотной осью*, полиэдра, а число операций, связанных с ней, — ее порядком. В данном случае ось z является осью четвертого порядка, или тетрагональной осью.

2. Любое отражение оставляет инвариантной одну из плоскостей, называемую *плоскостью зеркального отражения*, или *плоскостью симметрии*. Пирамида имеет четыре плоскости зеркального отражения (P_x , P_y , P_{xy} , $P_{x\bar{y}}$ на фиг. 2-18), пересекающиеся по оси z и составляющие друг с другом углы $\pi/4$.

3. Инверсия (отсутствующая в пирамиде) оставляет инвариантной лишь

одну точку, называемую *центром симметрии*. Если все операции симметрии полиэдра оставляют какие-либо точки инвариантными, то эти точки называются *сингулярными* (особыми). Для тетрагональной пирамиды ось z является сингулярной линией. Элементы симметрии тетрагональной пирамиды показаны на стереографической проекции (фигура 2-19).

Ввиду того что операции симметрии являются изометрическими преобра-



Фиг. 2-19. Изображение элементов симметрии дитетрагональной пирамиды на стереографической проекции.

зованиями, их комбинации будут приводить к другим операциям симметрии. Выполняя все возможные комбинации пар операций, получим «таблицу умножения» (табл. 2-3), из

ТАБЛИЦА 2-3

Таблица умножения для дитетрагональной пирамиды

Первая операция									
Вторая операция		1	4z	2z	-4z	m ^x	m ^y	m ^{x^y}	m ^{x^y}
	1	1	4z	2z	-4z	m ^x	m ^y	m ^{x^y}	m ^{x^y}
	4z	4z	2z	-4z	1	m ^{x^y}	m ^{x^y}	m ^y	m ^x
	2z	2z	-4z	1	4z	m ^y	m ^x	m ^{x^y}	m ^{x^y}
	-4z	-4z	1	4z	2z	m ^{x^y}	m ^{x^y}	m ^x	m ^y
	m ^x	m ^x	m ^{x^y}	m ^y	m ^{x^y}	1	2z	-4z	4z
	m ^y	m ^y	m ^{x^y}	m ^x	m ^{x^y}	2z	1	4z	-4z
	m ^{x^y}	m ^{x^y}	m ^x	m ^{x^y}	m ^y	4z	-4z	1	2z
	m ^{x^y}	m ^{x^y}	m ^y	m ^{x^y}	m ^x	-4z	4z	2z	1

которой может быть определена операция, являющаяся результатом последовательного выполнения любых операций. Таблица обладает следующими свойствами:

1. Любая запись в таблице определяет операцию симметрии полиэдра; никаких других записей быть не может.

2. Каждый ряд или колонка содержит каждую операцию по одному и только по одному разу.

3. Коммутативность не является обязательной, например (операция, осуществляемая первой, записывается справа)

$$m^x 4z = m^{x\bar{y}}, \\ 4z m^x = m^{xy}.$$

Совокупность операций симметрии полиэдра с такими свойствами согласуется с математическим определением группы.

Группа операций симметрии. Смысл термина «группа» лучше всего проиллюстрировать на примере группы

G абстрактных объектов $\{A, B, C, D \dots\}$, называемых элементами (не путать с элементами симметрии!). Свойства этих элементов (свойства группы) определяются некоторым законом комбинаций (двойных операций), ставящим в соответствие любой паре элементов другой элемент из этой группы (двойная операция обычно называется умножением, а их результат — произведением):

1. Произведение любых двух элементов группы однозначно дает элемент, также относящийся к этой группе. Следуя правилу записывать первый элемент справа, получим

$$AB = C, \quad (C \in G); \\ BA = D, \quad (D \in G).$$

Это свойство иногда называется свойством замкнутости. Если все произведения коммутативны ($C = D$), группа называется абелевой.

2. Существует один элемент в группе (обычно обозначаемый символом E), называемый *элементом идентичности*, умножение на который любого элемента слева или справа оставляет этот элемент неизменным:

$$AE = EA = A.$$

3. Справедлив ассоциативный закон умножения, т. е.

$$A(BC) = (AB)C.$$

4. Для каждого элемента группы существует другой элемент группы, умножение на который данного элемента слева или справа дает элемент идентичности

$$AA^{-1} = A^{-1}A = E.$$

Элемент A^{-1} называется элементом, *обратным* A .

Эти четыре групповых свойства в применении к совокупности операций симметрии дитетрагональной пирамиды можно выразить следующим образом:

1. *Свойство замкнутости* — следует из табл. 2-3, поскольку каждый ряд и колонка содержат

каждую операцию и притом только один раз. Группа не абелева.

2. *Существование элемента идентичности* — операция 1.
3. *Ассоциативное свойство* — может быть установлено в результате анализа табл. 2-3.
4. *Существование обратных операторов* — для каждой операции существует в этой группе другая, которая уничтожает первую. Некоторые операции являются обратными и для самих себя, например все отражения и операция 2^z .

Группы операций симметрии называются *группами симметрии*. Если операции группы оставляют по крайней мере одну точку инвариантной, они называются *точечными группами* и могут применяться к геометрическим объектам конечных размеров, например полиэдрам. Группы, включающие трансляции, называются *пространственными группами*; они описывают свойства симметрии бесконечных периодических построений, таких, как решетки и кристаллические структуры. Число элементов в группе называется ее *порядком*. Как будет показано ниже, точечные группы кристаллов имеют конечный порядок, а пространственные группы кристаллов — бесконечный. Каждая группа конечного порядка может быть в принципе представлена в виде таблицы умножения, подобной табл. 2-3, и полиэдром.

Группы симметрии могут содержать внутри себя подгруппы или совокупности элементов, образующих группу более низкого порядка. Из табл. 2-3 видно, что группа дитетрагональной пирамиды содержит среди прочих следующие подгруппы:

$$\{1, 4^z, 2^z, -4^z\},$$

$$\{1, 2^z, m^x, m^y\},$$

$$\{1, m^x\},$$

$$\{1, m^{xy}\}.$$

Одна из теорем теории групп заключается в том, что порядок подгруппы является делителем порядка группы, поэтому в группе дитетрагональной пирамиды (порядок 8) могут быть подгруппы только порядков 2 и 4. Заметим, что все подгруппы содержат элемент идентичности, который сам по себе образует тривиальную, или несобственную, подгруппу первого порядка.

Напротив, добавляя новые элементы к группе или комбинируя элементы двух групп, получим новую расширенную группу, которая находится в таком же отношении к исходной, как та в свою очередь к подгруппе. Элементы расширенной подгруппы могут быть двух типов: 1) элементы, представляющие собой компоненты группы; 2) любые новые элементы, не являющиеся компонентами группы. Например, группа дитетрагональной пирамиды может быть преобразована в расширенную группу путем добавления операции m^z , отражения в плоскости, перпендикулярной оси z .

Представляющий эту группу полиэдр (дитетрагональная дипирамида) имеет 16 граней и, совершенно очевидно, обладает еще следующими операциями симметрии (фиг. 2-20):

1) обращения (поворот) относительно осей x и y (2^x и 2^y);

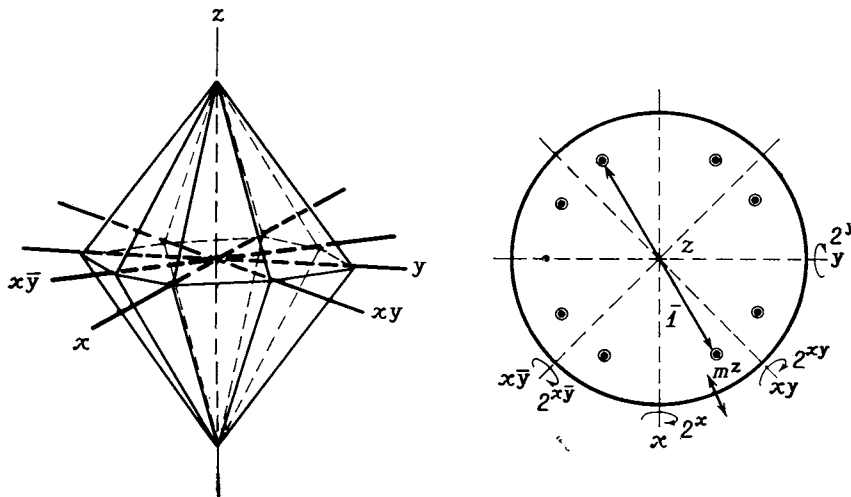
2) обращения относительно осей, делящих пополам углы между осями x и y и x и \bar{y} (2^{xy} и $2^{x\bar{y}}$);

3) инверсия в начале координат, $\bar{1}$.

Полученная таким образом расширенная группа, следовательно, включает следующие операции:

$$\{1, 4^z, 2^z, -4^z, m^x, m^y, m^{xy}, m^{x\bar{y}}, m^z, 2^x, 2^y, 2^{xy}, 2^{x\bar{y}}, \bar{1}\}$$

и, очевидно, является группой порядка 14. Но группа табл. 2-3 должна быть подгруппой, а ее порядок (8) должен быть делителем порядка новой группы. Новая группа, следовательно, должна иметь порядок 16



Фиг. 2-20. Дитетрагональная дипирамида.

На стереографической проекции показаны **присущие ей** дополнительные операции симметрии.

и содержать еще две операции, пока не установленные нами. Этими дополнительными операциями являются комбинации операций из табл. 2-2, называемые несобственными вращениями. Они представляют собой или одновременные поворот и инверсию, или одновременные поворот и отражение в плоскости, перпендикулярной оси вращения. Эти два типа вращений эквивалентны и дают поэтому лишь один элемент — комбинацию вращения и инверсии (см. стереографическую проекцию на фигу-

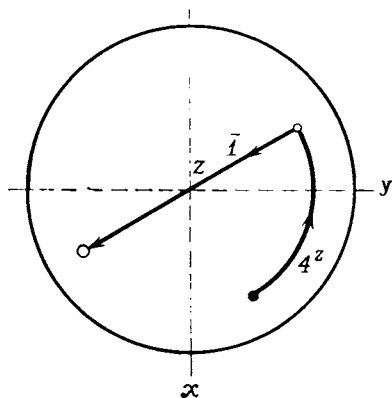
ре 2-21). Но, для того чтобы группа дитетрагональной дипирамиды стала полной, необходимо добавить два элемента, поэтому введем еще поворот вокруг оси четвертого порядка с инверсией $\bar{4}^z$ (обратным ему будет элемент $-\bar{4}^z$).

Данную группу всегда можно получить, если брать произведения или многократные повторения отдельных ее элементов, называемых генераторами группы. В группе табл. 2-3 генераторами могут быть следующие совокупности:

$$\begin{aligned} &\{4^z, m^x\}, \\ &\{4^z, m^{xy}\}, \\ &\{m^x, m^{xy}\}. \end{aligned}$$

Если группа может быть получена с помощью одного элемента, она называется *циклической*.

Символы группы обычно включают типичные для данной группы элементы, или ее генераторы. Как правило, однако, такие символы содержат больше информации, чем одни генераторы. Например, общепринятым символом для дитетрагональной пирамиды является $4mm$, составленный из символов одного поворота вокруг оси четвертого порядка и одного



Фиг. 2-21. Изображение операции $\bar{4}^z$ на стереографической проекции.

отражения в каждом из имеющихся классов. Символ для группы дитетрагональной дипирамиды имеет вид $4/m\bar{3}2$ или $4/m\bar{3}2/m$. Первый, или краткий, символ означает, что имеется отражение в плоскости, перпендикулярной оси четвертого порядка. Второй, или полный, символ включает также повороты (по одному из каждого класса) вокруг второстепенных осей, перпендикулярных другим плоскостям зеркального отражения. В дальнейшем мы будем использовать полные символы.

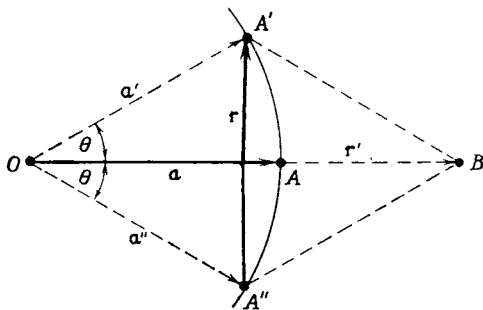
Повороты как операции точечной группы. Все операции точечной группы можно разбить на два типа:

1. *Собственные вращения:* сюда относится и операция идентичности 1, представляющая собой особый случай поворота на угол $\theta = 2\pi$ вокруг любой из осей.

2. *Несобственные вращения:* сочетание поворотов с инверсией любой кратности. Особый случай представляет собой однократная операция поворот—инверсия 1, эквивалентная инверсии, и двукратная операция поворот—инверсия 2, эквивалентная зеркальному отражению m в плоскости, перпендикулярной поворотнo-инверсионной оси.

Все точечные группы кристаллов могут рассматриваться как подходящие комбинации собственных и несобственных вращений n и \bar{n} для определенных целочисленных значений n , установленных ниже¹.

¹ Все операции точечной группы в трехмерном пространстве могут быть представлены квадратными матрицами третьего порядка. Правила, установленные выше, утверждающие, что операции симметрии могут быть выражены в виде произведений и степеней некоторых операций, и касающиеся свойств ассоциативности и коммутативности этих операций, справедливы и для соответствующих матриц. Операции точечных групп симметрии, следовательно, могут быть представлены группой матриц. Такое групповое представление играет исключительную роль в теории кристаллического поля, квантовой механике и других областях физики и химии твердого тела.



Фиг. 2-22. Комбинация вращения и трансляции.

Точечные группы кристаллов. Точечных групп трехмерного пространства бесконечное множество, поскольку числа n пробегает все значения от 1 до бесконечности. Но лишь некоторые из них могут быть применены в кристаллах ввиду существования ограничений, накладываемых на порядок осей симметрии в решетках. Операции точечной группы кристаллов должны одновременно совмещать грани и ребра полиэдров и идентичные векторы решетки. Оси симметрии должны быть перпендикулярны узловым плоскостям и совпадать с направлениями узловых прямых, а плоскости зеркального отражения должны быть параллельны узловым плоскостям и идти перпендикулярно узловым прямым.

Рассмотрим узловую плоскость с кратчайшим вектором примитивной решетки a (фиг. 2-22). Пусть операция вращения n (собственного или несобственного) происходит относительно точки O с периодом $\theta = 2\pi/n$. Тогда эта операция поворачивает вектор a , переводя его в a' и a'' , так, что $a = a' = a''$. Одновременно с этим узел A , ближайший к O , попадает в A' и A'' . Вектор, соединяющий A' и A'' , представляет собой вектор r величины r :

$$r = 2a \sin \theta. \quad (2-4)$$

Должен также существовать другой узел на продолжении линии OA ,

положение которого определяется вектором \mathbf{r}' , проведенным из начала координат, где

$$\mathbf{r}' = \mathbf{a}' + \mathbf{a}''.$$

Вектор \mathbf{r}' направлен по \mathbf{a} , и величина его r' равна

$$r' = ma, \quad (2-5)$$

где m — целое число. Но r и r' связаны соотношением

$$r = r' \operatorname{tg} \theta. \quad (2-6)$$

Тогда, комбинируя уравнения (2-4), (2-5) и (2-6), получим

$$ma = 2a \cos \theta,$$

ТАБЛИЦА 2-4

Возможные углы поворота и соответствующие им операции

$\cos \theta$	θ	n
1	2π	1
$\frac{1}{2}$	$\frac{\pi}{3}$	6
0	$\frac{\pi}{2}$	4
$-\frac{1}{2}$	$\frac{2\pi}{3}$	3
-1	π	2

или

$$\cos \theta = \frac{m}{2} \quad (m - \text{целое число}).$$

Допустимыми значениями θ в решетке, следовательно, являются те, для которых $\cos \theta$ — целое (m — четное) или полуцелое (m — нечетное). Допустимые значения собраны в таблице 2-4 вместе с соответствующими значениями θ и символами соответствующих операций симметрии.

Все точечные группы кристалла, таким образом, могут быть построены из допустимых комбинаций пяти собственных и пяти несобственных вращений:

Собственные вращения: 1, 2, 3, 4, 6;

Несобственные вращения: $\bar{1}$, m (2), $\bar{3}$, $\bar{4}$, $\bar{6}$.

Элементы симметрии, соответствующие этим операциям, показаны на стереографической проекции общепринятыми символами, приведенными в табл. 2-5.










Точечные группы кристаллов, естественно, разбиваются на две категории:

- 1) группы с вращениями относительно одной оси, или *моноаксиальные точечные*;
- 2) группы с более чем одной осью вращения, или *полиаксиальные точечные*.

Моноаксиальные точечные группы включают две совокупности циклических групп, для которых десять допустимых вращений являются ге-

Таблица 2-5

Общепринятые символы для обозначения элементов симметрии

Порядок	Поворотные оси	Инверсионно-поворотные оси
1		 Центр симметрии (показывается не всегда)
2		 Плоскость симметрии показывается толстой линией
3		 Центр симметрии показывается всегда
4		 Совпадает с двойной поворотной осью
6		 Эквивалентна 3/2

нераторами (табл. 2-6). Каждая из них обозначается символом своего генератора.

ТАБЛИЦА 2-6

Циклические моноаксиальные
точечные группы

Генератор n	Генератор \bar{n}
1	$\bar{1}$
2	$m(\bar{2})$
3	$\bar{3}$
4	$\bar{4}$
6	$\bar{6}$

Оставшиеся моноаксиальные точечные группы нециклические и могут быть получены путем добавления операций $\bar{1}$ к соответствующим группам вращения. Когда n — нечетное, эта комбинация дает \bar{n} , и при этом не получается никаких новых групп; но когда n — четное, такая комбинация приводит к появлению отражения в плоскости, перпендикулярной оси вращения. Таким способом могут быть получены только три новые группы, обозначаемые символами $2/m$, $4/m$ и $6/m$, как в табл. 2-7.

ТАБЛИЦА 2-7

Нециклические моноаксиальные
точечные группы

Генераторы n и $\bar{1}$ (n — четное)
$2/m$
$4/m$
$6/m$

Всего моноаксиальных групп 13.

Чтобы получить возможные полиаксиальные точечные группы, нужно определить возможные комбинации более чем одного вращения. Это мож-

но сделать различными способами (Buerger M. J., Elementary Crystallography, Wiley, 1956) и показать, что в кристаллах возможны только шесть полиаксиальных групп собственных вращений. Они подразделяются на две категории:

1. Группы с одной главной поворотной осью порядка n ($n = 2, 3, 4$ или 6) и одной поворотной осью, перпендикулярной главной (группы 222 , 32 , 422 , 622).

2. Две группы более чем с одной поворотной осью порядка более высокого, чем 2 (группы 23 и 432).

Из каждой из шести групп полиаксиальных собственных вращений могут быть построены новые группы путем добавления несобственных вращений. Для этого существует много способов, но все группы могут быть разделены на две категории:

1. Операция $\bar{1}$ согласуется со всеми другими вращениями, и она может быть скомбинирована с каждой из групп вращения, что приводит к образованию новых групп (колонка 2 в табл. 2-8).

2. Несобственные вращения могут быть заменены тремя генерирующими собственными вращениями. Поскольку произведение этих трех вращений должно давать элемент идентичности, нужно сделать четное число (только 2) замещений. Если $n_1 n_2 n_3$ — группа вращений, то все возможные замещения представляют собой комбинации $n_1 \bar{n}_2 n_3$, $\bar{n}_1 \bar{n}_2 n_3$ и $\bar{n}_1 n_2 \bar{n}_3$. Эти замещения даны в колонках 3, 4 и 5 табл. 2-8, в которой приведены 19 различных групп и их общепринятые символы (без скобок). Группы, записанные в скобках, эквивалентны одной из групп в таблице. Всего в кристалле, следовательно, возможны 32 группы (13 моноаксиальных и 19 полиаксиальных). Все кристаллы обладают морфологическими элементами симметрии, соответствующими той или иной из этих групп, и принадлежат 32 классам кристаллической симметрии.

ТАБЛИЦА 2-8

Полиаксиальные точечные группы

Группы собственных вращений	Добавление операции $\bar{1}$	Замещения $\bar{n}\bar{n}\bar{n}$	Замещения $\bar{n}\bar{n}$	Замещения $\bar{n}\bar{n}\bar{n}$
223	$2/m \ 2/m \ 2/m$	$(2mm)$	$mm2$	$(m2m)$
32	$\bar{3} \ 2/m$	$3m$	$(\bar{3} \ 2/m)$	$(\bar{3} \ 2/m)$
422	$4/m \ 2/m \ 2/m$	$4mm$	$(\bar{4} \ m2)$	$\bar{4} \ 2m$
622	$6/m \ 2/m \ 2/m$	$6mm$	$\bar{6} \ m2$	$(\bar{6} \ 2m)$
23	$2/m \ \bar{3}$	$(2/m \ \bar{3})$	$(2/m \ \bar{3})$	$(2/m \ \bar{3})$
432	$4/m \ \bar{3} \ 2/m$	$(4/m \ \bar{3} \ 2/m)$	$(4/m \ \bar{3} \ 2/m)$	$\bar{4} \ 3m$

Группы трансляций и пространственные группы

Векторы положений узлов, определенные уравнением (2-1), могут рассматриваться так же, как бесконечная совокупность примитивных трансляций, т. е. операций симметрии, переносящих начало координат в любой другой узел решетки. Такая совокупность трансляций образует группу — группу примитивных трансляций решетки, как это можно показать, проверяя для нее все четыре групповые свойства и полагая при этом, что операция умножения в группе сводится к сложению векторов:

1. *Свойство замкнутости* — сумма любых двух векторов дает другой вектор этой группы. Поскольку сложение векторов коммутативно, группа абелева.

2. *Существование элемента идентичности* — им может служить нулевой вектор \mathbf{r}_0 , у которого n_1, n_2 и n_3 в уравнении (2-1) равны нулю.

3. *Ассоциативный закон* — сложение векторов ассоциативно.

4. *Существование обратных элементов* — для любого вектора \mathbf{r} в группе существует другой вектор $-\mathbf{r}$, т. е. добавление его к исходному дает нулевой вектор \mathbf{r}_0 .

Любая решетка, возможная в кристаллах, соответствует группе трансляций такого рода. Симметрия внут-

ренней структуры кристаллов описывается группами операций, включающими и трансляции, и операции точечных групп — ранее упоминавшимися пространственными группами. Пространственные группы могут быть получены путем добавления к группе примитивных трансляций операций точечных групп¹.

Общепринятым обозначением для такого рода операций (трансляция \mathbf{t} следует за поворотом \mathbf{R}) или идущих в обратном порядке, поскольку обе части операции коммутативны, является

$$\{R/t\}.$$

Чистые вращения и чистые трансляции могут рассматриваться как особые случаи операций, для которых трансляции равны нулю и вращение является идентичным вращением.

¹ Такие операции могут быть представлены матричными уравнениями формы (см. сноску на стр. 38)

$$\mathbf{x}' = \mathbf{R}\mathbf{x} + \mathbf{t}.$$

Вторая подобная трансляция может быть записана аналогичным образом:

$$\mathbf{x}'' = \mathbf{R}'\mathbf{x}' + \mathbf{t}'.$$

Последовательное выполнение двух операций дает

$$\mathbf{x}'' = \mathbf{R}'\mathbf{R}\mathbf{x} + \mathbf{R}'\mathbf{t} + \mathbf{t}',$$

где $\mathbf{R}'\mathbf{R}$ — матрица нового вращения, а $\mathbf{R}'\mathbf{t} + \mathbf{t}'$ — новая трансляция. Комбинация двух общих операций симметрии, таким образом, дает другую общую операцию симметрии.

Операции симметрии пространственных групп, таким образом, относятся к следующим трем типам:

- 1) чистые вращения
(собственные или несобственные) $\{R/o\}$;
- 2) чистые трансляции $\{E/t\}$;
- 3) комбинации вращений и трансляций $\{R/t\}$.

Комбинированные операции $\{R/t\}$ обычно соответствуют появлению операций вращения относительно точек в решетке, к которым применяются трансляции, поэтому решетки содержат оси вращения, центры инверсии и плоскости зеркального отражения, распределенные закономерно и периодически.

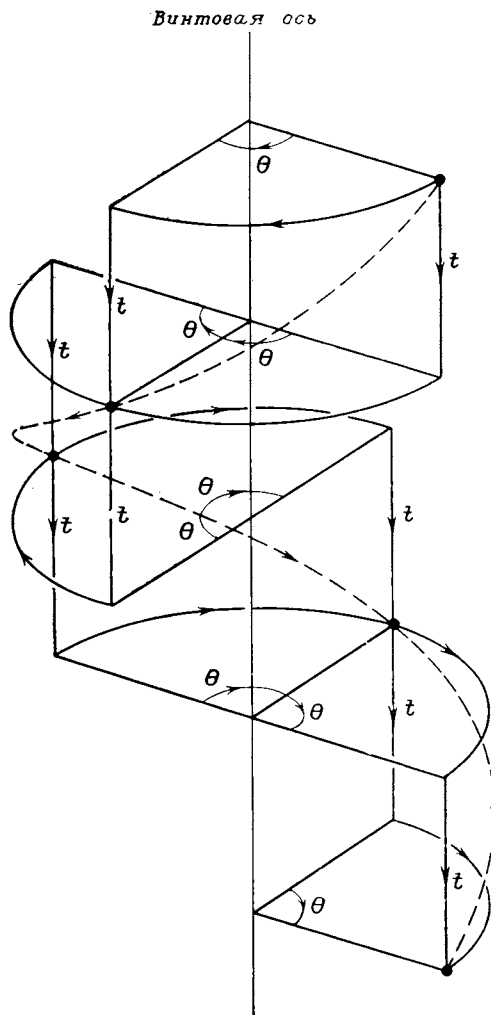
Но в определенных пространственных группах возникают следующие типы новых операций:

1. Если трансляции или компоненты трансляций t направлены по оси собственного вращения и имеют период n , узел может повторяться в результате последовательного или одновременного выполнения этих операций, приводящих к винтообразному движению, показанному на фигуре 2-23. Ось вращения порядка n такого типа называется n -кратной *винтовой осью*; поскольку она является также осью вращения, она может быть лишь порядка 1, 2, 3, 4 или 6, и вращение вокруг винтовой оси, произведенное n раз, должно приводить к повороту на 2π . Но при этом сумма компонент трансляций должна равняться примитивному вектору решетки, т. е.

$$\mathbf{r} = m\mathbf{t},$$

где m — целое число. Например, винтовая ось четвертого порядка имеет компоненту вращения $\pi/2$, и допустимые в данном случае компоненты трансляций должны иметь форму $(m/n)\mathbf{r}$. Поскольку $n = 4$, возможны следующие значения отношения m/n :

$$\frac{0}{4}, \frac{1}{4}, \frac{2}{4}, \frac{3}{4}, \frac{4}{4}, \frac{5}{4} \dots$$

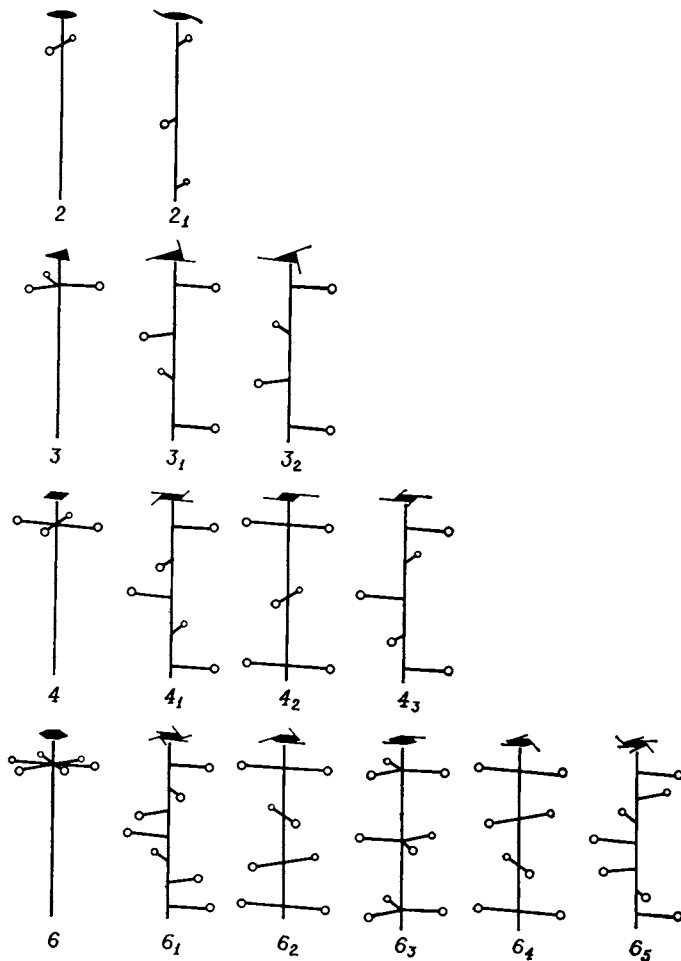


Фиг. 2-23. Винтовая ось четвертого порядка.

Только первые четыре из них представляют собой различные и допустимые компоненты трансляций для винтовой оси четвертого порядка и могут быть выражены в долях вектора примитивной трансляции, осуществляемой по направлению оси:

$$0\mathbf{r}, \frac{1}{4}\mathbf{r}, \frac{1}{2}\mathbf{r}, \frac{3}{4}\mathbf{r}.$$

Первая из этих записей соответствует чистому вращению вокруг оси порядка n , другие — различным типам



ФИГ. 2-24. Винтовые вращения, возможные в кристаллах (Buerger M. J., Elementary Crystallography, Wiley, 1956).

винтового движения. Подобные рассуждения позволяют обнаружить ряд других винтовых вращений в кристаллографических пространственных группах, как это иллюстрируется фиг. 2-24 и табл. 2-9.

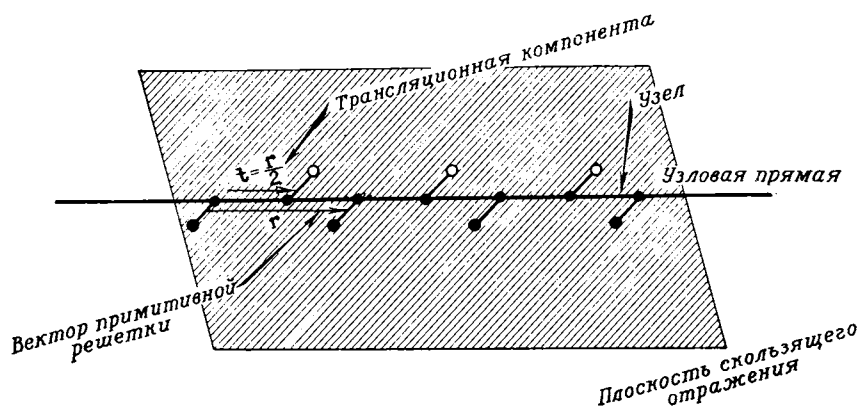
2. Второй тип операций пространственной группы возникает при комбинации трансляций с несобственными вращениями. Для несобственных вращений $\bar{1}$ (инверсия), $\bar{3}$, $\bar{4}$ и $\bar{6}$ все их комбинации с трансляциями в большинстве случаев приводят к новым несобственным вращениям в раз-

личных местах. В случае вращения $\bar{2}$ — отражения его комбинация с трансляцией, лежащей в плоскости отражения, дает новую операцию, называемую скользящим отражением. Операция скользящего отражения иллюстрируется фиг. 2-25. Для компоненты отражения m и компоненты трансляции t двукратное применение операции $\{m/t\}$ должно соответствовать преобразованию идентичности, поэтому единственным допустимым значением для t является $(1/2) \mathbf{r}$, где \mathbf{r} — вектор примитивной

Векторные оси в пространственных группах

Таблица 2-9

n	1		2		3			4				6				
θ	2π		π		$\frac{2\pi}{3}$			$\frac{2\pi}{4}$				$\frac{2\pi}{6}$				
t	0	0	$\frac{1}{2}r$	0	$\frac{1}{3}r$	$\frac{2}{3}r$	0	$\frac{1}{4}r$	$\frac{1}{2}r$	$\frac{3}{4}r$	0	$\frac{1}{6}r$	$\frac{1}{3}r$	$\frac{1}{2}r$	$\frac{2}{3}r$	$\frac{5}{6}r$
Символы	1*	2*	2 ₁ *	3*	3 ₁	3 ₂	4*	4 ₁	4 ₂ *	4 ₃	6*	6 ₁	6 ₂	6 ₃	6 ₄	6 ₅
		•	•	▲	▲	▲	■	■	■	■	●	●	●	●	●	●



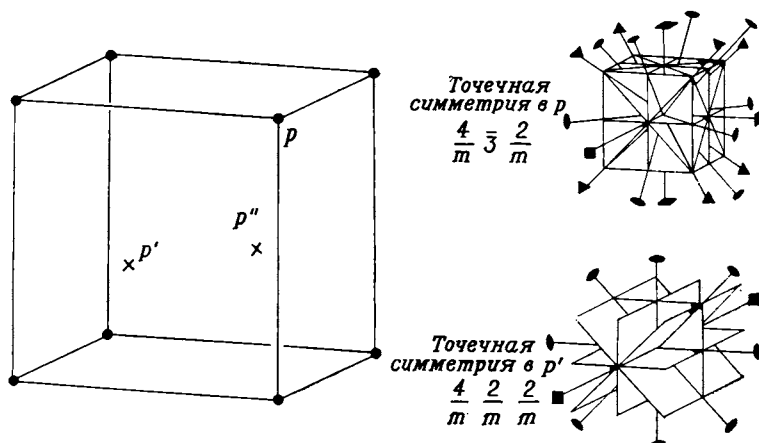
Фиг. 2-25. Операция скользящего отражения.

трансляции. Зеркальное отражение можно рассматривать как особый случай скользящего отражения, при котором компонента трансляции равна нулю. Скользящее отражение описывается символами, указывающими направление их компонент трансляций.

Кристаллические системы и классы

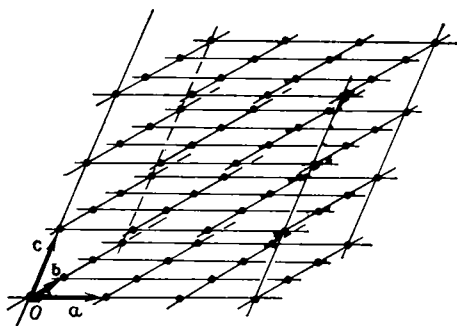
В результате комбинаций групп трансляций решетки с допустимыми операциями точечной группы по всей решетке распределяются плоскости зеркального отражения, оси и центры симметрии. Вследствие этого определенные точки решетки (симметричные точки) остаются инвариантными при операциях симметрии точечных

групп. Например (фиг. 2-26), узел p в примитивной кубической решетке остается инвариантным в группе $4/m \bar{3} 2/m$, в то время как точка p' , находящаяся в центре грани ячейки, инвариантна для группы $4/m 2/m 2/m$, а общие точки, например p'' , находятся в позициях, не имеющих симметрии (группа 1). Точечные группы всех точек симметрии в решетке являются подгруппами группы узлов решетки, которая совпадает с точечной группой решетки. Эта группа операций, выполненная над началом координат решетки, приводит все другие узлы и трансляции, связывающие их, к самосогласованию. Возможные точечные группы решетки позволяют судить о том, какие геометрически различные решетки возможны в кристаллах. Один из



Фиг. 2-26. Операция симметрии для точек p , p' и p'' в примитивной кубической ячейке.

наиболее простых способов определения различных типов решеток сводится к изучению трехмерных решеток, образованных в результате наложения параллельных идентичных двумерных решеток (сеток) с примитивными решеточными векторами a и b , зависящих от различий в выборе третьей примитивной трансляции c (фиг. 2-27); подобный подход позволяет получить геометрически и структурно различные решетки. Геометрически различные сетки могут быть отнесены к пяти различным типам (фиг. 2-28):



Фиг. 2-27. Трехмерная решетка, полученная наложением двумерных решеток (с примитивными векторами a и b) по закону, определяемому третьим вектором примитивной ячейки c .

1) *косугольная*: $a \neq b$, $\gamma \neq \frac{\pi}{2}$; элементарная ячейка — параллелограмм;

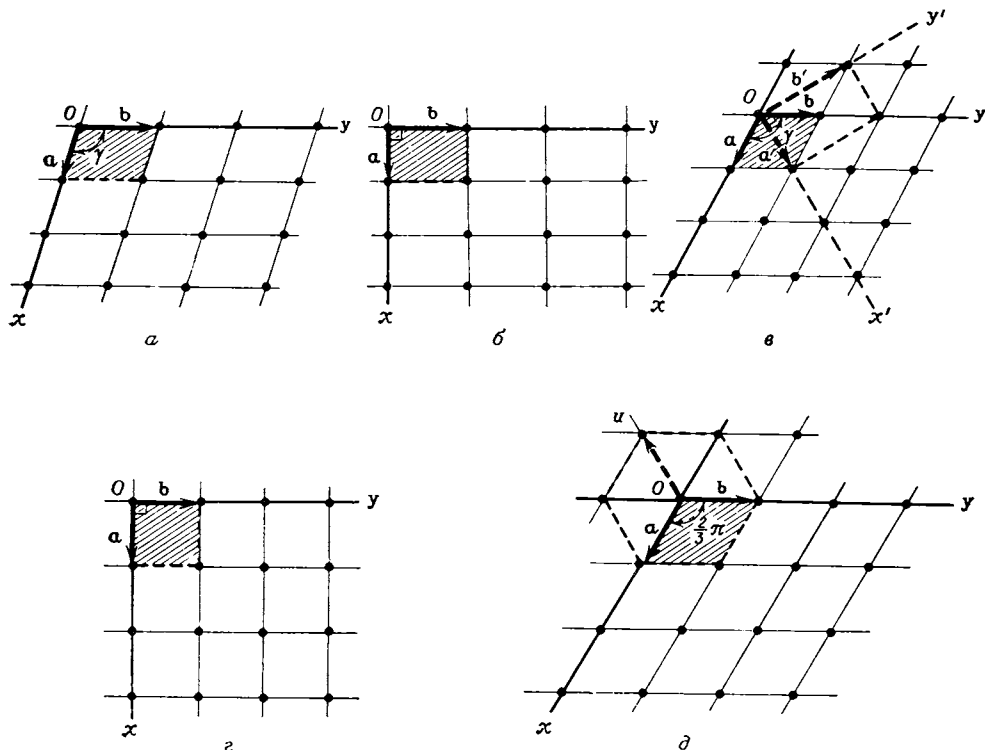
2) *прямоугольная*: $a \neq b$, $\gamma = \frac{\pi}{2}$; элементарная ячейка — прямоугольник;

3) *ромбическая*: $a = b$, $\gamma \neq \frac{\pi}{2}$; элементарная ячейка — ромб. Если за основные векторы взять векторы a' и b' в непримитивной ячейке, то элементарной ячейкой будет центрированная прямоугольная;

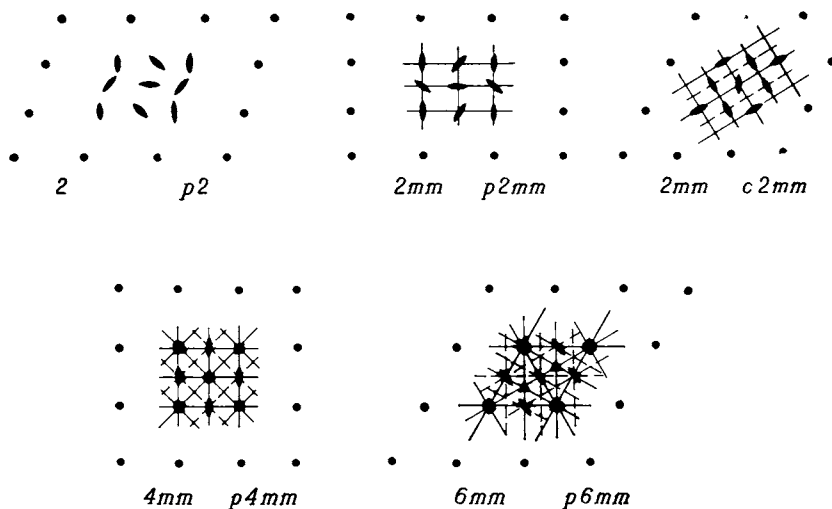
4) *квадратная*: $a = b$, $\gamma = \frac{\pi}{2}$; элементарная ячейка — квадрат;

5) *гексагональная*: $a = b$, $\gamma = 2\pi/3$; элементарная ячейка — ромб. Эта решетка представляет собой сетку равносторонних треугольников, и каждая точка решетки находится в центре правильного шестиугольника, образованного шестью ближайшими узлами.

Элементы симметрии в этих двумерных сетках — точки вращения, линии зеркального отражения, линии скользящего отражения — распределены так, как это показано на фиг. 2-29. Точечные группы прямоугольной и ромбической решеток одинаковы — $2mm$, но их пространственные

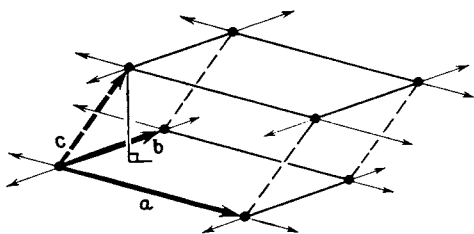


ФИГ. 2-28. Пять двумерных решеток (сеток).



ФИГ. 2-29. Элементы симметрии в пяти типах сеток и соответствующие им символы точечных и пространственных групп.

Линии зеркального отражения — сплошные; линии скользящего отражения — пунктирные; центры симметрии не указаны.

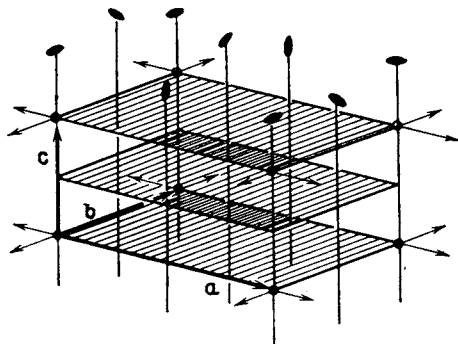


Фиг. 2-30. Общий случай наложения параллелограммов.

группы различны — $p2mt$ и $c2mt$. Заметим, что символы пространственных групп содержат указание на тип решетки и, следовательно, на группу трансляции. В пространственных группах $c2mt$, $p4mt$ и $p6mt$ в качестве элементов симметрии содержатся линии скольжения.

Чтобы проиллюстрировать процедуру «наложения» сеток для получения трехмерных решеток, рассмотрим следующие примеры (получение остальных решеток с помощью аналогичных приемов оставим в качестве упражнения для желающих):

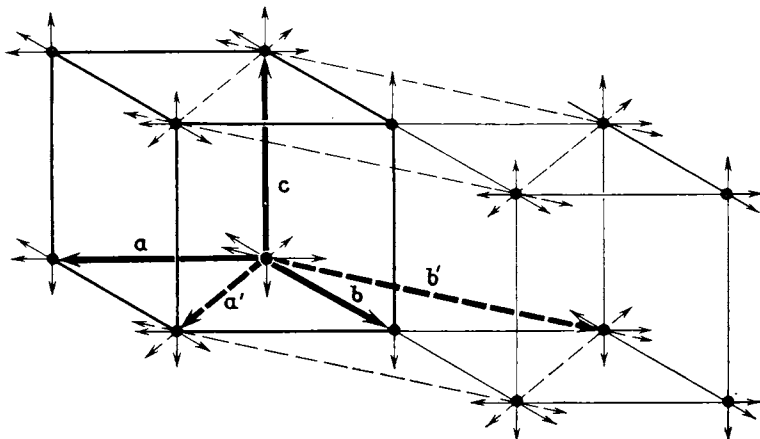
1. В общем случае косоугольные сетки накладываются таким образом,



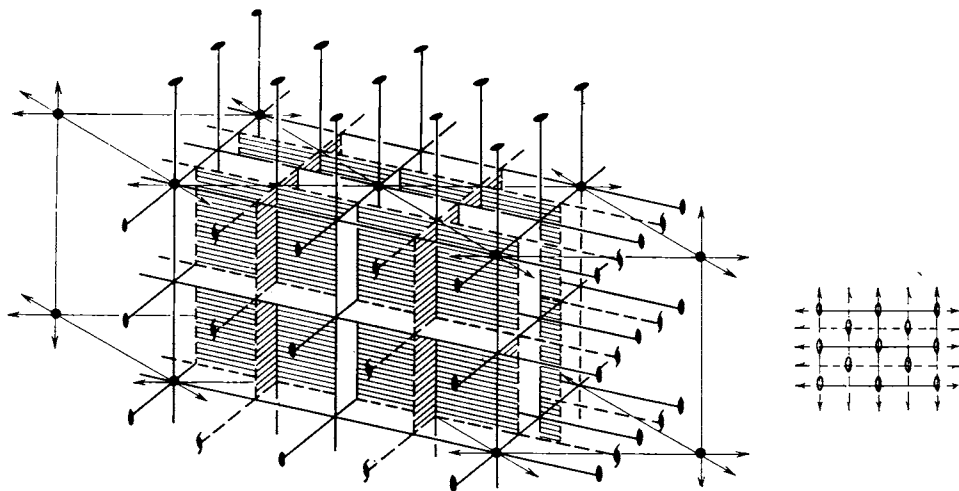
Фиг. 2-31. Наложение параллелограммов таким образом, что c перпендикулярно плоскостям сеток.

что вектор наложения c составляет с плоскостью сеток некоторый угол ($\neq \pi/2$), в результате чего примитивная элементарная ячейка имеет форму параллелепипеда (фиг. 2-30). Единственными элементами симметрии в этом случае являются центры симметрии в узлах, в центрах ячеек и в средних точках каждого из ребер ячейки. Точечная группа симметрии решетки будет 1, а ее пространственная группа — $P1$.

2. Те же самые сетки накладываются таким образом, что вектор наложения c перпендикулярен плоскости сеток (фиг. 2-31); при этом примитивная ячейка имеет форму прямой



Фиг. 2-32. Наложение ромбов таким образом, что c перпендикулярно плоскостям сеток.



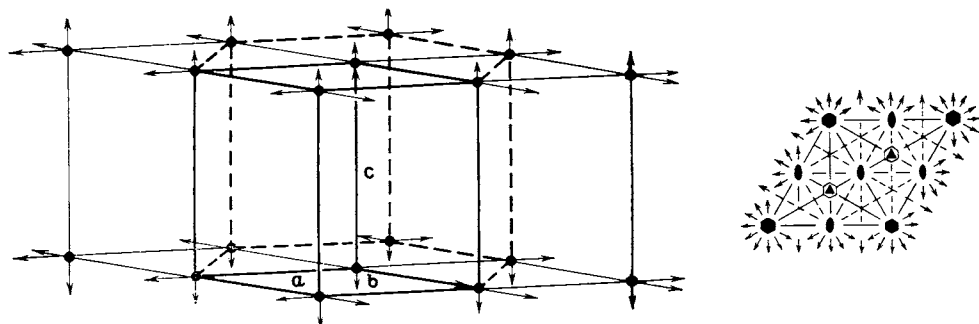
ФИГ. 2-33. Элементы симметрии в трехмерной решетке, изображенной на фиг. 2-32.

призмы, в основании которой лежит параллелограмм. В этом случае появляется ось второго порядка в направлении c и плоскости зеркального отражения, совпадающие с плоскостями сеток, а также расположенные на полувывоте между этими сетками. Точечная группа решетки будет $2/m$, а пространственная группа — $P 2/m$. 3. Ромбические сетки накладываются так, что с перпендикулярно плоскостям сеток (фиг. 2-32); это приводит к примитивной элементарной ячейке, имеющей форму прямой призмы с ромбом в основании. При переходе к векторам непримитивной решетки a' и b' получается базоцентрированная 'ячейка C , имеющая форму прямой прямоугольной призмы. В данном случае в направлении c перпендикулярно плоскостям сеток возникают оси второго порядка. В направлениях a' и b' появляются двойные поворотные и винтовые оси, перпендикулярные чередующимся плоскостям зеркального отражения и скольжения, трансляционные компоненты для которых направлены вдоль b' и a' соответственно. Эти элементы симметрии показаны на фиг. 2-33 для одной элементарной ячейки, а также в проекции на плоскость xy

и обозначены общепринятыми символами. Точечная группа будет $2/m 2/m 2/m$, пространственная группа — $C 2/m 2/m 2/m$.

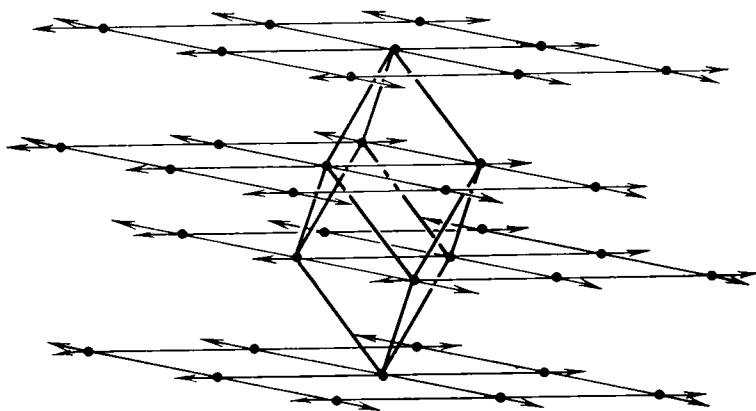
4. Шестиугольники, наложенные таким образом, что с перпендикулярно плоскостям сеток (фиг. 2-34), образуют примитивную элементарную ячейку, имеющую форму прямой призмы с ромбом в основании. Можно построить и непримитивную ячейку с центрированным гексагональным базисом. Элементы симметрии см. фиг. 2-34. Точечная группа симметрии в узлах $6/m 2/m 2/m$, а пространственная группа — $P 6/m 2/m 2/m$.

5. Гексагональные сетки накладываются таким образом, что узлы (через которые проходит ось шестого порядка) в одной из них оказываются над точками, через которые проходит ось третьего порядка, в результате чего в трехмерной решетке нарушается гексагональная симметрия, присущая каждой отдельной сетке. В этом случае возникает примитивная ромбоэдрическая ячейка R , охватывающая четыре сетки (фиг. 2-35), причем ее выделенная диагональ перпендикулярна плоскостям сеток. Точечная группа будет $\bar{3} 2/m$, а пространственная группа — $R \bar{3} 2/m$.

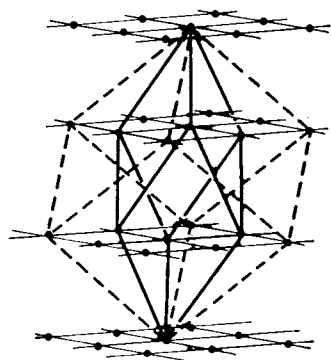


Фиг. 2-34. Наложение шестиугольников таким образом, что с перпендикулярно плоскостям сеток.

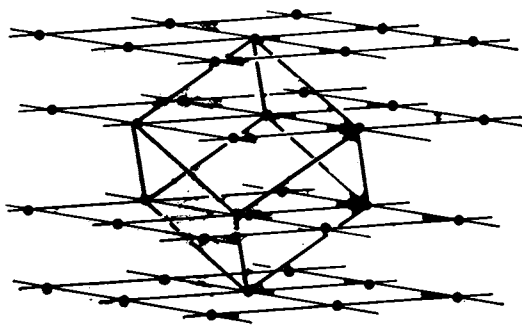
Возникающие при этом элементы симметрии показаны в проекции на плоскость $xу$.



Фиг. 2-35. Ромбоэдрическая решетка, образуемая при наложении шестиугольников.



Фиг. 2-36. Гранецентрированная кубическая решетка, образовавшаяся в результате наложения шестиугольников.



Фиг. 2-37. Прimitивная кубическая решетка, получившаяся при наложении шестиугольников.

Если изменять пространственное расположение сеток в примере 5, то будут меняться углы при вершинах ромбоэдров. Когда угол при вершине будет составлять 60° , в качестве элементарной ячейки можно взять кубическую гранецентрированную ячейку F , как на фиг. 2-36. В этом случае точечная группа будет $4/m \bar{3} 2/m$, а пространственная группа — $F 4/m \bar{3} 2/m$. При углах, равных 90° , ромбоэдр переходит в элементарную ячейку примитивной кубической решетки с точечной группой $4/m \bar{3} 2/m$ и пространственной группой $P 4/m \bar{3} 2/m$ (фиг. 2-37). Когда углы при вершинах равны $109^\circ 28'$, возникает объемноцентрированная кубическая решетка I , распространяющаяся на шесть сеток (фиг. 2-38). Точечная группа симметрии по-прежнему будет $4/m \bar{3} 2/m$, а пространственная группа — $I 4/m \bar{3} 2/m$.

Аналогичные процедуры наложения последующих слоев позволяют получить полную совокупность семи различных форм элементарных ячеек, соответствующих семи точечным группам. Векторы решеток a , b и c и углы между осями α , β и γ для этих типов ячеек указаны на фигу-

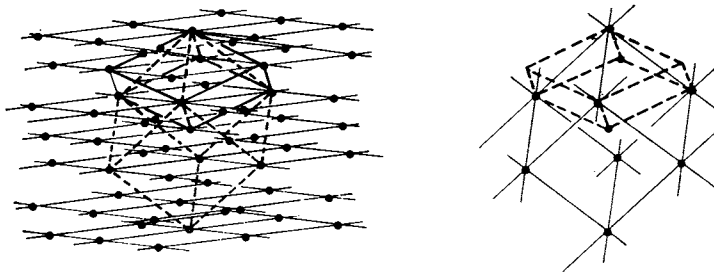
ре 2-39, где изображены элементарные ячейки, по одной для каждого из возможных наборов параметров. Эти семь форм ячеек, однако, не охватывают всей совокупности возможных решеток с различными типами симметрии пространственных групп, поскольку некоторые формы могут соответствовать примитивным ячейкам и некоторым центрированным ячейкам, как указывалось ранее. Всего в кристаллах могут существовать 14 различных решеток (решеток Браве), группирующихся по формам ячеек таким образом, как это показано на фиг. 2-40. Точечная группа, пространственная группа и форма единичной ячейки для каждой решетки даны в табл. 2-10.

Кристаллические системы. Семь типов точечных групп симметрии, наблюдающейся в узлах решетки, соответствуют семи *голоэдрическим классам* из 32 классов симметрии кристаллов. Все кристаллы состоят из решеток, относящихся к той или иной группе точечной симметрии, и группируются в семь *кристаллических систем*. Решетки относятся к различным совокупностям кристаллографических осей в зависимости

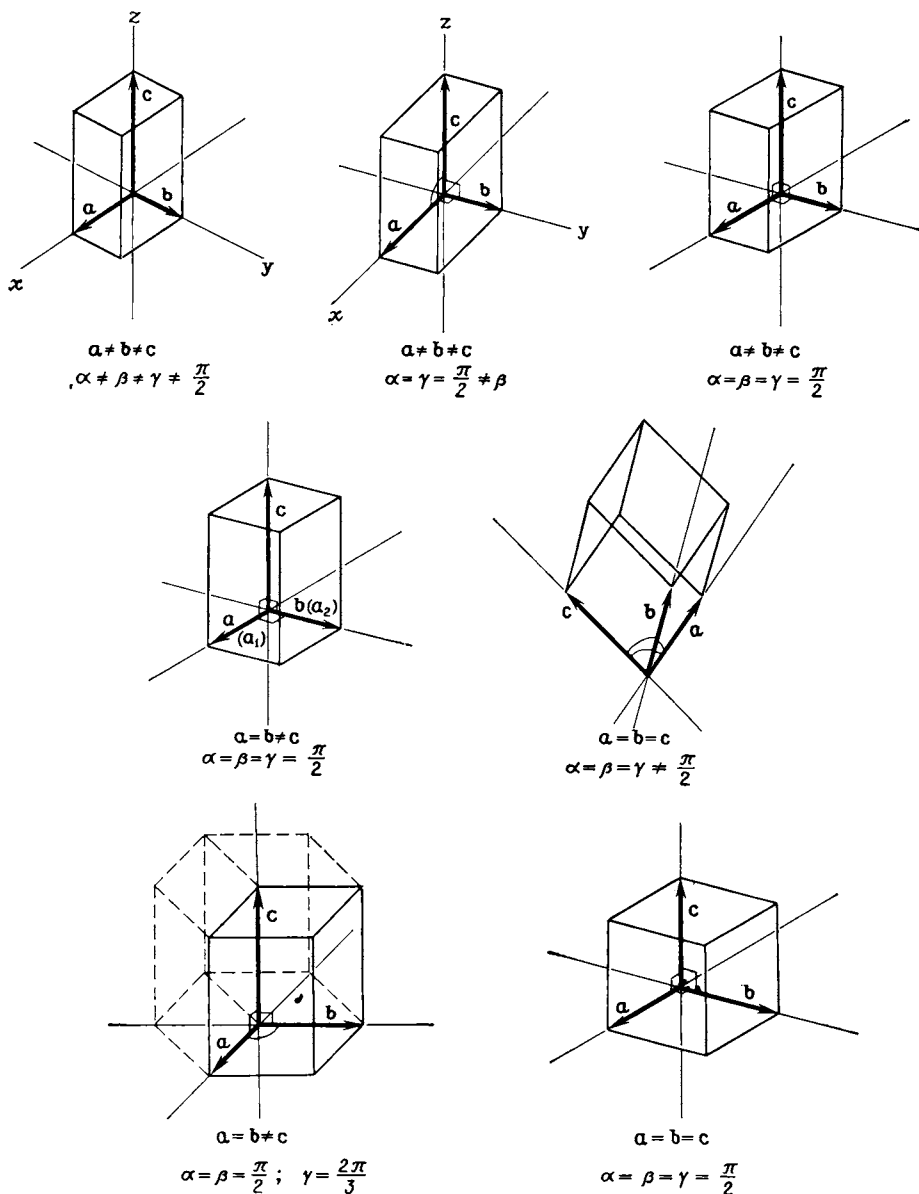
ТАБЛИЦА 2-10

Характеристика решеток Браве


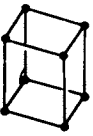
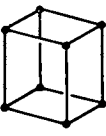
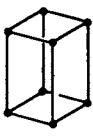
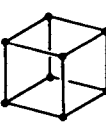
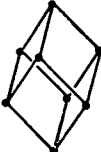

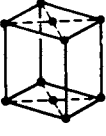
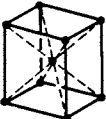
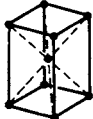
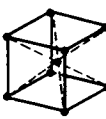
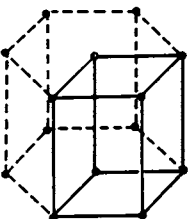


Форма ячейки	Символ	Точечная группа	Пространственная группа
Параллелепипед	P	$\bar{1}$	$P \bar{1}$
Призма с параллелограммом в основании	P C	$2/m$	$P 2/m$ $C 2/m$
Призма с прямоугольником в основании	P C I F	$2/m \ 2/m \ 2/m$	$P 2/m \ 2/m \ 2/m$ $C 2/m \ 2/m \ 2/m$ $I 2/m \ 2/m \ 2/m$ $F 2/m \ 2/m \ 2/m$
Призма с квадратом в основании	P I	$4/m \ 2/m \ 2/m$	$P 4/m \ 2/m \ 2/m$ $I 4/m \ 2/m \ 2/m$
Ромбоэдр	R	$\bar{3} 2/m$	$R \bar{3} 2/m$
Прямая призма с ромбом в основании (гексагональная)	P	$6/m \ 2/m \ 2/m$	$P 6/m \ 2/m \ 2/m$
Куб	P I F	$4/m \ \bar{3} 2/m$	$P 4/m \ \bar{3} 2/m$ $I 4/m \ \bar{3} 2/m$ $F 4/m \ \bar{3} 2/m$



Фиг. 2-38. Объемноцентрированная кубическая решетка, образовавшаяся при наложении шестиугольников.



Фиг. 2-39. Семь возможных форм элементарных ячеек.

	Триклинная	Моноклинная	Ромбическая	Тетрагональная	Кубическая	
<i>P</i>						<div> <div>Тригональная</div> <div><i>R</i> (<i>P</i>)</div> <div></div> <div>Ромбоэдр</div> </div>
<i>C</i>						
<i>I</i>						<div> <div>Тригональная и гексагональная</div> <div><i>P</i> (<i>C</i>)</div> <div></div> </div>
<i>F</i>						
	Параллелепипед	Призма с параллелограммом в основании	Призма с прямоугольником в основании	Призма с квадратом в основании	Куб	Прямая призма с ромбом (шестиугольником) в основании

Фиг. 2-40. 14 решеток Браве.

от геометрических свойств примитивных или непримитивных элементарных ячеек. 32 кристаллических класса возникают потому, что в реальных кристаллах симметрия комплекса атомов, ионов или молекул в элементарной ячейке может не соответство-

вать в точности симметрии решетки, и лишь элементы симметрии, общие для решетки и для внутренней структуры, могут быть операциями симметрии для всего кристалла. Таким образом, у кристаллической структуры симметрия ниже, чем симметрия связанной с ней решетки, и точечная группа кристалла включает лишь некоторые операции точечной группы решетки, т. е. является одной из ее подгрупп. Например, возможные точечные группы кристаллов, построенные из тетрагональных решеток *P* и *I*, являются подгруппами решеток $4/m \ 2/m \ 2/m$. Эти подгруппы указаны на фиг. 2-41. Существуют и другие подгруппы группы $4/m \ 2/m \ 2/m$ ($2/m \ 2/m \ 2/m$, 222 , $mm2$, $2/m$, m , 2 , $\bar{1}$ и 1), но они являются также подгруппами менее симметричных решеток (ромбической, моноклинной и триклинной),

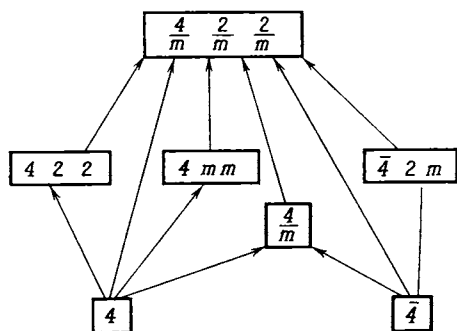
Фиг. 2-41. Подгруппы группы $4/m \ 2/m \ 2/m$.

ТАБЛИЦА 2-11

Распределение точечных групп по кристаллическим системам

Кристаллическая система	Тип решетки	Точечная группа решетки	Подгруппа
Триклинная	P	$\bar{1}$	$1, \bar{1}$
Моноклинная	P, C	$2/m$	$2, m, 2/m$
Ромбическая	P, C, I, F	$2/m \ 2/m \ 2/m$	$mm2, 222, 2/m \ 2/m \ 2/m$
Тетрагональная	P, I	$4/m \ 2/m \ 2/m$	$4, \bar{4}, 4/m, \bar{4}2m, 4mm$ $422, 4/m \ 2/m \ 2/m$
Тригональная	Ромбоэдрическая R	$\bar{3} \ 2/m$	$3, \bar{3}, 3m$
	Гексагональная P	$6/m \ 2/m \ 2/m$	$32, \bar{3} \ 2/m$
Гексагональная	P	$6/m \ 2/m \ 2/m$	$6, \bar{6}, 6/m, \bar{6}m2, 6mm, 622, 6/m \ 2/m \ 2/m$
Кубическая	P, I, F	$4/m \ \bar{3} \ 2/m$	$23, 2/m \ \bar{3}, \bar{4}3m, 432, 4/m \ \bar{3} \ 2/m$

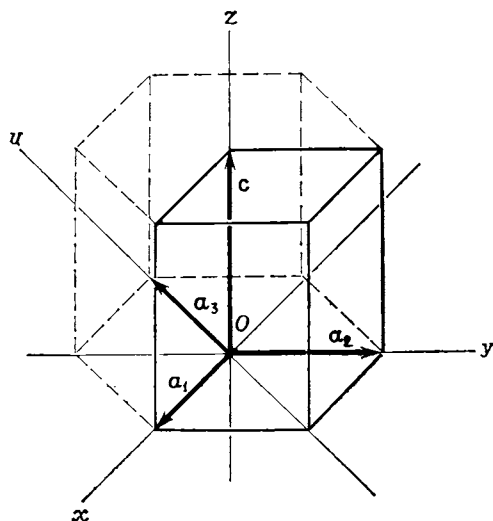
и в структурах с такими типами симметрии не всегда имеется тетрагональная решетка.

Подобные же исследования других решеток позволяют распределить 32 точечные группы в семи кристаллических системах так, как это показано в табл. 2-11. Одна совокупность классов $3, \bar{3}, 3m, 32$ и $\bar{3} \ 2/m$ является подгруппами точечных групп двух решеток с различной симметрией — ромбической R и гексагональной P . Кристаллы с такими типами точечной симметрии могут быть связаны с любой из этих решеток. Все другие типы решеток согласуются лишь с единственным набором точечных групп.

Специфическое соотношение между тригональной и гексагональной системами снова проявляется при выборе кристаллографических осей для этих систем. Кристаллы в обеих системах могут иметь одну и ту же гексагональную решетку P , и в обеих системах могут быть взяты одни и те же кристаллографические оси (гексагональные). Ось z выбирается параллельно вектору решетки c , а оси x и y — параллельно векторам a и b , идущим перпендикулярно c и составляющим друг с другом угол $2\pi/3$. Для удобства обычно вводится четвертая ось, обозначаемая буквой u и расположенная в плоскости xy

симметрично по отношению к осям x и y (фиг. 2-42). Три вектора решетки, параллельные осям x, y и u , не являются линейно независимыми. Ввиду наличия четырех осей индексы граней в гексагональном и тригональном классах содержат четыре символа (индексы Миллера — Браве), отвечающих четырем возможным пересечениям плоскостей с осями. Первые три значения (обратные величинам отрезков, отсекаемых на осях x, y и u) не являются независимыми и их сумма всегда равна нулю (фигура 2-43). Иногда третий индекс заменяют точкой, например (hkl) вместо $(hkil)$.

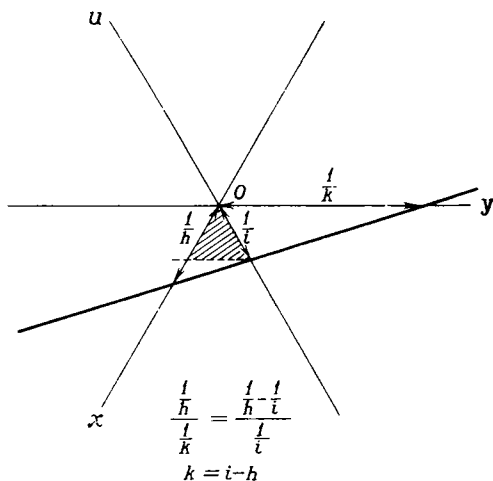
Некоторые тригональные кристаллы имеют ромбоэдрические решетки, и в дальнейшем для них мы будем использовать ромбоэдрические оси. Поскольку нет морфологических различий между тригональными кристаллами с ромбоэдрическими решетками и с гексагональными решетками, большинство кристаллографов, уклоняясь от принятых обозначений, в обоих случаях используют гексагональные оси. Выделенная диагональ ромбоэдрической ячейки принимается за ось z , а оси x, y и u выбираются параллельно поворотным осям второго порядка. При этом возможны два способа выбора осей,



ФИГ. 2-42. Система четырех осей для гексагональных и тригональных кристаллов.

две установки (называемые прямой и обратной) (фиг. 2-44).

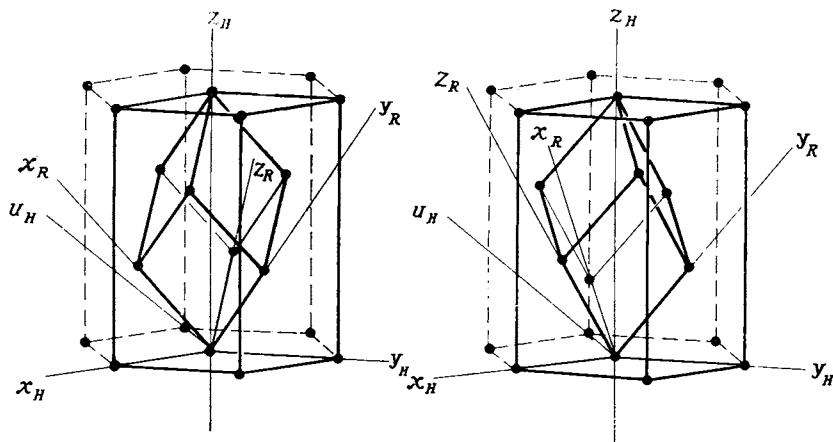
Для большей части классов симметрии кристаллов выбор кристаллографических осей обуславливается морфологическими элементами симметрии. В табл. 2-12 приведены наиболее распространенные системы координат для различных систем. Для классов, в которых направления осей элементарных ячеек не могут совпадать с элементами симметрии,



ФИГ. 2-43. Отрезки, отсекаемые на осях x , y и z .

за оси выбираются направления, совпадающие с наиболее характерными ребрами.

Формы кристаллов. Совокупность граней кристалла, связанных операциями симметрии его точечной группы, называется *формой* — закрытой, если она полностью замыкает пространство (как, например, дитетрагональная дипирамида), и открытой, если граней слишком мало или если их ориентация не позволяет замкнуть



ФИГ. 2-44. Обратная (левая) и главная (правая) установки ромбоэдрической ячейки.

ТАБЛИЦА 2-12

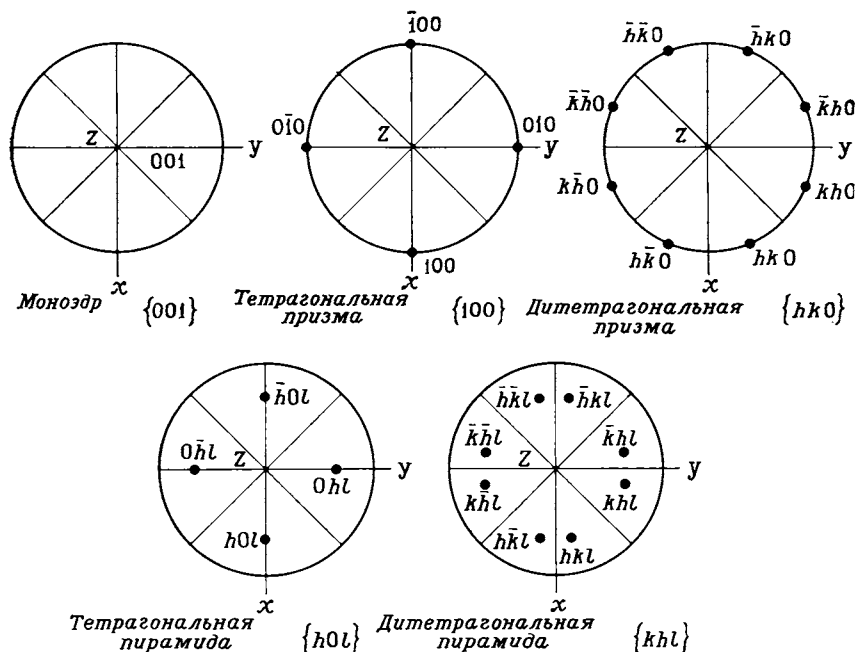
Морфологическая симметрия и кристаллографические оси

Система	Класс	Характерный элемент симметрии	Кристаллографическая ось
Триклинная	$1, \bar{1}$	Только идентичность или инверсия	Параллельно выделяющимся ребрам кристалла
Моноклинная	$2, m, 2/m$	Двойная ось вращения (собственного или несобственного)	Первая установка: двойная ось совпадает с осью z ; вторая установка: двойная ось совпадает с осью y
Ромбическая	$mm2, 222, 2/m\ 2/m\ 2/m$	Ортогональные двойные оси вращения (собственного или несобственного)	Двойные поворотные оси совпадают с осями x, y и z . В классе $mm2$ ось собственного вращения является осью z
Тетрагональная	$4, \bar{4}, 4/m, \bar{4} 2m, 4mm, 422, 4/m\ 2/m\ 2/m$	Четверная ось вращения (собственного или несобственного)	Четверная поворотная ось является осью z , оси x и y обычно совпадают с двойными осями вращения (собственного или несобственного)
Тригональная	$3, \bar{3}, 3m, 32, \bar{3} 2/m$	Тройная ось вращения (собственного или несобственного)	Тройная ось вращения является осью z ; оси x, y и u обычно совпадают с двойными осями вращения (собственного или несобственного)
Гексагональная	$6, \bar{6}, 6/m, \bar{6} 2, 6mm, 622, 6/m\ 2/m\ 2/m$	Шестерная ось вращения (собственного или несобственного)	Шестерная ось вращения является осью z ; оси x, y и u обычно совпадают с двойными осями вращения (собственного или несобственного)
Кубическая	$23, 2/m\ \bar{3}, \bar{4}3m, 432, 4/m\ \bar{3} 2/m$	Четыре тройные оси в направлениях, совпадающих с диагоналями куба	Оси x, y и z симметричны по отношению к тройным осям

пространство (например, в случае дитетрагональной пирамиды). Можно считать, что вся совокупность граней выводится из одной данной грани в результате применения операций симметрии группы. Если исходная грань не перпендикулярна оси симметрии или плоскости зеркального отражения, с помощью каждой из операций группы можно

получить полиэдр с числом граней, равным числу операций группы. Такие формы называются общими. Если же исходная грань связана с элементами симметрии, то выводимая форма называется частной.

В кристаллах, относящихся к некоторым точечным группам, могут существовать несколько разных форм. Например, для группы $4mm$ в ре-



Фиг. 2-45. Стереографические проекции возможных форм в группе $4mm$ (см. табл. 2-13).

результате различного выбора граней, находящихся в общем или частном положении, можно получить пять различных форм. Стереографические проекции форм даны на фиг. 2-45, а свойства форм представлены в табл. 2-13. Заметим, что число граней в частной форме всегда равно или кратно числу граней в общей форме. Символы форм вида $\{hkl\}$ относятся ко всей совокупности граней, выводимых из исходной с помощью операций симметрии. Число их определяет кратность формы. Точно так же символы вида $\langle uvw \rangle$ характеризуют совокупность узловых прямых (осей зон), выводимых из исходной оси зоны $[uvw]$ с помощью операций точечной группы. Например, символ зоны $[110]$ для кубических кристаллов класса $4/m\ 3\ 2/m$ указывает, что прямая делит пополам угол между осями x и y . Символ $\langle 110 \rangle$ описывает совокупность шести прямых, идентичных $[110]$ (направления осей симметрии второго порядка), связанных

ТАБЛИЦА 2-13
Простые формы в группе $4mm$

	Символ формы	Число граней (крат- ность)	Название формы
Общая форма	$\{hkl\}$	8	Дитетрагональная пирамида
	$\{h0l\}$	4	Тетрагональные пирамиды
	$\{hhl\}$	4	
	$\{hk0\}$	8	Дитетрагональная призма
Частные формы	$\{100\}$	4	Тетрагональные призмы
	$\{110\}$	4	
	$\{001\}$	1	Моноэдр

друг с другом операциями симметрии кристалла.

Формы в 32 классах. Таблица, подобная табл. 2-13, может быть составлена для каждого из 32 классов. Возможное число форм в каждом классе

зависит от свойств его точечной группы, особенно от порядка. Например, в классах 1 и $\bar{1}$ грань не может находиться в частном положении, поэтому в каждом из этих классов возможна лишь одна форма (являющаяся также общей формой). Напротив, класс $4/m\bar{3}2/m$ (группа куба и октаэдра — девять плоскостей зеркального отражения и 13 поворотных осей) имеет шесть возможных частных форм и отдельную общую форму.

Общие формы классов представляют собой типы форм, возможных в кристаллах, и могут быть в то же время частными формами для одного или более других классов. Кристаллографическим формам дают общие названия в зависимости от числа, формы и взаимного расположения граней, а частные названия указывают на системы, в которых они встречаются. Например, «призма» — общее название, а «дитетрагональная призма» — восьмигранная призма в некоторых классах тетрагональной системы. Ниже перечислены наиболее распространенные формы кристаллов:

1. *Моноэдр* — форма, состоящая из одной грани; является общей формой для класса 1 и частной формой для ряда других классов (например, m , mtm и $4mm$).

2. *Пинакоид* — две параллельные грани; общая форма для класса $\bar{1}$ и частная форма для большинства других некубических классов (таких, как 222 , $4/m$, 32 и $6/m\bar{2}2/m$).

3. *Диэдр с осью* — две непараллельные грани, связанные двойной осью; общая форма для класса 2 .

4. *Ромбический тетраэдр* — четыре грани связаны ортогональными двойными осями. Ромбические тетраэдры являются общими формами для классов 222 (ромбический тетраэдр) и $\bar{4}$ (тетрагональный тетраэдр).

5. *Диэдр с плоскостью* — две непараллельные грани, связанные плоскостью отражения; общая форма для класса m .

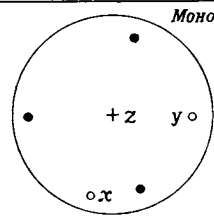
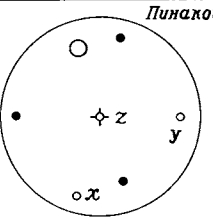
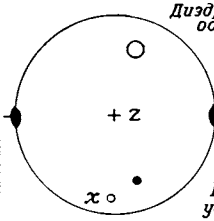
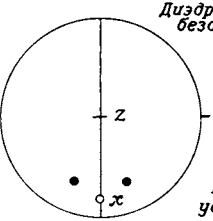
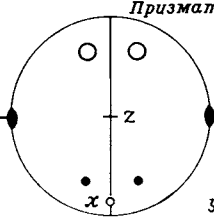
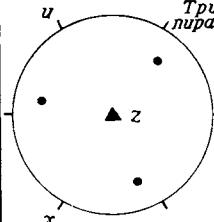
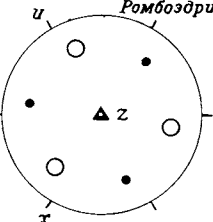
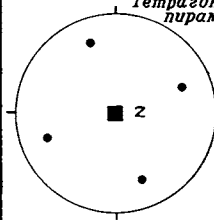
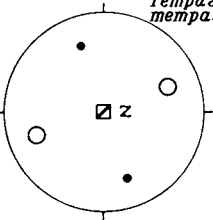
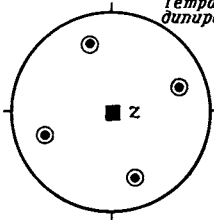
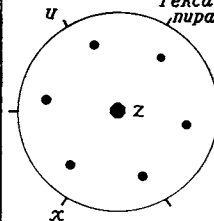
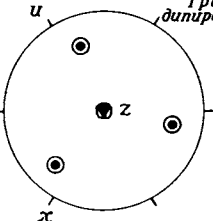
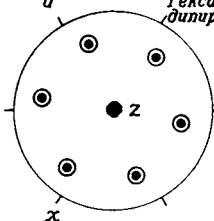
6. *Призма* — три или более граней, пересекающихся по параллельным ребрам. Четырехгранная призма является общей формой для класса $2/m$. Призмы различных типов являются лишь частными формами во всех классах ромбической, тетрагональной, тригональной и гексагональной систем; при этом ось z обычно совпадает с осью зоны (за исключением ромбических систем).

За исключением ромбического тетраэдра, все указанные выше формы открытые.

7. *Пирамида* — три или более граней, встречающихся в вершине. Пирамиды являются общими формами для классов типа n , nt и ntm . Они могут быть частными формами для некоторых из этих классов.

8. *Дипирамида, ромбоэдр, скаленоэдр, трапецоэдр* — оставшиеся общие формы для некубических классов, которые можно рассматривать как формы, выводимые из пирамиды с помощью комбинаций различных поворотов вокруг второстепенных осей, отражений и инверсии и представляющие собой замкнутые формы, соответствующие удвоенным пирамидам. Различные названия, данные этим формам, указывают на соотношения между верхней и нижней пирамидальными формами. Они являются общими и частными формами для классов, обладающих одной главной поворотной осью и другими поворотными двойными осями, расположенными в плоскости, перпендикулярной главной оси, xu -плоскостями симметрии или и теми и другими элементами симметрии.

9. *Кубические формы* — формы для пяти кубических классов, не встречающиеся ни в одном из других классов; при этом ни одна из вышеперечисленных форм не встречается в кубических классах. Многие известные «эндосферические» полиэдры (такие, как куб, октаэдр, додекаэдр и тетраэдр) представляют собой про-

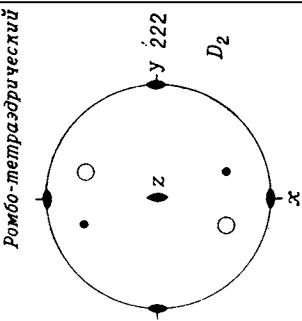
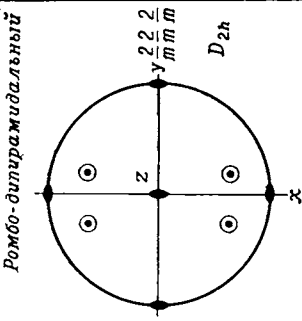
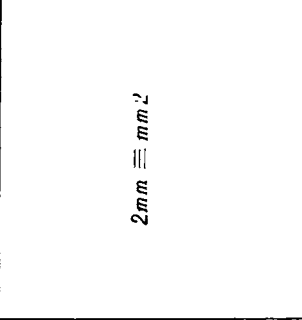
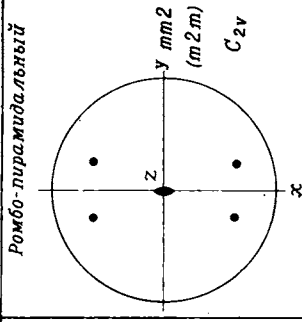
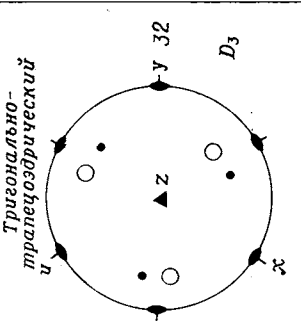
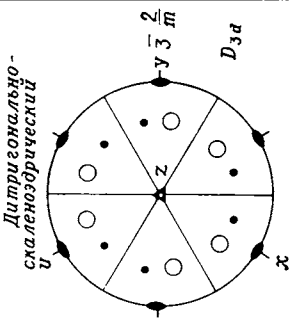
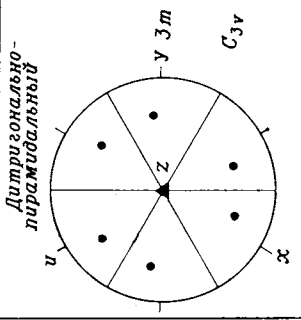
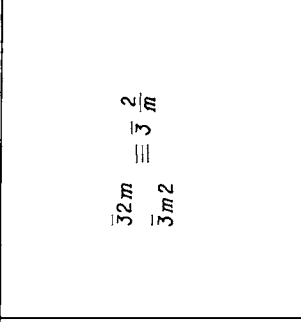
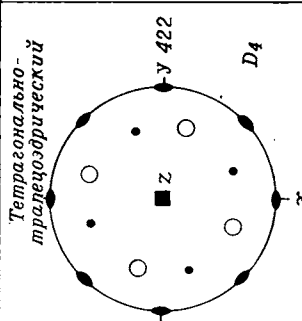
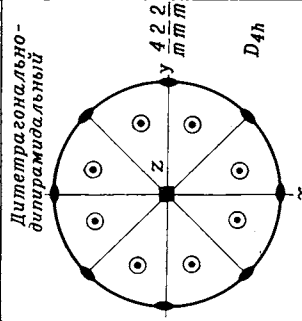
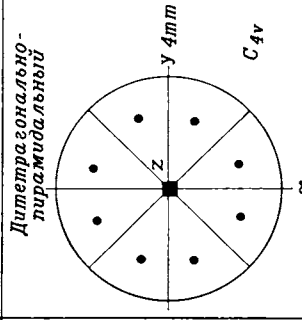
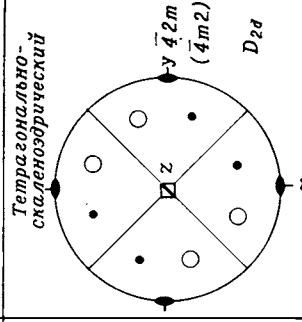
Моноаксиальные точечные группы			
	Генератор n	Генератор \bar{n}	Генераторы n и I
Триклинный	Монокрический  I C	Пинакоидальный  I C_i	$\frac{1}{m} \equiv m$
Моноклинный	Диздрический осевой  2 Вторая установка C_2	Диздрический бесосный  $\pi(2)$ Вторая установка C_s	Призматический  $\frac{2}{m}$ Вторая установка C_{2h}
Тригональный	Тригонально-пирамидальный  3 C_3	Ромбоэдрический  $\bar{3}$ C_{3i}	$\frac{3}{m} \equiv \bar{6}$
Тетрагональный	Тетрагонально-пирамидальный  4 C_4	Тетрагонально-тетраэдрический  $\bar{4}$ S_4	Тетрагонально-дипирамидальный  $\frac{4}{m}$ C_{4h}
Гексагональный	Гексагонально-пирамидальный  6 C_6	Тригонально-дипирамидальный  $\bar{6}$ C_{3h}	Гексагонально-дипирамидальный  $\frac{6}{m}$ C_{6h}

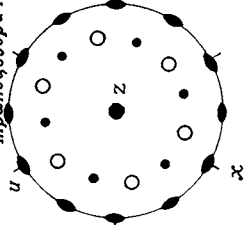
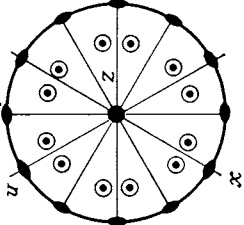
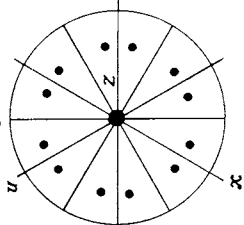
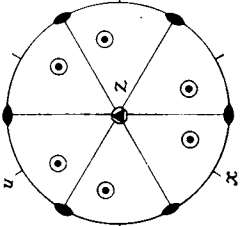
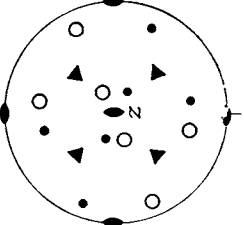
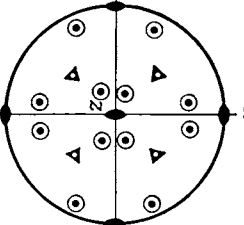
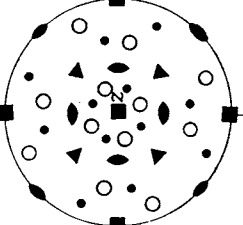
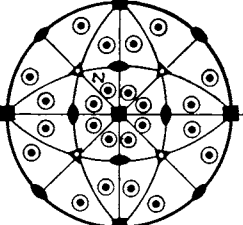
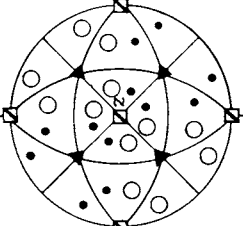
ФИГ. 2-46. Общие формы в 13 моноаксиальных точечных группах.

Точки — на верхней полусфере; кружки — на нижней полусфере; жирная линия — плоскость зеркального отражения.

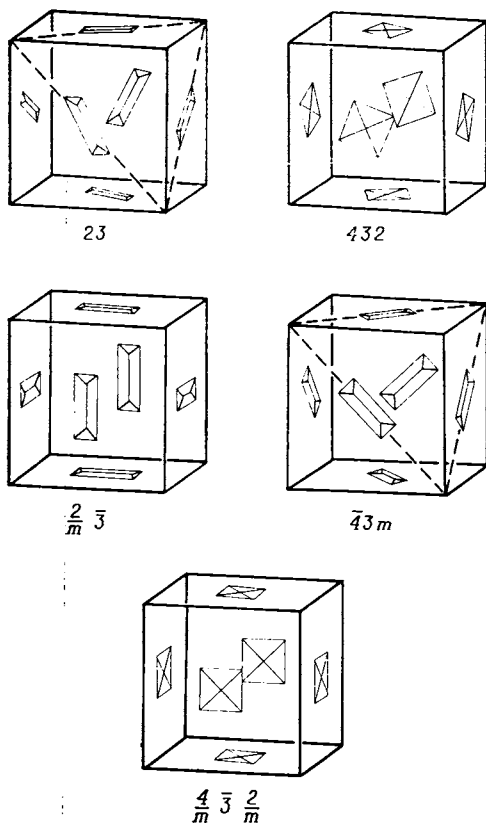
стые формы для большинства кубических классов; могут встречаться и другие формы.

Стереографические проекции 32 общих форм и их элементов симметрии даны на фиг. 2-46 и 2-47 для моно-

Полиаксиальные точечные группы				
Тетрагональный	Генераторы π_1, π_2 и π_3	Генераторы π_1, π_2, π_3 и $\bar{4}$	Генераторы π_1, π_2 и π_3	Генераторы π_1, π_2 и π_3 или $\bar{4}, \pi_2$ и π_3
	Ромбо-тетраэдрический	Ромбо-дипирамидальный	Ромбо-дипирамидальный	Ромбо-пирамидаальный
				
	Тригонально-трапезоэдрический	Дипирамидально-скаленоздрический	Дипирамидально-пирамидаальный	Тетрагонально-скаленоздрический
Тригональный				
	Тетрагонально-трипериодический	Тригонально-трапезоэдрический	Дипирамидально-пирамидаальный	Тетрагонально-скаленоздрический
				

Гексагональный	<p>Гексагонально-тригональный</p>  <p>D_6</p>	<p>Дигексагонально-дипирамидальный</p>  <p>D_{6h}</p>	<p>Дигексагонально-пирамидальный</p>  <p>C_{6v}</p>	<p>Дипригонально-дипирамидальный</p>  <p>D_{3h}</p>
Кубический	<p>Тригетраэдрический</p>  <p>T</p>	<p>Дидодекаэдрический</p>  <p>T_h</p>	<p>$2\bar{3}\bar{3} \equiv \frac{2}{m}\bar{3}$</p>	<p>$\bar{2}\bar{3}\bar{3} \equiv \frac{2}{m}\bar{3}$</p>
Кубический	<p>Триоктаэдрический</p>  <p>O</p>	<p>Гексоктаэдрический</p>  <p>O_h</p>	<p>$4\bar{3}\bar{3} \equiv \frac{4}{m}\bar{3}\bar{3}$</p>	<p>Гексатетраэдрический</p>  <p>T_d</p>

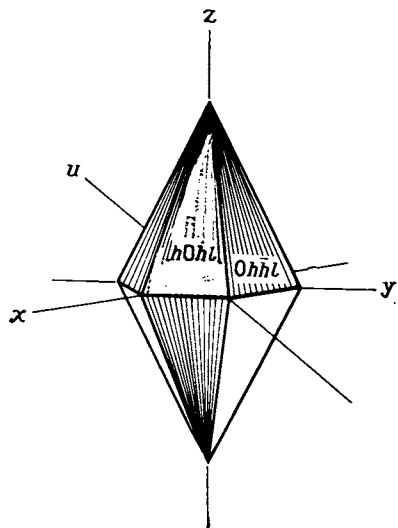
ФИГ. 2-47. Общие формы в 19 полиаксиальных точечных группах. Точки — на верхней полусфере; кружки — на нижней полусфере; жирная линия — плоскость зеркального отражения.



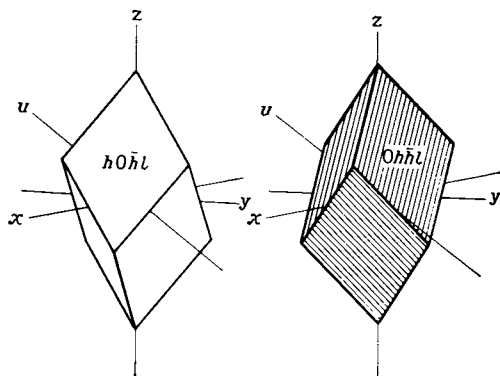
Фиг. 2-48. Типичные фигуры травления на гранях кубов, относящихся к пяти кубическим классам (Buerger M. J., *Elementary Crystallography*, Wiley, 1956).

аксиальных и полиаксиальных точечных групп. Названия общих форм принимаются за названия соответствующих классов кристаллов; например, класс $4mm$ называется дитетрагонально-пирамидальным классом.

Большая часть форм кристаллов принадлежит кристаллам не одного класса. Например, куб $\{100\}$ может быть частной формой во всех кубических классах, лишь один из которых ($4/m \bar{3} 2/m$) имеет полную кубическую симметрию. Различия в расположении атомов на гранях кубов для различных классов удается иногда продемонстрировать путем травления кристаллов соответствующими

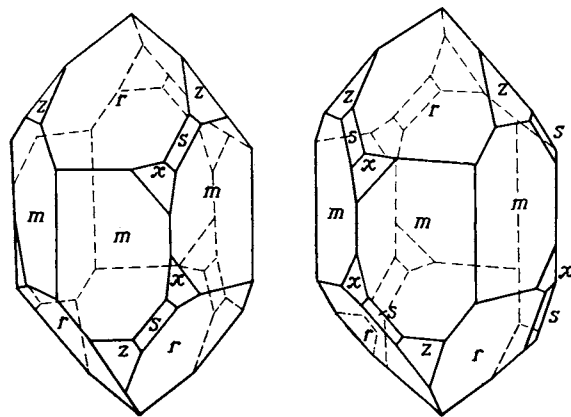


Фиг. 2-49. Кажущаяся гексагональная дипирамида в классе 32.



Фиг. 2-50. Положительный и отрицательный ромбоэдры в классе 32.

растворителями. Вокруг примесей в кристаллических структурах вытравливаются углубления, общая форма которых определяется симметрией в расположении атомов. В кубических кристаллах, относящихся к пяти кубическим классам, могут, например, появиться фигуры травления, подобные схематически показанным на фиг. 2-48. Форма фигур отчетливо указывает на присутствие или отсутствие осей симметрии или плоскостей симметрии, перпендику-



ФИГ. 2-51. Кристаллы левого и правого кварца (Dana E. S., A Textbook of Mineralogy, revised by W. E. Ford, 4th ed., Wiley, 1955).

лярных граням, и позволяет выявить операции симметрии, связывающие грани между собой.

Аналогичные проблемы возникают в кристаллах, когда они ограничены не одной простой формой, а комбинацией двух форм, представляющей более симметричной формой. Например, кристалл, относящийся к классу 32 (кварц), может иметь форму, показанную на фиг. 2-49, кажущуюся гексагональной дипирамидой $\{h0\bar{h}l\}$. Но гексагональная дипирамида запрещена для класса 32, и тщательное изучение показывает, что грани пирамиды относятся к двум различным формам, не связанным между собой операциями симметрии: «положительному» ромбоэдру $\{h0\bar{h}l\}$ и «отрицательному» ромбоэдру $\{0h\bar{h}l\}$, каждому из которых принадлежит по шесть граней (светлых и заштрихованных на фиг. 2-50).

В классах, содержащих в качестве элементов симметрии только повороты (1, 2, 3, 4, 6, 222, 32, 422, 622, 23 и 432), некоторые формы представляют собой энантиоморфные пары, обусловленные энантиоморфизмом кристаллической структуры. Кварц (класс 32), например, может иметь правую и левую структуры, и это отражается на комбинации характер-

ристических форм в природных кристаллах (фиг. 2-51).

Полное рассмотрение, включая и графическое изображение, возможных форм полиэдров в кристаллах и их индексы можно найти в ссылках, приведенных в конце этой главы.

Симметрия структуры. Некоторые аспекты атомной структуры кристалла определяются симметрией его точечной группы. Форма элементарной ячейки, например, однозначно фиксируется точечной группой симметрии для всех кристаллов, кроме тригональных, но не во всех случаях ячейка примитивная. Полное описание структурной симметрии кристалла дается лишь его пространственной группой, которая включает операции типа $\{R/t\}$, особенно винтовые оси и плоскости скользящего отражения. Трансляционные компоненты этих операций меньше по величине, чем элементарные трансляции; морфологически указанные операции проявляются так же, как чистые повороты и зеркальные отражения, поэтому каждая пространственная группа изогональна одной из 32 точечных групп. Например, в кристаллах класса 2 с примитивной решеткой возможны две пространственные группы: $P2$, содержащая только двойную

ось, и $P2_1$, содержащая только двойную винтовую ось. Аналогично этому две пространственные группы изогональные в классе m — Pm и Pa , где a обозначает скользящее отражение в плоскости (010) с трансляцией в направлении [100]. Винтовые оси и плоскости скользящего отражения в структуре, всегда параллельные поворотным осям и плоскостям зеркального отражения, остаются инвариантными при всех преобразованиях точечной группы. Трансляционные компоненты винтовых поворотов всегда совпадают с направлением винтовых осей, но плоскости скользящего отражения могут иметь трансляционные компоненты вдоль направления любого вектора примитивной решетки, лежащего в плоскости скольжения.

Всего имеется 230 пространственных групп, распределенных по семи кристаллическим системам, как показано в табл. 2-14. Для полного пони-

ТАБЛИЦА 2-14

Распределение пространственных групп по кристаллическим системам

Система	Число пространственных групп
Триклинная	2
Моноклинная	13
Ромбическая	59
Тетрагональная	68
Тригональная	25
Гексагональная	27
Кубическая	36
Всего	230

мания атомной структуры кристалла необходимо с помощью рентгеновских методов установить пространственную группу, поскольку именно она определяет характер расположения единичного мотива (атомов, ионов или молекул), являющегося «кирпичиком» кристаллической структуры. В энантиоморфных парах могут существовать несколько пространствен-

ных групп лишь с одними поворотами или винтовыми осями, например $P4_132$ и $P4_332$. Такие пары пока что нельзя различить ни одним из известных способов.

Эквивалентные позиции в структуре. Мы видели ранее, что форма кристалла определяется совокупностью граней, выводимых из исходной грани операциями симметрии точечной группы. Точно так же операции симметрии пространственной группы позволяют получить из любой точки структуры правильную систему точек. Пространственная группа содержит бесконечное число элементов, и это же справедливо для правильной системы точек, но в элементарной ячейке может быть лишь конечное целое число точек. Это число называется кратностью правильной системы точек.

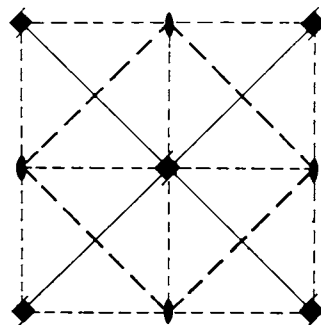
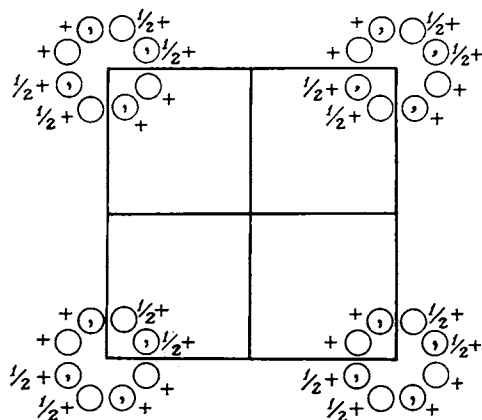
Точки, находящиеся в разных частях элементарной ячейки, обычно имеют различную кратность по тем же причинам, с которыми связано присутствие в кристаллах форм с различными индексами граней. Некоторые точки находятся в частном положении, т. е. на элементах симметрии, и могут оставаться инвариантными при выполнении определенных операций симметрии. По аналогии с общими и частными формами вводится понятие общих и частных положений в элементарной ячейке. Кратность общего положения совпадает с числом операций пространственной группы в пределах ячейки.

В таблицах пространственных групп приводятся обычно типичные частные и общие положения и их координаты в системе координат, начало которой совпадает с одной из вершин элементарной ячейки; кроме того, даются точечные группы симметрии этих позиций и их кратность.

Фиг. 2-52, заимствованная из International Tables for X-ray Crystallography, I, Symmetry Groups, представляет собой описание пространственной группы $P4_2cm$ — одной из

Тетрагональный $4mm$ $P4_2cm$

№ 101

 $P4_2cm$ C_{4v}^3 Начало на 4_2

Кратность правильной системы точек	Точечная группа симметрии правильной системы точек	Координаты правильной системы точек	
8	1	$x, y, z; \bar{x}, \bar{y}, z; x, \bar{y}, \frac{1}{2} + z; \bar{x}, y, \frac{1}{2} + z; y, x, z; \bar{y}, \bar{x}, z; y, \bar{x}, \frac{1}{2} + z; \bar{y}, x, \frac{1}{2} + z$	Общее положение
4 4 2 2	m 2 mm mm	$x, x, z; \bar{x}, \bar{x}, z; x, \bar{x}, \frac{1}{2} + z; \bar{x}, x, \frac{1}{2} + z; 0, \frac{1}{2}, z; \frac{1}{2}, z; 0, \frac{1}{2}, \frac{1}{2} + z; \frac{1}{2}, 0, \frac{1}{2} + z; \frac{1}{2}, \frac{1}{2}, z; \frac{1}{2}, \frac{1}{2}, \frac{1}{2} + z; 0, 0, z; 0, 0, \frac{1}{2} + z$	Частные положения

Фиг. 2-52. Пространственная группа $P4_2cm$ (International Tables for X-ray Crystallography, I, Kynoch Press, 1965).

пространственных групп, изогональных точечной группе $4mm$ в табл. 2-3.

Кратность положения важна для определения структуры кристалла. Число молекул или одиночных элементов в элементарной ячейке легко вычислить, если известны размеры ячейки, химический состав и плотность. Тогда молекулы должны занимать позиции с кратностью, равной числу молекул в ячейке. Подобные рассуждения позволяют ограничить число возможных расположений единичных элементов в кристаллической структуре.

Химическая минералогия

Общая часть

Кристаллография, как мы только что убедились, может целиком основываться на геометрических представлениях, поскольку возможные классы кристаллической симметрии могут быть выведены из одной лишь кристаллической структуры. Многие свойства кристаллических минералов, такие, как геометрическая форма и некоторые физические свойства, частично или полностью зависят от симметрии. Но индивидуальность и

характерные особенности минералов определяются далеко не одной симметрией. Чтобы понять характер и свойства кристаллических минералов, нужно отвлечься от абстрактного мира кристаллической симметрии и перейти в более реалистическую и сложную область, имеющую дело с элементарными ячейками кристаллической структуры, заполненными атомами. Атомы каждого элемента не только обладают специфическими, только им присущими свойствами, но в различных структурных позициях под влиянием соседних атомов этого же или других элементов рассматриваемый элемент приобретает новые характерные свойства. Он может, например, получить некоторый положительный или отрицательный заряд и превратиться, таким образом, в ион, например Na^+ , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cl^- , O^{2-} . Специфические свойства всех таких модифицированных атомов резко ограничивают число возможных устойчивых симметричных кристаллических структур, образующихся при комбинации определенных атомов. Комбинация атомов Zn и S, например, дает соединение ZnS , которое существует в природе лишь в двух формах (минеральных веществах): распространенного минерала сфалерита (кубический, класс $\bar{4}3m$) и редкого минерала вюртцита (гексагональный, класс $6/m\ 2/m$).

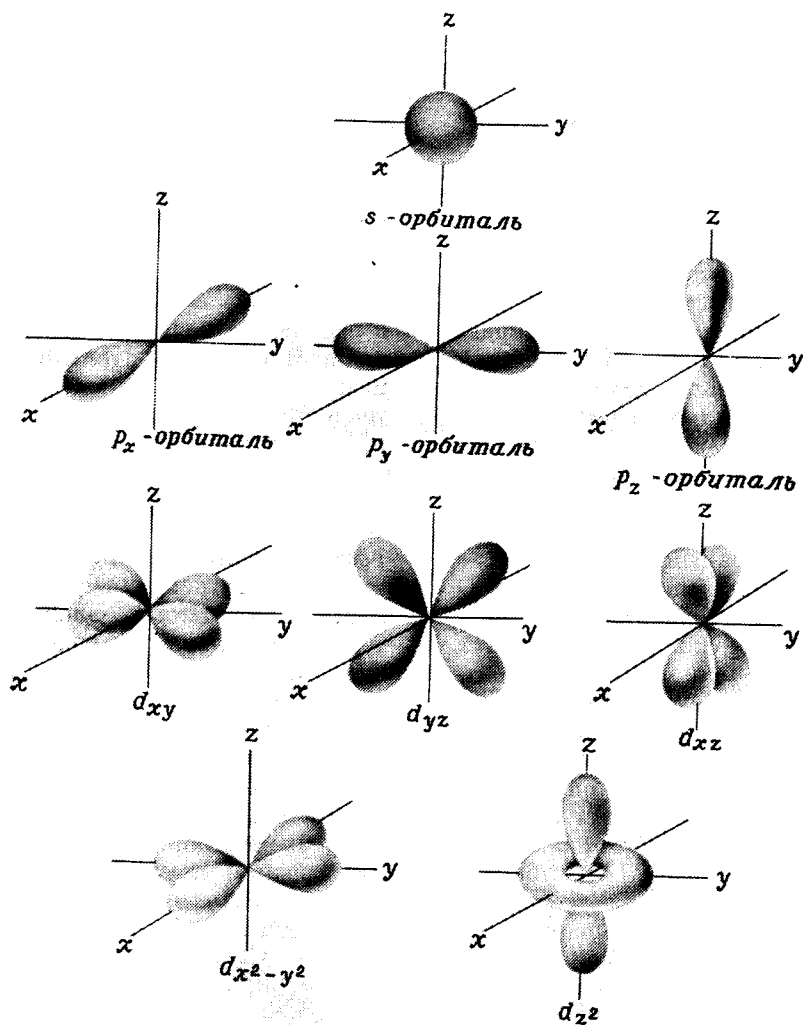
Стандартные таблицы содержат около 80 элементов, встречающихся в земной коре (исключая благородные газы и короткоживущие радиоактивные элементы). Лишь восемь из них составляют вместе около 99% коры (в вес.%): O — 46,6; Si — 27,7; Al — 8,1; Fe — 5; Ca — 3,6; Na — 2,8; K — 2,6; Mg — 2,1. Поэтому наиболее широко распространенными минералами являются силикаты (включая SiO_2) и алюмосиликаты Fe, Ca, Na, K и Mg и окислы Fe. На этих соединениях в различных кристаллических формах мы и остановимся

более подробно. Все легкие элементы (с атомным весом <56 и атомными номерами 8—26) занимают в периодической таблице периоды со второго по четвертый. Очень важны в минералогии также некоторые легкие, реактивные, второстепенные неметаллические элементы — C, F, P, S, Cl — и элемент H со своими уникальными свойствами. Они входят в разнообразные, широко распространенные минеральные соединения — карбонаты, хлориды, сульфиды, фосфаты и т. д. Такие минералы, кристаллизующиеся в широкой области температур и давлений, принимают в свою структуру большое число второстепенных элементов в концентрациях, достаточных для того, чтобы считать эти соединения промышленными рудами; например, основным источником некоторых распространенных металлов (таких, как Pb, Zn, Cu) являются сульфиды.

Химическая связь в кристаллических минералах

Определяющими характеристиками любого минерального вещества являются его химический состав и кристаллическая структура. Эти два свойства взаимно связаны и оказывают влияние на симметрию, отражающуюся на физических особенностях минеральных соединений. Но прежде чем рассматривать состав и структуру кристаллов, необходимо понять, что же представляет собой силы, удерживающие составные части атомов в их правильных симметричных конфигурациях, т. е. какова природа химической связи в кристаллических минералах.

Связь в минералах может быть или ионной, или ковалентной, или частично и той и другой. Ионные кристаллы существуют как целое благодаря электрическому притяжению противоположно заряженных ионов (например, Na^+ и Cl^- в галите NaCl). Электростатическая энергия взаи-



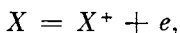
ФИГ. 2-53. «Формы» s - p - и d -орбиталей.

модействия зарядов q_1 и q_2 , находящихся на расстоянии r друг от друга, равна $q_1 q_2 / r$; она отрицательна (притяжение), если заряды имеют противоположные знаки, и положительна (отталкивание), если знаки зарядов одинаковы. Ионная связь не обладает направленностью; для данного значения r энергия имеет одну и ту же величину независимо

от взаимного расположения атомов. Ковалентная связь, наоборот, строго направлена. Это свойство обусловлено взаимодействиями между спинами, а не зарядами, и энергия взаимодействия зависит от типа волновых функций, или «орбиталей», описывающих некоторые физические характеристики, и в частности распределение в пространстве электронов атомов, уча-

ствующих в связи. Каждая орбиталь представляет собой частное решение волнового уравнения Шрёдингера, которому соответствует определенное значение энергии и углового момента. Эти орбитали обладают характерными свойствами симметрии: *s*-орбитали, например, сферически симметричны по отношению к ядрам, а три возможные *p*-орбитали, имеющие одинаковую энергию, вытянуты в пространстве в трех взаимно перпендикулярных направлениях (фиг. 2-53). Ковалентная связь возникает в тех случаях, когда орбитали связанных атомов значительно перекрывают друг друга. Заметим, что число ковалентных связей, которые может образовывать атом, ограничивается числом электронов с неспаренными спинами.

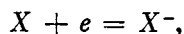
Электроотрицательность атомов. О том, какова будет связь в кристаллах, состоящих по крайней мере из двух типов атомов, ионной или ковалентной, легко можно судить по величине *разности электроотрицательности* соединяющихся атомов. Электроотрицательность может быть определена на основе двух измеряемых атомных свойств: *энергии ионизации* (*I*) и *сродства к электрону* (*E*). Обе эти величины обычно выражаются в электронвольтах (эВ)¹. Энергия ионизации представляет собой энергию реакции, при которой один электрон *e* с внешней оболочки атома удаляется в бесконечность:



и атом *X* превращается в положительно заряженный ион X^+ . В значениях *I* наблюдается заметная тенденция к увеличению во всех гори-

зонтальных рядах (периодах) периодической таблицы; например, величина *I* равна 5,36 эВ для Li и 17,42 эВ для F. Энергия ионизации *I* обычно определяется из спектроскопических данных.

Не столь легко измеряемым, но установленным для некоторых элементов является сродство к электрону (*E*), определяемое как энергия реакции



в результате которой элемент *X* превращается в отрицательно заряженный ион X^- . *E* также проявляет тенденцию к увеличению слева направо во всех рядах периодической таблицы.

Полинг приписал каждому элементу такое эмпирическое значение *электроотрицательности* (тоже измеряемой в электронвольтах), что разность в величинах электроотрицательностей двух элементов может быть связана с разностью между истинной энергией связи элементов и энергией этой связи, если бы она была чисто ковалентной; последняя величина берется просто как арифметическое среднее энергий связи для двух элементов. Малликен отметил, что средние значения *I* и *E* также должны быть мерой электроотрицательности элемента

$$x = \frac{I + E}{a},$$

где *a* — числовой множитель, выбранный таким образом, чтобы получилось значение электроотрицательности, предложенное Полингом¹. Величина *x*, как и *I*, увеличивается слева направо во всех рядах периодической таблицы, например от Li (1,0) к F (4,0). Типичные значения *x* и *I* представлены в табл. 2-15. Шкала электроотрицательности позволяет получить весьма полезную, хотя и довольно приближенную характеристику степени ионности связи. По

¹ Один электронвольт — энергия, необходимая для переноса единичного электронного заряда из одной точки в другую с разностью потенциалов в один вольт: $1 \text{ эВ} = 1,6 \times 10^{-12} \text{ эрг} = 23,060 \text{ кал/(г·атом)}$. Энергия ионизации, поскольку она относится к одному электрону, имеет то же численное значение, что и ионизационный потенциал, выраженный в вольтах.

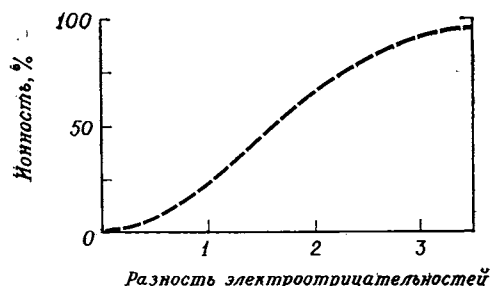
¹ $a = 130$, если *I* и *E* выражены в ккал/моль.

ТАБЛИЦА 2-15

Значения электроотрицательностей (по шкале Полинга) и ионизационных потенциалов (в скобках, в вольтах) минералогически важных элементов, расположенных в таком же порядке, как в периодической таблице

					C (11,26) 2,5	N (14,5) 3,0	O (13,6) 3,5	F (17,4) 4,0	
Na (5,1) 0,9	Mg (7,6) 1,2				Al (6,0) 1,5	Si (8,1) 1,8	P (11,0) 2,1	S (10,4) 2,5	Cl (13,0) 3,0
K (4,3) 0,8	Ca (6,1) 1,0	Fe (7,9) 1,65	Co (7,9) 1,7	Ni (7,6) 1,7					

этому принципу Полинг построил кривую зависимости эмпирически определенного «процента ионности связи» (нулю соответствует ковалентная связь, 100 — ионная) от значения разности электроотрицательностей (фиг. 2-54). Полученную кривую можно интерпретировать следующим образом: если два элемента характеризуются сильно различающимися значениями электроотрицательностей, т. е. тенденциями принимать или терять электроны, то происходит перенос электрона и связь образуется за счет электростатического притяжения противоположно заряженных ионов. И наоборот, если электроотрицательности двух элементов близки, то связь ковалентная и электрон оказывается поделенным между атомами. Согласно фиг. 2-54, связь Si—O, представляющая исключи-



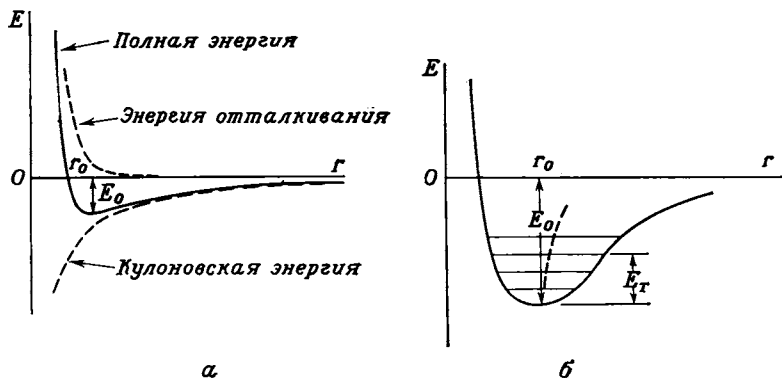
ФИГ. 2-54. Степень ионности связи как функция разности электроотрицательностей.

тельный интерес для минералогии, должна быть примерно на 50 % ковалентной, связь Mg—O — на 70 % ковалентной.

В действительности же многие физические свойства минералов, такие, как, например, показатели преломления, могут быть объяснены, если считать, что связи характеризуются большей степенью ионности.

Размеры атомов, межатомные расстояния и связи. С общими представлениями о природе и силе связей в кристаллах тесно связаны такие понятия, как относительные «размеры» связанных атомов и расстояния между ними. Геометрические законы кристаллографии могут быть применены к реальным кристаллам лишь в том случае, если предположить, что атомы отделяются друг от друга регулярными интервалами. Именно средние значения этих межатомных расстояний и определяются методами рентгеновской дифракции.

Изолированный атом не имеет определенных размеров, поскольку вероятность нахождения одного из его электронов в элементе объема dv , пропорциональная $\psi^2 dv$, может быть равна нулю только в бесконечности, где волновая функция ψ сама равна нулю. В кристаллах, однако, электроны любого атома как бы сжимаются электронами всех других атомов. В результате этого можно приписать



ФИГ. 2-55.

a — энергия решетки ионного кристалла как функция расстояния между ионами; b — влияние температуры на межионное расстояние. Тепловая энергия E_T заставляет ион осциллировать между двумя положениями с одинаковой энергией; среднее межионное расстояние, таким образом, увеличивается с повышением температуры.

каждому атому такой «радиус», что сумма радиусов двух соседних атомов оказывается равной наблюдаемому межатомному расстоянию. Эти радиусы зависят, конечно, от электронной конфигурации каждого атома; следует ожидать, например, что радиус Na^+ будет меньше, чем радиус Na , радиус O^{2-} будет больше, чем радиус O , а ковалентные радиусы для тех же элементов будут заметно отличаться от ионных.

Межатомные расстояния в кристаллах или молекулах должны быть такими, чтобы сумма всех энергетических членов, зависящих от расстояния, была минимальной. В общем случае энергия описывается по крайней мере двумя такими членами: один из них характеризует связь (например, электростатическое притяжение в ионных кристаллах), а другой отражает тот наблюдаемый факт, что большинство твердых тел не поддается сжатию. Это происходит по той причине, что, как только межатомное расстояние становится меньше определенной величины, силы отталкивания заставляют атомы удаляться друг от друга. График зависимости энергии кристалла от межатомного расстояния r должен, таким образом, иметь форму, изображенную на фиг. 2-55, a , где за нуль

принята энергия, отвечающая бесконечно удаленным друг от друга атомам. На такой кривой обнаруживается «равновесное» межатомное расстояние r_0 , которому соответствует минимальное значение E_0 («энергия решетки»). (Заметим, что энергия отталкивания очень быстро возрастает по мере уменьшения r от r_0 ; как говорят, она имеет «жесткий» характер, вполне согласующийся с относительной несжимаемостью твердых тел по сравнению, скажем, с газами.)

С повышением температуры тепловая энергия, подводимая к кристаллу, переходит большей частью или полностью в энергию колебаний; атомы начинают колебаться относительно своих средних положений, и средние межатомные расстояния увеличиваются, как это показано пунктирной линией на фиг. 2-55, b . При температурах, близких к точке плавления, объем кристалла может оказаться на 7—10% больше, чем при 0 °K; в этом случае межатомное расстояние на 2—3% больше, чем при абсолютном нуле.

Хотя межатомные расстояния и кристаллические структуры нелегко предсказать, весьма полезными могут оказаться два общих правила. Первое из этих правил связано с зарядами атомов. Оно основано на

электростатических представлениях и гласит, что структура ионного кристалла должна быть такой, чтобы ионы одного знака находились как можно дальше друг от друга, а ионы противоположных знаков — по возможности ближе. Второе правило относится к спинам, и, согласно ему, каждый электрон стремится спариться или оказаться как можно ближе к другому электрону с противоположным спином, тогда как электроны с одинаковыми спинами стараются избегать друг друга. Следует помнить, что при зарядовой корреляции не принимаются во внимание никакие преимущества в направлениях и не налагаются никакие ограничения, помимо размеров, на число ближайших соседей, в то время как при спиновой корреляции (ковалентная связь) определяющими факторами служат направления связей, а также предельное число связей, ограничиваемое числом неспаренных электронов.

Простые ионные структуры

Ионные радиусы. Мы уже установили, что в ионных кристаллах, таких, как NaF, сумма ионных радиусов Na^+ и F^- должна быть равна измеренному межатомному расстоянию 2,31 Å [один ангстрем (Å) = 10^{-8} см]. Оба иона имеют одинаковую электронную структуру ($1s^2 2s^2 2p^6$) и одно и то же полное число электронов (10), но ядро Na имеет более высокий заряд (11), чем ядро F (9). Полинг делает вывод, что радиус Na^+ должен быть меньше, чем радиус F^- , ввиду различий в электростатическом (или «кулоновском») притяжении двух ядер. Однако сила притяжения, действующая на внешние электроны, в значительной степени ослабляется благодаря экранирующему действию электронов внутренних заполненных оболочек, уменьшающих заряд ядер до «эффективного» значения $Z_{\text{эф}}$. Этот эффективный заряд может быть вы-

числен с помощью квантовой механики или получен эмпирически из атомных спектров. Полинг предположил, что отношение ионных радиусов Na^+ и F^- должно быть обратно пропорционально отношению эффективных зарядов; это приводит к значениям радиусов 0,95 Å для Na^+ и 1,36 Å для F^- в структуре NaF. Подобные же вычисления для других ионных кристаллов дают, например, следующие величины: 1,33 Å для K^+ , 1,48 Å для Rb^+ , 1,81 Å для Cl^- и т. д. Значения некоторых ионных радиусов для окислов, силикатов и галоидов представлены в таблице 2-16.

ТАБЛИЦА 2-16

Ионные свойства распространенных элементов в окислах, силикатах и галоидах

Элемент	Атомный номер	Электроотрицательность (по шкале Полинга)	Ионный заряд	Ионный радиус
H	1	2,1	1+	
Li	3	1,0	1+	0,60
C	6	2,5	4+	0,11
Na	11	0,9	1+	0,95
Mg	12	1,2	2+	0,65
Al	13	1,5	3+	0,50
Si	14	1,8	4+	0,41
K	19	0,8	1+	1,33
Ca	20	1,0	2+	0,99
Rb	37	0,8	1+	1,48
Ba	56	0,85	2+	1,35
O	8	3,5	2—	1,40
F	9	4,0	1—	1,36
Cl	17	3,0	1—	1,81

Поскольку в природных кристаллических минералах связь, как правило, не является чисто ионной, было бы не вполне целесообразно использовать приведенные выше значения для сложных кристаллических структур, таких, как полевые шпаты ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ или KAlSi_3O_8) или щелочные пироксены ($\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ или

NaAl_2O_6). Среди общих элементов в этих соединениях парам $\text{Na}-\text{O}$, $\text{K}-\text{O}$, $\text{Ca}-\text{O}$ и $\text{Mg}-\text{O}$ соответствуют достаточно высокие значения разностей электроотрицательностей (табл. 2-15), что, вообще говоря, служит достаточным основанием для использования в данном случае ионных радиусов. Подобный подход не может иметь практического значения для ионных радиусов Fe^{2+} (0,74), Al^{3+} (0,51) и Si^{4+} (0,41), так как значения электроотрицательностей этих элементов и O^{2-} гораздо ближе друг к другу.

Энергия решетки. Как уже упоминалось, энергия ионного кристалла может быть выражена в виде суммы электростатической энергии и «жесткого» члена, описывающего отталкивание, быстро возрастающее по величине с уменьшением межионного расстояния r . Это отталкивание представляет собой главным образом электростатическое отталкивание между электронами соприкасающихся ионов. Строго говоря, для точного вычисления этого энергетического члена необходимо учитывать взаимодействия большого числа электронов, но обычно его представляют в виде b/r^n , где b и n — константы, определяемые эмпирически. Таким образом, энергию u пары ионов противоположного знака можно записать следующим образом:

$$u = -\frac{z_1 z_2 e^2}{r} + \frac{b}{r^n},$$

где $z_1 e$ и $z_2 e$ — заряды катиона и аниона, а b и n — константы. В этом выражении не учитывалась тепловая энергия, т. е. предполагалось, что она соответствует температуре 0 °K. Энергию («энергию решетки») одного моля кристалла объемом V , содержащего N молекул или пар ионов, можно записать в виде

$$E = -\frac{NAz_1 z_2 e^2}{r} + \frac{B}{r^n}, \quad (2-7)$$

где A и B — новые константы, а N — число Авогадро ($6,02 \times 10^{23}$). A

обычно называют константой Маделунга; это решеточная сумма, представляющая собой сумму электростатических взаимодействий между всеми ионами кристалла. Вычисление A довольно сложно, поскольку приходится принимать во внимание расстояния между всеми парами ионов; если, например, расстояние r_{ij} между ионами i и j в кристалле выразить как

$$r_{ij} = p_{ij} R,$$

где R — расстояние между ближайшими соседями, то A можно записать в виде

$$A = \sum_j (\pm) p_{ij}^{-1},$$

где суммирование осуществляется по всем ионам в кристалле, за исключением i -го, а знак минус относится к ионам противоположного знака по отношению к иону i . Проиллюстрируем вычисление этой суммы на примере одномерной цепочки, представляющей собой чередование положительных и отрицательных зарядов e , разделенных равными интервалами R :

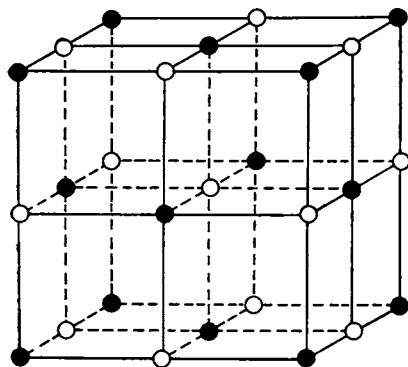
$$+ - + - + - + - + - + - .$$

Имея в виду, что электростатическая энергия положительна для одноименных зарядов и отрицательна для противоположно заряженных ионов, запишем эту энергию для катиона, находящегося в середине цепочки:

$$\begin{aligned} & -e^2 \left(\frac{2}{R} - \frac{2}{2R} + \frac{2}{3R} - \frac{2}{4R} + \dots \right) = \\ & = -\frac{2e^2}{R} \left(1 - \frac{1}{2} + \frac{1}{3} - \frac{1}{4} + \dots \right) = \\ & = -2 \frac{e^2}{R} \ln 2, \end{aligned}$$

так что константа Маделунга в этом случае равна $2 \ln 2$, или 1,384. Для структуры NaCl (фиг. 2-56) константа Маделунга равна 1,7475.

Поскольку энергия минимальна, когда межионное расстояние равно r_0 ,



Фиг. 2-56. Структура галита NaCl.

константу B в уравнении (2-7) можно определить из условия

$$\frac{\partial E}{\partial r} = 0 \text{ для } r = r_0.$$

Это дает

$$B = \frac{NAz_1z_2e^2}{n} r_0^{n-1}$$

и

$$E = -\frac{NAz_1z_2e^2}{r} \left[1 - \frac{1}{n} \left(\frac{r_0}{r} \right)^{n-1} \right]. \quad (2-8)$$

Минимум энергии решетки, соответствующий равновесному расстоянию r_0 , легко получается из уравнения (2-8) в результате подстановки r_0 вместо r . На фиг. 2-55, а представлен график зависимости E от r . Чтобы определить константу n , вспомним, что при $T = 0^\circ \text{K}$ давление P определяется из уравнения

$$P = -\frac{\partial E}{\partial V}, \quad (2-9)$$

где объем V связан с r соотношением $V = cNr^3$ с соответствующей константой c , зависящей от структуры кристалла. Для структуры галита, например, $c = 2$ (фиг. 2-56). Сжимаемость β , определяемая из уравнения

$$\beta = -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial P} = \frac{1}{V} \frac{\partial^2 E}{\partial V^2},$$

может быть легко вычислена из уравнения (2-8). Тогда для структуры

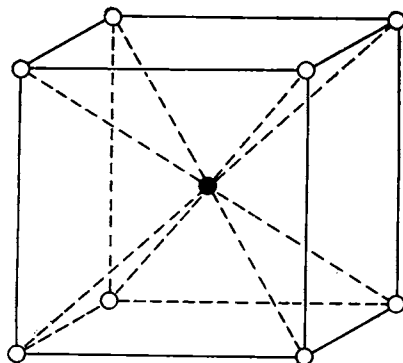
галита ($z_1 = z_2 = 1$; $c = 2$) получаем

$$\frac{1}{\beta_0} = \frac{(n-1)e^2A}{18r_0^4}, \quad (2-10)$$

где β_0 — «начальная» сжимаемость при $r = r_0$. Предполагая, что значение β_0 известно из эксперимента, можно вычислить величину n из уравнения (2-10). Обычно она колеблется между 8 и 10.

Снова напомним, что энергия решетки — это энергия, необходимая для разделения кристалла на отдельные ионы и удаления их на большие расстояния друг от друга. В таком случае энергия может быть вычислена и из термодинамических данных по теплоте сублимации, энергии ионизации, электронному сродству и теплоте образования. Полученные таким образом два значения величины E согласуются с точностью до нескольких процентов для многих веществ, которые, следовательно, можно считать ионными. Более того, хорошее согласие получается и для ряда таких соединений (например, сульфидов Zn и Pb), которые химики едва ли решились бы назвать ионными.

Как следует из уравнения (2-8), при прочих равных условиях наиболее стабильными структурами должны быть те, для которых значения A максимальны. Поэтому структура хлористого цезия, изображенная на фиг. 2-57 ($A = 1,7627$), должна быть



Фиг. 2-57. Структура хлористого цезия.

более устойчивой, чем структура NaCl для тех же значений r_0 и n . Устойчивость структуры NaCl объясняется меньшим значением r_0 , равным сумме ионных радиусов соответствующих атомов. Это подводит нас к рассмотрению определяющего влияния размеров ионов на тип кристаллической структуры.



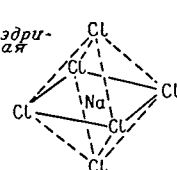
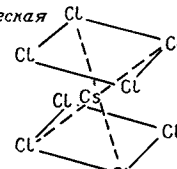
Отношение радиусов и координационное число. Координационное число атома в кристалле — это число его ближайших соседей. В соответствии с требованиями зарядовой корреляции в ионных кристаллах у каждого иона (например, катиона A с ионным радиусом r_A) на кратчайшем из возможных расстояний должно находиться максимальное число ионов противоположного знака (например, анионов B с ионным радиусом r_B). Число ближайших соседей зависит от отношения r_A/r_B , поскольку вполне очевидно, что вокруг большого катиона можно разместить гораздо

больше анионов, чем вокруг маленького, и, кроме того, число анионов, окружающих катион данного радиуса, ограничивается размерами самих ионов. На фиг. 2-58 представлено несколько возможных конфигураций, отвечающих различным значениям отношений радиусов r_A/r_B .

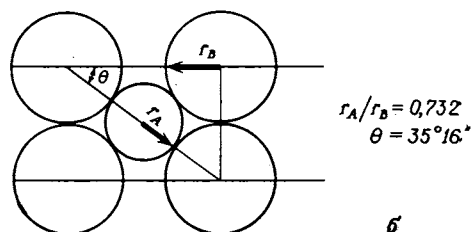
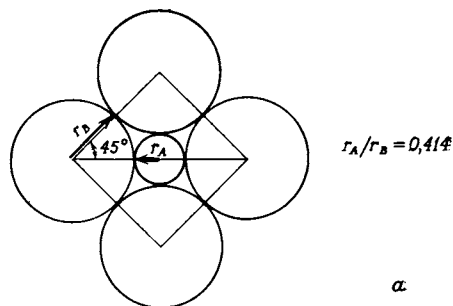
Иллюстрацией сказанному может служить фиг. 2-59, *a*, на которой изображены четыре аниона B , окружающие катион A и касающиеся друг друга. (Эти анионы могут представлять собой четыре из шести анионов в «октаэдрической координации»; при этом оставшиеся два аниона располагаются соответственно выше и ниже катиона.) Как легко заметить из фиг. 2-59, *a*,

$$\frac{2r_B}{2(r_A + r_B)} = \sin 45^\circ = 0,7071,$$

и, таким образом, $r_A/r_B = 0,414$. Если бы отношение r_A/r_B было меньше, все четыре аниона не могли бы

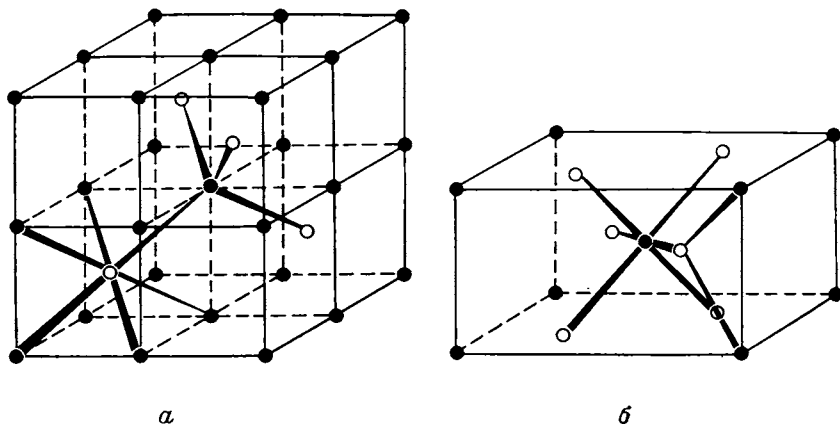
r_A/r_B	Координационное число	Конфигурация	Пример
0,155 – 0,225	3	Плоская треугольная 	CO_3^{2-}
0,225 – 0,414	4	Тетраэдрическая 	SiO_2
0,414 – 0,732	6	Октаэдрическая 	NaCl
0,732 – 1,0	8	Кубическая 	CsCl

ФИГ. 2-58. Некоторые значения отношений ионных радиусов и соответствующие им координации.



ФИГ. 2-59.

a — предельное значение отношения ионных радиусов для октаэдрической (6) координации; *б* — для кубической (8) координации.



ФИГ. 2-60.

a — структура флюорита CaF_2 ; *b* — структура рутила TiO_2 .

касаться катиона и расстояние анион — катион не было бы минимальным. При любой координации величина r_A/r_B имеет наименьшее значение, когда расстояние между центрами больших ионов составляет $2r_B$ (как на фиг. 2-59, *a*).

По мере того как отношение r_A/r_B возрастает от значения 0,414, расстояние между анионами начинает превышать величину $2r_B$. При значении r_A/r_B , равном 0,732, становится возможной кубическая конфигурация с восьмерной координацией (фигура 2-58). Показанное на фигуре 2-59, *b* сечение куба диагональной вертикальной плоскостью позволяет геометрически определить r_A/r_B для кубического восьмерного окружения:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{2r_B}{2r_B/0,7071} = 0,7071,$$

$$\theta = 35^\circ 16',$$

$$\frac{2r_B}{2(r_A + r_B)} = \sin 35^\circ 16' = 0,5774,$$

следовательно,

$$\frac{r_A}{r_B} = 0,732.$$

Координационные многогранники, изображенные на фиг. 2-58, представляют собой фрагменты структур кристаллических минералов и искусственных соединений. К таким ком-

плексам применимы представления об ионной связи, и в некоторых случаях, когда разность электроотрицательностей катиона и аниона достаточно велика, связь в комплексе в хорошем приближении может считаться ионной. Проиллюстрируем сказанное более подробно на нескольких примерах, имея в виду, что на фиг. 2-57 и 2-60 относительные размеры ионов не выдержаны. Модели всех существующих структур полностью определяются единственным параметром r_A/r_B с тем лишь ограничением, что кристалл должен быть электрически нейтральным.

Галит NaCl : $r_A/r_B = 0,525$; оба иона, и Na^+ , и Cl^- , находятся в шестерной координации (NaF с отношением $r_A/r_B = 0,70$ имеет идентичную структуру).

СсСл: $r_A/r_B = 0,93$; ионы Cs^+ и Cl^- находятся в восьмерной координации.

Рутил TiO_2 : $r_A/r_B = 0,486$; Ti^{4+} имеет шестерную координацию, O^{2-} — тройную.

Флюорит CaF_2 : $r_A/r_B = 0,728$. Это отношение несколько ниже предельного значения, характеризующего образование восьмерной координации. Однако комбинация Ca^{2+} в восьмерной координации и F^- в четверной обеспечивает более плотную упаковку.

ку ионов Ca^{2+} , чем другая возможная комбинация координационных чисел 6 и 3; поэтому в реальном кристалле и наблюдаются координационные числа 8 и 4.

Хотя в двух примерах на фиг. 2-58 отношение радиусов и координационные числа отвечают условиям, необходимым для образования ионных соединений, известно, что кристаллы, в состав которых входят эти группировки, лишь с большой натяжкой можно назвать ионными. Это прежде всего совокупность ионов $\text{Si}^{4+}-\text{O}^{2-}$, образующая тетраэдрические комплексы в структурах силикатов. Другой пример — объединение ионов $\text{C}^{4+}-\text{O}^{2-}$ в группировки $[\text{CO}_3]^{2-}$ в карбонатах. На этих случаях мы остановимся подробнее после выяснения условий образования ковалентных связей.

Электроны, заряды и симметрия. В чисто ионных кристаллах все свойства и особенности поведения ионов характеризуются сферической симметрией. При этом можно пренебречь дополнительными эффектами, связанными с движением индивидуальных электронов, перекрыванием плотностей соседних электронов и многообразием характеров распределения электронов на внешних оболочках. Жесткие сферы в координационной модели могут рассматриваться просто как ядра, окруженные электронными оболочками и подоболочками конечных радиусов.

Заряд иона определяется способностью электроположительного атома терять свои внешние электроны, а электроотрицательного — присоединять их на свою внешнюю оболочку. Как это хорошо известно химикам, наиболее устойчивыми электронными конфигурациями являются те, в которых внешние s - и p -подоболочки полностью заполнены, т. е. имеют конфигурации s^2 , p^6 . Так, в третьем периоде периодической таблицы катионы Na^+ , Mg^{2+} , Al^{3+} и Si^{4+} имеют одинаковую конфигурацию $1s^2 2s^2 2p^6$,

а анионы P^{3-} , S^{2-} и Cl^- имеют конфигурацию $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6$. Нейтральность структуры в целом обеспечивается с помощью атомных отношений $\text{Na}^+/\text{Cl}^- = 1$; $\text{Al}^{3+}/\text{O}^{2-} = 2/3$, $\text{Si}^{4+}/\text{O}^{2-} = 1/2$. Заряд на ионе нейтрализуется в равной степени одинаковыми вкладами ближайших соседей противоположного знака. Каждый катион одинаково связан со всеми окружающими анионами, и наоборот. В галите, например, нет молекул NaCl , а есть лишь непрерывная совокупность ионов Na^+ и Cl^- , каждый из которых окружен шестью ионами противоположного знака в октаэдрической координации.

Простые ковалентные структуры

Общие вопросы. Когда атомы с одинаковыми или близкими значениями электроотрицательности оказываются на небольшом расстоянии друг от друга, связь между ними образуется не за счет переноса внешних электронов, а скорее за счет одновременного присутствия электронов на двух атомах. В результате этого появляется одна или несколько ковалентных связей, а образовавшиеся агрегаты приобретают молекулярные свойства, совершенно чуждые чисто ионным кристаллам. Необходимыми условиями для образования ковалентных связей являются следующие:

1. Каждый атом должен иметь по крайней мере один неспаренный электрон. Число ковалентных связей, которые может образовывать атом, часто, но не всегда, равно числу неспаренных электронов в его основном состоянии (это будет показано ниже).

2. Атомы, вступающие в связи, должны находиться на небольшом расстоянии друг от друга, чтобы обеспечивалось заметное перекрывание их не полностью занятых орбиталей. Когда перекрывание достигает определенного предела, два электрона

противоположного спина — по одному с частично заполненных орбиталей каждого атома — образуют пару и занимают отдельную орбиталь, имеющую молекулярный характер, поскольку в ней принимают участие оба ядра. Например, сера в основном состоянии имеет электронную конфигурацию $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^4$. На двух $3p$ -орбиталях имеется лишь по одному электрону. В молекулярной сере каждая из этих орбиталей заполняется целиком. Полученные таким образом орбитали одинаково связаны с каждым из атомов — это чисто ковалентная связь. Заметим, что молекула S_8 ромбической серы представляет собой кольцо из восьми атомов, связанных ковалентными связями.

Гибридные орбитали. В основном состоянии углерод имеет конфигурацию $1s^2 2s^2 2p^2$ лишь с двумя $2p$ -орбиталями, занятыми неспаренными электронами. Однако, как правило, валентность углерода равна четырем, и в некоторых соединениях или формах, таких, как метан (CH_4) или алмаз (C), каждый атом углерода образует четыре эквивалентные связи с четырьмя ближайшими атомами в тетраэдрической координации. Симметрия молекулы метана $43m$. Это может быть объяснено следующим образом. Во-первых, атом углерода переходит в возбужденное состояние $1s^2 2s^1 2p^3$ в результате переноса $2s$ -электрона на прежде незанятую $2p$ -орбиталь. Один $2s$ -электрон и три $2p$ -электрона затем смешиваются или «гибридизируются» и создают новую совокупность четырех эквивалентных sp^3 -орбиталей¹. Выигрыш в энергии от образования *четырёх* ковалентных связей, которые могут теперь осуществиться, оказывается больше величины энергии, необходимой для пере-

вода атома углерода из основного состояния в возбужденное. В математической форме волновая функция гибридной sp^3 -орбитали записывается следующим образом:

$$\psi_{\text{гибрид}} = \psi_{2s} + \sqrt{3}\psi_{2p}.$$

В некоторых соединениях, таких, как наиболее распространенный карбонатный минерал $CaCO_3$, атом углерода связан тремя ковалентными (или частично ковалентными) связями с тремя окружающими атомами кислорода в плоской треугольной конфигурации. В этих связях $2s$ -орбитали углерода гибридизируются с двумя $2p$ -орбиталями и образуют три эквивалентные sp^2 гибридные орбитали; при этом ось максимального распределения электронной плотности одной $2p$ -орбитали остается перпендикулярной плоскости треугольника и может образовывать ковалентную связь другого характера (π -связь) с аналогично направленными $2p$ -орбиталями соседних атомов кислорода.

Другая возможная гибридизация, осуществляющаяся в молекуле CO_2 , заключается в образовании пары sp гибридных орбиталей.

Свойства ковалентных связей. В кристаллических неметаллических соединениях, таких, как ромбическая сера или алмаз, половина среднего расстояния между ядрами ближайших атомов дает ковалентный радиус. Величина эта зависит, конечно, от конфигурации ковалентно связанных атомных групп. Ковалентный радиус C, например, имеет три различных значения в зависимости от характера гибридизации $2s$ - и $2p$ -орбиталей: 0,722 (sp^3), 0,665 (sp^2), 0,602 (sp). К настоящему времени не установлено очевидной связи между ковалентным радиусом, числом ближайших соседей или силой связи (т. е. энергией, необходимой для разрыва одной ковалентной связи, например $Cl-Cl$ или $C-C$). Некоторые

¹Одно из свойств волнового уравнения Шрёдингера состоит в том, что если ψ_a и ψ_b являются его решениями, то $\psi_a + c\psi_b$ также является решением этого уравнения (c — произвольная константа).

данные, касающиеся ковалентных связей, приведены в табл. 2-17.

ТАБЛИЦА 2-17

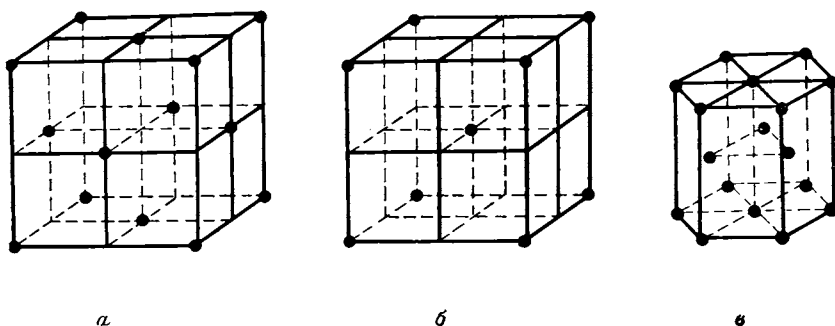
Некоторые свойства ковалентных связей

Элемент	Атомный номер	Ковалентный радиус, Å	Число ближайших соседей	Сила связи, ккал/(г·атом)
H	1	0,30		
B	5	0,88		
C	6	0,66	3	
		0,77	4	
O	8	0,66		
F	9	0,64		
Si	14	1,17	4	42,2
P	15	1,00	3	51,3
		1,10	4	
S	16	1,04	4	50,9
Cl	17	0,99	4	58,0

Металлическая связь. В металлических кристаллах электроны разделены не между двумя, а между всеми атомами. Это модель коллективных электронов. В кристаллах, состоящих из атомов металлических элементов, все атомы имеют одинаковые размеры; обычно наблюдаются три структурных типа, изображенные на фиг. 2-61. В гранецентрированной кубической (г. ц. к.) структуре все атомы одинаково окружены двенадцатью другими и симметрия единичной ячейки будет $4/m \bar{3} 2/m$. В объем-

ноцентрированной кубической (о. ц. к.) структуре форма ячейки и симметрия те же, но координационное число равно восьми. В гексагональной плотноупакованной (г. п. у.) структуре координационное число вновь равно 12, но упаковка менее симметрична, чем в г. ц. к.-решетке. Высокое координационное число и плотная упаковка, характерные для металлических структур, служат хорошим подтверждением делокализации связей.

Дополнительные эффекты в структурах минералов. Во всех предыдущих обсуждениях типов связей мы имели дело лишь с простейшими минеральными структурами типа галита или алмаза. Это обусловлено тем, что состояние связи большинства минералов и особенно основных составляющих земной коры, таких, как силикаты, карбонаты и окислы, не описывается ни одной из простейших моделей связи. Иными словами, современное состояние атомной и молекулярной теории не дает оснований для предсказания структуры и поведения кристаллических минералов. Структуры могут быть определены, а свойства и поведение минералов могут наблюдаться. В некоторой степени минералоги могут объяснить эти особенности с помощью новейших теорий атомного строения и природы химической связи. Предсказать на основе этих теорий, каких изменений



ФИГ. 2-61. Кристаллические структуры металлов.

а — гранецентрированная кубическая структура; б — объемноцентрированная кубическая структура; в — гексагональная плотноупакованная структура.

следует ожидать для структуры и связи при условиях, характерных для глубоких слоев Земли, пока не представляется возможным, но можно попытаться установить степень влияния различных факторов на связь, а следовательно, и на структуру большинства минералов. Рассмотрим некоторые из этих факторов.

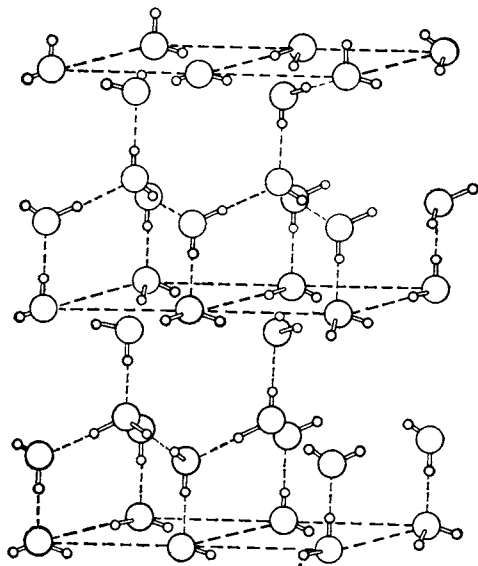
Атомы кремния и углерода в кислородном окружении. Силикаты составляют основную часть земной коры и мантии, и поэтому особое внимание уделяется изучению связи между Si и O. Поскольку электронные конфигурации атомов Si и C имеют много общего и так как карбонаты являются важными минералами осадочных пород, весьма интересно сопоставить роль кислородного окружения этих двух элементов в распространенных минералах. Отношение радиусов $\text{Si}^{4+}/\text{O}^{2-}$ равно 0,11, а $\text{Si}^{4+}/\text{O}^{2-}$ — 0,30 (табл. 2-16). Согласно фиг. 2-57, кремний должен иметь координационное число 4. С другой стороны, углерод, для которого отношение согласуется лишь с координационным числом 2, в минеральных структурах встречается в тройной координации в плоском треугольном анионном комплексе $[\text{CO}_3]^{2-}$. Разности электроотрицательностей (табл. 2-15), равные 1,7 для O—Si и 1,01 для O—C, наводят на мысль, что связь в карбонатах не так уже далека от чисто ковалентной модели, тогда как в силикатах характер связи должен почти в равной мере быть и ионным, и ковалентным.

Связь в анионном комплексе $[\text{CO}_3]^{2-}$ в карбонатах объясняется, как мы только что убедились, с помощью sp^2 -орбитальной гибридизации. Атом углерода соединяется с каждым из соседних атомов кислорода ковалентными связями, образующимися с участием этих гибридных орбиталей; оставшаяся p -орбиталь распределяется как двойная связь между всеми тремя атомами кислорода.

Группа $[\text{SiO}_4]^{4-}$, являющаяся основным элементом всех кристаллических силикатов (включая и полиморфные модификации SiO_2), укладывается в рамки модели с симметричными sp^3 гибридными орбиталями, такими же, как и для соединений углерода типа метана. Но возникает вопрос, не является ли связь в этом случае частично ионной, а частично ковалентной и почему длина Si—O связи обычно около 1,6 Å вместо 1,81 Å (табл. 2-16) или 1,83 Å (табл. 2-17)? Можно предположить, что атом Si использует в какой-то мере свои незанятые $3d$ -орбитали, что может служить причиной образования двойных связей. Это заключение весьма неопределенно, но достоверно установлено, что стিশовит — полиморфная модификация SiO_2 , образующаяся при чрезвычайно высоких давлениях, — состоит из групп $[\text{SiO}_6]$, а атомы кремния находятся в октаэдрической координации.

Таким образом, мы убедились, что предсказания, касающиеся связей и координации в кристаллических минералах сложного состава, зависят от не слишком определенных и не вполне однозначных факторов, что, впрочем, относится и к стандартным моделям простой ионной или ковалентной связи. Было бы вполне возможным предположить, что при высоких давлениях предпочтительнее образование комплексов с высоким координационным числом. В таком случае можно ожидать, что углерод будет образовывать группы $[\text{CO}_4]^{4-}$, такие же, как комплексы $[\text{SiO}_4]^{4-}$ в силикатах, с координационным числом 4. Этого нельзя, однако, сказать с уверенностью, и до тех пор, пока не удастся получить их экспериментально, соединения, содержащие группировки $[\text{CO}_4]$, останутся гипотетическими.

Водородная связь. В кристаллах льда атомы кислорода образуют правильную тетраэдрическую структуру, и при этом атомы водорода рас-



фиг. 2-62. Структура льда (по Полингу).

полагаются между двумя соседними атомами кислорода (фиг. 2-62). Из четырех водородных атомов, окружающих любой атом кислорода, два находятся близко к нему, а два — далеко. Тетраэдрическая конфигурация предполагает образование четырех sp^3 гибридных орбиталей на атоме кислорода. Две из этих орбиталей используются для ковалентной связи с двумя ближайшими атомами водорода, а оставшиеся две орбитали создают две «поделенные пары», не участвующие в ковалентной связи.

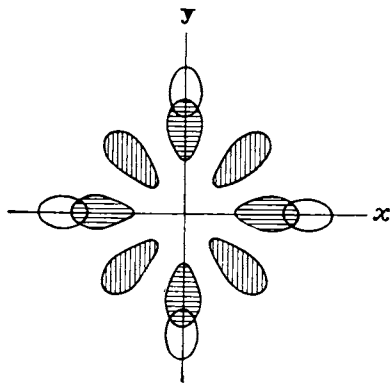
Таким образом, мы можем считать, что любой атом кислорода и два ближайших к нему атома водорода (т. е. молекула воды) в структуре льда представляют собой две положительные единицы заряда на ядрах Н и две отрицательные единицы заряда, локализованные вблизи атома кислорода. Электростатические взаимодействия между зарядами молекулы и зарядами всех других молекул и являются основной силой, удерживающей кристалл льда как целое. Для описания такого типа притяжения

используется термин *водородная связь*. Водород играет роль связующего звена, поскольку он обладает двумя исключительными свойствами: его атомный радиус очень мал ($0,3 \text{ \AA}$) и он имеет только один электрон. В результате этого соседние молекулы могут очень близко подходить друг к другу, и при этом не проявится обычное сильное отталкивание, обусловленное перекрыванием внутренних электронных оболочек. Водородная связь может образовываться только в том случае, если электроотрицательность одного из атомов достаточно высока. Электростатическая связь довольно слаба ($\sim 5 \text{ ккал/(г} \cdot \text{атом)}$) по сравнению с ионной или ковалентной.

Многие минералы содержат водород либо в составе ионов $[\text{OH}]^-$, либо в молекулах H_2O . В некоторых из них, например в глинистых силикатах, важные физические свойства и химические особенности зависят от существования относительно слабых водородных связей в структуре. Вода играет исключительно важную роль в геологических и в биологических процессах. Ее уникальные свойства обусловлены существованием водородных связей и неплотной тетраэдрической структурой в жидкой фазе.

Теория кристаллического поля и переходные металлы. Среди металлов первой переходной группы (с 21 до 30: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn) железо — не только один из самых распространенных элементов в земной коре и мантии, но также и основной компонент ядра. Другие элементы широко распространены в виде неосновных элементов или элементов-примесей в большинстве кристаллических минералов и являются главными компонентами экономически важных окислов и сульфидных руд. Особенности их поведения в минералах и влияние на свойства этих минералов в значительной степени определяются тем, что атомы всех

этих металлов, за исключением цинка, имеют частично заполненные $3d$ или $4s$ электронные уровни. В элементарной теории кристаллического поля учитывается влияние совокупности точечных зарядов, представляющих собой ближайшие анионы, на пять d -орбиталей центрального катиона. В изолированном металлическом ионе $3d$ -орбитали с идентичным пространственным распределением электронной плотности имеют одинаковые или почти одинаковые энергии (они *вырождены*). Посмотрим, что произойдет, когда такой ион, например Ti^{3+} ($3d^1$), попадает в октаэдрическое кристаллическое поле. Из фиг. 2-63 видно, что две d -орбитали (а именно $d_{x^2-y^2}$ и d_{z^2}) направлены на окружающие лиганды, а три другие (d_{xy} , d_{yz} и d_{zx}) занимают промежуточные области между анионами. Ясно, что электроны на этих двух типах орбиталей будут испытывать различное отталкивание от анионов и вырождение энергетических уровней, присущее свободному иону, будет частично снято. Из фиг. 2-63, на которой изображена xy -плоскость правильного октаэдра, видно, каким образом возникает эта

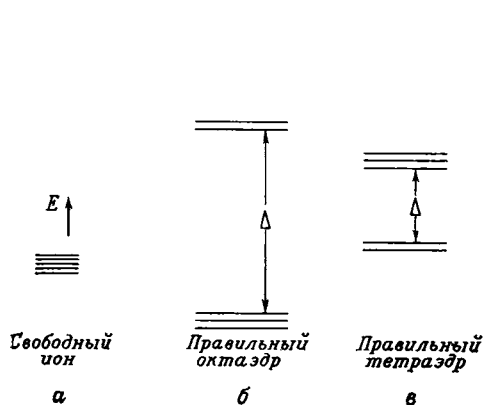


Фиг. 2-63. Схематическое представление орбиталей в xy -плоскости для переходного элемента в октаэдрической (6) координации. Пустые овалы соответствуют орбиталам окружающих анионов; заштрихованные овалы — $d_{x^2-y^2}$ -орбиталь (на осях x и y) и d_{xy} -орбиталь (в промежутках между осями) катиона.

разность в энергиях. Фиг. 2-64 представляет собой диаграмму энергетических уровней в октаэдрическом поле. Пять d -орбиталей расщепляются на две группы уровней с разностью энергий Δ , равной энергии возбуждения электрона из нижней группы уровней в верхнюю. В случае Ti^{3+} (и большинства соединений переходных металлов) эта энергия возбуждения отвечает видимой или близкой к ней области спектра, поэтому подобное возбуждение и соответствующее ему поглощение света приводят к окрашиванию многих соединений переходных металлов.

На фиг. 2-64 изображена также схема расщепления энергетических уровней в тетраэдрическом поле. Любое последующее изменение геометрии ближайшего окружения вызовет дальнейшее расщепление уровней, что сразу же отразится на оптическом спектре. Изменения в величине Δ могут привести к коренным изменениям в электронной конфигурации. На фиг. 2-65 показаны соответствующие конфигурации иона Fe^{2+} ($3d^6$) в полях с большим и малым значением Δ . Обычно электроны стремятся расположиться как можно дальше друг от друга и поэтому распределяются по всем пяти d -орбиталям. Но если разность энергии между расщепленными уровнями больше энергии электрон-электронного отталкивания, электроны могут занимать только низшие энергетические уровни. Таким образом, у иона Fe^{2+} могут происходить вариации от парамагнитного состояния (высокоспиновая конфигурация) с четырьмя неспаренными спинами до диамагнитного состояния (низкоспиновая конфигурация), когда все спины спарены.

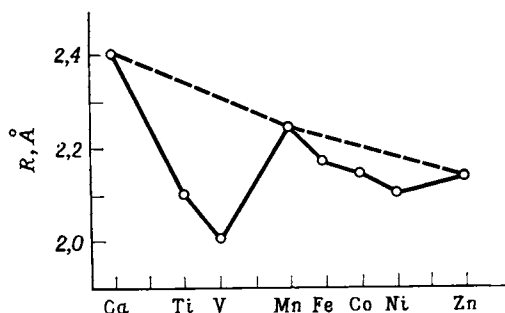
Важная особенность этих изменений заключается в том, что помещенный в электрическое поле лигандов ион может оказаться уже не сферически симметричным. К этому явлению мы еще вернемся.



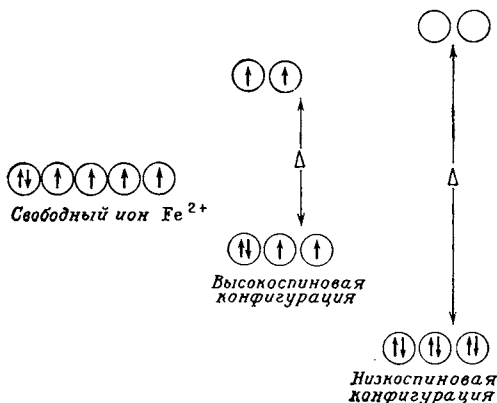
Фиг. 2-64. Диаграмма расщепления энергетических уровней в кристаллических полях.

а — пять вырожденных $3d$ -уровней свободного иона; б — расщепление этих уровней в октаэдрическом поле; в — расщепление в тетраэдрическом поле.

На фиг. 2-66 показаны значения длин связей для окислов с общей формулой MO , которые можно считать состоящими из ионов M^{2+} и O^{2-} с металлическим ионом M в шестерной октаэдрической координации. Легко видеть, что, по мере того, как мы будем продвигаться от CaO к VO , расстояние $M—O$ будет быстро уменьшаться, как этого и следовало ожидать, если принять во внимание экранирование: ядерный заряд увеличивается быстрее, чем электронное экранирование, и поэтому ядерное притяжение сильнее. У элементов от Ca до V электроны заполняют низшие электронные орбитали d ,



Фиг. 2-66. Длины связей в окислах переходных элементов.



Фиг. 2-65. Высокоспиновая и низкоспиновая конфигурации.

Низкоспиновая конфигурация может возникнуть в тех случаях, когда расщепление Δ велико.

области максимальной плотности которых находятся между лигандами. У Mn два электрона должны попасть на орбитали, направленные к лигандам, и расстояние $M—O$ должно возрасти. По мере продвижения от Mn к Zn картина повторится. Это довольно простое рассуждение о порядке заполнения орбиталей позволяет объяснить сравнительно сложную зависимость расстояний $M—O$ от атомного номера M . Подобные же соображения необходимо привлечь для расшифровки энергетических характеристик этих окислов.

У сульфидов MnS_2 и FeS_2 также обнаруживаются существенные изменения, обусловленные переходом от высокоспиновой к низкоспиновой конфигурации (табл. 2-18). Если мы измерим межатомные расстояния в окислах MnO и FeO , то сможем приписать радиусы $0,80 \text{ Å}$ иону Mn^{2+} и $0,76 \text{ Å}$ иону Fe^{2+} . Оба окисла обнаруживают магнитные свойства, характерные для высокоспиновых состояний металлического иона. Заметим, что вообще в соединениях Fe^{2+} расстояния примерно на $0,04 \text{ Å}$ меньше, чем в соединениях Mn^{2+} . Но меж-

ТАБЛИЦА 2-18

Межатомные расстояния в дисульфидах переходных металлов

	MnS ₂ (гаусерит)	FeS ₂ (пирит)	CoS ₂ (катьерит)	NiS ₂ (вазсит)	S ²⁻
Ионный радиус, Å	0,80	0,76	0,74	0,72	1,84
Расстояние M ²⁺ —S (вычисленное)	2,64	2,60	2,58	2,56	
Расстояние M ²⁺ —S (наблюдаемое)	2,59	2,26	2,32	2,40	
Расхождение	0,05	0,34	0,26	0,16	
Число неспаренных электронов	5	0	1	2	

атомное расстояние в дисульфидах оказалось для Fe²⁺ меньше на 0,3 Å, а это может быть вызвано только диамагнитным характером FeS₂. Анализ фиг. 2-53 позволяет легко объяснить такое поведение. В высокоспиновом состоянии электроны занимают все пять 3d-уровней, включая и те, у которых электронные плотности направлены на ближайшие анионы. И наоборот, в низкоспиновом состоянии электроны находятся в основном между анионами и дают тем самым анионам возможность подойти к катиону, уменьшая его размер. Можно предположить, что, поскольку ион в низкоспиновом состоянии меньше, при высоком давлении должны преимущественно образовываться соединения этих ионов, что может обусловить спин-переменный полиморфизм. Это явление наблюдалось в минерале джиллеспите BaFeSi₄O₁₀ при 50 кбар, и вполне возможно, что все ионы Fe²⁺ в глубоких слоях Земли находятся в низкоспиновой конфигурации.

Межатомные расстояния для некоторых дисульфидов даны в табл. 2-18. Из этой таблицы видно, что от Fe к Co и далее к Ni «кажущийся» радиус металлического иона возрастает, что противоречит тенденциям, характерным для таблиц ионных радиусов.

Сопоставление двух ионов Fe³⁺ (d⁵) и Mn³⁺ (d⁴) позволяет понять важные различия в особенностях поведения этих ионов в октаэдрическом кристаллическом поле. У иона Fe³⁺ все

пять электронов могут занимать различные орбитали; в результате этого все пространство в координационном полиэдре — и вдоль осей, и в промежутках между ними — оказывается заполненным. Что же касается иона Mn³⁺, то один из его электронов может находиться или в *xy*-плоскости, или вблизи оси, но отнюдь не в двух этих состояниях. Из-за низкой симметрии этих конфигураций происходит искажение (так называемое ян-теллеровское искажение) правильного координационного октаэдра, в результате чего лиганды перемещаются ближе к катиону или удаляются от него, превращая тем самым правильный октаэдр в тетрагональную бипирамиду. Подобные искажения характерны для ионов с конфигурациями d⁴, d⁶ и d⁹ и наблюдаются обычно в соединениях Mn³⁺ и Cu²⁺, а иногда также в соединениях Fe²⁺. Эти ионы, как правило, предпочитают искаженные позиции.

Причиной окраски минералов большей частью служит поглощение видимого излучения d-электронами переходных металлов. Изучение спектра поглощения может дать ценную информацию о геометрии кристаллического поля, состоянии окисленности металлического иона, распределении ионов по различным решеточным позициям и т. д. Если кристаллическое поле не обладает самой высокой (кубической) симметрией, то поглощение поляризованного света может быть анизотропным и может

наблюдаться плеохроизм, т. е. минерал может иметь различные окраски в проходящем свете в зависимости от направления плоскости поляризации падающих лучей (см. ниже). Существуют и другие причины окраски минералов, например дефекты решетки (в щелочно-галоидных кристаллах), электроны проводимости (в графите и сульфидах), фотохимическое окисление — восстановление или электронный обмен (например, между ионами Fe^{2+} и Fe^{3+} в биотите).

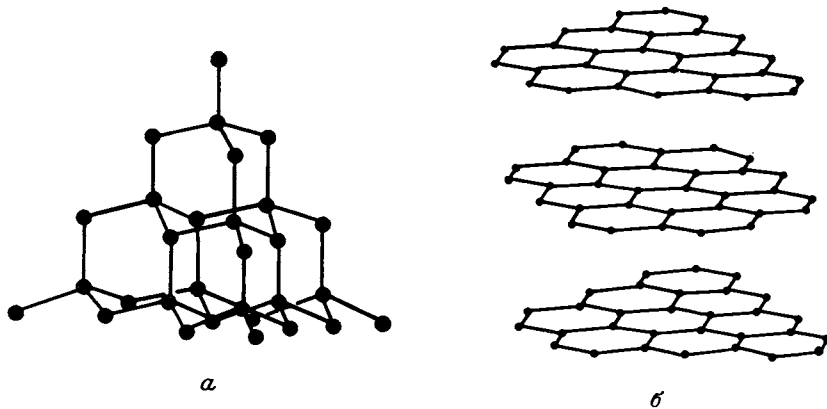
Полиморфизм

Некоторые комбинации элементов в определенных пропорциях, например CaCO_3 или Al_2SiO_5 , могут существовать в двух или более структурно различных формах, каждая из которых имеет характерную симметрию и свойства. Это явление называется *полиморфизмом*. Тесно связаны с кристаллической структурой и термодинамические свойства — теплота образования, энтропия, плотность и т. д., определяющие устойчивость полиморфных модификаций при данных температурах и давлениях. Плотные структуры, как мы увидим дальше, оказываются более предпочтительными при высоких давлениях, и устойчивость высокоэнтропийных форм увеличивается с повышением температуры. Любой полиморфный тип, таким образом, имеет ограниченную область температур — давлений, в которой он является наиболее устойчивой формой данного соединения. Возьмем в качестве примера SiO_2 . При атмосферном давлении существуют четыре хорошо известные полиморфные модификации: α -кварц (тригональный, класс 32), до 573°C ; β -кварц (гексагональный, класс 622), 573 — 870°C ; тридимит (гексагональный, $6/m\ 2/m\ 2/m$), 870 — 1470°C ; кристобалит (кубический, $4/m\ \bar{3}\ 2/m$), 1470 — 1713°C (температура плавления). В тех слу-

чаях, когда два полиморфных типа лишь незначительно отличаются по структуре, превращение одной формы в другую при соответствующем изменении физических условий происходит быстро. Вот почему β -кварц отсутствует в вулканических породах, охлажденных ниже 573°C . Взаимное превращение полиморфных модификаций с резко различными структурами включает разрыв химических связей, образование новых связей и диффузию атомов в твердой среде. Процесс такого рода может быть настолько медленным, что его можно не заметить в сухих породах при температурах ниже 100 — 200°C . Этим можно объяснить тот факт, что силлиманит, высокотемпературная форма Al_2SiO_5 , продолжает существовать в породах, подвергшихся метаморфическим преобразованиям при высоких температурах, не переходя в низкотемпературные формы — андалузит и кианит. Сохранение высокотемпературных, высокобарных минералов при охлаждении и разгрузке глубоко залегающих пород имеет большое значение для геологов. Подобные минералы представляют своего рода ключ к пониманию строения глубинных частей коры и мантии.

Полиморфизм углерода. Существуют две природные полиморфные модификации углерода — алмаз (кубический, $4/m\ \bar{3}\ 2/m$) и графит (гексагональный, $6/m\ 2/m\ 2/m$). Алмаз обнаружен только в породах (кимберлитах), вынесенных, как предполагают, в результате взрыва из верхней мантии, т. е. из условий, характеризующихся высоким давлением. Графит кристаллизуется в природных условиях, главным образом в метаморфических породах, при давлениях порядка 1 — 10 кбар.

Алмаз имеет тетраэдрическую структуру (фиг. 2-67, а). Каждый атом соединяется одинарными ковалентными связями со своими соседями так, что образуется гигантская молекула, охватывающая весь кристалл.



ФИГ. 2-67.

a — структура алмаза; *b* — структура графита.

Структура полностью соответствует модели sp^3 -гибридизации, при которой каждая из четырех орбиталей, занятая одним электроном, направлена в сторону соседнего атома, в результате чего возникает тетраэдрическая симметрия, подобная той, что наблюдается в молекуле метана CH_4 .

В структуре графита (фиг. 2-67, *b*) единичным элементом является бесконечный слой из атомов углерода, характеризующийся тригональной симметрией. Такая конфигурация согласуется с моделью sp^2 -гибридизации, согласно которой каждый атом занимает одну из трех sp^2 гибридных орбиталей и образует ковалентную связь с каждым из ближайших соседей. Третья $2p$ -орбиталь располагается перпендикулярно плоскости по обеим ее сторонам и перекрывается с подобными же орбиталями соседних атомов скорее боковыми, чем концевыми областями локализации электронов. В результате образуется молекулярная орбиталь, распространяющаяся на весь кристалл и состоящая из N близких энергетических уровней, создающих «зону». Электроны не локализуются на атомах или между парами каких-либо атомов, а распределяются по всему кристаллу в этой зоне, обеспечивая тем

самую высокую электропроводность графита и поглощение им видимого света (алмаз является изолятором).

Атомы углерода в алмазе имеют плотную упаковку; ковалентный радиус здесь составляет $0,77 \text{ \AA}$. Упаковка в отдельных слоях графита оказывается даже еще более плотной ($0,665 \text{ \AA}$), но слои отделены друг от друга значительными расстояниями ($3,37 \text{ \AA}$). Алмаз гораздо плотнее и тверже, чем графит. Графит имеет совершенную спайность, параллельную слоям его структуры, тогда как алмаз обладает спайностью по тетраэдру.

Полиморфизм SiO_2 . В табл. 2-19 приведены шесть геологически важных полиморфных модификаций SiO_2 и их свойства — плотность и энтропия, являющиеся важными характеристиками устойчивости модификации. Известны также переходные метастабильные фазы, которые не имеют истинных областей устойчивости. Приведенный пример иллюстрирует общую тенденцию, наблюдающуюся в кристаллических твердых телах, — обратную зависимость между плотностью и энтропией. Высокоэнтропийные модификации, за небольшим исключением, имеют высокую симметрию. Все полиморфные модификации, кроме стишовита, имеют одну и ту же

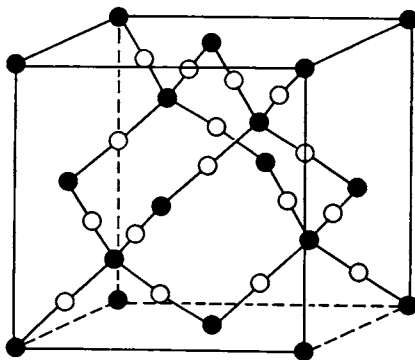
ТАБЛИЦА 2-19

Полиморфные модификации SiO_2
(в порядке понижения температурного
предела устойчивости) и их характерные
свойства (при $T = 25^\circ \text{C}$ и $P = 1$ бар)

Модификация	Энтальпия, кал/(моль·°C)	Плотность	Симметрия
Кристобалит	10,38	2,334	Кубический $\frac{4}{m} \bar{3} \frac{2}{m}$
Тридимит	10,50	2,265	Гексагональный $\frac{6}{m} \frac{2}{m} \frac{2}{m}$
β -кварц ¹			Гексагональный 622
α -кварц	9,88	2,648	Тригональный 32
Козсит	9,30	2,911	Моноклинный
Стишовит	6,63	4,287	Тетрагональный

¹ Физические свойства модификации идентичны свойствам α -кварца; эти модификации имеют лишь очень незначительные различия в структуре.

основную структурную единицу — тетраэдр $[\text{SiO}_4]$, встречающийся в силикатах. Кремний в нем находится в четверной координации, кислород — в двойной, а связь является частично ионной, частично ковалентной. Длина связи во всех соединениях, за исключением стишовита, составляет $1,61 \pm 0,02 \text{ \AA}$, а разность в значениях плотности отражает главным образом различия в плотности упаковки $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдров. Самой наглядной структурой из всех, приведенных в табл. 2-19, обладает кристобалит (фиг. 2-68), в котором окружение атомов Si очень напоминает расположение атомов C в алмазе. Другие структуры можно представить лишь с помощью трехмерных моделей. Аномально высокая плотность стишовита и его несвойственный другим модификациям тип симметрии объясняются переходом от четверной координации к шестерной. Каждый атом Si в этом соединении помещается в центре октаэдрической группировки атомов O, образуя структурную единицу $[\text{SiO}_6]$. Хотя



Фиг. 2-68. Структура кристобалита.

здесь Si—O-связь длиннее, чем при четверной координации кремния, октаэдрическая координация атомов O может обеспечить гораздо более плотную упаковку атомов, чем при тетраэдрической конфигурации.

Твердый раствор, смешивание, упорядочение

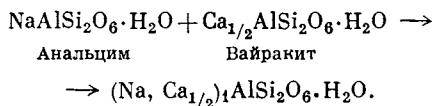
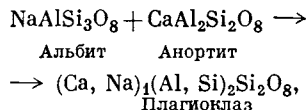
В любой системе, состоящей из двух твердых фаз, так же как и в системе твердая фаза — жидкость, наблюдается тенденция к взаимному смешиванию в твердом растворе (гл. 5). Фаза A содержит определенную долю B, а фаза B — некоторую долю A в растворе на ионном или атомном уровне. Взаимная растворимость может быть почти нулевой или может иметь любое значение, вплоть до 100%-ного смешивания. Поскольку растворение сопровождается увеличением энтропии (добавляется энтропия смешивания), растворимость одной фазы в другой увеличивается с повышением температуры. Чтобы разработать модель раствора, которая могла бы служить основой для предсказания поведения растворов минералов, нужно обратиться к термодинамике. Это будет сделано в гл. 5. Но для того чтобы понять пределы и изменчивость химического состава минеральных видов, мы должны сначала рассмотреть твердый раствор эмпирически как общее явление

в минералогии. Единственным общим правилом здесь является то, что «подобное» растворяется в «подобном». В этом выражении «подобное» означает сходство в отношении атомных размеров, межатомных сил и кристаллической структуры.

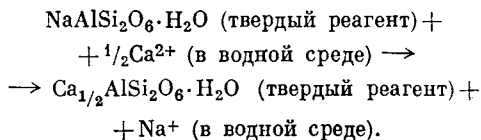
Простейшим примером может служить смешивание двух кристаллических фаз с идентичными или очень близкими структурами, состоящих из атомов или ионов, близких по размерам и имеющих одинаковые заряды. Такие условия выполняются во многих распространенных минералах. Возьмем, например, оливины — непрерывную серию твердых растворов между предельными минералами форстеритом Mg_2SiO_4 и фаялитом Fe_2SiO_4 , представленными общей формулой $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Конечные члены ряда имеют идентичные структуры; ионные радиусы Mg^{2+} (0,65 Å) и Fe^{2+} (0,76 Å) близки между собой, и оба иона находятся в шестерной координации. Оба предельных минерала обладают ромбической симметрией (класс $2/m\ 2/m\ 2/m$). Параметры единичных ячеек следующие: a 4,76 Å, b 10,20 Å, c 5,98 Å для Mg_2SiO_4 и a 4,82 Å, b 10,48 Å, c 6,11 Å для Fe_2SiO_4 . Существует и другой (довольно редкий) минерал с аналогичной структурой — тефроит Mn_2SiO_4 . Ионный радиус Mn^{2+} равен 0,80 Å, параметры ячейки минерала составляют: a 4,86—4,9 Å, b 10,60—10,62 Å, c 6,22—6,25 Å. Существует непрерывный твердый раствор железисто-марганцевых оливинов $(Fe, Mn)_2SiO_4$, но в них может присутствовать лишь ограниченное количество Mg_2SiO_4 .

Гораздо сложнее твердые растворы, в которых наблюдается взаимное замещение ионов с различными зарядами. В этом случае, чтобы раствор оставался электрически нейтральным, одновременно должны происходить какие-либо другие взаимные замещения различно заряженных ионов или

же некоторые из структурных позиций должны остаться вакантными. Приведем два примера из минералогии:



Во втором примере продукт реакции содержит больше катионных позиций, чем катионов, поэтому в таком веществе в водной среде может легко происходить ионный обмен:



Для минералов более характерны ограниченные твердые растворы. Высокотемпературные минералы, такие, как минералы изверженных пород, проявляют общую тенденцию к уменьшению растворимости конечных членов ряда с понижением температуры. Щелочные полевые шпаты, кристаллизующиеся из магмы при температурах, вероятно, около 700° С, образуют твердые растворы, состоящие из $KAlSi_3O_8$ и $NaAlSi_3O_8$ в любых пропорциях. При более низких температурах кристаллизации смешиваемость становится более ограниченной и появляется тенденция к образованию двух несмешивающихся фаз: $KAlSi_3O_8$ с ограниченной примесью Na и $NaAlSi_3O_8$ с ограниченной примесью K.

В идеальном твердом растворе взаимозамещающиеся атомы должны беспорядочно распределяться по имеющимся структурным позициям. Несмешиваемость представляет собой процесс упорядочения. При этом возможно упорядочение различного типа; например, в структуре $KAlSi_3O_8$ имеется определенное число позиций,

в равной мере подходящих для атомов Al и Si. При низких температурах наблюдается заметная упорядоченность атомов Si и Al по структурным позициям, а при высоких температурах распределение становится неупорядоченным. Упорядочение является процессом, очень чувствительным к температурам, и обычно явно упорядоченную и неупорядоченную фазы разделяет лишь область в несколько десятков градусов. Такая зависимость — своего рода полиморфизм — называется переходом *порядок — беспорядок*.

Показано, например, что в системе $KAlSi_3O_8$

Микроклин \rightleftharpoons Санидин
Упорядоченный — триклинный Неупорядоченный — моноклинный

Предельные соединения в ряду твердых растворов *изоморфны*, если они имеют одинаковую кристаллическую структуру, симметрию и форму. В оливинах наблюдается изоморфное замещение ионов Fe^{2+} и Mg^{2+} . Но существуют такие изоморфные пары, которые не обнаруживают тенденции к образованию твердых растворов, например $NaNO_3$ и $CaCO_3$, имеющие близкие размеры единичных ячеек и относящиеся оба к классу $\bar{3} 2/m$. Этот пример говорит о том, что нельзя установить простых правил для предсказания степени взаимной растворимости изоморфных соединений.

Распространенные минералы, их состав и структура

За систематической информацией о составе, свойствах и химическом многообразии минералов мы отсылаем читателя к специальным изданиям. Здесь же, чтобы проиллюстрировать значение для геологии наиболее распространенных минералов, мы ограничимся лишь несколькими примерами:

1. Распространенные породообразующие минералы земной коры, главным

образом силикаты, алюмосиликаты и окислы.

2. Минералы, которые могут иметь особое значение в породах мантии.

3. Минералы, образовавшиеся путем локальной концентрации второстепенных элементов при поверхностных или близповерхностных процессах: карбонаты, сульфаты, фосфаты, бораты.

4. Сульфиды, наиболее важные компоненты металлических руд.

Многие из этих минеральных соединений намного сложнее простых минералов, рассматривавшихся в качестве примеров в предыдущих разделах. Пожалуй, скорее правилом, чем

исключением, является то, что в реальных кристаллах правильные тетраэдрические и октаэдрические группировки оказываются искаженными различным образом. Более того, координационные числа атомов не всегда согласуются со значениями, отвечающими ионной или ковалентной модели связи. Даже значения радиусов и длин связей металл — кислород в сложных структурах типа силикатов могут заметно отличаться от стандартных значений, измеренных для простых структур галлоидов и окислов.

Структуры силикатов. Силикаты, включая алюмосиликаты, представляют собой наиболее важные компоненты земной коры и мантии. Несмотря на огромное структурное разнообразие, во всех соединениях этого класса отмечается явная корреляция между структурой, симметрией и физическими свойствами. Почти все без исключения силикаты и полиморфные модификации SiO_2 строятся на основе тетраэдров $[SiO_4]$ с центральным атомом Si в четверной координации. Интересное исключение из этой группы — полиморфная модификация SiO_2 , стшовит, чрезвычайно редкий продукт ударного сжатия

в метеорных кратерах. Его уникальная структура, образованная октаэдрами $[\text{SiO}_6]$, и обусловленная этим очень высокая плотность могут оказываться вполне обычными для неизвестных нам фаз силикатов в глубокой мантии.

Большое разнообразие природных силикатов вызвано главным образом двумя причинами: полимеризацией комплексов $[\text{SiO}_4]$ и замещением кремния алюминием. Это замещение ограничено. Доля тетраэдров $[\text{AlO}_4]^{5-}$ обычно составляет 0,25 и гораздо реже 0,5. Соответствующая формула записывается в виде $\text{X}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ или $\text{X}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$, но таких «алюмосиликатных» анионов в структуре не существует. Полимеризация заключается в соединении тетраэдров через посредство общих атомов кислорода в линейные цепочки, плоские сетки и другие геометрические типы гигантских анионов. Эти структурные элементы соединяются друг с другом различным образом в основном с помощью ионных связей, образуемых атомами кислорода, входящими в тетраэдрические комплексы, а общая электростатическая нейтральность структуры достигается путем размещения в ней катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и других, попадающих в шестерную, восьмерную или даже более

высокую координацию атомов кислорода.

Степень полимеризации кремнекислородных тетраэдров определяет большую часть важных свойств силикатов и дает основу для их систематического исследования и классификации.

1. *Ортосиликаты* (фиг. 2-69, а), $\text{X}^{4+}[\text{SiO}_4]^{4-}$, с неполимеризованными (изолированными) группами $[\text{SiO}_4]^{4-}$.¹ Примеры:

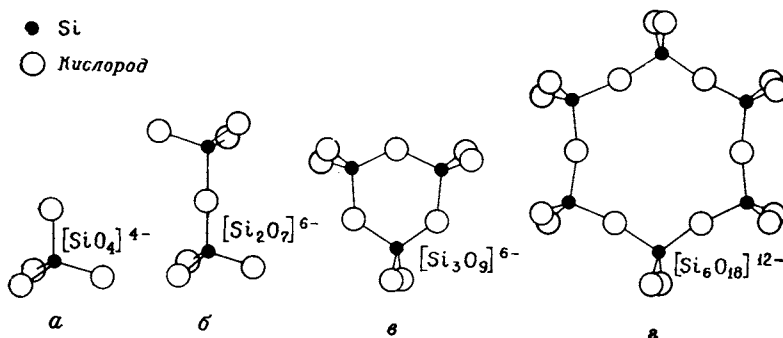
Оливины $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$.

Гранаты $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{AlFe})_2(\text{SiO}_4)_3$.

Циркон ZrSiO_4 .

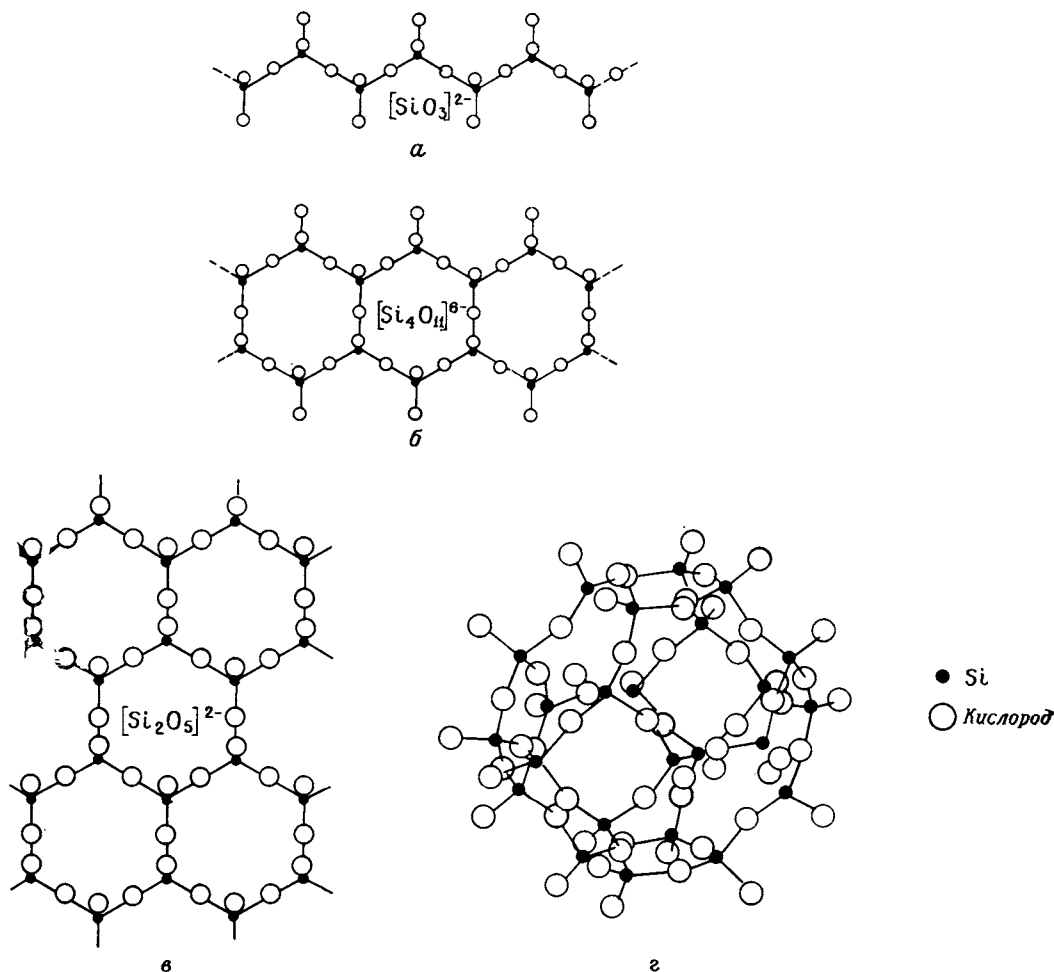
2. *Диортосиликаты* (фиг. 2-69, б), $\text{X}^{6+}[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$. В этих соединениях группы $[\text{SiO}_4]$ объединяются в пары через общий атом кислорода. Соединения этого класса относительно малозначимы. В качестве примера можно указать серию непрерывных твердых растворов $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$ — $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSi}_2\text{O}_7]$ в группе мелилита.

¹ Здесь X используется для обозначения любой комбинации катионов, например 2Mg^{2+} , $\text{Ca}^{2+}\text{Mg}^{2+}$, полный электростатический заряд которой указывается верхним индексом. Чтобы подчеркнуть структуру силикатов, мы будем иногда заключать в скобки часть формулы, отвечающей Si и Al в четверной координации.



Фиг. 2-69. Структуры силикатов.

а — ортосиликаты; б — диортосиликаты; в — силикаты, содержащие кольца Si_3O_9 ; г — силикаты, содержащие кольца Si_6O_{18} . (Брэгг У. Л., Клаарингбулл Г. Ф., Кристаллическая структура минералов, «Мир», М., 1967).



ФИГ. 2-70. Структуры силикатов.

а — цепочечные силикаты; б — силикаты с двойными цепочками; в — слоистые силикаты; г — каркасные силикаты (Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Ф., Кристаллическая структура минералов, «Мир», М., 1967).

3. *Кольцевые силикаты*, $X^{2n+}[\text{SiO}_3]^{2n-}$. Небольшое число (3, 4 или 6) кремнекислородных тетраэдров, соединяясь общими атомами кислорода, образует замкнутое кольцо (фиг. 2-69, в, г). Одним из простейших примеров может служить берилл $\text{BeAl}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$, в гексагональной симметрии кристалла которого ($6/m\ 2/m\ 2/m$) отражается структура шестичленных колец.

4. *Цепочечные силикаты* (фиг. 2-70, а, б), цепочечные структуры $X^{2+}[\text{SiO}_3]^{2-}$ и ленточные структуры $X^{6+}[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$. В наиболее простом случае гигант-

ские анионы образуются бесконечными цепочками тетраэдров $[\text{SiO}_4]$, соединяющихся друг с другом общими атомами кислорода. Более сложные ленточные структуры возникают в результате объединения двух таких бесконечных цепочек через посредство общих атомов кислорода. Примерами подобных соединений могут служить

Пироксены: энстатит MgSiO_3 ,
диопсид $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$.

Амфиболы: тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5 \cdot (\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$.

5. *Слоистые силикаты* (фиг. 2-70, в), $X^{6+}(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{4-}(\text{OH})_2^{2-}$, $X^{7+}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})^{5-} \cdot (\text{OH})_2^{2-}$, $X^{12+}(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{4-}(\text{OH})_8^{8-}$. В каждом тетраэдре три атома кислорода являются общими для трех соседних тетраэдров. В результате этого образуются бесконечные слои $[\text{SiO}_4]$ - и $[\text{AlO}_4]$ -групп, в каждой из которых остается по одному неподеленному между тетраэдрами атому кислорода. Большая часть слоистых силикатов содержит воду. К этой группе относятся многие важные порообразующие минералы и среди них слюды, хлориты и глинистые алюмосиликаты. В качестве примеров можно привести:

Каолинит (глинистый минерал)
 $\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$.

Тальк $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$.

Мусковит (белая слюда)

$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$.

Ряд хлоритов от $(\text{Mg}, \text{Fe})_6(\text{Si}_4\text{O}_{10}) \cdot (\text{OH})_8$ до $(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10}) \cdot (\text{OH})_8$.

6. *Каркасные силикаты* (фиг. 2-70, г), $X^{1+}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^{1-}$, $X^{2+}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]^{2-}$. Для этих соединений характерна максимально возможная связь между тетраэдрами $[\text{SiO}_4]$, когда каждый из четырех атомов кислорода тетраэдра принадлежит двум тетраэдрам. Примерами таких соединений могут служить кварц SiO_2 и его полиморфные модификации. Существуют также многочисленные алюмосиликаты, в которых в определенных пропорциях атомы Al^{3+} замещают атомы Si^{4+} , в результате чего на окружающих ионы Al^{3+} атомах кислорода остается некомпенсированный отрицательный заряд. Он может нейтрализоваться путем захвата соответствующего количества катионов, главным образом K^+ , Na^+ и Ca^{2+} . Примеры:

Полевые шпаты $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$,

$\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$, $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$.

Нефелин $\text{Na}(\text{AlSiO}_4)$.

Лейцит $\text{K}(\text{AlSi}_2\text{O}_6)$.

Анальцит $\text{Na}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Для силикатов характерны разнообразные катионные замещения. Большей частью встречаются следующие:

$(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ni})^{2+}$.

$(\text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+)$ с компенсаторами

$(\text{Al}^{3+}, \text{Si}^{4+})$.

$(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Cr})^{3+}$.

Существуют и многочисленные гидросиликаты, содержащие анионы $(\text{OH})^-$. Фтор, если он присутствует в минерале (например, в слюдах и амфиболах), находится в состоянии F^- и замещает $(\text{OH})^-$. Некоторые силикаты содержат дополнительные атомы кислорода, например андалузит, кианит и силлиманит, — три полиморфные модификации $\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)$. Несмотря на огромное химическое и структурное разнообразие, силикаты подчиняются тем же общим правилам, касающимся зарядов и связей: заряд должен нейтрализоваться по возможности между самыми ближайшими ионами; электронные пары с ковалентными связями образуются только между ближайшими соседями; движение электронов ограничивается небольшими расстояниями.

Каркасные силикаты. Полевые шпаты. Из всех силикатов полевые шпаты являются наиболее распространенными в земной коре и по своему химическому составу представляют собой алюмосиликаты калия, натрия и кальция с конечными членами KAlSi_3O_8 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Как и следует ожидать, имея в виду различия в значениях заряда и размеров ионов Ca^{2+} и K^+ , изоморфизм соединений KAlSi_3O_8 и $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ весьма незначителен. Однако при температурах, близких к температурам области плавления, существуют сложные твердые растворы двух изоморфных рядов: плагиоклазов $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и щелочных полевых шпатов KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. При низких температурах образование твердых растворов более ограни-

чено и наблюдается тенденция к распаду с возникновением микроскопических и субмикроскопических фаз. При комнатной температуре распределение атомов Al и Si по имеющимся структурным позициям в полевых шпатах является высоко упорядоченным, даже если при этом отдельные упорядоченные области имеют микроскопические или субмикроскопические размеры. При температурах несколько сотен градусов появляется заметное разупорядочение, достигающее максимума при температурах, близких к температурам области плавления. Упорядоченный и неупорядоченный полевые шпаты иногда называются соответственно «низким» и «высоким», что относится к температуре образования.

Подгруппа *плаггиоклазов* (альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). При кристаллизации из расплава плаггиоклазы образуют непрерывную серию твердых растворов $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Существует стандартная терминология для обозначения плаггиоклазов в зависимости от процентного содержания в них анортита (An) и альбита (Ab):

Альбит	An ₀ — An ₁₀ .
Олигоклаз	An ₁₀ — An ₃₀ .
Андезин	An ₃₀ — An ₅₀ .
Лабрадор	An ₅₀ — An ₇₀ .
Битовнит	An ₇₀ — An ₉₀ .
Анортит	An ₉₀ — An ₁₀₀ .

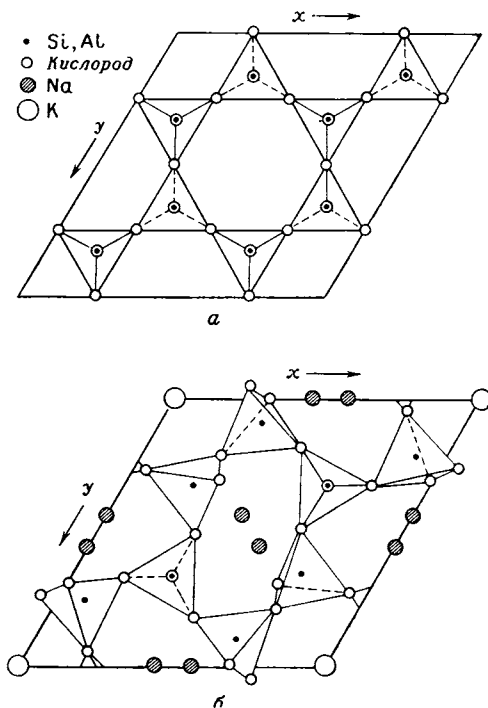
Как и в других полевых шпатах, тетраэдры $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{AlO}_4]$ образуют ажурную вязь трехмерного каркаса с крупными полостями, в которых располагаются ионы Ca^{2+} и Na^+ в шестерной координации. При высоких температурах в плаггиоклазах ионы Al и Si распределены по имеющимся структурным позициям беспорядочно. Симметрия в этом случае триклинная, класс 1. Структура низкотемпературного плаггиоклаза усложняется за счет двух факторов. Во-первых, структура становится упорядоченной. В низком альбите с помощью рентгеновской дифракции удается

установить, что заселенность (Al, Si)-позиций атомами Al составляет 0,8; 0,0; 0,2 и 0,1. Во-вторых, при некоторых составах образуется несколько структурных модификаций триклинной симметрии. На субмикроскопических объектах лишь с помощью рентгеновских измерений удается установить, что первоначально однородные плаггиоклазы разделяются на две фазы. Например, олигоклаз An₂₀ разделяется на почти чистый альбит An₀ и олигоклаз An₂₂ — An₃₀. Между An₃₀ и An₁₀₀ существует несколько предельных серий твердых растворов. Второстепенным элементом, часто замещающим Ca^{2+} (радиус 0,99 Å) в плаггиоклазах, является Sr^{2+} (радиус 1,13 Å); для подобного замещения Ba^{2+} (радиус 1,35 Å) оказывается слишком велик.

Щелочные полевые шпаты (KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Высокотемпературная неупорядоченная форма калиевого полевого шпата *санидин* имеет моноклинную симметрию. Ионы K^+ находятся в девятерной координации атомов кислорода, а расстояния K—O составляют 2,698—3,129 Å (ср. со значением 2,73 Å, полученным из данных табл. 2-16). Наиболее упорядоченная низкотемпературная форма *микроклин* имеет триклинную симметрию. Ионы K^+ здесь остаются в девятерной координации, а заселенность четырех (Al, Si)-позиций атомами Al становится равной 0,56; 0,25; 0,07 и 0,08. Термином *ортоклаз* широко пользуются для описания моноклинных KAlSi_3O_8 с частично упорядоченным распределением Al и Si. При температурах кристаллизации из расплавов щелочных полевых шпатов образуются непрерывные ряды твердых растворов (K, Na) AlSi_3O_8 . Обычные калиевые полевые шпаты в этой серии имеют моноклинную симметрию. При увеличении содержания натрия до состава 63% альбитового компонента структура резко изменяется, и симметрия становится

триклинной. Эти триклинные натриевые полевые шпаты называются *анортотеклазами*. Твердые растворы при низких температурах ограничены. Щелочные полевые шпаты с более или менее равными количествами натрия и калия будут кристаллизоваться из расплава в форме однородного моноклинного санидина. Медленно охлаждаясь в условиях глубокого залегания, наблюдающихся в plutonических породах типа гранита, эти кристаллы обычно претерпевают распад твердого раствора с выделением микроскопических фаз. Продукты распада в то же время стремятся стать по возможности упорядоченными. Поэтому конечный продукт *пертит* представляет собой смесь двух фаз: триклинного «низкого» альбита с незначительным содержанием K^+ , замещающего Na^+ , и триклинного микроклина (или частично упорядоченного моноклинного ортоклаза) со значительным содержанием Na^+ , замещающего K^+ . Если при этом присутствуют в незначительных количествах другие катионы с большим ионным радиусом (Ba^{2+} , 1,35 Å; Rb^+ , 1,48 Å), то они замещают в структуре K^+ (1,33 Å). В некоторых калиевых полевых шпатах ионы Fe^{3+} (0,64 Å) могут замещать до 10%, а иногда и более ионов Al^{3+} (0,5 Å).

Фельдшпатоиды. Большая часть калия и натрия в земной коре входит в состав полевых шпатов и слюд. Некоторые изверженные породы с необычно высоким содержанием щелочных элементов по отношению к кремнию содержат другие алюмосиликаты, в которых отношение $(K + Na)/Si$ превышает значение $1/3$, характерное для щелочных полевых шпатов. Их несколько неточно называют *фельдшпатоидами*; они обычно содержат несколько структурно различных минеральных серий. $[SiO_4]$ - и $[AlO_4]$ -тетраэдры в этих соединениях образуют еще более рыхлую структуру, чем в полевых шпатах. Это приводит



ФИГ. 2-71.

a — структура тридимита, проекция на плоскость (0001); *b* — структура нефелина, проекция на плоскость (0001) (Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж., Пороодообразующие минералы, 4, «Мир», М., 1966).

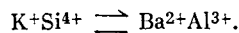
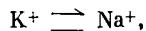
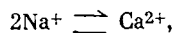
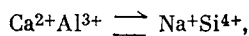
к появлению значительного числа структурных полостей, способных вместить большое количество ионов K^+ и Na^+ . Существует даже одна группа фельдшпатоидов, включающая содалит $Na_4(Al_3Si_3O_{12})Cl$, кристаллические структуры которой настолько неплотны, что могут захватывать крупные анионы, особенно Cl^- и $[SO_4]^{2-}$, обычно не встречающиеся в силикатах.

Нефелин $Na_3K(Al_4Si_4O_{16})$ — самый распространенный фельдшпатоид. Структура его напоминает структуру тридимита (фиг. 2-71, *a*), в которой $[SiO_4]$ -тетраэдры образуют бесконечный слой шестичленных колец, перпендикулярный оси z , и при этом вершины чередующихся тетраэдров направлены в противоположные стороны вдоль оси z . Структура нефелина (фиг. 2-71, *b*) искажена по срав-

Na^+ , но известны также бариевые цеолиты, а в некоторых из них в значительном количестве содержится калий. Чрезвычайно открытая структура этих соединений приводит соответственно к низкой плотности (молярный объем высок). Каркас из тетраэдров $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{AlO}_4]$ в цеолитах пронизан бесконечными каналами, связывающими большие полости, подобные наблюдающимся в структуре лейцита. Молекулы воды свободно перемещаются вдоль этих каналов и удерживаются лишь очень слабыми силами в больших полостях. Они могут легко удаляться из некоторых цеолитов, а затем снова поглощаться до некоторой степени — и все это без разрушения кристаллической структуры в целом. Очевидно, энергия связи молекул воды в цеолитах очень низка; удаление воды из анальцима $\text{Na}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$ при комнатной температуре и нормальном давлении сопровождается увеличением энтропии лишь на 2,6 кал/моль $^\circ\text{C}$. Соответствующее значение для дегидратации брусита $\text{Mg}(\text{OH})_2$, в котором имеются сильные водородные связи, в три раза выше (8,1 кал/моль $^\circ\text{C}$). Различные катионы в водных растворах, продвигаясь вдоль структурных каналов, могут легко вытеснить ионы Na^+ из структуры цеолита. Так, анальцим $\text{Na}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$ с помощью раствора нитрата серебра может быть превращен в искусственный серебряный анальцим $\text{Ag}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$. Подобным же образом используются натриевые цеолиты для смягчения жесткой воды и удаления Ca^{2+} .

Цеолиты отличаются способностью образовывать твердые растворы. Катионные позиции в них настолько велики, что могут принять ионы, значительно отличающиеся по размерам от иона-хозяина. Некоторые катионные позиции, вакантные в нормальном состоянии, могут принять дополнительные ионы Na^+ , если они потребуются для нейтрализации обще-

го заряда. Ниже приведены некоторые примеры типов изоморфных замещений:



Некоторыми из наиболее распространенных цеолитов, представляющих собой существенный компонент вулканических пород, а также пород, подвергшихся метаморфизму при низких температурах и высоких давлениях, являются следующие:

Анальцим $\text{Na}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Ломонтит $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Гейландит $(\text{Ca}, \text{Na}_2)(\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

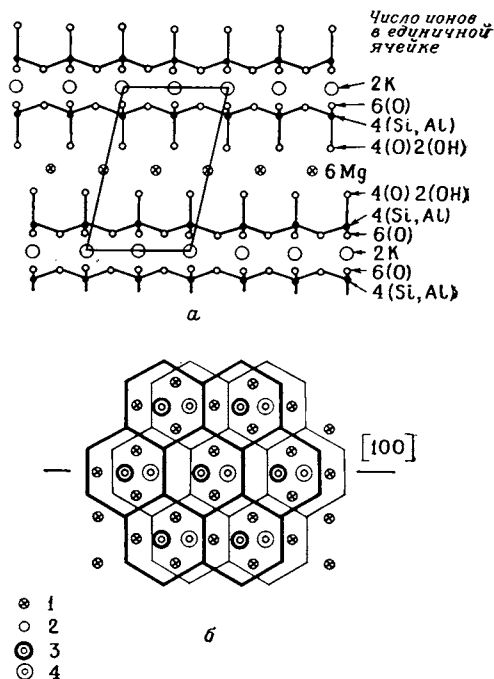
Натролит $\text{Na}_2(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Анальцим очень похож на лейцит и имеет ту же симметрию (кубический, $4/m \bar{3} 2/m$). Но структура его более открыта и молярный объем (97,5 см³) соответственно выше, чем у лейцита (88,39 см³). Совокупность больших структурных полостей, занятых ионами K^+ в лейците, в анальциме содержит молекулы воды. Из меньших по размерам полостей, целиком незанятых в лейците, в анальциме две третьих содержат ионы Na^+ , а остальные вакантны. В структурно подобном кальциевом цеолите — вайраките $\text{Ca}_{1/2}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$ только одна треть этих позиций занята ионами Ca^{2+} .

Слоистые силикаты. В большинстве слоистых силикатов тетраэдры $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{AlO}_4]$, соединяясь между собой в шестичленные кольца, образуют бесконечные слои (фиг. 2-70, в). Не участвующие в этой связи атомы кислорода во всех тетраэдрах направлены в одну сторону. В середине каждого кольца почти на том же уровне, что и атомы кислорода, располагается ион $(\text{OH})^-$. Электриче-

ский заряд в значительной степени или полностью нейтрализуется катионами Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} в шестерной координации. Эти ионы образуют октаэдрические слои, помещающиеся между тетраэдрическими слоями $[(Si, Al)O_4]$, с которыми они связаны общими атомами кислорода, не участвующими в кольцевых связях. Поэтому структурной единицей таких соединений является совокупность либо двух (октаэдрический плюс тетраэдрический), либо трех (тетраэдрический — октаэдрический — тетраэдрический) слоев. Гексагональная структура отдельных слоев проявляется в псевдогексагональной симметрии кристаллических форм, а в некоторых минералах также и в оптических свойствах (некоторые слоистые силикаты оптически одноосны). Однако истинная симметрия, как это подтверждается рентгенографически, обычно снижается из-за того, что накладывающиеся друг на друга слои оказываются сдвинутыми или повернутыми один относительно другого. Различия в характере наложения отражаются на соответствующем изменении симметрии, приводя к образованию многочисленных полиморфных модификаций.

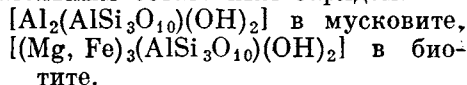
Слюда. Самыми распространенными слюдами являются мусковит (белая слюда) $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ и биотит (коричневая или черная слюда) $K(Mg, Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. Обе они часто встречаются в метаморфических породах. Биотит — существенный компонент plutonических пород семейства гранитов, мусковит в них распространен в меньшей степени. Мусковит и подобные ему слюды, в которых заполнены (ионами Al^{3+}) только две из трех имеющихся октаэдрических катионных позиций, называются диоктаэдрическими. Биотит же триоктаэдрический, поскольку в нем заняты все три позиции (ионами Mg^{2+} или Fe^{2+}). Структурной единицей в слюдах является трехэтажный слой (фиг. 2-73, а) с отри-



ФИГ. 2-73. Структура слюды.

а — вид вдоль оси y , параллелограмм ограничивает простейшую элементарную ячейку; б — наложение слоев Si_2O_5 . 1 — октаэдрически координированные ионы, в основном Mg, Al, или Fe; 2 — дополнительные ионы гидроксила; 3 — X-ионы, находящиеся под нижним слоем (K, Na, Ca); 4 — X-ионы, находящиеся над верхним слоем (K, Na, Ca). Жирные линии — нижний слой Si_2O_5 ; тонкие линии — верхний слой Si_2O_5 (Дир. У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж., Порообразующие минералы, 3, «Мир», М., 1966).

цательным остаточным зарядом:



Заряд нейтрализуется, а слои удерживаются друг над другом с помощью ионов K^+ в двенадцатикратном окружении. Связь эта слаба, что проявляется в физических свойствах минерала — совершенной спайности, параллельной $\{001\}$.

Мусковит и биотит изверженных и высокотемпературных метаморфических пород в хорошем приближении отвечают простому идеальному составу, выраженному вышеприведенными формулами. Но в них обычны

изоморфные замещения. Например, в метаморфических мусковитах отношение Si/Al в тетраэдрическом слое может быть больше чем 3, а заряд уравнивается компенсирующими замещениями ионов Al^{3+} ионами (Mg^{2+} , Fe^{2+}) в октаэдрических слоях. Кроме того, литий, сконцентрированный в остаточной фракции гранитного расплава, может войти в качестве существенного компонента в состав мусковита пегматитов. Ион Li^+ (радиус $0,60 \text{ \AA}$) замещает Al^{3+} (радиус $0,50 \text{ \AA}$) в октаэдрических слоях, и это приводит к повышенному по сравнению с нормальным отношению Si/Al в тетраэдрических слоях. Существуют даже триоктаэдрические литиевые слюды, например $\text{K}(\text{Li}_{1,5}\text{Al}_{1,5})(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH}, \text{F})_2$, представители подгруппы *лепидолита*. Мусковиты, кристаллизующиеся при низких температурах в некоторых метаморфических породах, могут содержать заметные количества Na^+ , замещающего K^+ . Они могут даже сосуществовать с натриевой слюдой $\text{NaAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, содержащей примесь K^+ в позиции Na^+ , так как эти две слюды способны образовывать ряды твердых растворов. И наконец, следует заметить, что во многих слюдах, особенно в магнезиальных биотитах и лепидолите, наблюдается значительное замещение $\text{F}^- \rightarrow (\text{OH})^-$. Чисто магниевая триоктаэдрическая слюда — флогопит описывается формулой $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})[(\text{OH}), \text{F}]_2$. Отдельный трехэтажный слюдяной слой имеет моноклинную симметрию (класс $2/m$), так как верхний и нижний тетраэдрические слои смещены один относительно другого в направлении $[100]$ (фиг. 2-73, б). При этом возможно несколько различных способов наложения слоев. Два или более трехэтажных слоя, составляющие вместе элементарную ячейку, могут быть смещены один относительно другого на одно расстояние $\text{O}-\text{O}$ вдоль одного или более гекса-

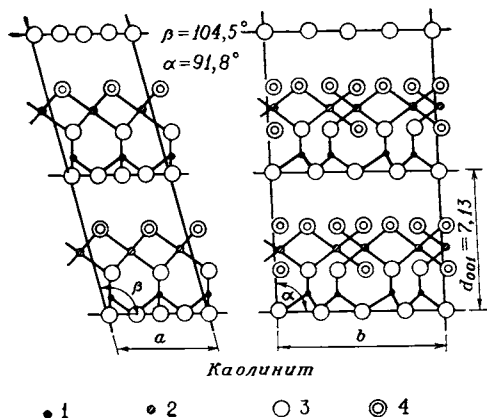
гональных ребер в плоскости $\{001\}$, чем и определяется вектор наложения. Таким образом возникают различные полиморфные модификации, и каждая из них имеет свою собственную симметрию. Наиболее распространены следующие три:

1М: единичная ячейка состоит из одного слоя. Симметрия моноклинная, $2/m$;

2М: единичная ячейка состоит из двух слоев, вектор наложения параллелен одному из ребер, расположенному под углом 60° к $[100]$. Симметрия моноклинная, $2/m$;

3Т: в единичной ячейке три слоя, вектор наложения параллелен трем гексагональным ребрам, направленным под углом 60° к $[100]$. Симметрия тригональная, 32 .

Глинистые минералы. Основными компонентами осадочных пород являются тонкозернистые слоистые силикаты, образовавшиеся в результате выветривания или гидротермальных превращений полевых шпатов и других алюмосиликатов. Это и есть глинистые минералы. Они включают многие структурно и химически различные группы минералов; кроме того, в них наблюдаются разнообразные ионные замещения и возможно образование различных полиморфных модификаций в зависимости от характера упаковки. Отдельные кристаллы чрезвычайно малы. Поэтому природа, химические и структурные особенности глинистых минералов изучаются в основном рентгеновскими методами, а также с помощью электронной микроскопии, дифференциального термического анализа и микрозондирования. Не принимая исключительной важности минералогии глин для геологии, почвоведения, керамической промышленности, мы ограничимся здесь лишь кратким описанием нескольких наиболее простых представителей этой группы минералов.



Фиг. 2-74. Структура каолинита в проекциях вдоль осей y и x , на которых видно наложение слоев.

1 — кремний; 2 — алюминий; 3 — кислород; 4 — гидроксил (Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж., Пороодообразующие минералы, 3, «Мир», М., 1966).

1. **Каолинит** $\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$. Единичная ячейка представляет собой двухэтажный слой (фиг. 2-74). Тетраэдрические позиции заняты ионами Si^{4+} , а две трети имеющихся октаэдрических позиций — ионами Al^{3+} . Из шести ионов O^{2-} , окружающих каждый ион Al^{3+} , два связаны с кремневыми тетраэдрами, а четыре входят в состав групп $(\text{OH})^-$. Каждый двухэтажный слой электрически нейтрален. Кристаллическая структура как целое удерживается вандерваальсовыми силами; возможно, к ним также добавляются водородные связи. Этим объясняются небольшие размеры кристаллов и слабость связей в каолините, а также в его полиморфных модификациях и в других глинистых минералах со сходной структурой. Симметрия кристалла триклинная, 1.

2. **Монтмориллонит**. Общее название для очень разнообразной группы минералов с составом в пределах от $\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ до $(\text{Na}, \frac{1}{2}\text{Ca})_{0.4} \cdot (\text{Al}_{1.6}\text{Mg}_{0.4})(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Единичной ячейкой является трехэтажный слой. Монтмориллонит обладает способностью захватывать большие

количества молекул воды и дополнительных катионов между отдельными слоями, что сопровождается заметным разбуханием кристалла в направлении оси z .

3. Глинистые минералы морских отложений со структурой слюды, но с дефицитом калия:

а. **Иллит** $\text{K}_{0.5}\text{Al}_2(\text{Al}_{0.5}\text{Si}_{3.5}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, основной компонент морских сланцев.

б. **Глауконит** $\text{K}_{0.75}(\text{Mg}, \text{Fe})_{0.5} \cdot (\text{Al}, \text{Fe})_{1.5}(\text{Al}_{0.25}\text{Si}_{3.75}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, главный компонент характерных морских отложений, называемых зеленым песком.

Хлориты. Хлориты представляют собой совокупность серии минералов с составом, изменяющимся от $(\text{Mg}, \text{Fe})_8(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ до $(\text{Mg}, \text{Fe})_4 \cdot (\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_8$. Часть ионов Al^{3+} может замещаться ионами Fe^{3+} . Если ограничиться простейшими примерами хлоритов, не содержащих алюминия, то их структуры можно представить в виде чередующихся слоев двух типов:

1) трехэтажного слоя $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10}) \cdot (\text{OH})_2$. Его структура и состав такие же, как в тальке. Октаэдрические позиции заняты ионами Mg^{2+} , тетраэдрические — ионами Si^{4+} ;

2) одноэтажного слоя $3\text{Mg}(\text{OH})_2$ со структурой и составом брусита.

Связь между слоями, каждый из которых в отдельности электрически нейтрален, осуществляется слабыми вандерваальсовыми силами и водородными связями. Характер связи проявляется в мягкости и совершенной спайности минералов.

Тальк имеет моноклинную симметрию $2/m$, брусит тригональный, класс $\bar{3} 2/m$. Чередующиеся слои в структуре хлорита накладываются с образованием общей плоскости симметрии, в результате чего хлориты, подобно тальку, имеют моноклинную симметрию, класс $2/m$. В хлоритах, как и в слюдах, наблюдается полиморфизм, обусловленный различиями в характере наложения слоев.

Хлориты составляют заметную часть низкотемпературных метаморфических пород и глинистых фракций осадков.

Серпентины. Существует несколько различных серпентиновых минералов $Mg_6(Si_4O_{10})(OH)_8$, возможно полиморфных модификаций, а возможно и различных минералов со своими характерными химическими свойствами (например, один может отличаться от другого по способности к замещению $Fe \rightarrow Mg$). Чисто магнезиальные серпентины и не содержащие алюминия хлориты являются полиморфными модификациями с резко различными структурами. Единичная ячейка серпентина представляет собой двойной слой, в котором все имеющиеся октаэдрические позиции заняты ионами Mg^{2+} . Таким образом, эта структура должна быть похожа на структуру каолинита; если же исходить из формулы $Mg_3(Si_2O_5)(OH)_4$, серпентин должен быть триоктаэдрическим, а каолинит — диоктаэдрическим.

Пластинчатый кристаллический габитус, типичный для слоистых силикатов, характерен и для некоторых серпентиновых минералов (*антигоритов*). Зато другие, называемые *хризотилами* (*асбестами*), кристаллизуются в виде длинных волокон, на первый взгляд представляющих несовместимыми со структурой. Электронная микроскопия позволила объяснить это аномальное свойство. Показано, что волокна хризотила образуются в результате закручивания слоев структуры вдоль оси. Подобное же явление наблюдается для некоторых других волокнистых слоистых силикатов, например для глинистых минералов, близких к каолиниту.

Цепочечные силикаты. Большинство железомagneзиальных силикатов изверженных и метаморфических пород имеет цепочечную структуру; эти минералы разделяются на две группы, каждая из которых объединяет не-

сколько структурно и химически различных изоморфных серий. Это *пироксены* и *амфиболы*.

Пироксены. В этих соединениях одинарная анионная цепочка $[(SiO_3)^{2-}]_n$ состоит из связанных между собой с помощью двух атомов тетраэдров $[SiO_4]$ (фиг. 2-70, а). Для некоторых пироксенов характерно ограниченное замещение $Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$. Цепочки $[SiO_3]_n$ вытянуты вдоль оси z , а расстояния между ними определяются главным образом ионными радиусами связывающих катионов. В большей части пироксенов они занимают два типа позиций: меньшие по размерам катионы Mg^{2+} и Fe^{2+} находятся в шестерном окружении ионов кислорода, не участвующих в связи тетраэдров $[SiO_4]$, а большие катионы Ca^{2+} и реже Na^+ — в восьмерном окружении атомов кислорода, два из которых располагаются между соседними тетраэдрами $[SiO_4]$. В таких системах возможны эффекты упорядочения, и они действительно обнаружены. Кристаллы имеют моноклинную симметрию, класс $2/m$, за исключением одной группы (серия *энстатит-гиперстен*), в которой ионы $(Mg, Fe)^{2+}$ распределены по катионным позициям беспорядочно и симметрия кристалла ромбическая (класс $2/m \ 2/m \ 2/m$).

Пироксены, как правило, образуют твердые растворы, но существуют и природные пироксены с составами, очень близкими к конечным членам:

$CaMgSi_2O_6$, *диопсид*;
 $CaFeSi_2O_6$, *геденбергит*;
 $Mg_2Si_2O_6$, *энстатит*;
 $NaAlSi_2O_6$, *жадеит*;
 $NaFe^{3+}Si_2O_6$, *акмит*.

Чаще всего встречаются твердые растворы следующих серий:

Диопсид $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$.
Авгит $(Ca, Mg, Fe)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Ti)[(Si, Al)_2O_6]$. Замещения ионами $(Mg, Fe)^{2+}$ ионов Ca , а также ионов Si^{4+} ионами Al^{3+} могут происходить в значитель-

ных количествах, но лишь до некоторого предела, поэтому общий состав авгита довольно близок к составу минералов серии диопсид — геденбергит.

Эгирин $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$.

Эгирин-авгит: особенно твердые растворы серии эгирин — диопсид.

Пижонит $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ с ограниченным замещением Mg^{2+} на Ca^{2+} , моноклинный.

Энстатит — *гиперстен* $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \cdot \text{Si}_2\text{O}_6$, ромбический. Чистый конечный член FeSiO_3 неустойчив, но гиперстены, богатые железом, встречаются часто.

Жадеит $\text{Na}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_2\text{O}_6$.

Омфацит $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{Si}_2\text{O}_6)$.

Амфиболы. Пироксены и амфиболы по химическим свойствам довольно близки. Однако амфиболы сложнее по составу и отличаются большим разнообразием. Основу структурного мотива составляют анионы $[(\text{Si}_4\text{O}_{12})^{6-}]_n$, а группы $[(\text{OH}), \text{F}]^-$ играют такую же важную роль, как и в слюдах. Симметрия моноклиная, класс $2/m$, за исключением почти чисто магнетизального амфибола — *антофиллита*, который, как и его аналог в группе пироксенов *энстатит*, имеет ромбическую симметрию (класс $2/m \ 2/m \ 2/m$).

Хотя и в этой группе минералов замещения в катионной части весьма распространены, здесь, как и в группе пироксенов, существуют природные минералы с составом, близким к идеальным конечным членам:

$\text{Mg}_7(\text{Si}_8\text{O}_{22})[(\text{OH}), \text{F}]_2$, *антофиллит*;
 $\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})[(\text{OH}), \text{F}]_2$, *тремолит*;

$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$, *глаукофан*;
 $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$, *рибекит*.

Наиболее распространены следующие серии:

Тремолит — *актинолит*

$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})[(\text{OH}), \text{F}]_2$.

Роговые обманки, особенно сложные амфиболы, содержащие алю-

миний $(\text{Ca}, \text{Na})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[\text{Si}_6(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{22}][(\text{OH}), \text{F}]_2$.

Глаукофан $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Al}, \text{Fe})_2 \cdot (\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$.

Антофиллит $(\text{Mg}, \text{Fe})_7(\text{Si}_8\text{O}_{22}) \cdot [(\text{OH}), \text{F}]_2$.

Куммингтонит $(\text{Fe}, \text{Mg})_7(\text{Si}_8\text{O}_{22}) \cdot [(\text{OH}), \text{F}]_2$.

Структуру амфиболов можно понять на примере относительно простого минерала актинолита $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5 \cdot (\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$. Как и в структуре пироксенов, ионы Ca^{2+} находятся в восьмерной координации, а Mg^{2+} — в шестерной. В этой структуре, однако, имеется четыре типа катионных позиций, и в связи с этим возникает возможность упорядочения катионов и изменения геометрии анионных цепочек. Наличие большого числа позиций и подвижность цепочек приводят к исключительному химическому разнообразию этих минералов, большему, чем во всех других структурах, кроме расплавов силикатов, в которых ионных позиций может быть даже больше.

Силикаты с кольцевыми анионными радикалами. В этих соединениях тетраэдры $[\text{SiO}_4]$ образуют замкнутые кольца, поэтому по два иона O^{2-} в каждом тетраэдре остаются несвязанными. Анион, таким образом, представляет собой комплексный радикал $[(\text{SiO}_3)^{2-}]_n$, где n равно 3, 4 или 6. В качестве примеров можно указать следующие:

Берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_6$, гексагональный, класс $6/m \ 2/m \ 2/m$ (фигура 2-69, в).

Турмалин $\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6 \cdot (\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3[(\text{OH}), \text{F}]_4$, тригональный, класс $3m$.

Кордиерит $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_5\text{AlO}_{18})$, ромбический, класс $2/m \ 2/m \ 2/m$.

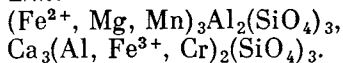
Кристаллы берилла часто содержат молекулы воды и инертных газов, захваченные в большие полости внутри колец. Кольца в последующих слоях повернуты одно относительно

но другого, что в известной мере препятствует их удалению. Жидкие включения, захваченные этими каналами и другими путями, могут давать сведения о химизме растворов, из которых образовывались эти кристаллы.

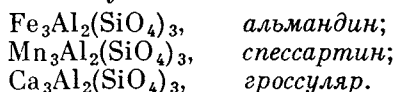
Ортосиликаты. В ортосиликатах связи Si—O—Si совершенно отсутствуют; анионы, таким образом, представляют собой изолированные тетраэдры $[\text{SiO}_4]^{4-}$, а атомы кислорода образуют плотную упаковку. Поэтому плотность ортосиликатов довольно высока, и они, без сомнения, являются важным компонентом мантии.

Оливин. В оливине $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ характер распределения атомов кислорода близок к плотнейшей гексагональной упаковке в плоскости $\{100\}$. Ионы Mg^{2+} и Fe^{2+} в шестерной координации занимают два типа позиций. Расстояние Mg—O изменяется от 2,07 до 2,17 Å (ср. с идеальным значением 2,05 Å, полученным из табл. 2-16).

Гранаты. В гранатах имеются две серии твердых растворов, обе с кубической симметрией, класс $4/m \bar{3} 2/m$:



Хорошо известны гранаты, близкие по составу к конечным членам:



Магнезиальные гранаты первой серии, иногда называемые пиропами, могут содержать заметные количества кальция.

Трехвалентные ионы находятся в шестерной координации, двухвалентные Ca^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} — в необычно высокой восьмерной координации атомов кислорода, что проявляется в высокой плотности всей серии гранатов. В некоторых гранатах непривычную роль играет вода — она входит в структуру в результате обмена

$(\text{SiO}_4)^{4-} \rightarrow [(\text{OH})_4]^{4-}$. Так образуется целая серия гроссуляр — гидрогроссуляр с вариациями составов в пределах $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3 - \text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$. Это наводит на мысль, что могут существовать и «гидропиропы» $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$ как потенциальные источники воды в мантии. Более того, в условиях высоких давлений могут образовываться «гидрооливины» $\text{Mg}_2(\text{OH})_4$ с высокой плотностью.

Циркон. В цирконе ZrSiO_4 симметрия тетрагональная, класс $4/m 2/m 2/m$, оба иона Si^{4+} и Zr^{4+} находятся в четверной координации. Отношение ионных радиусов Zr/O равно 0,57, что должно приводить к шестерной координации ионов Zr , которая и является типичной для цирконосиликатов. Этим частично объясняется наблюдающаяся тенденция к структурной дезинтеграции циркона с образованием бесструктурного метамиктного состояния, несмотря на большую химическую устойчивость циркона. Дополнительным фактором может являться самооблучение, обусловленное радиоактивным распадом тория и урана, часто замещающих в небольших количествах ионы циркония. Поскольку в гранитных и метаморфических породах обычно присутствуют незначительные примеси циркона, он имеет особое значение для радиометрического определения возраста.

Полиморфные модификации Al_2SiO_5 . Три полиморфные модификации Al_2SiO_5 , относящиеся к ортосиликатам, известны как важные компоненты алюмосодержащих метаморфических пород:

Андалузит: симметрия ромбическая, класс $2/m 2/m 2/m$.

Силлиманит: симметрия ромбическая, класс $2/m 2/m 2/m$.

Кианит: симметрия триклинная, класс 1.

Кианит гораздо плотнее, чем две другие модификации, и представляет собой форму, устойчивую при высо-

ких давлениях. Вопросы устойчивости обсуждаются в гл. 9.

Несиликатные минералы. *Карбонаты.* Карбонаты магния, кальция и железа являются главными компонентами некоторых пород, образовавшихся на поверхности Земли или вблизи нее: известняков и их метаморфических эквивалентов (мраморов), жильных пород, возникших в результате химического воздействия углекислых растворов при высоких температурах, и даже редких изверженных пород — карбонатитов, выкристаллизовавшихся из богатых карбонатами расплавов. Основные катионы в карбонатах имеют следующие ионные радиусы: Ca^{2+} — 0,99 Å, Mn^{2+} — 0,80 Å, Fe^{2+} — 0,76 Å, Mg^{2+} — 0,65 Å. Различия между наиболее часто встречающимися из них Ca^{2+} и Mg^{2+} обуславливают следующий характер ионных замещений в карбонатах:

(Ca, Mn, Fe, Mg): полное замещение ионов Ca^{2+} другими ионами редко составляет более 20%; при этом Mn^{2+} может замещать Ca^{2+} в гораздо больших количествах, чем Mg^{2+} .

(Mg, Fe, Mn): почти полное взаимное замещение Mg^{2+} и Fe^{2+} ; замещения ионами Mn^{2+} более ограничены.

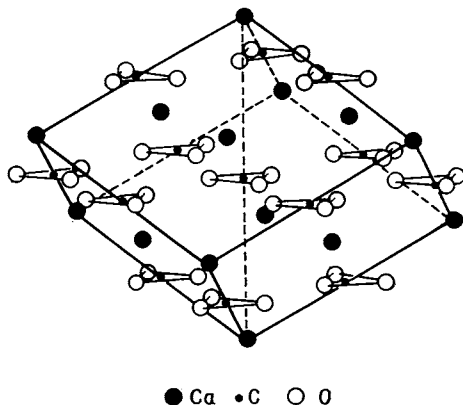
Большинство минералов из класса карбонатов, в том числе и редко встречающиеся, такие, как SrCO_3 (стронцианит) и PbCO_3 (церуссит), имеет структуру одной из двух полиморфных модификаций CaCO_3 — *кальцита* или *аргонита*. В этих структурах анионы $[\text{CO}_3]^{2-}$ представляют собой плоские треугольные группировки.

Структура кальцита (фиг. 2-75) напоминает искаженную структуру галита. Большие размеры и несферичность аниона $[\text{CO}_3]^{2-}$ в кальците по сравнению с его аналогом Cl^- в галите приводят к снижению симметрии до тригональной (класс $3\ 2/m$). Идентичную структуру и симметрию

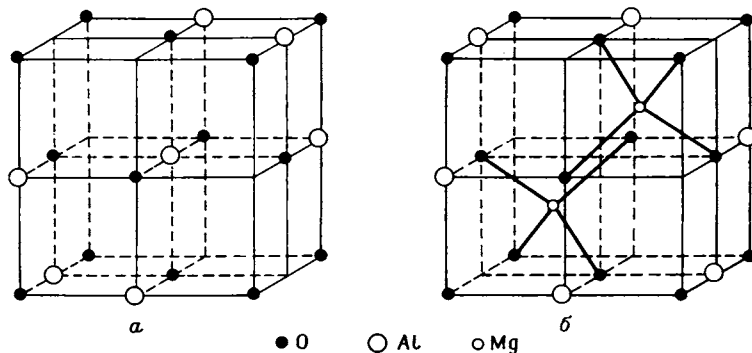
имеют и другие карбонаты с катионами небольшого радиуса ($<1\text{ Å}$), такие, как *сидерит* FeCO_3 и *магнезит* MgCO_3 . *Доломит* $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$ изоструктурен им, но катионы Ca и Mg в этом двойном карбонате упорядочены и располагаются в чередующихся слоях вдоль тройной оси. Это снижает симметрию до тригональной (класс 3).

Арагонит имеет ромбическую симметрию (класс $2/m\ 2/m\ 2/m$). Но упаковка катионов близка к гексагональной плотнейшей в плоскости {001}, поэтому обычно отмечается микроскопическое двойникование по {110} и образование псевдогексагональных ячеек. Упаковка атомов кислорода плотнее, чем в структуре кальцита, что сказывается на повышенной плотности арагонита, который при комнатной температуре абсолютно устойчив только при давлениях больше 5 кбар. Карбонаты с большими катионами (например, стронцианит) устойчивы в арагонитовой структуре даже при низких температурах.

В карбонатах и структурно подобных им нитратах плоские анионные группировки находятся в непрерывном движении, причем число степеней свободы и амплитуда колебаний увеличиваются с повышением температуры. Сначала группировки



Фиг. 2-75. Структура кальцита CaCO_3 .



Фиг. 2-76. Структура шпинели.

a — октаэдрические позиции заняты ионами Al; *б* — тетраэдрические позиции заняты ионами Mg.

$[\text{CO}_3]^{2-}$ осциллируют в плоскости $\{0001\}$, отклоняясь на небольшие углы, затем амплитуда колебаний увеличивается, и, наконец, становится возможным вращение комплекса. Дальнейшее повышение температуры приводит к разориентации осей вращения комплексов $[\text{CO}_3]^{2-}$, т. е. к свободному движению и статистически сферической симметрии. Соответствующие температурные изменения в симметрии и структуре находят свое выражение в появлении возможностей для образования полиморфных модификаций CaCO_3 . Конечно, при высоких температурах и давлениях в лабораторных условиях можно получить и некоторые другие полиморфные модификации CaCO_3 .

Окислы. Важными в геологическом отношении, кроме SiO_2 , являются следующие окислы:

Fe_3O_4 , *магнетит*;
 FeTiO_3 , *ильменит*;
 Fe_2O_3 , *гематит*;
 Al_2O_3 , *корунд*;
 TiO_2 , *рутил*.

Из других, интересных в структурном отношении и представляющих ценность как руды, нужно отметить

Cu_2O , *куприт*;
 FeCr_2O_4 , *хромит*.

Существует еще несколько гидроокислов, минералов со слоистой структурой, в которых важную роль играют

водородные связи:

$\text{Mg}(\text{OH})_2$, *брусит*,
 $\text{Al}(\text{OH})_3$, *гипсум*;
 $\text{AlO}(\text{OH})$, *диаспор*.

С этими структурами мы уже сталкивались при описании единичных ячеек глинистых силикатов и хлоритов.

Окислы железа и железо-титановые окислы — наиболее распространенные магнитные минералы, на которых основана вся важная область палеомагнетизма. Они имеют также большое значение как индикаторы (буферы) окислительно-восстановительных реакций во всей широкой области процессов магматической кристаллизации, метаморфизма и рудообразования.

Особый интерес представляет структура шпинели $\text{X}^{2+}\text{Y}_2^{3+}\text{O}_4$, где X может быть Mg, Fe или Ti, а Y — Fe, Al или Cr. Симметрия кубическая, класс $4/m \bar{3} 2/m$. Основу структуры (фиг. 2-76) составляет упаковка атомов кислорода. В такой упаковке для катионов остаются свободными позиции с тетраэдрическим и октаэдрическим окружением в количественном отношении 1 : 2. В «нормальной» шпинели двухвалентные ионы занимают тетраэдрические позиции, а трехвалентные ионы находятся в шестерной координации. В этом есть нечто anomальное: из отношений ионных радиусов как раз должно полу-

чаться обратное — ион Mg^{2+} ($Mg^{2+}/O^{2-} = 0,464$) должен входить в октаэдрическую позицию, а ион Al^{3+} ($Al^{3+}/O^{2-} = 0,357$) — в тетраэдрическую. Существуют также шпинели с «обращенной» структурой с двухвалентными ионами в октаэдрических позициях и с трехвалентными в обоих типах позиций. По всей видимости, решающую роль здесь играют эффекты кристаллического поля. При высоких температурах наблюдается тенденция к неупорядоченному распределению катионов вне зависимости от валентности или координационного числа позиции. Твердые растворы образуются довольно часто и сравнительно не ограничены.

Другой характерной особенностью структуры шпинели является исключительная распространенность вакансий. *Маггемит*, одна из форм Fe_2O_3 , имеет структуру, в которой ионы Fe^{3+} занимают и тетраэдрические, и октаэдрические позиции, оставляя шестую часть октаэдрических позиций вакантными. Германиевый аналог оливина Mg_2GeO_4 обладает структурой оливина. Но соответствующие никелевые и кобальтовые соединения имеют структуру шпинели. Это дает основание полагать, что при высоком давлении оливин может перейти в форму со структурой шпинели с соответствующим увеличением плотности примерно на 10%. Сейчас уже экспериментально установлено, что фаялит Fe_2SiO_4 и твердый раствор фаялит — форстерит переходят в форму со структурой шпинели при достаточно высоких давлениях, и можно предположить, что именно такое превращение и осуществляется в мантии (гл. 10).

Сульфиды. Многие породы — изверженные, осадочные и метаморфические — содержат небольшие примеси сульфидов, особенно FeS_2 в форме *пирита* (кубический, $2/m \bar{3}$) или *марказита* (ромбический, $2/m 2/m 2/m$). Сульфиды являются главным источ-

ником многих важных металлов. Вот некоторые из них:

ZnS : *сфалерит*, кубический, $\bar{4}3m$;

PbS : *галенит*, кубический, $4/m \bar{3} 2/m$;

$CuFeS_2$: *халькопирит*, тетрагональный, $\bar{4}2m$;

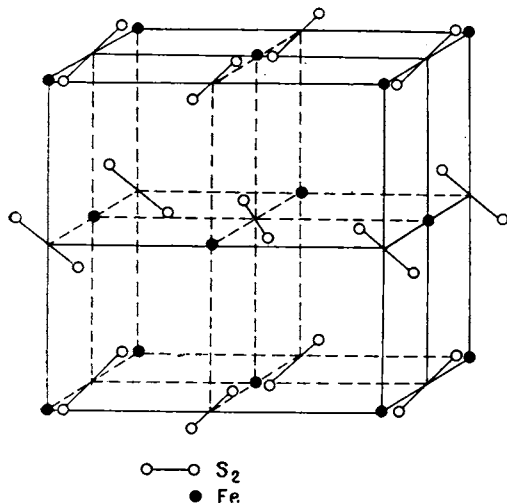
MoS_2 : *молибденит*, гексагональный, $6/m 2/m 2/m$;

HgS : *киноварь*, тригональная, $\bar{3}2$;

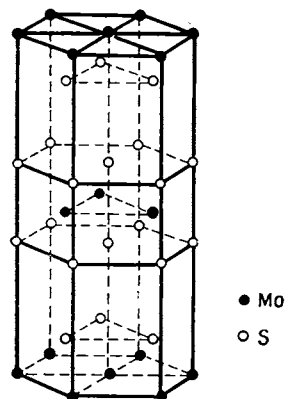
Sb_2S_3 : *стибнит*, ромбический $2/m 2/m 2/m$.

Разности электроотрицательностей элементов металлов и серы меньше единицы, и связь в сульфидных минералах близка к ковалентной, причем в некоторых случаях для объяснения образования гибридных орбиталей приходится привлекать *d*-орбитали серы. У сульфидов также заметен переход к металлическому состоянию, характеризующемуся делокализацией электронов: свободное движение электронов в сульфидах в некоторой степени напоминает поведение электронов в металлических кристаллах. Поэтому у сульфидов и металлов есть некоторые одинаковые физические свойства, такие, например, как металлический блеск.

Симметрия сульфидов, как и у металлов, довольно высока. Структуры многих сульфидов аналогичны структурам простых щелочно-галогидных соединений или алмаза. Так, *пирит* имеет структуру *галита*, в которой ионы Cl^- замещены анионами S_2^{2-} , в результате чего симметрия *пирита* снижается (фиг. 2-77). *Молибденит* (фиг. 2-78) структурно напоминает *графит* и имеет ту же симметрию; гексагональные слои молекулярного состава MoS_2 слабо связаны между собой вандерваальсовыми силами. Поэтому *молибденит*, подобно *графиту*, обладает свойствами (легкая спайность, мягкость), которые определяют его практическое использование в качестве высокотемпературной смазки.



Фиг. 2-77. Структура пирита.



Фиг. 2-78. Структура молибденита.

Различные ионные соединения. Здесь мы лишь упомянем некоторые минералы (галлоиды, сульфаты, фосфаты и другие), идентичные по составу и структуре широко известным химическим соединениям:

NaCl , *галит*;
 KCl , *сильвин*;
 CaF_2 , *флюорит*;
 CaSO_4 , *ангидрит*;
 BaSO_4 , *барит*;
 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, *гипс*;
 $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3[\text{F}, \text{Cl}, (\text{OH})]$, *апатит*;
 $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, *бура*;
 NaNO_3 , *нитронатрит*;

Некоторые из них, например апатит, встречаются в породах почти всех типов. Другие, например сильвин, бура, нитронатрит, приурочены к породам особого состава и происхождения, в данном случае к *эвапоритам* (соляной остаток после испарения воды). Многие из них имеют важное экономическое значение, другие же, как, например, апатит и монацит (Ce , La , Y , Th) PO_4 , особенно интересны для геологов, поскольку они содержат в достаточно высоких концентрациях радиоактивные элементы и

могут быть использованы для радиометрических определений возраста (гл. 4).

Физические свойства минералов

Породы представляют собой поликристаллические агрегаты минералов, и понимание их физических свойств зависит от уровня наших знаний о физических свойствах составляющих их отдельных кристаллических минералов. Цель этого раздела — показать общие закономерности, которым подчиняются физические свойства кристаллов, важные для изучения пород.

Физические свойства могут быть определены в результате соответствующих измерений и, как правило, выражают соотношение между двумя физическими величинами. Так, например, чтобы измерить теплопроводность вещества, нужно, зная градиент температуры, определить плотность теплового потока в некотором направлении. Можно представить себе градиент температуры как «действие», оказываемое на вещество, а

скорость теплового потока как «эффект», возникающий от взаимодействия материала и «действия». Для некоторых типов «действий» данный «эффект» будет единственным, и тогда должно быть справедливо следующее соотношение:

$$\text{эффект} = P \times (\text{действие}), \quad (2-11)$$

где физическое свойство P играет роль функции. Примером таких соотношений для твердых тел может быть следующее:

$$q = -K \operatorname{grad} T, \quad (2-12)$$

где q — плотность теплового потока, $\operatorname{grad} T$ — градиент температуры, а скалярная константа K — теплопроводность материала.

Некоторые физические свойства минералов, например оптические или упругие, относятся к рассмотренному типу и вполне могут быть описаны в простой математической форме. Другие физические свойства, не менее важные с точки зрения геологии, принадлежат к иному типу и не являются единственной характеристикой связи между физическими величинами. Например, пластичность кристалла не может быть определена как, скажем, упругие свойства, с помощью соотношений между напряжениями и деформациями (гл. 8); пластические свойства должны измеряться для конкретных образцов, поскольку они зависят от предыстории кристалла, природы примесей и ряда других факторов.

Из предыдущего анализа геометрических свойств кристаллов с полной очевидностью следует, что в пределах одной элементарной ячейки кристалл далеко не однороден. Большинство физических свойств, однако, исследуется на образцах, размеры которых во много раз превосходят параметры элементарной ячейки; в этих случаях кристалл можно рассматривать как однородное тело, не обращая внимания на дискретную и гетерогенную природу кристалли-

ческой структуры. Определенные таким образом свойства могут быть названы свойствами континуума, или свойствами сплошных сред; они охватывают большую часть оптических, тепловых, электрических свойств и некоторые механические. Напротив, такие физические свойства, как пластичность или дифракция рентгеновских лучей, становятся понятными лишь с учетом тонких особенностей кристаллической структуры. Для полного понимания любых физических свойств должна быть создана теория, основанная на атомной структуре.

В первой части нашего обзора будут рассмотрены свойства сплошных сред на феноменологическом уровне; при этом мы не будем обращать внимания на распределение атомов в кристаллической решетке и будем считать кристалл однородной сплошной средой. Однако даже в этом случае следует учитывать точечную группу симметрии кристалла и при создании элементарной теории твердого тела рассматривать не изменения единственного однородного континуума, а исследовать 32 типа однородных сплошных сред, образующихся путем соотнесения с каждой из точек континуума одной из 32 кристаллографических точечных групп. Таким образом, можно утверждать, что 32 пространственные группы «кристаллографически сплошной среды» получаются в результате комбинаций каждой из 32 кристаллографических точечных групп с группой произвольных трансляций, для которых n_1 , n_2 и n_3 в уравнении (2-1) могут принимать значения всех реальных чисел. В этих группах периодические трансляции заменяются произвольными, и поэтому плоскости скользящего отражения и винтовые оси исчезают и остаются лишь трансляции и операции точечной группы.

С позиций термодинамики свойства сплошных сред могут быть разделе-

ны на статические, или равновесные, и динамические, или стационарные. Равновесные свойства, такие, как упругость и тепловое расширение, термодинамически обратимы, и эффекты исчезают, как только прекращается действие. Динамические свойства (называемые также явлениями переноса) характерны для систем, в которых наблюдается постоянный перенос тепла, массы или электрической энергии под влиянием градиента какого-либо физического параметра. Мы уже приводили в пример теплопроводность; сюда же можно отнести электропроводность и диффузию. Эти свойства термодинамически необратимы и обычно описываются с помощью подходяще выбранных «потоков» и «сил», являющихся соответственно эффектами и действиями.

В идеальном случае все возможные действия на кристалл связаны через некоторые физические свойства со всеми возможными эффектами. При данном действии наиболее заметным или очевидным оказывается какой-либо один эффект; например, основным эффектом от приложенных напряжений обычно является деформация. Но в большинстве случаев имеют место и другие «сопутствующие эффекты», определяющие дополнительные физические свойства. Так, под действием напряжений, приложенных к кристаллу, происходит не только деформация, характеризующая упругими свойствами, но может изменяться распределение электрических зарядов из-за наличия у кристалла пьезоэлектрических свойств и температура кристалла в результате проявления пьезотермических свойств. Могут возникнуть и другие более сложные эффекты, например, могут изменяться оптические свойства, обусловленные фотоупругими характеристиками кристалла. Некоторые из этих взаимосвязанных эффектов малы или вообще отсутствуют в определенных кристаллах, дру-

гие же проявляются очень отчетливо и оказываются весьма важными.

Ввиду того что различные «действия» и «эффекты» связаны между собой, необходимо указывать способ, с помощью которого определяется данное свойство. Например, существование пьезотермического эффекта приводит к выделению тепла в напряженном кристалле. Измерения деформаций для определения упругих свойств могут быть тогда осуществлены либо в изотермических, либо в адиабатических условиях, и эти два результата будут существенно различны.

Мы начнем рассмотрение физических свойств кристаллов с наиболее просто определяемых свойств, широко используемых геологами для быстрой идентификации минералов.

Простейшие физические свойства минералов

Минералам присущи некоторые очевидные физические свойства, которые могут использоваться геологами как диагностические, особенно во время полевых работ. Квалифицированный исследователь без каких-либо особых приспособлений, кроме лупы и перочинного ножа, может определять многие наиболее распространенные порообразующие минералы, даже если они присутствуют в породах в виде небольших зерен. Приведем некоторые примеры таких простых свойств, тем не менее являющихся диагностическими:

1. *Форма и габитус.* Ключом к общей структуре минерала часто может служить его морфология. В частности, форма хорошо образованных кристаллов может давать информацию о точечной группе минералов. Габитус обычно указывает на структурный тип минерала; особенно это относится к силикатам. И даже минералы, которые обычно не встречаются в ярко выраженной кристаллической форме, образуют довольно

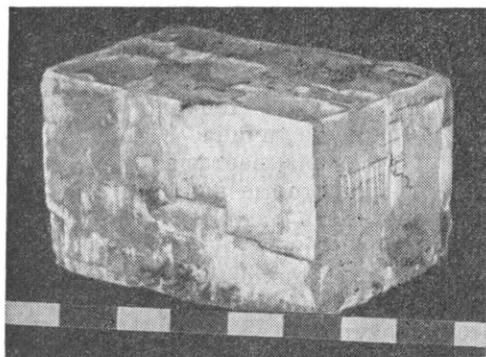


ФИГ. 2-79. Кристаллы кварца.
Черные и белые участки шкалы равны 1 см.

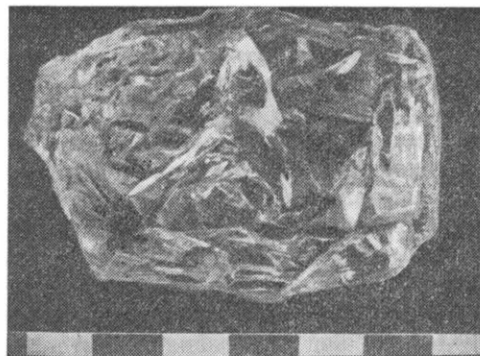
характерные агрегаты. Например, минерал гематит Fe_2O_3 может встречаться либо в виде светлых блестящих чешуек с зеркальным отражением, либо в виде темно-красных землистых разновидностей, либо в виде сфероидальных красновато-серых образований с металлическим оттенком и концентрической структурой. Другие минералы, например кварц, часто встречаются в виде больших хорошо образованных кристаллов в пустотах пород (фиг. 2-79). Некоторые минералы, очень редко обнаруживаемые в виде хорошо образованных кристаллов, структурно аморфны, или, как, например, большое семейство глинистых минералов, представляют собой агрегаты таких мельчайших кристаллов, что их кристаллическая природа может быть установлена только с помощью рентгеновских лучей или электронного микроскопа.

2. *Спайность и излом.* Способность кристаллов раскалываться или расщепляться определенным образом может служить характеристическим признаком отдельных минералов или групп минералов. В частности, у многих минералов при раскалыва-

нии образуются ровные плоские поверхности, называемые плоскостями спайности. Эти плоскости связаны со структурой и проходят параллельно плоскостям решетки, характеризующимся наиболее слабым атомным сцеплением. Число таких плоскостей и их ориентация определяются на основе тех же соображений относительно симметрии, на которых базируется установление возможных форм кристаллов, поэтому любая совокупность равнозначных плоскостей спайности всегда приводит к одной из возможных форм кристалла и обозначается индексами Миллера одной из спайных плоскостей, входящих в символ этой простой формы. Так, кальцит CaCO_3 , относящийся к классу $\bar{3}2/m$, имеет спайность по $\{10\bar{1}1\}$, параллельную грани единичного ромбоэдра (фиг. 2-80). Поскольку точечная группа кальцита включает операцию $\bar{1}$, грани шестигранного ромбоэдра попарно параллельны, и символ $\{10\bar{1}1\}$ означает только три ориентации плоскостей спайности. Так как эти плоскости спайности связаны друг с другом операциями симметрии, они идентичны во всех отно-



ФИГ. 2-80. Спайность по ромбоэдру в кальците.
Черные и белые участки шкалы равны 1 см.



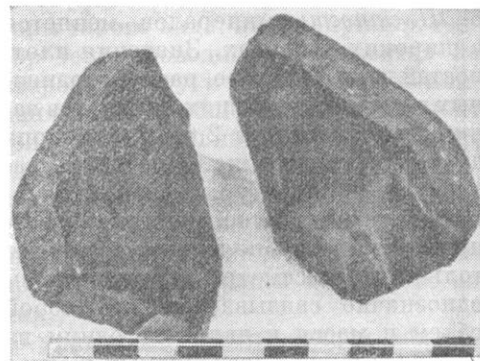
ФИГ. 2-81. Спайная пластинка слюды (биотита).
Черные и белые участки шкалы равны 1 см.

шениях. Напротив, три плоскости спайности у альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ не связаны между собой операциями симметрии и обозначаются тремя различными символами: $\{001\}$, $\{010\}$ и $\{110\}$. В кристаллах класса $\bar{1}$, к которому относится альбит, эти три формы представляют собой пинакоиды (пары параллельных граней), и каждый символ описывает только одну плоскость спайности. Различия между этими плоскостями спайности определяются тем, насколько легко можно получить в альбите каждую из них. Спайность по $\{001\}$ считается очень хорошей, так как кристалл раскалывается по этому направлению легко; спайность по $\{010\}$ — хорошей, а по $\{110\}$ — плохой, поскольку получить ее удастся с большим трудом. Практически степень совершенства спайности в минералах может меняться от очень плохой или несовершенной в минералах типа анальцима до очень хорошей или совершенной в минералах семейства слюд (фиг. 2-81).

Даже минералы с естественной поверхностью спайности очень часто раскалываются по другим направлениям, а у некоторых минералов нет определяющих плоскостей спайности. Иногда диагностическим признаком

минерала может служить и характер излома поверхности. Кварц, например, не имеет явно выраженных плоскостей спайности и раскалывается по произвольно ориентированным изогнутым раковистым поверхностям, напоминающим поверхности излома в стекле (фиг. 2-82). В большинстве минералов наблюдаются другие типы излома, которым обычно дают особые названия.

3. *Окраска и блеск.* Для определения минерала важную роль играет его окраска и особенно цвет тонкого порошка минерала, называемый цветом «черты». Многие минералы могут



ФИГ. 2-82. Раковистый излом в кварце.
Черные и белые участки шкалы равны 1 см.

иметь самую разнообразную окраску, и цвет минерала сам по себе обычно не может служить диагностическим признаком. Тесно связан с окраской блеск минерала, обусловленный отражением падающего света от его поверхности. Блеск не может быть измерен количественно, и критерии, используемые для его описания, основываются в значительной мере на субъективных сравнениях с отражениями света от известных минералов.

Общеприняты, например, следующие термины: стеклянный, восковой, смоляной, алмазный, металлический блеск и многие другие менее общие названия.

4. Другим полезным, но не точно определенным свойством минералов является *твердость*. Она определяется эмпирически по появлению царапин на поверхности кристалла при царапании его острым предметом. В течение многих лет минералоги пользуются произвольной нелинейной шкалой твердости — шкалой Мооса.

С помощью датчиков твердости можно более точно определить твердость в других шкалах; при этом, как правило, измеряется усилие, которое необходимо для нанесения царапины твердой (обычно алмазной) точкой. Установлено, что в некоторых минералах твердость зависит от направления.

5. *Плотность* минералов меняется в широких пределах. Значения плотностей для наиболее распространенных породообразующих силикатов занимают область от 2,65 для кварца до 4,37 для оливина. Плотность зависит от температуры и давления. Поскольку «простое свойство» плотность в противоположность другим только что рассмотренным свойствам однозначно связывает между собой объем и массу и является одним из наиболее точно определяемых свойств сплошных сред, этот вопрос следует рассмотреть подробнее.

Анизотропия кристаллов

Для однородного тела уравнение (2-12) представляет собой запись уравнения Фурье для теплового потока. Скалярная величина K , теплопроводность, связывает два вектора \mathbf{q} и $\text{grad } T$, которые должны, следовательно, иметь одинаковое направление. Иными словами, в таком однородном теле тепловой поток направлен по отрицательному градиенту температуры.

Уравнение (2-12) можно расписать по компонентам в правосторонней ортогональной декартовой системе координат:

$$\begin{aligned} q_x &= -K \frac{\partial T}{\partial x}, \\ q_y &= -K \frac{\partial T}{\partial y}, \\ q_z &= -K \frac{\partial T}{\partial z}. \end{aligned} \quad (2-13)$$

В уравнениях (2-12) и (2-13) предполагается, что однородный материал проводит тепло во всех направлениях одинаково, т. е. он *изотропен* в отношении распространения тепла. Это свойство описывается величиной K . Однако, как мы уже убедились ранее, кристаллы не являются *структурно* изотропными и не все направления в них связаны операциями симметрии¹, а расположение атомов по разным направлениям может существенно различаться. Нет оснований предполагать а priori, что теплопроводность в однородных кристаллах одинакова по всем направлениям. Наиболее очевидно анизотропия теплопроводности проявляется в том, что два вектора \mathbf{q} и $\text{grad } T$ не всегда имеют одинаковое направление и не обязательно связаны друг

¹ Структурно изотропным веществом считается такое, в котором *все* направления связаны операциями симметрии. Это вещество должно было бы иметь сферическую точечную группу симметрии, которая, как мы убедились ранее, в кристаллах запрещена.

с другим определенной константой, но каждая компонента q может быть линейной функцией всех компонент $\text{grad } T$, и при этом коэффициенты теплопроводности, связывающие каждую пару компонент, вполне определены. В первом приближении именно такая зависимость имеет место в кристаллах. Тогда уравнение (2-13) принимает следующий вид:

$$\begin{aligned} q_x &= -K_{11} \frac{\partial T}{\partial x} - K_{12} \frac{\partial T}{\partial y} - K_{13} \frac{\partial T}{\partial z}, \\ q_y &= -K_{21} \frac{\partial T}{\partial x} - K_{22} \frac{\partial T}{\partial y} - K_{23} \frac{\partial T}{\partial z}, \\ q_z &= -K_{31} \frac{\partial T}{\partial x} - K_{32} \frac{\partial T}{\partial y} - K_{33} \frac{\partial T}{\partial z}. \end{aligned} \quad (2-14)$$

Уравнение (2-14) — запись закона Фурье для теплового потока в материале, у которого величина коэффициента теплопроводности зависит от направления, т. е. для материала, анизотропного в отношении теплопроводности. Девять коэффициентов этого уравнения могут быть записаны в виде квадратной матрицы

$$\begin{pmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} \\ K_{21} & K_{22} & K_{23} \\ K_{31} & K_{32} & K_{33} \end{pmatrix} = \mathbf{K} \text{ или } K_{ij},$$

называемой матрицей теплопроводности. Можно показать, что эта матрица всегда симметрична (т. е. $K_{ij} = K_{ji}$), поэтому в общем случае нужно учитывать только шесть независимых компонент. Для кристалла, у которого многие направления связаны операциями симметрии, число независимых компонент еще меньше; для сферически симметричных материалов, например стекол или пород, состоящих из беспорядочно ориентированных кристаллов, в которых все направления связаны операциями симметрии, все компоненты K_{ij} равны и уравнение (2-14) переходит в уравнение (2-13) для изотропной среды.

Кристаллы не могут быть сферически симметричными, и поэтому они

«потенциально анизотропны» в отношении свойств, связывающих зависящие от направления действия с зависящими от направления эффектами, а характер анизотропии зависит от сложности связываемых величин. Плотность, например, выражается скалярной величиной и не имеет направления, она отражает однозначное соответствие между двумя другими скалярными величинами — массой и объемом. Теплопроводность же, напротив, связывает два вектора (каждый из них имеет три компоненты) и, согласно уравнению (2-14), должна выражаться девятикомпонентной величиной, у которой только шесть компонент различны. Свойство упругости связывает между собой напряжения и бесконечно малые деформации. Все эти три величины имеют девять или более компонент и относятся к группе математических величин, называемых *тензорами*. Простейшими представителями этой группы являются скаляры и векторы. Тензоры имеют одно и то же значение в любой системе координат, но величины их компонент зависят от выбора координатной системы. Сложность тензора зависит от числа компонент, определяющих его *ранг*, или *порядок*. Тензоры нулевого ранга имеют одну компоненту и представляют собой скаляры; тензоры первого ранга определяются тремя компонентами — это векторы. Тензоры такого вида, как, например, тензор теплопроводности, относятся ко второму рангу и имеют девять компонент. И вообще число компонент тензора определяется величиной 3^n , где n — ранг тензора. (Большинство тензоров имеет симметрию такого рода, что число *независимых* компонент, как правило, уменьшается из-за эквивалентности некоторых из них.)

В уравнении, связывающем тензорные величины, существует строгое соотношение между рангами тензоров. Например, плотность связывает

объем и массу в соответствии с уравнением

$$m = \rho v,$$

где все три величины — тензоры нулевого ранга (скаляры). Уравнение теплопроводности для анизотропного тела дается в матричной форме в следующем виде:

$$\begin{pmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} \\ K_{21} & K_{22} & K_{23} \\ K_{31} & K_{32} & K_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial T}{\partial x} \\ \frac{\partial T}{\partial y} \\ \frac{\partial T}{\partial z} \end{pmatrix},$$

где два тензора первого ранга (векторы) связываются тензором второго ранга. В общем уравнении, описывающем упругие свойства анизотропного тела, два тензора второго ранга (напряжения и бесконечно малые деформации) связываются между собой тензором четвертого ранга, тензором упругости с $3^4 = 81$ компонентой.

Алгебраические действия над тензорами второго или более высокого ранга проводятся так же, как над скалярами и векторами. Например, сумма двух тензоров второго ранга (определяемая путем сложения соответствующих компонент) представляет собой другой тензор второго ранга. Более того, можно показать, что если действие, представленное тензором ранга m , линейно связано с эффектом, описываемым тензором ранга n , то соотношение между ними, выражающее физическое свойство, представляется тензором ранга $m+n$. Тензорный характер величины определяется по способу преобразования ее компонент при переходе к новой системе координат¹. На основе этого

¹ Тензор любого ранга имеет свой закон преобразования. Скаляр s , например, имеет одно и то же значение во всех системах координат, и его трансформационный закон может быть записан в виде $s' = s$. Вектор v преобразуется по закону $v' = Av$, где A — матрица преобразования (поворота), аналогичная матрице R , введенной

тензоры могут классифицироваться как полярные, если компоненты не меняют своего знака при любом преобразовании, и как аксиальные, если компоненты изменяют знак при несобственном вращении (см. страницу 38)².

Любое преобразование координат, оставляющее компоненты тензора неизменными, по определению является операцией симметрии этого тензора. Если генераторы группы оставляют компоненты тензора инвариантными, то тензор имеет по крайней мере симметрию этой группы. Группы симметрии тензоров — точечные группы, так как начало координат остается инвариантным при преобразованиях координат. Это могут быть предельные точечные группы, специально не исследовавшиеся в предыдущих описаниях точечных групп, поскольку они не могут быть группами симметрии кристаллов. Боль-

на стр. 38. Можно показать, что тензор второго ранга t подчиняется трансформационному закону $t' = AtA^{-1}$, где A^{-1} — обратная матрица перехода (поскольку матрицы поворота ортогональны, вместо A^{-1} можно использовать транспонированную матрицу A^T). Трансформационные законы для тензоров более высокого ранга соответственно более сложны.

² Например, угловой момент точки представляет собой вектор J , определяемый соотношением $J = r \times p$, где r — вектор, проведенный в точку из начала координат, а p — другой вектор, линейный момент. Таким образом, J — векторное произведение, и знак его определяется правилом правой руки. Совершенно очевидно, что несобственное вращение, при котором совершается переход от правой к левой системе координат, изменяет знак этого произведения, так что его трансформационный закон записывается в виде $J = \pm AJ$, где знак плюс относится к собственному, а минус — к несобственному вращению, представленному матрицей A . Вектор, преобразующийся по этому закону, называется аксиальным вектором, или псевдовектором, в противоположность вектору, преобразующемуся по закону, описанному в предыдущей сноске и называемому полярным, или истинным, вектором. Подобные же соотношения справедливы и для тензоров других рангов.

ТАБЛИЦА 2-20

Предельные точечные группы

Предельные точечные группы		Кристаллографические группы, для которых данные группы являются предельными	Геометрическая интерпретация
Полное междуна- родное обозначение	Обозначение Шёнфлиса		
∞	C_{∞}	n	Скрученный конус
$\frac{\infty}{m}$	$C_{\infty h}$	$\bar{n}, \frac{n}{m}$	Вращающийся цилиндр
∞mm	$C_{\infty v}$	nm	Конус
$\infty 22$	D_{∞}	$n22$	Скрученный цилиндр
$\frac{\infty}{m} \frac{2}{m} \frac{2}{m}$	$D_{\infty h}$	$\bar{n} \frac{2}{m}, \bar{n}2m, \frac{n}{m} \frac{2}{m} \frac{2}{m}$	Цилиндр
$\infty \infty \infty$	K_{∞}	23, 432	Скрученная сфера
$\frac{\infty}{m} \frac{\infty}{m} \frac{\infty}{m}$	$K_{\infty h}$	$\frac{2}{m} \bar{3}, \bar{4} 3m, \frac{4}{m} \bar{3} \frac{2}{m}$	Сфера

шая часть кристаллографических точечных групп содержит главную поворотную ось порядка n (где $n=1, 2, 3, 4$ или 6) с осями второго порядка, перпендикулярными ей, или без них. Если снять кристаллографические ограничения, накладываемые на порядок главной оси, то, по мере того как число n будет постепенно увеличиваться, принимая целочисленные значения, мы будем получать бесконечное число точечных групп, и в том числе предельные точечные группы, для которых $n = \infty$. Две другие точечные группы с осями бесконечного порядка (сферические, или изотропные, точечные группы) образуются как предельные группы кубической и икосаэдрической точечных групп, а всего имеется семь предельных групп. В табл. 2-20 приведены полные международные обозначения и обозначения Шёнфлиса для этих групп; при этом указаны также кристаллографические точечные группы, для которых рассматриваемые группы являются предельными при $n = \infty$, а также соответствующие им формы фигур. Некоторые из этих групп могут быть группами симметрии для структур пород. Простейшие действия, оказываемые на кристалл, такие, как приложен-

ные электрические и магнитные поля, описываются векторами (полярными или аксиальными) с симметрией ∞/m или ∞mm . Другие действия и эффекты, например напряжения и деформации, а также многие наиболее простые свойства описываются полярными тензорами второго ранга и имеют группы симметрии $\bar{1}$, $2/m$, ∞/m , $2/m 2/m 2/m$, $\infty/m 2/m 2/m$ или $\infty/m \infty/m \infty/m$.

Полярные тензоры второго ранга, как правило, симметричны относительно главной диагонали, и поэтому в результате соответствующего преобразования координат они могут быть приведены к главным осям:

$$\begin{pmatrix} t_1 & 0 & 0 \\ 0 & t_2 & 0 \\ 0 & 0 & t_3 \end{pmatrix},$$

где t_1 , t_2 и t_3 — главные значения. Симметричные тензоры такого типа могут иметь только три группы симметрии: $2/m 2/m 2/m$, $\infty/m 2/m 2/m$ и $\infty/m \infty/m \infty/m$ в зависимости от возможной эквивалентности главных компонент.

Когда симметричный тензор второго ранга приведен к главным осям, можно легко получить его геометрическое представление, построив

соответствующую поверхность

$$\frac{x^2}{t_1^2} + \frac{y^2}{t_2^2} + \frac{z^2}{t_3^2} = 1.$$

Эта поверхность представляет собой реальный эллипсоид (называемый эллипсоидом величины), полуоси которого равны главным значениям тензора. Тензорам с симметрией $2/m$ $2/m$ $2/m$ отвечает трехосный эллипсоид, тензорам с симметрией ∞/m $2/m$ $2/m$ — эллипсоид вращения, изотропному тензору с симметрией ∞/m ∞/m ∞/m — сфера.

Другим графическим представлением тензоров такого рода, особенно часто применяемым к тензорам напряжений и деформаций, служат диаграммы Мора (гл. 8), являющиеся очень полезным двумерным количественным представлением.

Принцип Неймана

Многие физические свойства в первом приближении могут быть представлены тензорами, однозначно и линейно связывающими два других тензора, описывающих действие и эффект. Эти физические свойства характеризуются присущей им симметрией, которая должна также отражаться и на представляющих их тензорах. В частности, симметрия тензора физического свойства зависит от точечной группы симметрии материала, к которому относится данное свойство, и связь эта выражается *принципом Неймана*, сводящимся к следующему утверждению:

Точечная группа тензора свойства должна включать все операции симметрии точечной группы материала для тех же направлений.

Этот же принцип можно выразить и в другой форме: точечная группа симметрии кристалла является подгруппой точечных групп всех его физических свойств. Заметим, что этот принцип накладывает ограничения только на *нижний* предел порядка

точечной группы тензора физических свойств.

Практически принцип Неймана означает, что если направления осей вращения выбраны правильно по отношению к системе координат, в которой определен тензор, то компоненты тензора физических свойств останутся инвариантными при всех преобразованиях координат, отвечающих операциям симметрии кристалла. Таким образом, принцип может быть использован для установления формы тензора свойств кристалла данной точечной группы. Чтобы проиллюстрировать этот метод, рассмотрим форму полярного симметричного тензора физических свойств второго ранга (описывающего, например, теплопроводность K_{ij}) для кристаллов различной симметрии. Возможными группами симметрии такого тензора являются $2/m$ $2/m$ $2/m$, $2/m$ ∞/m ∞/m и ∞/m ∞/m ∞/m . Совершенно очевидно, что тензор в кубических, гексагональных, тригональных и тетрагональных кристаллах не может иметь симметрию $2/m$ $2/m$ $2/m$, поскольку точечные группы таких кристаллов не являются подгруппами этой группы. Точно так же у кубического кристалла не может быть тензора свойств с точечной группой ∞/m $2/m$ $2/m$, так как ни одна из кубических групп не является подгруппой этой группы. Поэтому сразу же можно сказать, что в кубических кристаллах тензор свойств, приведенный к главным осям, должен иметь форму

$$\begin{pmatrix} K_{11} & 0 & 0 \\ 0 & K_{11} & 0 \\ 0 & 0 & K_{11} \end{pmatrix}$$

и изотропные физические свойства, описываемые симметричными тензорами второго ранга.

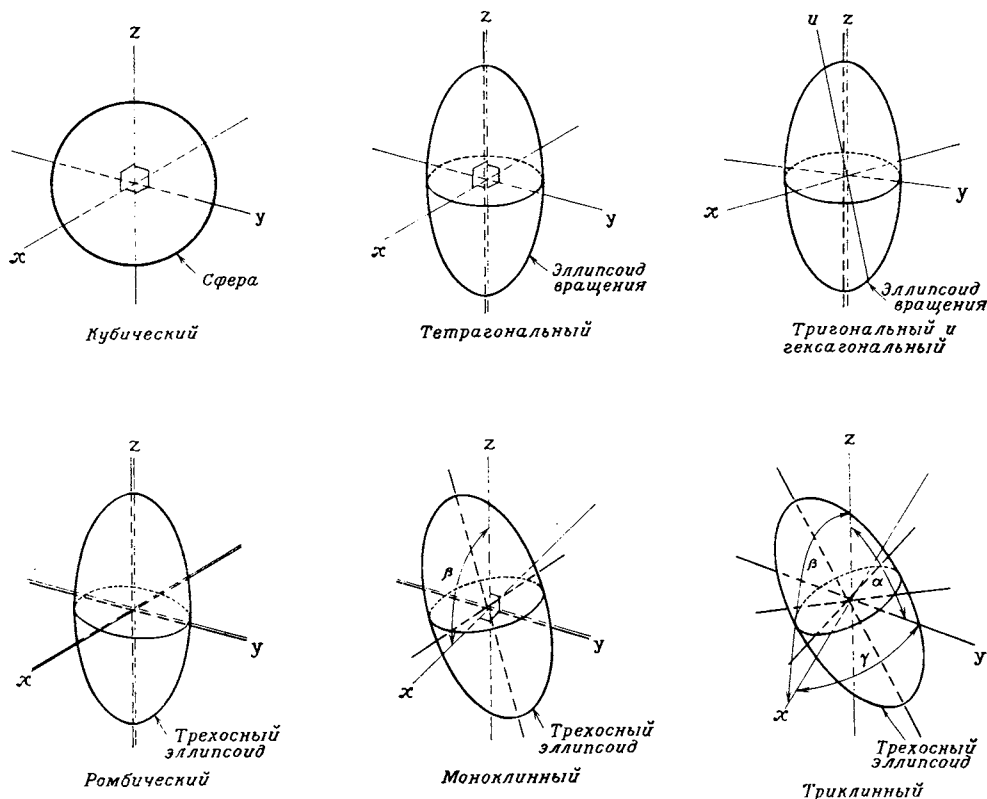
Гексагональные, тригональные и тетрагональные кристаллы имеют более низкую симметрию, и их физические свойства, как это нетрудно показать на примере теплопроводности

сти, в таких системах принадлежат точечной группе $\infty/m 2/m 2/m$ и описываются следующим тензором, приведенным к главным осям:

$$\begin{pmatrix} K_{11} & 0 & 0 \\ 0 & K_{11} & 0 \\ 0 & 0 & K_{33} \end{pmatrix}.$$

Кристаллы всех остальных систем (ромбической, моноклинной, триклинной) всегда имеют точечные группы, являющиеся подгруппами группы $2/m 2/m 2/m$, поэтому соответствующие тензоры свойств должны иметь указанную симметрию, а для их описания необходимы лишь три компоненты, отвечающие глав-

ным осям. Однако главные оси тензора жестко связаны с кристаллографическими только в случае ромбической симметрии, когда они совпадают со всеми тремя кристаллографическими осями x , y и z (поворотными осями второго порядка). В моноклинных кристаллах лишь одна из главных осей тензора совпадает с осью второго порядка (осью y во второй установке), поэтому в форме тензора должна появиться дополнительная «компонента», связывающая главную ось тензора с одной из кристаллографических осей x или z . В триклинных кристаллах ориентация главных осей тензора произволь-



ФИГ. 2-83. Диаграммное представление эллипсоида «величины» тензора свойства (второго ранга) в каждой из семи кристаллических систем.

В кубических кристаллах эллипсоид величины — сфера; в тригональных, тетрагональных и гексагональных кристаллах — эллипсоид вращения, выделенная ось которого совпадает с кристаллографической осью z ; в ромбических кристаллах — трехосный эллипсоид с главными осями, совпадающими с кристаллографическими; в моноклинных кристаллах — трехосный эллипсоид, одна главная ось которого направлена по кристаллографической оси y (вторая установка); в триклинных кристаллах — трехосный эллипсоид с произвольной ориентацией осей по отношению к кристаллографическим (главные оси эллипсоида показаны жирным пунктиром, а кристаллографические оси — тонким пунктиром).

на по отношению к кристаллографическим, и поэтому для обозначения ориентации главных осей нужны три дополнительные «компоненты» (типа трех эйлеровых углов).

Ряд физических свойств, наиболее интересных для геологов, в первом приближении можно представить тензорами именно такого типа. Сюда относятся, например, теплопроводность, сжимаемость, тепловое расширение, диффузия, некоторые оптические свойства и многие другие. Эти свойства в виде диаграмм могут быть представлены эллипсоидами, эллипсоидами вращения или сферами, изображенными на фиг. 2-83 для кристаллов различных систем.

Подобные же принципы справедливы и для форм тензоров свойств более высокого ранга, описывающих более сложные свойства, как, например, пьезоэлектрические или упругие. Вследствие принципа Неймана некоторые свойства в кристаллах определенных классов не должны иметь места. Так, у центросимметричных кристаллов не может быть свойств, характеризующихся нецентросимметричностью (например, оптическая активность или пьезоэлектричество), иначе оказался бы нарушенным принцип Неймана. Напротив, как мы уже убедились на примере теплопроводности, наличие свойств, характеризующихся центросимметричностью, в нецентросимметричных кристаллах, например класса 222, не противоречит принципу Неймана, поскольку группа 222 является подгруппой группы $2/m\ 2/m\ 2/m$.

Сжимаемость

Изотермическая сжимаемость β_T определяется из уравнения

$$\beta_T = -\frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T,$$

где знак минус вводится для того, чтобы сделать величину β_T положительной, поскольку для стабильной

фазы $(\partial V/\partial P)_T$ всегда отрицательно (гл. 5). Модуль объемного сжатия K_T представляет собой величину, обратную β_T :

$$K_T = -V \left(\frac{\partial P}{\partial V} \right)_T = \rho \left(\frac{\partial P}{\partial \rho} \right)_T, \quad (2-15)$$

где ρ — плотность.

Изотропные материалы, подвергающиеся всестороннему сжатию, изменяют свой объем (или плотность), не меняя при этом формы. В анизотропных материалах действие приложенного давления вызывает различные изменения линейных размеров в разных направлениях и форма тела искажается. Линейная сжимаемость характеризует относительное изменение длины в определенном направлении. Ее величина может быть вычислена из соответствующих модулей упругости (см. ниже). Относительные величины линейных сжимаемостей в различных направлениях в кристаллах разных систем представлены на фиг. 2-83. Так, например, сфера, вырезанная из минерала с ромбической симметрией, под действием всестороннего сжатия превратится в трехосный эллипсоид, главные оси которого будут направлены по кристаллографическим осям. Сфера, вырезанная из минерала с кубической симметрией, останется сферой.

Процесс сжатия сопровождается выделением тепла, и температура изолированного тела, подвергнутого сжатию, повышается. Поскольку повышение температуры вызывает также изменение объема, адиабатическая сжимаемость, измеренная в термоизолированном веществе, обычно меньше, чем изотермическая сжимаемость. Модуль адиабатического объемного сжатия K_S определяется уравнением

$$K_S = \rho \left(\frac{\partial P}{\partial \rho} \right)_T,$$

где символ S относится к энтропии.

Скорость распространения упругих волн определяется величиной K_S , но не K_T . Разность между этими двумя значениями (обычно порядка нескольких процентов) играет важную роль при интерпретации скорости распространения сейсмических волн в Земле (гл. 10).

Модули объемного сжатия большинства минералов и пород при обычных условиях, как правило, несколько меньше одного мегабара ($1 \text{ мбар} = 10^{12} \text{ дин/см}^2$). Если модуль сжатия не зависит от P , то интегрирование уравнения (2-15) дает

$$\rho = \rho_0 \exp \frac{P}{K},$$

где ρ — плотность при давлении P , а ρ_0 — плотность при давлении $P = 0$ или $P = 1 \text{ бар}$. Поскольку давление в ядре Земли составляет несколько мегабар, отношение ρ/ρ_0 должно быть большим. Замечено, однако, что K растет с увеличением P , так как вещества при усилении сжатия становятся более жесткими; dK/dP обычно равно 3—4. С повышением температуры K уменьшается, потому что вещества при нагревании становятся менее жесткими (почти всегда повышение давления или температуры оказывает *противоположный* эффект на физические свойства). Точное определение изменений K_T и K_S в зависимости от изменяющихся в широкой области давлений и температур в условиях Земли все еще остается основной проблемой геофизики.

Модули объемного расширения являются по существу членом, описывающим отталкивание в уравнении (2-8) для энергии решетки кристалла. Ранее уже было показано (стр. 84), что постоянная n , характеризующая потенциал сил отталкивания, определяется с помощью значений сжимаемости K . Изменения в величине K в зависимости от давления обусловлены тем, что атомы или ионы, ближе прижатые друг к другу, отталкиваются сильнее.

Тепловое расширение

Коэффициент теплового расширения α определяется из соотношения

$$\alpha = \frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P.$$

В анизотропных веществах эта величина представляет собой тензор второго ранга, связывающий деформации (изменения объема и формы), описываемые тензором второго ранга, со скалярной величиной — изменением температуры ΔT . Приведенный к главным осям этот тензор принимает вид

$$\begin{pmatrix} \alpha_1 & 0 & 0 \\ 0 & \alpha_2 & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_3 \end{pmatrix},$$

где α_1 , α_2 и α_3 — главные коэффициенты линейного расширения. В кубических кристаллах $\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3$, и сфера, вырезанная из такого кристалла, при равномерном нагревании остается сферой. Согласно принципу Неймана, тензор коэффициента теплового расширения должен содержать все операции симметрии кристалла, поэтому равномерное изменение температуры по всему объему не приводящее к полиморфным превращениям, не изменяет симметрии кристалла.

Обычно тепловое расширение положительно, хотя известны случаи, когда оно может оказаться и отрицательным (например, для воды при температурах 0—4° С). Есть такие минералы (например, кальцит или берилл), у которых некоторые из коэффициентов линейного расширения отрицательны, что указывает на сжатие этих кристаллов при нагревании по определенным направлениям.

Коэффициенты теплового расширения большинства минералов при обычных условиях составляют $(1-5) \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$; это значит, что изменение температуры на 100° приведет к изменению объема менее чем

на один процент. Коэффициент теплового расширения сильно зависит от температуры и равен нулю при $T = 0^\circ\text{K}$. Увеличение давления ведет к изменению α , аналогичному по характеру изменению β_T в зависимости от температуры, поскольку связь эта вытекает из самих определений величин α и β_T :

$$\left(\frac{\partial\alpha}{\partial P}\right)_T = -\left(\frac{\partial\beta_T}{\partial T}\right)_P. \quad (2-16)$$

Тепловое расширение возникает из-за «ангармоничности» колебаний решетки (о чем будет кратко сказано в гл. 4), т. е. вследствие того, что силы, возвращающие смещенный атом назад в его равновесное положение, не строго пропорциональны смещениям. В результате этого колебания атома происходят относительно смещенной позиции, что влечет за собой изменение размеров решетки. Естественно, что эффект возрастает с увеличением амплитуды колебаний, т. е. с повышением температуры. По этой же причине тепловое расширение становится равным нулю при $T = 0^\circ\text{K}$.

Двупреломление

В изотропном материале (например, стекле) электрическое поле напряженности E индуцирует смещение D согласно уравнению

$$D = \epsilon E,$$

где ϵ — диэлектрическая постоянная. Величины D и E являются векторами, и, как обычно, в анизотропном материале ϵ представляет собой симметричный тензор второго ранга, который, будучи приведенным к главным осям, имеет три главных значения — ϵ_1 , ϵ_2 и ϵ_3 . В области оптических частот показатель преломления n для изотропного материала определяется из соотношения

$$n = \sqrt{\epsilon} = \frac{c}{v},$$

где c — скорость света в вакууме, а v — его скорость в веществе. Следует ожидать, что в анизотропном материале должно быть три главных показателя преломления в соответствии с тремя главными значениями диэлектрической постоянной. Изменение показателей преломления анизотропной среды нагляднее всего можно представить с помощью поверхности второго порядка (оптической индикатрисы) формы

$$\frac{x^2}{n_1^2} + \frac{y^2}{n_2^2} + \frac{z^2}{n_3^2} = 1, \quad (2-17)$$

представляющей собой эллипсоид, значения главных полуосей которого равны главным значениям показателя преломления, отнесенным к главным осям тензора диэлектрической постоянной. Показатели преломления большинства силикатных минералов находятся в области 1,45—1,80; разность $n_3 - n_1$, называемая *двупреломлением*, редко превышает 0,1.

Из принципа Неймана следует, что в триклинных, моноклинных и ромбических системах индикатриса должна представлять собой трехосный эллипсоид (оси которого связаны с кристаллографическими осями так, как это показано на фиг. 2-83); в кристаллах гексагональной, тригональной и тетрагональной систем — эллипсоид вращения с выделенной главной осью, совпадающей с главной осью вращения, и в кубических кристаллах — сферу.

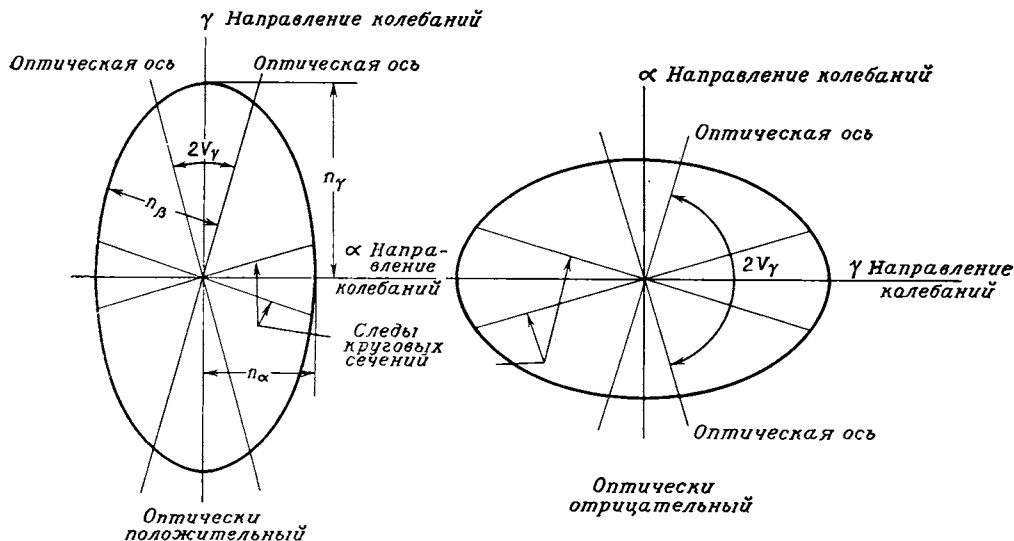
Луч света, входящий в изотропное твердое тело из вакуума, преломляется согласно закону Шнелля (гл. 10):

$$n = \sin i / \sin r,$$

где n — показатель преломления твердого тела, а i и r — соответствующие углы между нормальными к поверхности раздела и падающим и преломленным лучами. В анизотропных кристаллах ситуация сложнее,

Из закона Максвелла следует, что в общем случае не одна, а две волны с разными скоростями могут распространяться в кристалле для данной волновой нормали (волновая нормаль — направление, нормальное к «волновому фронту», или поверхности равных фаз). Это явление называется *двойным преломлением*. Эти две волны плоскополяризованы, и значения c/v для каждой из них называются показателями преломления этих волн. Показатели преломления можно определить следующим образом. Рассмотрим направление OP (волновую нормаль) и сечение индикатрисы, нормальное к OP . Это сечение представляет собой эллипс с меньшей полуосью OA и большей полуосью, скажем OB . Эти полуоси определяют два показателя преломления для двух волн с волновыми нормальными OP . Вектор смещения D для плоскополяризованной волны с показателем преломления OA колеблется вдоль OA , а с показателем преломления OB — вдоль OB . Заметим, что в общем случае вектор D не обязательно параллелен вектору электрического поля E , который лежит в плоскости, содержащей D и волновую нормаль. *Направление луча*, перпендикулярное E и вектору магнитного поля H в электромагнитной световой волне, в общем случае не параллельно волновой нормали. *Направление луча* — это направление распространения энергии $E \times H$. Угол между волновой нормалью и направлением распространения, равный углу между D и E , редко превышает несколько градусов. Поскольку две волны имеют разные показатели преломления, они неодинаково преломляются различными веществами, когда входят в кристалл или выходят из него. Так, черная точка, рассматриваемая через плоскопараллельную пластинку кальцита, представляется в виде двух точек; отсюда и название *двойное преломление*.

В кристаллах триклинной, моноклинной и ромбической систем три главные оси индикатрисы обозначаются буквами α , β , γ или X , Y , Z . Им соответствуют показатели преломления $n_\alpha < n_\beta < n_\gamma$. Индикатриса имеет два круговых сечения, пересекающиеся по оси β (Y) и симметрично расположенные по отношению к α (X) и γ (Z). Нормали к этим круговым сечениям называются оптическими осями. Две волны, у которых общая волновая нормаль перпендикулярна круговому сечению, распространяются с одинаковой скоростью; вдоль оптических осей нет двойного преломления. Кристаллы указанных выше классов оптически двухосны. Острый угол $2V$ между оптическими осями определяется величинами n_α , n_β , n_γ . Говорят, что кристаллы оптически положительны, когда γ (Z) является биссектрисой острого угла между оптическими осями, и отрицательны, когда эту роль играет α (X) (фиг. 2-84). Ценное геометрическое свойство оптических осей заключается в следующем: вообразим себе на плоскости, нормальной к направлению распространения, следы двух плоскостей, каждая из которых содержит волновую нормаль и оптическую ось. Тогда два направления колебаний для этих волновых нормалей являются биссектрисами углов между этими двумя следами. В кристаллах гексагональной, тригональной и тетрагональной систем, где индикатриса представляет собой эллипсоид вращения, для любого направления распространения направление колебаний одного луча («обыкновенного» луча) перпендикулярно главной оси кристалла. Направление колебаний второго, «необыкновенного», луча лежит в плоскости, содержащей направление распространения и главную ось. Существуют два главных показателя преломления n_o и n_e , соответствующие колебаниям, нормальным (обыкновенный луч) и параллельным (необыкновенный луч)



Фиг. 2-84. Сечение индикатрисы двухосного кристалла плоскостью $\alpha\gamma$ в оптически положительном и оптически отрицательном кристаллах.

главной оси. Индикатриса имеет одно круговое сечение, перпендикулярное главной оси, отвечающее, таким образом, единственному направлению, для которого отсутствует двойное преломление, т. е. оптической оси. Кристаллы этих классов симметрии одноосны — положительные, когда $n_e > n_o$, и отрицательны, когда $n_o > n_e$. У одноосных положительных кристаллов индикатриса — вытянутый эллипсоид вращения; у отрицательных — сплюснутый.

У кубических кристаллов индикатриса представляет собой сферу. Показатель преломления имеет одинаковое значение для всех направлений колебаний. У таких кристаллов нет двойного преломления, и они оптически изотропны.

Показатели преломления зависят обычно от длины волны света; это явление называется *дисперсией*. Поглощение также зависит от длины волны (цвета) и направления колебаний. Некоторые анизотропные окрашенные минералы имеют различную окраску (*плеохроизм*) в зависимости от ориентации плоскости по-

ляризации света по отношению к кристаллографическим осям. В одном двухосном кристалле можно увидеть три разные окраски, но в одноосном — только две. Петрографический (поляризационный) микроскоп используется для определения показателей преломления, окраски и плеохроизма, дупреломления, угла оптических осей и знака дисперсии, а также для привязки осей индикатрисы к наблюдаемым кристаллографическим направлениям (следам плоскостей спайности, осям двойникования и т. д.). Большинство породообразующих минералов легко определяется по этим свойствам.

Рассмотрим кратко, как связаны преломление и дупреломление с атомной структурой и кристаллохимией. Электрическое поле световой волны, падающей на кристалл, действует на все имеющиеся в нем электрически заряженные частицы. Ионы оказываются слишком тяжелыми для того, чтобы осциллировать с высокой частотой, отвечающей области видимого света, электроны же могут реагировать на такое возбуждение. Таким

образом, электрическое поле вызывает быстрые осцилляции электронных облаков, окружающих все атомные ядра. Смещение заряда $(+e)$ на расстояние x эквивалентно добавлению заряда $(-e)$ в первоначальной позиции и появлению заряда $(+e)$ в смещенной позиции. Эффект от такого изменения зарядов эквивалентен действию диполя ex . Если поляризацию определять как суммарный вектор всех диполей, индуцируемых в единице объема электрическим полем E , то диэлектрическая постоянная будет определяться из уравнения $\epsilon = 1 + 4\pi\rho/E$. Значение диэлектрической постоянной для определенного направления является, таким образом, мерой той относительной легкости, с которой в этом направлении могут быть деформированы электронные облака. Деформируемость, или «поляризуемость», атома или иона в кристалле зависит от того, насколько прочно связаны электроны со своими атомами, что в свою очередь зависит от зарядов на ядрах, числа электронов, окружающих их, и их пространственного распределения, отражающего тип связи (например, ионный или ковалентный). Поляризуемость зависит также от природы и характера расположения ближайших атомов или ионов, электрические поля которых могут подавить или усилить деформацию. Например, сильное двупреломление кальцита CaCO_3 и вообще всех карбонатов возникает из-за того, что плоские тригональные группировки $[\text{CO}_3]^{2-}$ деформируются гораздо легче, когда вектор электрического поля лежит в плоскости этой группировки, чем когда он перпендикулярен ей. Обычно для многих минералов получается довольно хорошее согласие между наблюдаемыми и вычисленными значениями поляризуемости, что подтверждает в общем ионный характер связи в них и обычно принимаемые значения ионных радиусов (таблица 2-17).

Упругость

До сих пор рассматривавшиеся нами свойства описывались симметричными тензорами второго ранга. Большая часть физических свойств кристаллов относится именно к такому типу. Теперь же мы кратко остановимся на более сложном свойстве (упругости), которое описывает однозначную связь между двумя тензорами второго ранга (напряжениями и бесконечно малыми деформациями) и выражается, таким образом, тензором четвертого ранга. Тензоры напряжений и деформаций определены в гл. 8.

Общая закономерность в описании упругих свойств — закон Гука, устанавливающий, что напряжения пропорциональны обратимым деформациям, — может быть распространена на линейное соотношение между шестью независимыми компонентами напряжений и шестью компонентами деформации (гл. 8). Для кристаллов нельзя использовать никаких предположений относительно изотропии деформаций, поэтому каждую компоненту напряжений необходимо записывать как линейную функцию всех компонент чистых деформаций и наоборот; в результате получаются две группы из шести уравнений, которые в матричной форме имеют вид

$$\sigma = C\varepsilon \quad (2-18)$$

или

$$\varepsilon = S\sigma. \quad (2-19)$$

Уравнение (2-19), записанное в полной форме, выглядит следующим образом:

$$\begin{pmatrix} \varepsilon_x \\ \varepsilon_y \\ \varepsilon_z \\ \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{xz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} c_{11}c_{12}c_{13}c_{14}c_{15}c_{16} \\ c_{21}c_{22}c_{23}c_{24}c_{25}c_{26} \\ c_{31}c_{32}c_{33}c_{34}c_{35}c_{36} \\ c_{41}c_{42}c_{43}c_{44}c_{45}c_{46} \\ c_{51}c_{52}c_{53}c_{54}c_{55}c_{56} \\ c_{61}c_{62}c_{63}c_{64}c_{65}c_{66} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \\ \sigma_{xy} \\ \sigma_{yz} \\ \sigma_{xz} \end{pmatrix}. \quad (2-20)$$

Точно так же можно записать и уравнение (2-18). Каждая из матриц C и S

содержит по 36 компонент (соответственно c_{ij} и s_{ij} , $i, j = 1, 2, 3, 4, 5$ и 6) и преобразуется в другую так, что

$$CS = I,$$

где I — единичная матрица. Компоненты c_{ij} называются постоянными упругой жесткости, или модулями упругости, а компоненты s_{ij} — постоянными упругой податливости (или упругими постоянными).

Строго говоря, тензор упругости имеет 81 компоненту, связывающую девять компонент напряжений с девятью компонентами деформаций; однако, если учесть симметрию компонент напряжений и тензора, компонент деформаций (гл. 8), это число можно сократить до 36. Далее можно показать, что матрицы C и S симметричны относительно главной диагонали, поэтому число независимых компонент можно еще сократить с 36 до 21.

В общем случае в анизотропном теле свойства упругости должны описываться 21 независимой упругой постоянной. Триклинные кристаллы с симметрией 1 и $\bar{1}$ отвечают этим условиям. В других кристаллах операции симметрии снижают число независимых компонент в соответствии со схемой, представленной в табл. 2-21.

ТАБЛИЦА 2-21

Упругие компоненты кристаллов

Система и класс	Число независимых коэффициентов
Триклинная (все классы)	21
Моноклинные (все классы)	13
Ромбическая (все классы)	9
Тетрагональная (классы $4, \bar{4}, 4/m$)	7
Тригональная (классы $3, \bar{3}$)	7
Тетрагональная (классы $4mm, \bar{4}2m, 422, 4/m 2/m 2/m$)	6
Тригональная (классы $3m, \bar{3}2/m$)	6
Гексагональная (все классы)	5
Кубическая (все классы)	3

Для упруго изотропного тела (группа $\infty/m \infty/m \infty/m$) таких независимых коэффициентов всего два.

Большинство порообразующих кристаллов — низкосимметричные кристаллы (триклинные и моноклинные), и их упругие свойства настолько сложны, что их трудно или даже невозможно определить. Позднее мы увидим, что породы могут быть упруго изотропными или анизотропными в зависимости от природы и характера распределения слагающих их кристаллических минералов.

Как и сжимаемость, константы упругой жесткости и упругой податливости могут быть измерены при изотермических и адиабатических условиях; разность между этими двумя измерениями оказывается обычно довольно значительной.

В изотропных телах имеются лишь две независимые константы c_{11} и c_{44} ; первая из них идентична модулю объемного расширения, а вторая обычно называется модулем сдвига (гл. 8).

Упругие константы играют такую же роль в распространении упругих волн, как и диэлектрические постоянные в распространении света. Можно показать, что через изотропную твердую среду могут пройти только два типа упругих волн, распространяющихся с различными скоростями и не зависящих от направления распространения. В анизотропных веществах имеются обычно три типа волновых движений при данном направлении распространения в соответствии с тремя различными направлениями движения частиц; все три волны имеют различные скорости, обычно изменяющиеся в зависимости от направления распространения. Интерпретация сейсмограмм (т. е. записей упругих колебаний, распространяющихся в Земле от центра землетрясения) обычно проводится в предположении, что Земля упруго изотропна, что, возможно, и не всегда оправдано.

Пластичность

Ряд наблюдений позволяет предполагать, что твердые породы коры и мантии способны к течению без разрыва. Первоначально горизонтально залегающие осадочные слои изгибаются в сложно смятые образования без видимых признаков разлома, а метаморфические породы земной коры обычно обнаруживают структурные особенности, объясняемые только при наличии интенсивных и повторных деформаций в твердом состоянии (гл. 3).

Хотя эти течения, по всей видимости, могут иметь различный характер (гл. 8), некоторые наблюдающиеся структурные особенности указывают на то, что кристаллы породообразующих минералов могут искажаться или «растекаться» под действием напряжений, т. е. в этом случае деформация в противоположность только что описанной упругой деформации уже не является обратимой и не описывается законом Гука. Такие деформации обычно называются *пластическими*, если для их проявления необходимы напряжения более высокие, чем при упругих деформациях, и *ползучими*, если они зависят от времени действия приложенных напряжений той же величины, которые при кратковременном действии вызывает лишь упругие деформации (гл. 4, 8).

Очень многие технологические процессы при современном производстве определяются тем, что кристаллические материалы (и особенно металлы) пластичны и могут принять нужную форму, не претерпевая при этом разрывов. Большинство твердых материалов, используемых в промышленности, как и большая часть пород, представляет собой поликристаллические агрегаты, и их особенности определяются главным образом пластическими свойствами кристаллов, из которых они состоят. Хотя в области пластичности кристаллов экспе-

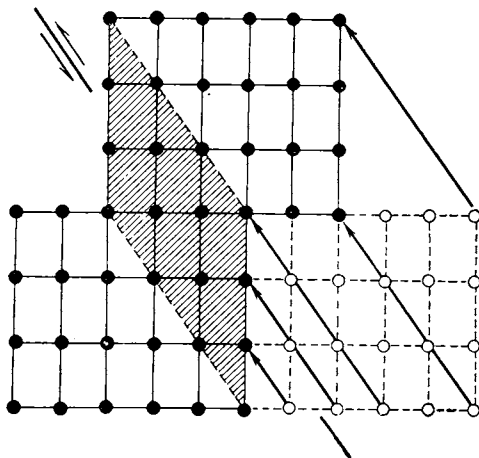
риментаторы уделяли основное внимание деформации и текучести металлов, в последнее время начал проявляться интерес и к упругим свойствам кристаллов других типов (особенно ионных кристаллов) частично из-за развития керамической промышленности, а частично из-за стремления ученых понять условия и механизм течения минералов и пород в Земле.

Все экспериментальные исследования «пластических» изменений твердых тел разделяются на две большие группы (гл. 8). Более ранним и более общим типом этих исследований является феноменологический, характеризующийся тем, что экспериментально устанавливается соотношение между напряжениями и дифференциальными деформациями и не принимаются во внимание истинные физические процессы, происходящие при этом. Математическая теория пластичности — механика сплошных сред, используемая инженерами, — является теоретической основой этих исследований. Недавно возникла новая, физическая, теория пластичности твердых тел, в которой учитываются атомная структура и обусловленная этим микроскопическая анизотропия механических свойств кристаллов. Эти теории все еще далеки от завершения, особенно когда речь идет о сложных кристаллах; но уже сейчас можно получить достаточно большое количество информации о пластических деформациях в монокристаллах и об особенностях поведения наиболее простых поликристаллических объектов.

Ниже мы кратко рассмотрим несколько важных фактов, установленных при изучении пластических деформаций кристаллов, и в первую очередь кристаллов минералов. Поскольку наша цель — изучить течение пород в природных условиях, мы рассмотрим также пластичность при повышенных температурах и давлениях.

Пластическое течение. Некоторые монокристаллы, вырезанные в виде куба или цилиндра, отполированные и нагруженные при атмосферном давлении и комнатной температуре в установке для инженерно-геологических испытаний, могут необратимо удлиняться или укорачиваться на небольшую величину без разрыва.

Другие кристаллы, в том числе большинство силикатов, должны некоторое время выдерживаться при довольно высоких температурах и давлениях, прежде чем в них станут возможными подобные эффекты. В большинстве экспериментов такого рода обнаруживается, что после деформации полированная поверхность перестает быть гладкой и на ней появляются группы полосок. Изучение этих материалов под микроскопом показывает, что полосками обычно кажутся ступеньки на поверхности кристалла, представляющие собой проявления тонких ламинарных зон интенсивных деформаций, отделенных практически недеформированными пластинками. Более того, ламинарные зоны, вдоль которых концентрируются деформации, как правило, параллельны рациональным плоскостям в кристалле, обычно с простыми индексами Миллера. С помощью этих экспериментов уже давно удалось установить, что пластическая деформация кристалла вызывается скольжением слоев атомов друг по другу в определенных плоскостях (*плоскостях скольжения*) и в определенных направлениях (*направлениях скольжения*). Оба эти параметра определяются атомной структурой кристалла и, как правило, представляют собой кристаллографические плоскости и линии, вдоль которых атомы плотно или наиболее плотно упакованы. Из закона Браве следует, что эти плоскости являются также наиболее часто встречающимися гранями кристаллов. В результате таких смещений (фиг. 2-85)



Фиг. 2-85. Скольжение в кристалле.

кристаллическая структура не нарушается, и единственным очевидным доказательством того, что смещение произошло, может служить появление вышеупомянутых «ступенек» на поверхности кристалла. При небольших деформациях обычно деформируется лишь часть кристалла, и на полированной поверхности его появляются полоски (группы ступенек). Однако, если деформация относительно однородна, помимо изменения формы, не обнаруживается никаких других очевидных эффектов. В некоторых кристаллах имеется только одна плоскость скольжения и одно направление (их комбинация называется *системой скольжения*); в других присутствует несколько таких групп, и скольжения по ним могут происходить в одно и то же время. Какая из систем скольжения окажется наиболее эффективной в данном кристалле, зависит от двух факторов. Первый из них — распределение напряжений. Для того чтобы произошла пластическая деформация в кристалле, вдоль возможной плоскости скольжения в направлении скольжения должно действовать напряжение сдвига вполне определенной величины. Если это напряжение (называемое пределом текучести) не будет достигнуто, никакого

сдвига не произойдет. В кристаллах с двумя возможными системами скольжения с различными пределами текучести скольжение может даже начаться в системе с более *высоким* пределом текучести, если для нее ориентация по отношению к главным осям напряжений окажется предпочтительнее. Второй фактор — симметрия кристалла. Если существуют системы плоскостей и направлений скольжения, повторяющиеся операциями точечной группы кристалла, то должны присутствовать и другие системы скольжения; поскольку все эти системы связаны операциями симметрии, пределы текучести для них равны. Таким образом, если в высокосимметричном кристалле скольжение происходит по одной из подходяще ориентированных систем, то все другие системы, связанные с данной операциями симметрии, также являются системами скольжения кристалла. Например, если в кристалле класса $4/m \bar{3} 2/m$ (скажем, меди) наблюдается скольжение по плоскости $\{111\}$ в направлении $[1\bar{1}0]$, то в этом кристалле при таких же напряжениях могут происходить сдвиги по всем четырем плоскостям $\{111\}$, в каждой плоскости в трех направлениях, задаваемых формой $\langle 1\bar{1}0 \rangle$, что приводит к наличию 12 физически различных систем скольжения¹. В низкосимметричных кристаллах (например, относящихся к группе $\bar{1}$) наблюдающаяся система скольжения будет единственной. Поэтому можно ожидать, что высокосимметричные кристаллы будут более текучими, чем низкосимме-

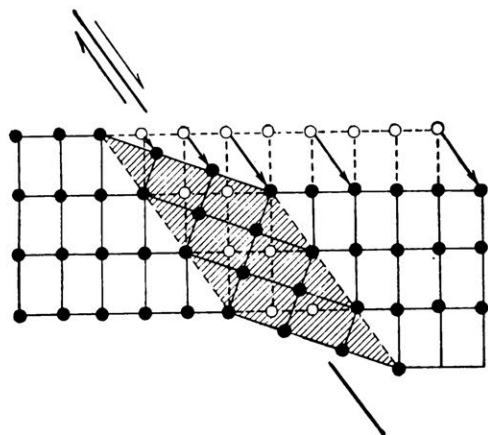
тричные. Большинство металлов относится к высокосимметричным кристаллам. Свойства ползучести таких агрегатов определяются тем, что каждое зерно обычно содержит большое число систем скольжения; таким образом, почти при любом распределении напряжений некоторые из зерен окажутся подходяще ориентированными. Кроме того, плоскости и направления с плотнейшей упаковкой (наиболее предпочтительные для скольжения, поскольку в этом случае расстояние между атомами, а следовательно, и вектор сдвига меньше) имеются в металлах с г. ц. к.- и г. п. у.-структурами и, как правило, отсутствуют в относительно открытых структурах некоторых наиболее распространенных низкосимметричных силикатов, например кварца и полевых шпатов.

Большинство породообразующих силикатов кристаллизуется в моноклинной или триклинной системах, в которых имеется только одна система относительно легкого скольжения. По этой причине многие силикаты не проявляют заметной текучести, хотя некоторые из них могут пластически деформироваться при повышенных температурах и давлениях, когда действенными оказываются системы скольжения, не проявляющиеся при нормальных условиях. Некоторые несиликатные породообразующие минералы, особенно кальцит, галит, лед и гипс, чрезвычайно текучи при низких или умеренных температурах и давлениях.

Более доскональное исследование ламинарных областей скольжения в природных и экспериментально деформированных кристаллах показывает, что не во всех из них происходят простые смещения, описанные выше, а в действительности имеют место и другие типы деформаций, а именно:

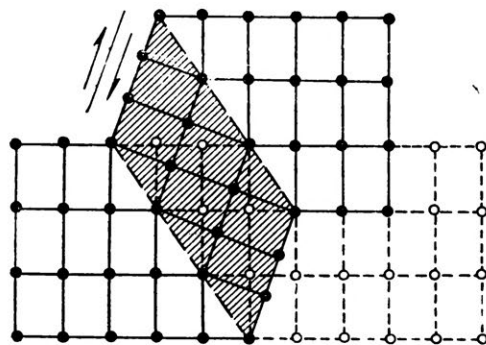
1. *Механическое двойникование*. Каждый отдельный решеточный слой

¹ Не все 12 из этих систем скольжения независимы. Комбинация некоторых из них приводит к взаимному гашению, т. е. к нулевой деформации; комбинация некоторых других приводит к простому вращению тела. Можно показать, что только пять из этих систем скольжения действительно независимы и что они могут быть выбраны из 12 с помощью 384 различных способов.



ФИГ. 2-86. Механическое двойникование (показано схематически).

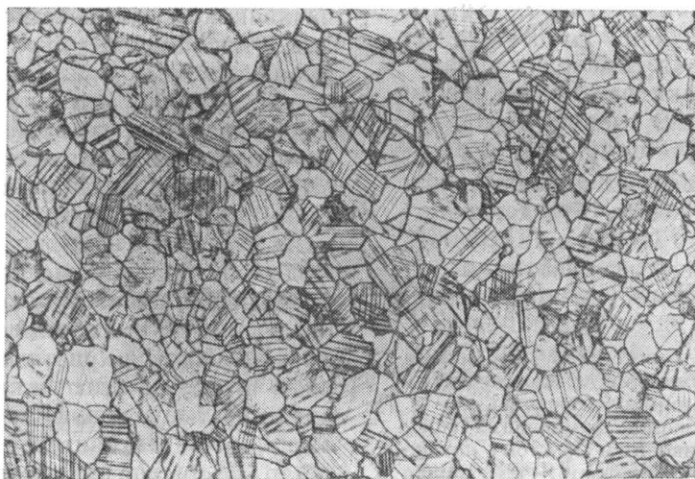
смещается в результате скольжения на определенную долю межатомного расстояния. Так образуются деформированные пластинки со своей решеткой, сдвойникованной по отношению к недеформированному кристаллу (в упрощенном варианте это показано в двумерном представлении на фиг. 2-86). Деформации в сдвойникованных пластинках строго ограничиваются геометрией двойников. Механическое двойникование



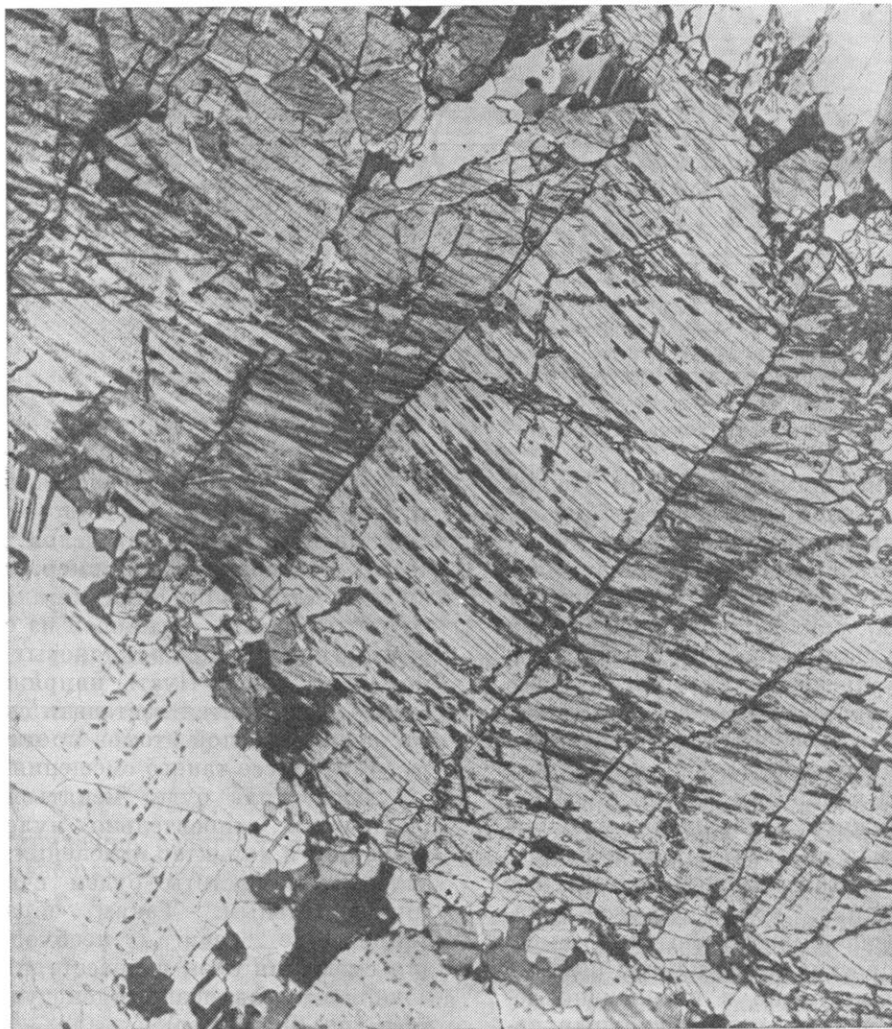
ФИГ. 2-88. Образование полос изгиба (показано схематически).

наблюдается и в природных кристаллах и может быть получено искусственно во многих кристаллах—кальците по $\{01\bar{1}2\}$, доломите по $\{02\bar{2}1\}$ (фиг. 2-87), диопсиде по $\{001\}$.

2. *Изгиб.* Изгиб или полосы изгиба представляют собой пластинчатые области напряжений, в пределах которых плоскости активного скольжения круто наклонены к границам этих областей (фиг. 2-88). В идеальном случае изгиб ограничен плоской поверхностью, наклоненной симметрично к соответствующей по высоте системе скольжения в изогнутом



ФИГ. 2-87. Пластически деформированные кристаллы доломита, обнаруживающие спайность по $\{02\bar{2}1\}$ (в плифе).

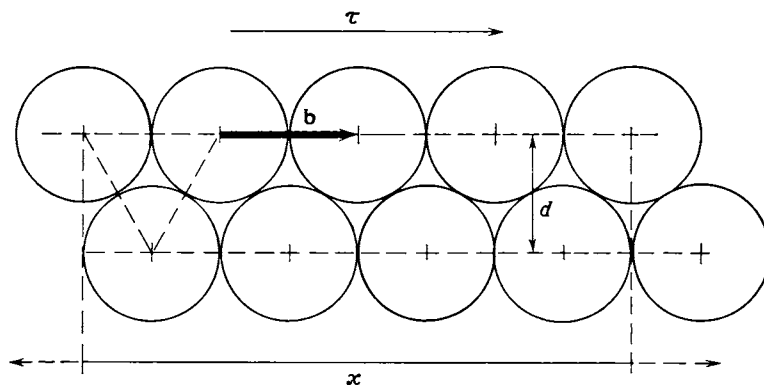


Фиг. 2-89. Полосы изгиба в кристаллах гиперстена, деформированных в природных условиях.

Ширина полос около 1 мм.

и недеформированном кристалле. Но и отклонения от этой идеальной ориентировки обычны. Полосы изгиба, подобно двойниковым пластинкам, оптически различимы благодаря кристаллографической ориентировке. В них проявляются известные следы напряжений в кристаллах слюды, кианита, брусита, энстатита (фиг. 2-89) и других минералов.

3. *Сдвиговые превращения.* Структуры, подобные возникающим при изгибе, получают экспериментально в некоторых минералах, представляющих полиморфную модификацию исходного кристалла. Сдвиговая деформация в этой области происходит в результате превращения минерала в новую модификацию. Для того чтобы часть, претерпевшая превращение, непрерывно переходила



Фиг. 2-90. Плотная упаковка атомов.

в неизмененную, граница между ними должна представлять эффективно инвариантную плоскость (т. е. плоскость с небольшим искажением или без искажения превращенной решетки), как это проявляется также при двойниковании и изгибе. Подобные превращения иногда называются когерентными в соответствии с этими их особенностями. В качестве наиболее детально описанного примера в породах земной коры может служить превращение в полосах изгиба энстатита (ромбического) в клиноэнстатит (моноклинный). Это превращение, наблюдавшееся сначала экспериментально при высоких скоростях деформации, недавно было обнаружено в интенсивно деформированных ультраосновных породах в центральной части Австралии. Подобные превращения могут играть существенную роль в мантии. Эти три типа пластической деформации в сочетании с простым или многократным скольжением в огромной степени увеличивают возможности течения в кристаллах и поликристаллических агрегатах.

Дислокации. Метод, использованный ранее для описания пластической деформации, пригоден для многих целей. Но простые расчеты, основанные на данных о кристаллической структуре, уже давно показали, что некоторые пластические свойства

кристаллов не всегда удастся получить в этой модели; особенно это относится к значениям пределов текучести. Рассмотрим, например, часть простой структуры типа металлического кристалла, состоящей из однородно упакованных одинаковых атомов (фиг. 2-90). Пусть напряжение сдвига τ стремится заставить скользить верхний слой атомов по нижнему. В процессе такого смещения действующая сила будет меняться периодически относительно нулевого значения, и характер изменения этой силы для простоты будем считать синусоидальным. Таким образом, напряжение сдвига, необходимое для смещения слоя на расстояние x , может быть записано в следующем виде (по Френкелю):

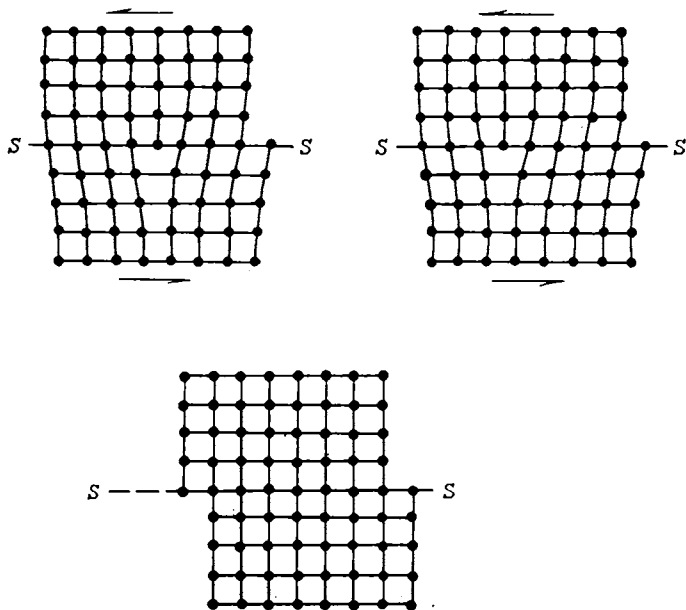
$$\tau = P \sin \frac{2\pi x}{b}, \quad (2-21)$$

где b — величина вектора решетки \mathbf{b} в направлении смещения, P — константа, зависящая от модуля сдвига μ для материала. В случае упругой деформации $\tau = \mu x/d$, где d — межплоскостное расстояние; тогда из уравнения (2-21) получим

$$\frac{\mu x}{d} = P \frac{2\pi x}{b}$$

и

$$P = \frac{\mu b}{2\pi d}. \quad (2-22)$$



Фиг. 2-91. Движение дислокации вдоль плоскости скольжения SS .

Подставив уравнение (2-22) в уравнение (2-21), получим

$$\tau = \frac{\mu b}{2\pi d} \sin \frac{2\pi x}{b}.$$

Напряжение сдвига τ имеет максимальное значение, когда $\sin 2\pi x/b = 1$, т. е.

$$\tau_{\max} = \frac{\mu b}{2\pi d}.$$

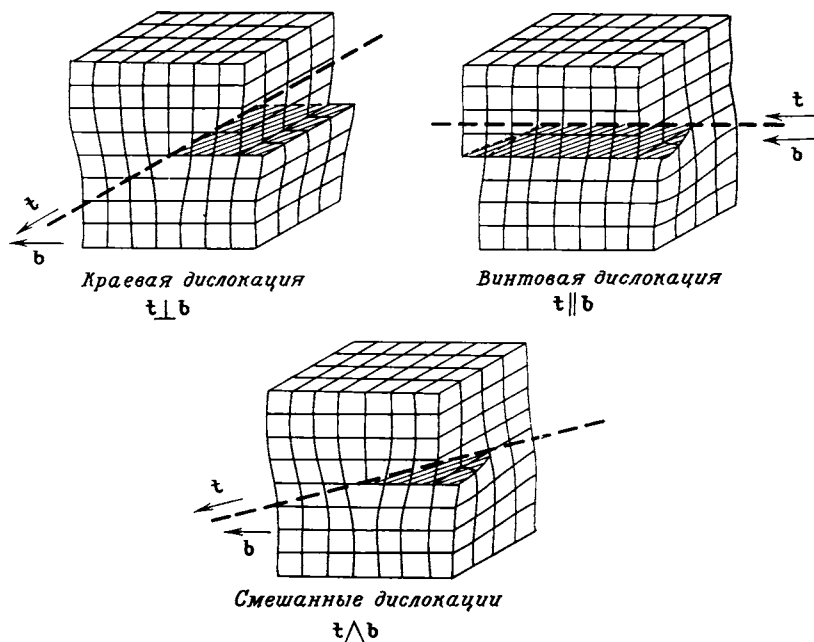
Для модели, изображенной на фиг. 2-90,

$$\frac{b}{d} = \frac{2}{\sqrt{3}} \text{ и } \tau_{\max} = \frac{\mu}{\sqrt{3}\pi} \simeq \frac{\mu}{5,5}.$$

Этот результат (как и более точный, основанный на более реалистичной модели $\tau_{\max} \simeq \mu/30$) явно расходится с экспериментальными данными по металлам, для которых $\tau_{\max} \simeq 10^{-3} - 10^{-4}$. Пластичные кристаллы, таким образом, оказываются на несколько порядков слабее, чем это следует из простой модели скольжения.

Это противоречие было объяснено теоретически Тейлором и другими исследователями. Они предположили,

что атомы в смещенном слое одновременно перемещаются в следующую равновесную позицию не все вместе, а смещение их в зависимости от времени осуществляется таким образом, что происходят нарушения в кристаллической структуре, называемые дислокациями; последние распространяются вдоль плоскости скольжения в направлении скольжения (как показано на фиг. 2-91 для простой кубической решетки). Можно показать, что для перемещения такой дислокации необходимо гораздо меньшее напряжение сдвига, чем это требуется в модели скольжения, а окончательный эффект, когда дислокация пройдет по всей длине плоскости скольжения, будет тем же самым. Хотя существование дислокаций было предсказано сначала теоретически, они позднее были обнаружены во многих типах экспериментов, а при современном развитии техники их можно даже наблюдать непосредственно. По дислокациям в настоящее время имеется очень обширная и раз-



Фиг. 2-92. Типы дислокаций.

посторонняя литература, касающаяся их геометрических и механических взаимодействий, а также влияния дислокаций на свойства и рост кристаллов.

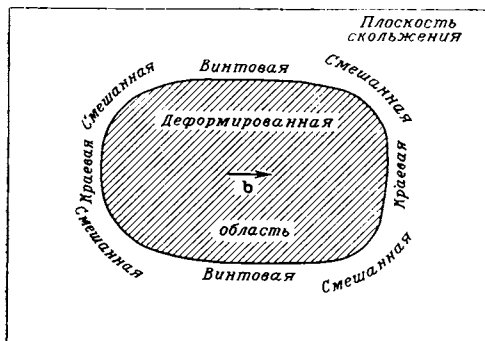
Дислокация представляет собой линейное нарушение, легче всего наблюдаемое в тех случаях, когда оно отделяет сдвинутую часть кристалла от несдвинутой в плоскости скольжения. В действительности дислокация может двигаться так, что это разобщение совершенно произвольно. Линия дислокации может кончаться на границах кристалла или может описывать замкнутую кривую в плоскости, целиком лежащую в кристалле. Поскольку направление и величина смещения определяются вектором решетки, дислокация связывает с ним вектор \mathbf{b} (называемый вектором Бюргерса), который определяет величину и направление движения дислокации при трансляции атомов. Если локальное направление линии самой дислокации определяется единичным вектором \mathbf{t} , то

это дает возможность различать три типа дислокаций (фиг. 2-92):

1. Дислокации, для которых \mathbf{b} перпендикулярно \mathbf{t} , называются *краевыми* и соответствуют обрыву кристаллографической плоскости.
2. Дислокации, у которых \mathbf{b} параллельно \mathbf{t} , называются *винтовыми*; они связывают параллельные слои атомов таким образом, что образуется изогнутая поверхность, закручивающаяся вокруг линии дислокации (являющейся осью винта).
3. Дислокации, у которых \mathbf{b} образует с \mathbf{t} некоторый ($\neq 90^\circ$) угол, называются *смешанными* и представляют собой комбинации чисто краевых и чисто винтовых типов.

В замкнутой дислокационной кривой в кристалле в разных ее местах имеются дислокации всех трех типов (фиг. 2-93).

Вектор Бюргерса для отдельной дислокации может быть определен путем построения контура из векторов трансляции решетки вокруг дислокации (контура Бюргерса). Вектор,

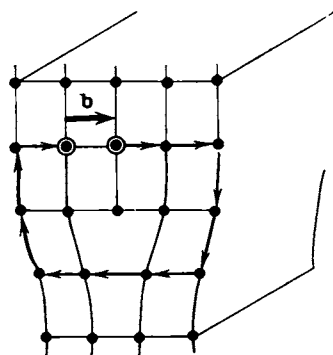


Фиг. 2-93. Дислокационная кривая.

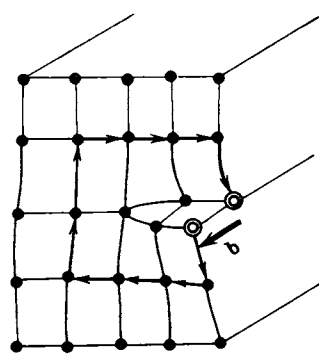
который нужно провести, чтобы замкнуть контур, и есть вектор Бюргерса \mathbf{b} (фиг. 2-94).

Дислокации термодинамически неустойчивы, но все природные кристаллы содержат их; естественно, что они играют решающую роль в процессах роста кристаллов. Большинство дислокаций способно двигаться под действием приложенных к ним напряжений, когда и сами дислокации, и соответствующие им векторы Бюргерса лежат в плоскости скольжения. Но случается иногда (особенно в процессах роста), что ни линия дислокации, ни вектор Бюргерса не лежат в плоскости скольжения. Это неподвижные (сидячие) дислокации. Присутствие и плотность дислокаций оказывают исключительное влияние на механические свойства кристалла. Мы уже отме-

чали, что дислокации обеспечивают скольжение при довольно незначительных напряжениях; другой эффект, обусловленный дислокациями, — упрочнение некоторых кристаллов с помощью примесных или дисперсных атомов (пример этому — углерод в железе). Первый эффект возникает из-за постоянного накопления взаимно отталкивающихся дислокаций одного знака на препятствиях в плоскости скольжения. Дислокации не только движутся под действием напряжений, но они и непрерывно создаются в «источниках» дислокаций, поэтому плотность дислокаций в деформируемом кристалле может непрерывно расти. Второй эффект частично возникает из-за взаимного отталкивания концентрических компактных дислокационных контуров, образующихся вокруг примесных атомов мигрирующими дислокациями. В таком случае для продвижения каждой отдельной дислокации необходимы повышенные напряжения. Трещины в кристаллах, по всей видимости, зависят от локальных образований больших отверстий на препятствиях в результате постепенного накопления дислокаций, которые уже не могут распространяться дальше. Это может происходить на границах зерен или внутри кристаллов, а возникшие нарушения могут действовать как ядра



Краевая дислокация



Винтовая дислокация

Фиг. 2-94. Контур Бюргерса и вектор \mathbf{b} для краевой и винтовой дислокаций.

при образовании больших трещин. Кристаллам с высокой плотностью дислокаций, например, подвергшимся сильной пластической деформации, отвечают повышенные значения свободной энергии. Такие кристаллы гораздо легче отжигаются или перекристаллизуются, чем кристаллы с низкой плотностью дислокаций. Можно показать, что многие кристаллы в породах, испытавших пластическую деформацию, часто почти полностью отожжены или «полигонизованы», т. е. дислокации на изгибах кристалла располагаются на относительно стабильных плоскостях, разбивающих кристалл на сегменты с несколько различной ориентацией решетки. Эти процессы относятся к категории термически возбуждаемых и диффузионных по своей природе, поскольку наблюдается «переползание» дислокаций, при котором дислокация переходит с одной плоскости скольжения на другую; вероятно, эти процессы играют важную роль и в «переползании» минералов и пород (гл. 8). Дислокации оказывают существенное влияние на диффузионные процессы и процессы роста вообще. Остаточное намагничивание кристаллов, исключительно важное для палеомагнитных исследований, обусловлено главным образом дислокациями.

Все рассмотренные выше типы пластических деформаций могут быть объяснены на основе движения дислокаций, и все они наблюдаются в минералах. Но наиболее распространенные порообразующие минералы сильно различаются по своей способности к пластическим деформациям. Так, кальцит имеет шесть плоскостей скольжения при умеренных температурах и давлениях и характеризуется пластичностью, в то время как гранат остается хрупким вплоть до высоких температур. В этом интервале находятся такие минералы, как слюда, пироксены, доломит, оказывающиеся пластическими

при соответствующих условиях, и во многих из них могут быть определены системы скольжения, проявляющиеся при естественных деформациях. В настоящее время о свойствах дислокаций в кристаллах минералов известно еще довольно мало ввиду сложности этих структур по сравнению с металлами. Но с помощью электронной микроскопии удастся сфотографировать дислокации в минералах типа кварца; установлено, что плотность их растет под действием пластической деформации. Пластические свойства кварца очень сложны и в значительной мере определяются присутствием в нем воды. Сухие кварцы остаются хрупкими вплоть до очень высоких температур и давлений.

Дифракция в кристаллах

Развитие современной минералогии и, конечно, всех областей физики твердого тела тесно связано с развитием квантовой теории и признанием квантово-волнового дуализма. Дифракция света (определяемая как любое отклонение светового луча от пути, предписываемого ему законами геометрической оптики) узкими щелями изучается с начала XIX в., и уже давно стало ясно, что для получения дифракционной картины от группы таких щелей или от дифракционной решетки расстояние между щелями должно быть близко к длине волны падающего света. В 1912 г. фон Лауэ предположил, что правильные трехмерные периодические структуры кристаллов могут играть роль дифракционной решетки для излучений с длиной волны, близкой к межатомным расстояниям в твердом теле, которые можно было приблизительно определить из числа Авогадро. Вскоре это предположение было подтверждено с помощью рентгеновских лучей, но из соотношения де Бройля, связывающего волновые и квантовые свойства, сле-

дует, что в данном случае могут оказаться подходящими и многие другие типы излучений. Уравнение де Бройля

$$\lambda = \frac{h}{mv}$$

связывает длину волны λ с массой m и скоростью v (h — постоянная Планка). Таким образом, для того чтобы получить излучение с длиной волны λ порядка одного ангстрема, которое могло бы рассеиваться кристаллом, можно использовать любой поток частиц, таких, как электроны, протоны, нейтроны и т. д.

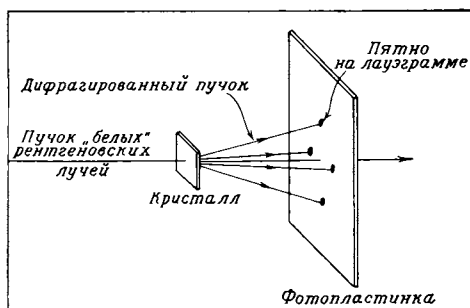
Дифракционные свойства кристаллов напоминают пластические в том отношении, что они становятся понятными только в случае учета внутренней структуры кристалла; никакой дифракции не может быть в истинно сплошном материале. Изучение дифракционных эффектов позволило получить огромный поток информации о тонких особенностях структуры и состава кристаллов, и во многих исключительно удобных определительских и других экспериментальных установках используются дифракционные устройства. Выбор используемого излучения зависит от постановки задачи. Рассеяние электронов и рентгеновских лучей, например, пропорционально электронной плотности, поэтому тяжелые атомы рассеивают сильнее, чем легкие. Далее, электроны можно легко фокусировать и получать любую желаемую длину волны. В противоположность этому нейтроны рассеиваются ядрами атомов, и в отличие от всех других методов с помощью нейтронов можно установить положение протонов в структуре; ввиду наличия у них магнитных моментов нейтроны могут взаимодействовать с атомами, обладающими магнитными моментами, и могут быть использованы для определения ориентации магнитных моментов в кристалле. Это последнее свойство очень

важно для понимания магнитных свойств минералов, таких, как магнетит (Fe_3O_4), на которых отражается магнитное поле Земли.

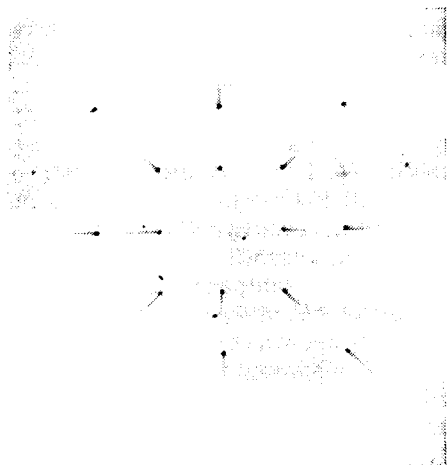
Минералогии чаще всего используют дифракционные эффекты, обусловленные рентгеновскими лучами. Современная кристаллография в значительной степени сводится к анализу кристаллических структур (включая и определение пространственной группы), заключающемуся в интерпретации огромного количества дифракционных данных, как правило, с помощью вычислительных машин. Рассмотрим кратко те основные принципы, на которых основываются дифракционные методы.

Дифракция рентгеновских лучей в кристаллах

Если параллельный пучок «белых» рентгеновских лучей (неотфильтрованное излучение, содержащее волны различной длины) будет падать на тонкую пластинку кристалла, помещенную перед фотографической пленкой, то при прохождении через пластинку пучок разделяется на отдельные пучки, которые, попав на фотопленку, дадут на ней ряд пятен (фиг. 2-95). Положения (но не интенсивности) пятен на этой пленке (лауэграммы) зависят от характера расположения атомов в кристалле. Например, на фиг. 2-96 приведена лауэграмма, полученная от пла-

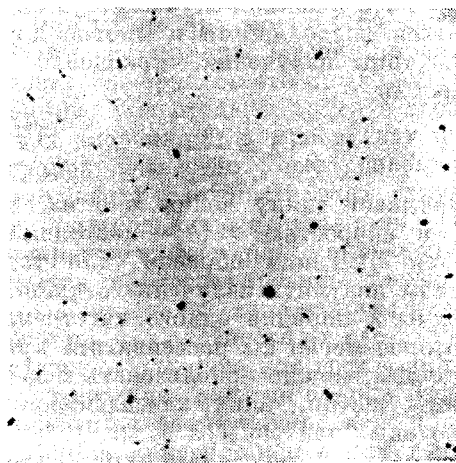


Фиг. 2-95. Получение лауэграммы.



Фиг. 2-96. Лауэграмма для направления $[100]$ в шпинели.

стинки шпинели (точечная группа $4/m \bar{3} 2/m$), когда падающий луч идет в кристалле по направлению $[100]$. Тетрагональная симметрия структуры, рассматриваемой в этом направлении, ясно отражается на дифрактограмме. Точно так же пучок, направленный вдоль $[111]$ (фиг. 2-97), явно будет указывать на наличие в кристалле в этом направлении оси третьего порядка. Таким образом, симметрия лауэграммы указывает на симметрию точечной группы кристалла, а сопоставление картин, полученных от пучков, падающих на кристалл под различными направлениями, дает возможность установить все элементы симметрии кристалла[†]. *Интенсивности* пятен на лауэграммах, кроме того, указывают на распределение электронной

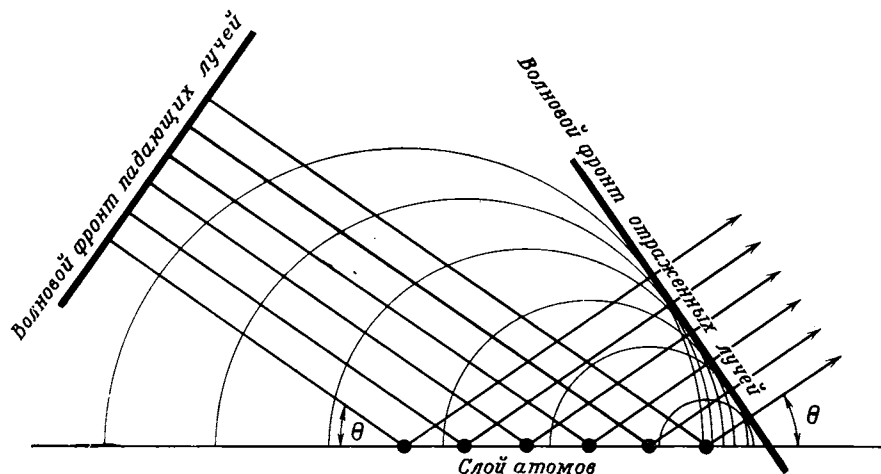


Фиг. 2-97. Лауэграмма для направления $[111]$ в шпинели.

плотности в кристаллической структуре.

Для того чтобы понять дифракцию в кристаллах, нужно принять во внимание, что кристаллы состоят из атомов, равномерно упакованных в равноотстоящих друг от друга параллельных плоскостях. В любом кристалле можно выбрать бесчисленное множество таких плоскостей, но лишь немногие из них (те, для которых индексы Миллера близки к нулю) характеризуются плотной упаковкой атомов. Для таких групп параллельных плоскостей межплоскостное расстояние d относительно велико. На фиг. 2-98 показано, что происходит, когда монохроматический пучок рентгеновских лучей с плоским волновым фронтом падает на атомную плоскость. Каждый атом ведет себя как электронный осциллятор и переизлучает волну, когерентную с падающей волной, но со сферическим волновым фронтом. Поскольку атомы распределены равномерно и плотно, данный падающий плоский волновой фронт переизлучается в виде плоской волны, как если бы происходило отражение от атомной плоскости по законам

[†] В действительности присутствие или отсутствие центра симметрии не может быть установлено по лауэграмме, и нецентросимметричные группы и группы, полученные путем добавления к ним операции инверсии $\bar{1}$, нельзя различить. Таким образом, кристалл может быть отнесен только к одной из 11 групп (групп Лауэ), которые соответствуют возможным центросимметричным точечным группам.

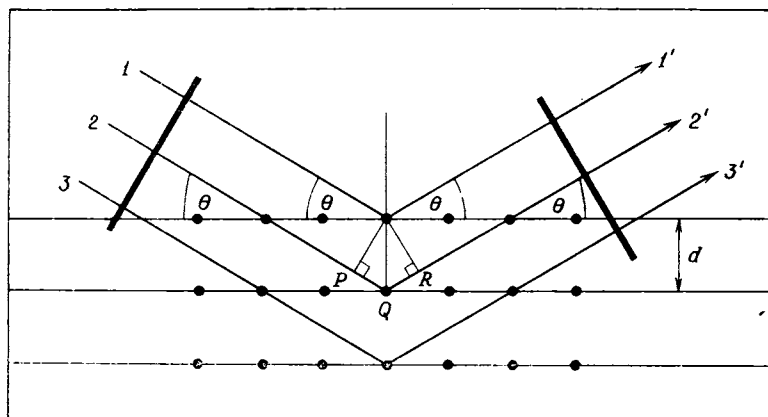


Фиг. 2-98. Отражение пучка рентгеновских лучей от слоя атомов.

оптического отражения при угле падения и отражения, равном θ . Подобное же отражение происходит от всех плоскостей в группе параллельных равноотстоящих друг от друга плоскостей, и обычно «отраженные» волны имеют разные фазы и могут интерферировать.

Чтобы сильный отраженный или дифрагированный пучок мог выйти из кристалла и запечатлеться на пленке, необходимо, чтобы волны, отраженные от группы параллельных

плоскостей, имели одну фазу. Для каждой пары плоскостей длина пути волны, отраженной от более удаленной от источника плоскости, больше, чем при отражении от более близкой плоскости, на величину $2d \sin \theta$, где θ — угол между падающим лучом и атомной плоскостью (угол скольжения), а d — межплоскостное расстояние (фиг. 2-99). Для того чтобы две отраженные волны усиливались, т. е. чтобы они имели одинаковые фазы, необходимо, чтобы



Фиг. 2-99. Закон Брэгга.

Путь $2 \rightarrow 2'$ длиннее пути $1 \rightarrow 1'$ на величину $2d \sin \theta$, где d — расстояние между атомными слоями, а θ — угол скольжения.

это увеличение длины пути было равно целому числу длин волн падающего излучения. Таким образом, соотношение между межплоскостным расстоянием, углом скольжения и длиной волны излучения имеет вид

$$n\lambda = 2d \sin \theta,$$

где n — целое число. Это и есть закон Брэгга, на котором основывается большинство исследований кристаллов рентгеновскими методами.

Из этого соотношения видно, почему лауэграмма, полученная с помощью «белых» рентгеновских лучей, содержит много пятен. В этом случае должно существовать много комбинаций λ и θ , дающих сильные отражения от различных групп подходяще расположенных атомных плоскостей. Отсюда с очевидностью следует, что возможен и другой метод, заключающийся в использовании рентгеновских лучей с единственной длиной волны (монохроматических рентгеновских лучей) и изменении ориентации кристалла, помещенного перед пучком, до тех пор, пока не получится сильное отражение. На практике обычно кристалл вращается последовательно относительно зон его главных осей, и определяются сильные отражения. Эти данные, увязанные с данными по интенсивностям отражений, могут в конечном счете дать ясную картину атомной структуры.

Кристаллографами разработаны также многие другие методы рентгеновских исследований. Даже присутствие или отсутствие операций пространственной группы, таких, как винтовые оси и плоскости скользящего отражения, может быть непосредственно установлено при наблюдении исчезновения рефлексов. Например, при наличии плоскости скользящего отражения требуется присутствие идентичного, но мнимого атомного слоя между двумя

подобными слоями. Волна, отраженная от этого мнимого слоя, полностью гасится волной, отраженной от подобных слоев (согласно закону Брэгга), и никакого дифрагированного луча не наблюдается.

Любая статья, посвященная результатам структурных исследований, может дать представление о сложности изучаемых в настоящее время структур и методов, применяемых для этого.

Рекомендуемая литература

По морфологической кристаллографии: *Bishop A. C.*, An Outline of Crystal Morphology, Hutchinson, London, 1967.

По структурной кристаллографии: *Phillips F. C.*, An Introduction to Crystallography, 3rd ed., Longmans, London, 1963.

По точечным и пространственным группам: *Buerger M. J.*, Elementary Crystallography, Wiley, New York, 1956; International Tables for X-ray Crystallography, 1, Kynoch Press, Birmingham, 1965.

По теории групп: *Alexandroff P. S.*, Theory of Groups, Blackie, London and Glasgow, 1959.

По методам матричного исчисления: *Schwartz J. T.*, Introduction to Matrices and Vectors, McGraw-Hill, New York, 1961; *Eisenman R. L.*, Matrix Vector Analysis, McGraw-Hill, New York, 1963.

По дифракционным методам исследования кристаллов: *Cohen J. B.*, Diffraction Method in Materials Science, Macmillan, New York, 1966; *Nuffield E. W.*, X-ray Diffraction Methods, Wiley, New York, 1966.

По химической минералогии: *Coulson C. A.*, Valence, Clarendon Press, Oxford, 1953; *Fyfe W. S.*, Geochemistry of Solids, McGraw-Hill, New York, 1964; *Orgel A. E.*, An Introduction to Transition-metal Chemistry, Methuen, London, 1966; *Pauling L.*, Nature of the Chemical Bond, Cornell Univ. Press, Ithaca, N.Y., 1960.

По применению теории кристаллического поля к минералогии: *Burns R. G.*, *Fyfe W. S.*, Crystal Field Theory and the Geochemistry of Transition Elements, in: Research in Geochemistry, P. H. Abelson, ed., Wiley, New York, 1967.

По описательной минералогии: *Dana J. D.* et al., The System of Mineralogy, 7th ed. (C. Palache, H. Berman, C. Frondel), 3 vols, Wiley, New York, 1944—1962 (см. русский перевод: Дэна Дж. и др., Система

минералогии, ИЛ, М., I, 1950; II, 1951; III, 1966); *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.*, Rock-Forming Minerals, Wiley, New York, 1962—1963 (см. русский перевод: *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.*, Породообразующие минералы, 1—5, «Мир», М., 1965—1966).

По физическим свойствам кристаллов: *Nye J. F.*, Physical Properties of Crystals, Oxford, New York, 1960; *Bhagavantam S.*, Crystal Symmetry and Physical Properties, Acad. Press, New York, 1966; *Crystals Perfert and Imperfect*, Walker and Co., New York, 1965; *A. Holden*, The Nature of Solids, Columbia Univ. Press, 1965.

По теории дислокаций: *Weertman J.*, *Weertman J. R.*, Elementary Dislocation Theory, Macmillan, New York, 1964; *Hirth J. P.*, *Lothe J.*, Theory of Dislocations, McGraw-Hill, New York, 1968.

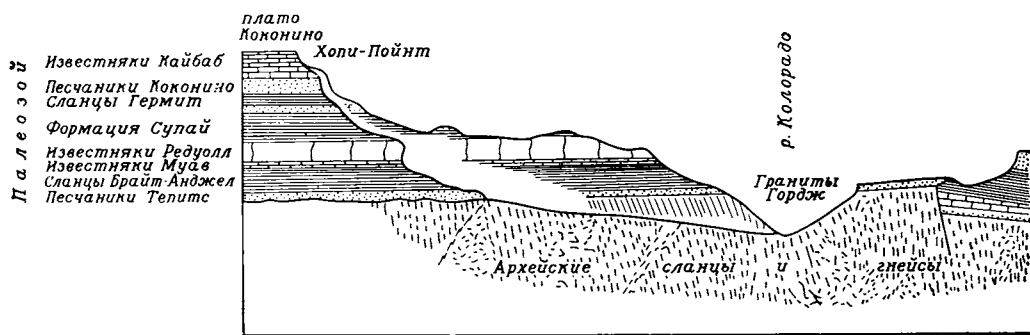
По физическим свойствам пород и минералов: *Handbook of Physical Constants*, S. P. Clark, ed., Geol. Soc. Am., Memoir 97, 1966 (см. русский перевод: Справочник физических констант горных пород, под ред. С. Кларка, «Мир», М., 1969).

По кристаллооптике: *Gay P.*, Crystal Optics, Longmans, London, 1967; *Wood E. A.*, Crystals and Light, Van Nostrand, Princeton, N.J., 1964; *Dana E. S.*, A Textbook of Mineralogy, 4th ed., revised By W. E. Ford, Wiley, New York, 1932; *Winchell A. N.*, Elements of Optical Mineralogy, Part 1, 5th ed., Wiley, New York, 1961 (см. русский перевод первого английского издания: *Винчелл А. Н., Винчелл Г.*, Оптическая минералогия, ИЛ, М., 1953).

Геологу, как и инженеру, приходится иметь дело со сложными объектами, свойства и поведение которых определяются не только химическим составом и обусловленными им особенностями, но также внутренней структурой, внешней геометрией форм, размерами и взаимными пространственными соотношениями таких объектов. Эти характеристики геологических объектов, или геологических тел, являются предметом изучения *структурной геологии*. В этой области геологии были выработаны своеобразные представления и методы, определяющиеся особенностями геологических объектов (природа геологических материалов, длительность геологических временных интервалов формирования, широкое разнообразие размеров геологических тел. В понятие «геологические тела» включаются разномасштаб-

ные объекты — от кристаллов до континентов.

Структурная геология дает геометрическое описание форм и внутренних структур геологических тел любых размеров и использует эти данные для реконструкции способов их образования и последующего преобразования, основываясь на происходящих на Земле физических процессах. В этой главе основное внимание будет сосредоточено на описании геологических структур и изложении некоторых методов их изучения. Их роль в выяснении генетических аспектов проблемы разобрана более подробно в последующих главах, а методы графического изображения приведены в приложении. Микроструктуры, характерные для кристаллов, уже рассматривались. Изучение прямо противоположных им по масштабам струк-



Фиг. 3-1. Геологический разрез участка Большого каньона реки Колорадо в Аризоне;

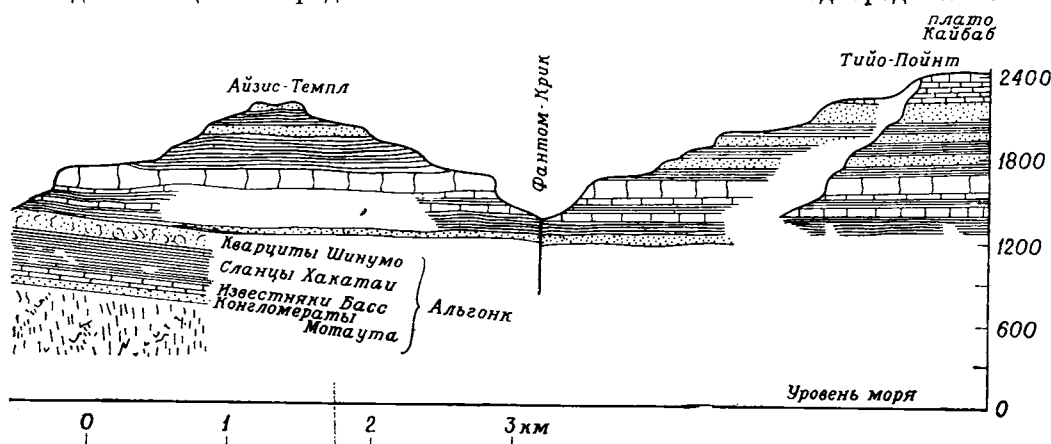
тур — структур Земли в целом — является задачей сейсмологов и геофизиков. Здесь мы рассмотрим структуры и формы тел в пределах доступной для наблюдения части земной коры.

В геологии термин «структура» (structure) употребляется в двояком смысле: 1) для обозначения особенностей взаимосвязи отдельных частей единого целого и 2) для общей характеристики сложных структурных построек. Так, пространственное распределение кристаллов минералов в породе определяет ее внутреннюю структуру, которая в свою очередь влияет на свойства породы как таковой. В крупном плане комплекс осадочных пород, обнажающихся близ дна Большого каньона реки Колорадо и перекрывающих метаморфические породы основания (фиг. 3-1), может считаться главной стратиграфической единицей, составными частями которой являются пласты отдельных типов пород. Каждый пласт достаточно однороден по своему облику и может быть выделен на геологическом разрезе (фиг. 3-1). От соседних пластов он отделяется достаточно четкими поверхностями несогласия. Пласты пород, их поверхности раздела и отчетливый контакт комплекса осадочных пород с подстилающими породами основа-

ния — все это относится к числу основных структурных элементов рассматриваемого осадочного комплекса.

Более сложная картина, чем та, которая изображена на крупномасштабном разрезе, представлена на вертикальном разрезе фиг. 3-2. Осадочный комплекс, примерно сопоставимый по составу исходных пород с комплексом фиг. 3-1, был вовлечен в складкообразование, подвергся разрывным деформациям и был пронизан телами изверженных пород (инъекция магмы, поступавшей снизу). Структурными признаками всего разреза служат пространственные соотношения и формы складчатых осадочных и интрузивных магматических пород, положение разломов и характер смещений по ним и множество других особенностей, отобразить которые на этом разрезе невозможно из-за его мелкомасштабности. Каждая самостоятельная складка может сама по себе рассматриваться в качестве структурной единицы в соответствии с приведенным выше вторым определением структур.

В каком бы масштабе ни проводились исследования, в любом случае геолог выделяет геологические тела, замеряет их параметры и фиксирует их положение, основываясь на той или иной степени однородности этих



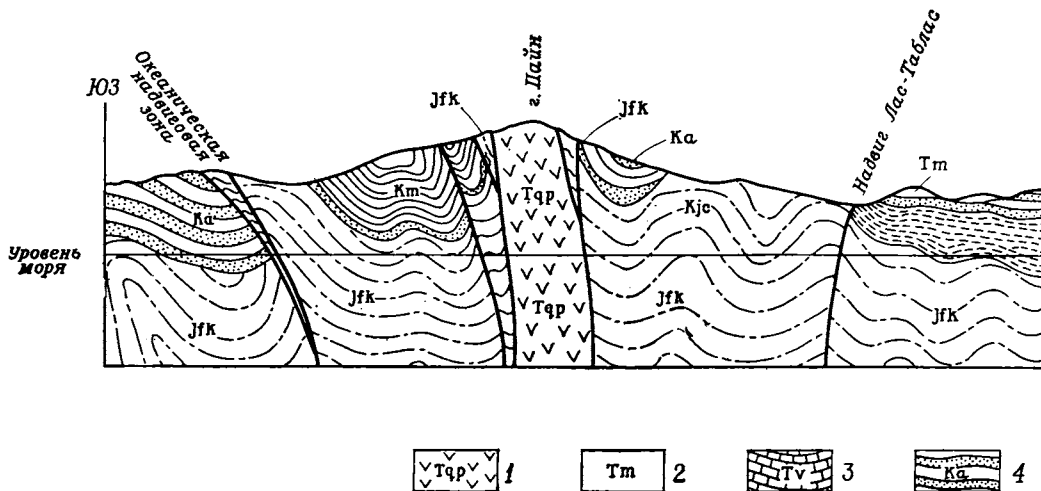
на разрезе изображены границы между главными формациями.

тел и характере поверхностей несогласия, или «контактов», отделяющих их друг от друга. Однородность — понятие относительное и зависит от масштаба исследований. Мощный горизонт осадочных пород на фиг. 3-1 можно считать однородным в том смысле, что он сложен в основном песчаниками, почти не содержащими глинистых сланцев. Он имеет форму полого лежащего пласта и может быть выделен, как это и сделано на фиг. 3-1, в качестве крупного тела, обладающего вполне конкретной формой, размерами, составом и некоторыми другими свойствами (цвет, пористость и т. д.). Однако при более тщательном изучении этого тела оно уже не будет выглядеть однородным. В его пределах выделяются более мелкие элементы, характер расположения и конфигурация которых определяют *внутреннюю структуру* (internal structure) тела. При рассмотрении особенностей внутреннего строения тела различаются тонкие прослои более глинистого состава; в них местами фиксируется мелкая трещиноватость и складчатость, являющие-

ся следствием неоднородной деформации во время образования осадков и вскоре после него и в то же время существенно не влиявшие на пологое залегание всего горизонта в целом. Внутренняя структура может быть детализирована в еще большей степени. При микроскопическом изучении образцов песчаников из разных слоев одного и того же горизонта выявляется их гетерогенность. Внутренняя структура их определяется составом, формой и характером распределения зерен слагающих минералов (например, кварца, полевых шпатов, глинистых минералов). Обычно внешние контуры тел мелкого масштаба являются элементами внутренней структуры более крупных тел.

Геологическое картирование

Геологическое исследование начинается в поле. И в настоящее время любое полноценное геологическое исследование начинается с полевых наблюдений; во время этих наблюдений внимание сосредоточивается



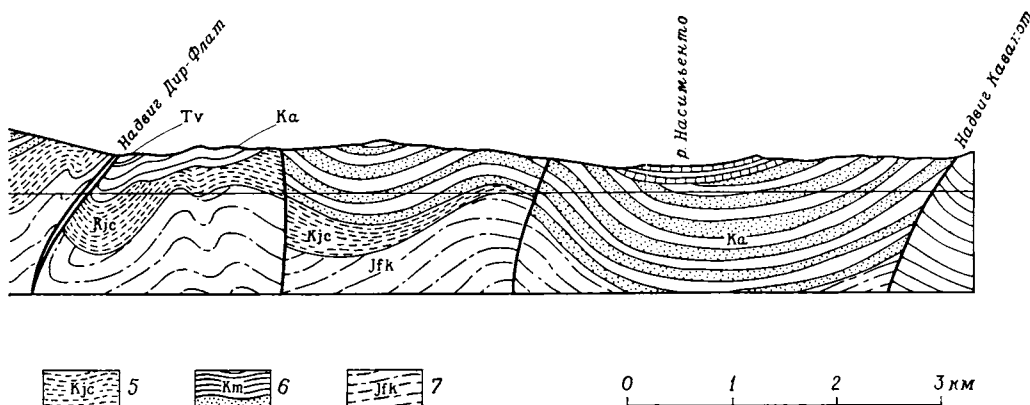
Фиг. 3-2. Вертикальный разрез

Показаны складчатость, разрывные нарушения и интрузивные породы (Taliaferro N. L., Cretaceous and Paleocene кварцевых порфиров среднего и верхнего миоцена; 2 — сланцы среднего миоцена; 3 — формация Ване — нижнемеловая формация Мармолехо, отделяющаяся от вышележащей толщи несогласием; 4 — верхний сняты), отделяется от выше-

на выяснении состава, форм, структур и пространственных соотношений геологических тел. Общее представление о составе пород можно получить с помощью простейшего снаряжения — молотка и увеличительной лупы. Положение структурных элементов, таких, как плоскости напластования, определяется с помощью горного компаса, в который вмонтирован клинометр. Этим же инструментом пользуются для фиксации места наблюдения и отбора образцов. Эти сведения вместе с другой имеющей к этому отношение информацией заносятся в полевой дневник и наносятся прямо на топографическую карту или аэрофотоснимок; они необходимы для составления геологической карты. Наиболее важным моментом, лежащим в основе приемов геологического картирования, является выделение удобных для картирования «маркирующих» горизонтов, или *формаций* (formation). Наиболее точное определение формации может быть сформулировано следующим образом: формация — это тело пород, достаточно однородных по составу и структуре, отделяющееся от окружающих пород достаточно четкими поверх-

ностями контакта, которые могут быть выделены и прослежены в поле и изображены на картах соответствующего масштаба в виде линии (линия контакта формации), ограничивающей распространение этих пород на местности. В общем случае формация — это самостоятельная в генетическом отношении единица, образовавшаяся в определенных геологических условиях. Нередко все породы единой формации имеют один и тот же возраст, или же их образование относится к определенному отрезку времени. Однако эта особенность не является обязательным свойством формаций; некоторые из них отчетливо пересекают временные границы, как это видно по изменениям характера окаменелостей или данным определения абсолютного возраста в различных частях формации (гл. 4).

Геолог определяет границы формации при картировании конкретных регионов на основании ряда факторов, среди которых наиболее важными являются характер пород и масштаб геологической карты. Например, при съемке масштаба 1 : 100 000 на картах удается изобразить только незначительное количе-



хребта Санта-Лусия в Калифорнии.

sene of Santa Lucia Range, California, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1944). Миоцен (1—3): 1 — штюки и дайрос. Верхний мел (4—5): 4 — группа Асунсьон; 5 — толща, отделяющаяся от вышележащей несогласием. Юрская Францисканско-Ноксвиллская группа (недифференцированная, структуры генерализованы, интрузирующая) несогласием.

ство контактов более крупных формационных подразделений по сравнению с картами той же территории в масштабе 1 : 10 000. Окончательный вариант карты обычно дается в меньшем масштабе по сравнению с масштабом полевых исследований; многие выделенные в полевых условиях формации объединяются, что упрощает публикуемый вариант карты. Некоторые тела при детальном изучении оказываются настолько неоднородными по составу и структурным признакам, что эти их особенности не могут быть отражены на мелкомасштабных картах; такие тела выделяют в виде единой «недифференцированной» формации, несмотря на то что в действительности они сложены различными типами пород. Главная задача геолога-съемщика заключается в том, чтобы как можно точнее нанести на карту контакты формаций. Но без соответствующей информации о составе, внутренней структуре и относительном возрасте формаций немыслима ни одна геологическая карта. Эта информация должна собираться геологом и наноситься на окончательный вариант карты. На основании такой карты, а также дополнительных сведений, полученных при лабораторных исследованиях отобранных образцов, выясняют особенности геологического строения определенного участка земной коры. Путем картирования и корреляции формаций на все большей и большей площади геолог выявляет структурные особенности картируемого района в целом, которые невозможно наблюдать непосредственно. Становится возможным выделить структурные подразделения намного большего масштаба, чем формации, и изобразить на карте все более генерализованные структуры. Подобные тектонические элементы могут иметь различный масштаб — от сравнительно небольших, протяженностью всего несколько километров, до крупнейших тектониче-

ских единиц земной коры — континентов и океанических бассейнов. Мы уже знаем, что геолог начинает исследования с изучения объектов ограниченного размера: образцов и обнажений, которые можно изучать непосредственно на местности. Непрерывные обнажения коренных пород характерны лишь для ограниченного числа районов земного шара; гораздо большая его часть несет поверхностный покров рыхлых отложений и выветрелых пород, скрыта зарослями растительности, толщами воды или льда; некоторые районы просто недоступны для наблюдений. Поэтому при составлении геологической карты геолог вынужден прибегать к интерполяции между точками прямых наблюдений. Непосредственно на обнажениях структурные особенности обычно прослеживаются в трех измерениях. По мере увеличения масштаба изображаемых на карте структур расширяются представления геолога о форме и структурах на глубине; но при отсутствии данных по буровым скважинам и шахтам и материалов геофизических исследований точность таких построений зависит от степени расчлененности рельефа. Снова возникает необходимость в экстраполяции — на этот раз в геометрическом проецировании поверхностных структур на глубину. В результате этих построений в истинную картину геологических структур привносится элемент субъективной интерпретации, сказывающийся и на конечных выводах. В самом деле, даже если два опытейших геолога составят почти одинаковые карты одного и того же района, выводы их относительно особенностей изученных трехмерных структур будут значительно отличаться, хотя они могут быть в равной степени обоснованными. Столкнувшись с несколькими возможными интерпретациями, геолог обычно останавливается на простейшей, причем он всегда готов отка-

заться от своего выбора, если новые данные будут свидетельствовать в пользу альтернативной гипотезы.

Упрощенная начальная классификация структур определяется их размером или масштабом. Геолог обычно исследует структуры в трех разных масштабах. Его детальное знакомство с породой начинается с образца и продолжается под микроскопом. Наиболее важная характеристика пород в этом масштабе — их поликристаллическое строение, и многие структурные особенности пород в образцах определяются взаимной ориентировкой зерен слагающих их минералов.

В более крупном масштабе структуры ограниченных размеров исследуются непосредственно в обнажениях, обычно в трех измерениях. Эти мелкие структуры типа плоскостей напластования, небольших складок, разрывных нарушений и т. д. имеют большое значение для изучения структур более крупного плана или главных структур земной коры, которые могут быть выявлены лишь косвенным образом путем картирования.

Приведенное подразделение структурных признаков земной коры является условным и отражает средний уровень знаний и опыта геологов. На самом же деле четких границ между микроскопическими, мелкими и главными структурами земной коры провести невозможно, и в принципе сходные структуры (например, складки) могут встречаться во всех трех масштабах. Однако некоторые крупнейшие структуры земной коры, например континенты, относятся к числу уникальных.

Породы как поликристаллические агрегаты

Большинство пород образовано тесно примыкающими друг к другу

(с порами или без них) агрегатами кристаллов (зерен) одного или нескольких минералов, характеризующихся определенными структурными взаимоотношениями. Лишь некоторые достаточно редкие породы не соответствуют этому определению. Например, обсидианы сложены частично или полностью стеклом, образующимся при быстром охлаждении силикатных расплавов на поверхности Земли во время вулканических извержений, а конгломераты, брекчии и подобные им породы содержат в тех или иных количествах обломки более древних пород.

Колебания средних размеров индивидуализированных кристаллических зерен минералов, слагающих породу, очень значительны. Наиболее тонкозернистые осадочные породы — глины и аргиллиты — состоят из глинистых частиц диаметром менее 0,005 мм. Обычные среднезернистые изверженные породы сложены зернами размером от 1 до 5 мм, а в некоторых крупнозернистых изверженных и метаморфических породах присутствуют кристаллы длиной в несколько сантиметров и более. В образце «обычной» среднезернистой породы (примерный объем 500 см³) содержится около полумиллиона зерен размером около 1 мм.

Геолог, рассматривающий образец такой породы невооруженным глазом, обращает внимание на усредненную совокупность свойств очень большого числа сравнительно мелких кристаллов; такие «усредненные» свойства могут значительно отличаться от свойств самих кристаллов. Например, в большинстве образцов среднезернистые граниты обычно окрашены в розовый или красный цвет. При рассмотрении их под лупой выясняется, что слагающие их минералы имеют самую разнообразную окраску и блеск; они представлены стекловидным темным кварцем и розовым калиевым полевым шпатом, слагающими основной объем поро-

ды, обычно белым или стекловатым плагиоклазом и характерными для таких гранитов черными выделениями биотита или роговой обманки. Аналогично суммарные физические свойства породы (такие, как плотность или теплопроводность) представляют собой среднюю величину свойств множества кристаллов, причем соответствующие свойства самих кристаллов могут не совпадать со свойствами породы в целом. Некоторые («мономинеральные») породы иногда сложены минералами только одного вида. Но свойства даже таких пород слегка отличаются от свойств составляющих их минералов, поскольку агрегаты последних не образуют единую в кристаллографическом отношении совокупность. В таких породах вдоль граничных поверхностей разноориентированных кристаллов (иначе бы вся «порода» представляла собой один гигантский кристалл) встречаются пустоты и другие дефекты; и физические свойства кристаллов, которые определяются кристаллографическими направлениями, не являются однородными (в микроскопическом масштабе) по всей массе породы.

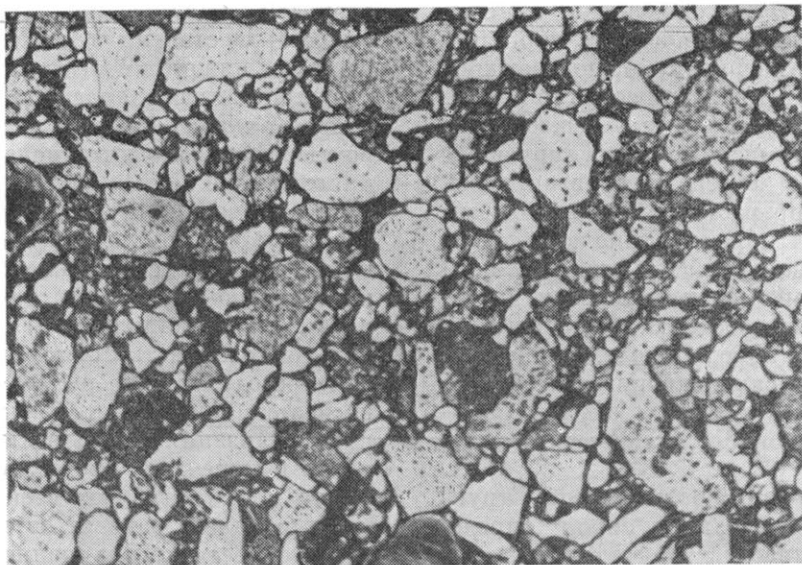
Структура породы в масштабе образца оценивается поэтому в двух аспектах. В первом случае во внимание принимается природа и взаимоотношения зерен минералов; для обозначения этой группы признаков используется термин *структура* (texture). Во втором случае при более детальном рассмотрении структурно однородных блоков пород в качестве ведущего признака рассматривается *текстурный рисунок* (fabric), определяемый геометрически правильным повторением элементов ориентировки кристаллических решеток минералов, расположения агрегатов зерен минералов, особенностей слоистости пород и кливажа. Особенности этих двух групп признаков определяются в первую очередь физическими процес-

сами, действовавшими в начальные моменты формирования пород и в ходе их последующего преобразования. Структуры изверженных, осадочных и метаморфических пород, например, являются настолько характерными, что геологу достаточно посмотреть породы под микроскопом, чтобы безошибочно отнести их к одной из названных групп.

Связь структур с процессами образования пород

Выяснение роли в формировании пород любого из четырех генетических процессов (осадконакопление взвешенных частиц из текучих сред, осаждение кристаллов из водных растворов, кристаллизация из силикатных расплавов — магм, метаморфизм ранее существовавших пород) легко осуществимо на основании структурных признаков.

Осадконакопление. Главными частями большинства осадочных пород являются зерна минералов или обломки пород, которые находились во взвешенном состоянии в воде, в воздухе и (в особых условиях) во льду и были осажжены из этих сред. Под влиянием силы тяжести зерна при осаждении ориентируются своими длинными осями субпараллельно поверхности осадконакопления. Влияние гравитационных сил проявляется также в сортировке зерен по скорости осаждения в текущих средах, зависящей от их размеров, формы и плотности. Особенно важную роль это играет при образовании слоистости пород, осаждающихся из водной и воздушной сред. Структуры, характерные для осадочных пород, присущи также *пирокластическим* породам — скоплениям осевших из атмосферы обломков пород вулканического происхождения. Некоторые структуры изверженных пород обязаны своим происхождением также процессам



Фиг. 3-3. Характерный структурный облик кластических, или обломочных, осадочных пород (песчаников).

Диаметр самых крупных зерен равен примерно 2,0 мм.

осаждения. Так, например, в расчлененных интрузиях, образовавшихся путем гравитационного осаждения минералов в неподвижных или испытывавших слабое конвекционное перемещение магмах, фиксируются структурные признаки, аналогичные признакам типичных осадочных пород.

Характерным структурным признаком большинства осадочных пород служит несоответствие границ зерен, или, иначе, отсутствие хорошо «пригнанных» контактовых поверхностей у соприкасающихся между собой зерен, что часто обуславливает появление полостей и пор между агрегатами зерен минералов (фиг. 3-3). Зерна минералов или привносятся, или возникают непосредственно в бассейнах осадконакопления, и их форма характеризует условия их генезиса (обычно это обломочные угловатые зерна и окатанные фрагменты кристаллов и пород); их накопление с образованием новых пород определяется процессами механического

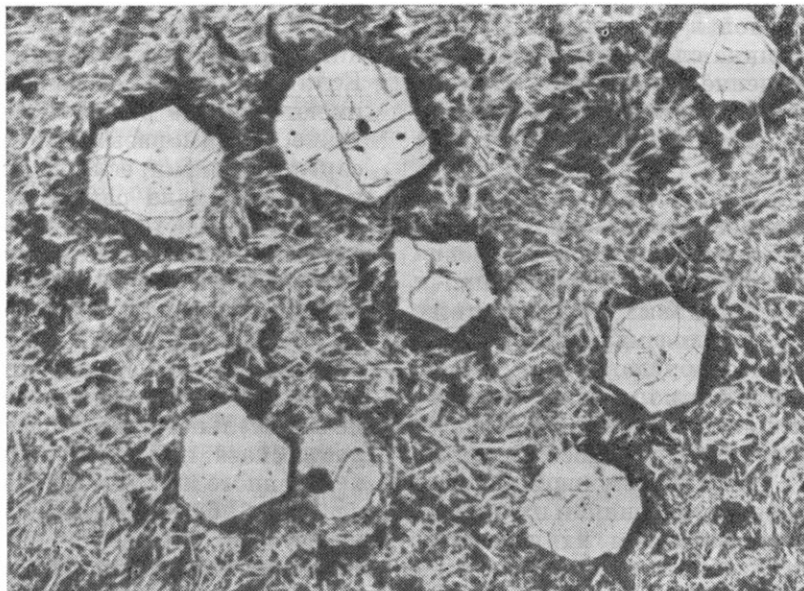
осаждения и сортировки под влиянием сравнительно слабых гравитационных сил, дополнительным воздействием течений в среде осаждения и углом наклона дна бассейна. Если все зерна осадочной породы имеют близкие размеры и форму, то такие породы называют хорошо отсортированными; если же их размеры и формы сильно разнятся, то такие породы считаются плохо отсортированными. Некоторые зерна минералов представлены раздробленными или хорошо окатанными обломками кристаллов и пород, другие имеют характерные очертания кристаллов, что может быть следствием либо их незначительного перемещения от области сноса, либо образования путем хемогенного или органогенного осаждения в бассейне осадконакопления.

Большинство рыхлых осадочных пород после своего образования в процессе диагенеза преобразуется в прочно сцементированные породы. В ходе диагенеза после захоронения пород

происходит их уплотнение за счет уменьшения количества пор под влиянием нагрузки перекрывающих осадков и цементации зерен (в местах их соприкосновения) веществами, осаждающимися из циркулирующих в породах по системам взаимосвязанных пор растворов. В некоторых осадочных породах выпадающие таким образом в осадок вещества полностью заполняют поры между зернами и способствуют превращению исходных пород в очень прочные и практически непроницаемые породы. Обычно цементом служат кальцит, гидроокислы железа и кремнезем.

Кристаллизация из расплавов. Структуры изверженных пород определяются отчасти характером и порядком кристаллизации слагающих минералов, но главными факторами структурного контроля являются кинетические — скорости зарождения и роста кристаллов; эти факторы в свою очередь сильно зависят от

скорости охлаждения и соответственно от степени переохлаждения расплава ниже температуры равновесия кристаллов с расплавом. Медленное охлаждение способствует зарождению небольшого числа центров кристаллизации и росту крупных кристаллов. Быстрое охлаждение лав на поверхности Земли приводит к их сильному переохлаждению, возникновению большого количества центров кристаллизации и образованию тонкозернистых структур. Очень быстрое охлаждение расплава может настолько повысить его вязкость, что кристаллизация фактически не начнется и конечным продуктом застывания расплава будет стекло. Вязкость расплава зависит от его химического состава; она является наивысшей в богатых кремнеземом безводных расплавах. Структуры изверженных пород чрезвычайно разнообразны, и для их обозначения и определения было введено в употребление неоправданно большое коли-



Фиг. 3-4. Вкрапленники минерала из группы фельдшпатоидов в мелкозернистой вулканической щелочной породе.

Хорошо заметны грани кристаллов. Диаметр вкрапленников составляет около 0,2 мм.



Фиг. 3-5. У лишенные кристаллы полевых шпатов в вулканической породе (трахите) с отчетливо выраженной взаимной ориентировкой; длина призм составляет около 0,2 мм.

чество названий¹. Здесь мы объясним значение лишь некоторых наиболее часто используемых названий. *Гранитная* структура присуща типичным гранитам и многим другим наиболее богатым кремнеземом plutonic породам. При медленном охлаждении и полной кристаллизации возникает агрегат крупных и примерно равных по размеру зерен, часть которых (биотит, роговая обманка, полевые шпаты) может иметь в той или иной степени проявленную свойственную им кристаллографическую форму.

Порфировая структура образована крупными кристаллами (фенокристами) ранних, медленно росших минералов, заключенных в тонкозернистую или частично стекло-

ватую основную массу. Ограничения фенокристов — вкрапленников (фиг. 3-4) могут быть правильными (идиоморфными), однако грани их бывают корродированы за счет последующей реакции между кристаллами и расплавом.

Пузырчатая структура определяется большим количеством сфероидальных пустот, образовавшихся при выделении газовых пузырьков из вскипавшей магмы при спаде давления вблизи поверхности Земли.

Структурами *течения* называют такие структуры, в которых удлиненные кристаллы (роговая обманка, полевые шпаты) приобретают субпараллельную ориентировку за счет течения включающей их вязкой магмы (фиг. 3-5).

Кристаллизация из растворов. Некоторые осадочные породы содержат в своем составе минералы, образовавшиеся путем выпадения в осадок из раствора в движущейся среде.

¹ В современном кратком справочнике по петрографии (по данным микроскопического изучения пород) содержится 87 названий структур, но широко применяются лишь немногие из них.

Одна из разновидностей осадочных пород — эвапориты — образуется при прямом осаждении кристаллов, обычно на дне бассейнов, и представляет собой растворимые компоненты замкнутых объемов вод (как правило, озер и внутренних морей), выпадающие в осадок при полном испарении растворителя. Эвапориты сложены легко растворимыми солями типа хлоридов, нитратов, сульфатов, боратов и некоторых карбонатов; обычно в них преобладают галит, ангидрит и гипс. В этих породах, как правило, хорошо выражена ритмическая слоистость, являющаяся следствием периодически повторяющихся процессов испарения.

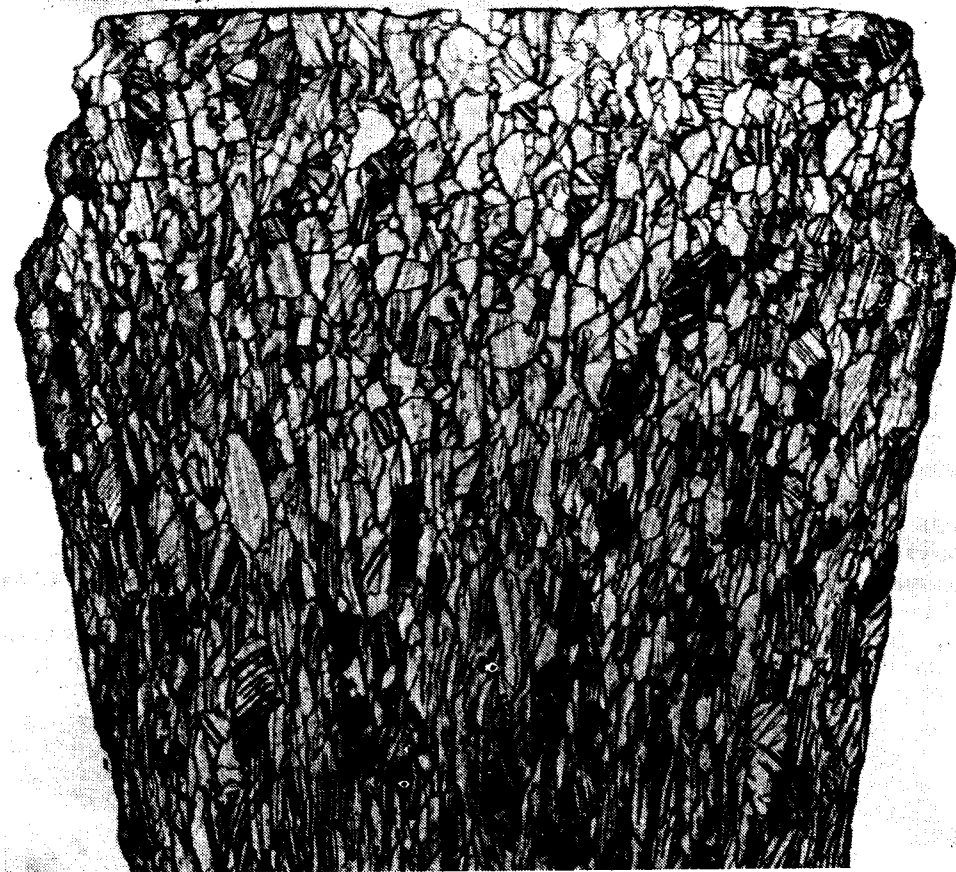
Большинство пород на некоторых стадиях своего формирования подвергается воздействию просачивающихся ими веществ в порах и трещинах пород (как и при цементации) могут образовываться новые минералы или же ранее образованные минералы начинают реагировать с находящимися во флюидах растворенными ионами и замещаются, частично или полностью, новыми минералами. Иногда кристаллы вновь образованных минералов наследуют не свойственную им кристаллографическую форму замещенных минералов. Такие кристаллы называют *псевдоморфозами*; они наиболее распространены в изверженных породах, подвергшихся воздействию сравнительно высокотемпературных водных флюидов, представляющих собой остаточную фазу кристаллизующейся магмы.

Во многих изверженных и метаморфических породах встречаются тела пород самой разнообразной формы (жилы, дайки и т. д.), почти полностью кристаллизовавшихся из высокотемпературных растворов, а не из расплавов. Многие из них обогащены специфическими элементами, с трудом входящими в структуры большинства обычных порообраз-

зующих минералов, что благоприятствует образованию в этих телах редких и иногда весьма ценных для промышленности рудных минералов. Среди этих пород особенно выделяются пегматиты, ассоциирующиеся с гранитными интрузиями¹. Характерной чертой пегматитов служит гигантский размер кристаллов слагающих их минералов; в некоторых пегматитах отдельные кристаллы достигают в длину 1 м и более.

Метаморфизм. Структуры метаморфических пород возникают при преобразовании осадочных и изверженных пород в твердом состоянии. Их особенности определяются тремя факторами: 1) составом и структурой исходной породы; 2) физическими условиями метаморфизма (температура, давление, напряжения скалывания); 3) соотношением процессов деформации кристаллов и роста новых кристаллов. Многие (если не все) метаморфические породы обнаруживают структурные признаки деформации в состоянии пластического течения. Отдельные зерна вытягиваются или изгибаются при пластической деформации, внутренней формой проявления которой (фиг. 3-6) могут служить двойникование (кальцит), смятие слоистых минералов (слюды) или же пластинчатая деформация сложного происхождения (кварц). Зерна более хрупких минералов, таких, как гранат или полевые шпаты, становятся трещиноватыми и в конце концов гранулируются без потери сцепления внутри зерен; этот процесс называют катакlastическим течением (фиг. 3-7). Крайним продуктом быстрого катаклаза является образование прочных кремнеподобных, чрезвычайно мелкозернистых пород, называемых милонитами. Вязкое течение не

¹ Вопрос об относительной роли остаточных магматических расплавов и водных растворов в формировании пегматитов до настоящего времени является дискуссионным. — *Прим. ред.*



Фиг. 3-6. Сечение искусственно деформированного цилиндрического образца юльского мрамора.

Верхняя часть образца осталась недеформированной; степень деформации увеличивается книзу, что выражается в удлинении зерен, появлении механических двойников и других структур, образующихся в процессе пластической деформации. Ширина верхней части образца равна 1 см.

ограничивается только чисто механическими проявлениями. Закалка сильно напряженных материалов, перекристаллизация старых и кристаллизация новых минералов под влиянием стресса — процесс, аналогичный процессу горячей обработки металлов, — очень часто приводят к возникновению конечных продуктов, в которых зерна минералов по своему размеру намного превышают зерна исходных пород. Более того, перекристаллизация часто продолжается дольше пластического течения, в связи с чем в конечных

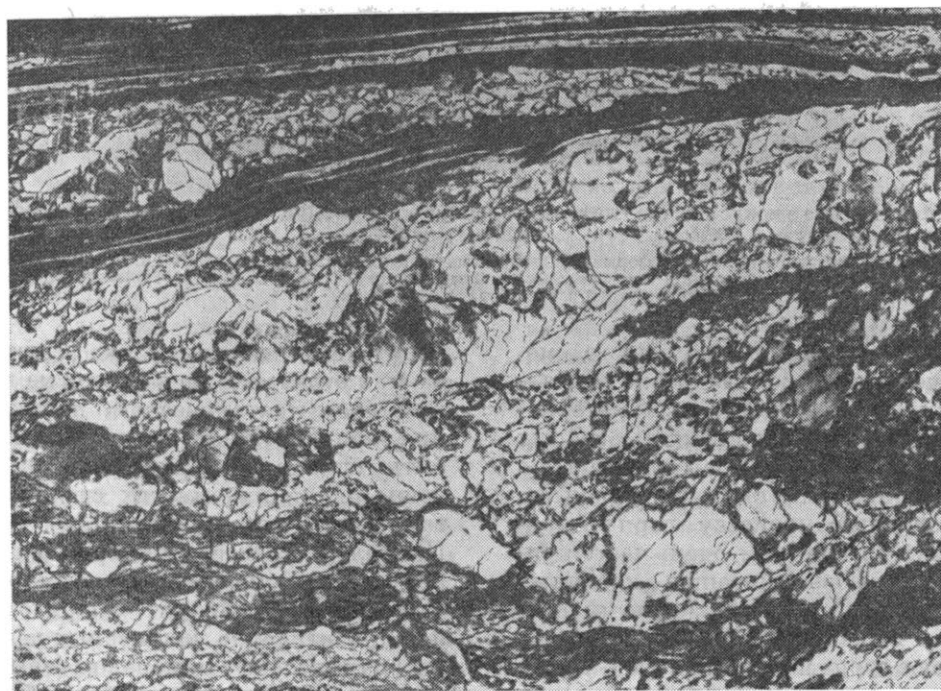
продуктах метаморфизма встречаются отдельные не затронутые воздействием тектонического напряжения зерна, хотя порода в целом может быть сильно деформирована в течение одной или многих стадий метаморфического изменения.

Наиболее характерным структурным признаком большинства метаморфических пород служит упорядоченная ориентировка удлиненных неизометричных зерен минералов (обычно в таких случаях говорят об их *предпочтительной ориентировке*). Многие характерные текстуры мета-

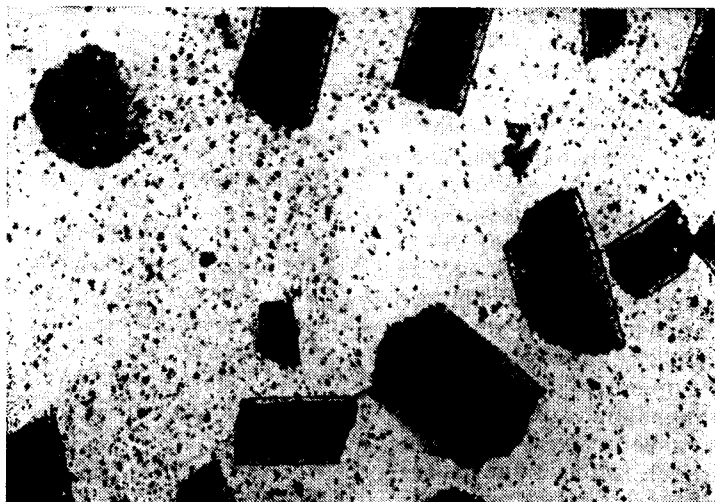
морфических пород, наблюдаемые в образцах (такие, как пластинчатый квиваж аспидных сланцев или сланцеватость кристаллических сланцев), являются проявлением именно этой их особенности, которая будет рассмотрена ниже в связи с обсуждением элементов текстуры. В большинстве слюдистых сланцев, например, отчетливо выражена предпочтительная ориентировка пластинчатых кристаллов слюд в плоскости {001}. Благодаря такой ориентировке слюдистых минералов сланцы обладают присущей им пластинчатой текстурой, видимой в образцах. Однако не во всех метаморфических породах неизометричные минералы обнаруживают предпочтительную ориентировку. Некоторые бесспорно недеформированные метаморфические породы, а именно *роговики*, образующиеся в условиях статической перекристаллизации

под влиянием гидростатического давления и высокой температуры, характеризуются беспорядочной ориентировкой таблитчатых или изометричных кристаллов слюд и по своим структурным особенностям более сходны с изверженными породами.

Распространенным и важным структурным признаком метаморфических пород является наличие в них *порфиробластов* — кристаллов минералов, значительно более крупных по размерам, чем окружающие их зерна, выросших в твердых породах (фиг. 3-8). В качестве порфиробластов могут встречаться самые разнообразные минералы, в том числе и такие (в породах определенного состава при соответствующих условиях метаморфизма), как полевые шпаты, амфиболы, слюды и гранаты. Некоторые минералы неизометричной формы в процессе роста иногда при-



Фиг. 3-7. Катакlastическая структура в перемятых гнейсах; диаметр самых крупных обломков равен примерно 0,3 мм.



Фиг. 3-8. Порфиробласты метаморфических минералов (оттрелита) в мелкозернистых сланцах; диаметр порфиробластов около 1,0 мм.

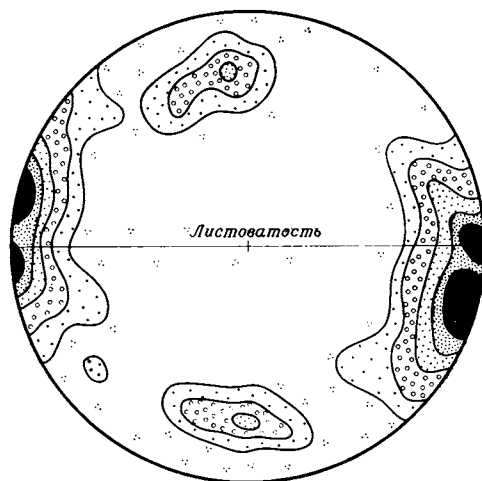
обредают предпочтительную ориентировку, другие имеют изометричную форму; очень многие порфиробласты обладают идиоморфными очертаниями.

Порфиробласты растут в твердых породах путем замещения или вытеснения ранее существовавших зерен минералов; последние иногда заключены в порфиробласты в виде реликтовых включений. Подобные структуры помогают при установлении последовательности этапов деформации и перекристаллизации или роста минералов в ходе формирования метаморфических пород. В некоторых порфиробластах, возникших до периода деформации (докинематическая кристаллизация), сохраняются структуры, уничтоженные во всех остальных участках пород. Часто порфиробласты граната содержат цепочки спирально расположенных включений окружающих минералов; природу таких порфиробластов можно объяснить, лишь допуская, что в момент роста они вращались в текущей основной массе (синкинематическая кристаллизация). Исключительное сходство некоторых струк-

турных особенностей включений в порфиробластах с особенностями вмещающих пород позволяет допускать, что рост крупных кристаллов осуществлялся после прекращения всех деформаций (посткинематическая кристаллизация). Путем изучения подобных порфиробластов можно восстановить картину формирования таких метаморфических пород, как *тектониты*, структуры которых в основном обусловлены деформацией.

Сходные принципы анализа применимы к интерпретации структур всех метаморфических пород; тщательное изучение взаимоотношений минералов позволяет иногда восстановить продолжительную и сложную историю формирования пород, в ходе которой периоды роста новых минералов и частичной перекристаллизации старых минералов чередовались с периодами деформаций. Знание восстановленной таким образом истории формирования пород в ряде случаев может помочь специалистам-геологам в расшифровке более крупных структур метаморфических тел.

Текстура пород и предпочтительная ориентировка кристаллов. Породы могут иметь внутреннюю упорядоченность, не лишенную сходства с упорядоченностью в кристаллах. Для обозначения этого свойства пород используют термин «текстура» (fabric); иногда применяют термины «микротекстура» (microfabric) или «текстурный рисунок зерен» (grain fabric). Наиболее важной особенностью пород, определяющей их текстурный рисунок, является предпочтительная ориентировка зерен слагающих минералов, проявленная либо морфологически (как это уже отмечалось выше), либо кристаллографически. Морфологический облик некоторых минералов в значительной мере определяется их кристаллической структурой; например, слюды обычно встречаются в виде кристаллов, сильно уплощенных в плоскости $\{001\}$ (плоскости спайности), и их предпочтительная ориентировка совпадает с этой плоскостью. Породы с подобным расположением минералов обычно обнаруживают сланцеватость, зависящую как от содержания слюды в образце, так и от степени ее ориентировки. Другие минералы встречаются обычно в виде изометричных зерен, и предпочтительная ориентировка их в соответствии с определенными кристаллографическими направлениями (например, ориентировка кварца по направлению $[0001]$) макроскопически в ряде случаев неразличима. Наличие предпочтительной ориентировки кристаллических решеток минералов может быть установлено измерением положения определенных кристаллографических направлений в представительных образцах путем микроскопического изучения ориентировки большого числа зерен. Замеры кристаллографической ориентировки минералов наносятся затем на круговую диаграмму (см. приложение) для установления особенностей их распределения путем вы-



Фиг. 3-9. Текстурная диаграмма (равноплощадная проекция), отображающая предпочтительную ориентировку осей $[0001]$ кварца в кварците.

Линии оконтуривают соответственно плотности точек в 1, 2, 4, 6 и 8% на 1%-ной площади проекции (см. приложение).

деления на диаграмме участков с равной плотностью нанесенных точек (фиг. 3-9). Предпочтительная ориентировка минералов может также быть выявлена специальными рентгеновскими методами.

Предпочтительная ориентировка зерен минералов не является единственной причиной, определяющей текстурный облик породы; важное значение имеет также пространственное распределение в породах зерен минералов и их ассоциаций. Во многих породах зерна определенных минералов в микроскопическом масштабе распределяются неравномерно, концентрируясь в виде мелких скоплений, ориентированных своей длинной осью примерно в одном направлении. Эти скопления могут иметь форму пропластков, линзовидных, столбчатых или веретенообразных выделений. По сравнению с размерами образцов размеры этих выделений очень незначительны, но их преимущественная ориентировка способствует появлению линейных тек-

стур, или *линейности*. Аналогичным образом близко расположенные трещины или плоскости скалывания и многие другие подобные особенности влияют на текстурный облик пород, обуславливая их единообразный рисунок в более мелком масштабе.

Текстурный облик породы, сложенной различными минералами, определяется многими структурными признаками, полное изучение которых не всегда может быть выполнено. Геолога обычно интересуют лишь те элементы текстуры породы, которые имеют отношение к решаемой им конкретной проблеме. Так, например, в песчаниках или грауваках геолог может заинтересоваться только предпочтительной ориентировкой длинной оси призматических минералов, позволяющей установить направления течений в бассейне осадконакопления; в сильно деформированных мраморах он может изучать предпочтительную ориентировку осей $[0001]$ зерен кальцита с целью сопоставить эти замеры с результатами экспериментальных исследований деформации аналогичной породы в условиях, сходных с природными. В некоторых породах различные текстурные свойства являются источником информации о соответствующих особенностях процесса их формирования или о различных этапах истории их эволюции.

Симметрия текстурных элементов

Из вышеизложенного со всей очевидностью следует, что на основании микроскопического изучения структурных и текстурных особенностей пород геолог может воссоздать в значительной мере картину условий их формирования и последующего преобразования. От этих же особенностей пород в некоторой степени могут зависеть и их физические свой-

ства. Но, как ни странно, дать количественную интерпретацию связи природных текстур и физических свойств пород оказалось трудно, и наиболее полезной особенностью текстур в этом отношении оказалась их симметрия. Эта симметрия связана некоторым образом как с симметрией процессов, влиявших на образование текстур, так и с симметрией физических свойств пород.

В гл. 2 мы определили принцип Неймана как отношение между точечной группой симметрии кристаллов и симметрией их физических свойств. Мы можем рассматривать формирование текстур пород как результат влияния некоторых процессов, действовавших или на материал, из которого образовывалась порода, или на ранее существовавшие текстуры.

Таким образом, существует функциональная взаимосвязь между текстурой и комплексными процессами ее формирования, и причины, обуславливающие эту связь, очень сходны с причинами, определяющими физические свойства кристаллов. Общий принцип симметрии гласит, что симметрия следствия не может быть *меньшей*, чем комплексная симметрия обуславливающих ее явлений¹. Этот принцип лучше всего иллюстрируется примерами из геологии. Рассмотрим удлиненные зерна минералов, осаждающиеся под влиянием силы тяжести в стоячей воде в бассейне с горизонтальным дном. Причинами, формирующими окончательный текстурный облик породы, являются сила тяжести, изотропность свойств стоячих вод и осевая симметрия минеральных

¹ Этот принцип, известный как принцип Кюри, в наиболее кратком изложении определяет соотношение «причины» и «следствия» следующим образом: симметрия причины является производной симметрии следствия. Поэтому группа симметрии следствия может содержать те же элементы, что и группа симметрии причины, или быть выше; но она не может быть ниже.

зерен. Мы можем интуитивно предположить, что осаждающиеся зерна будут ориентироваться своими длинными осями параллельно горизонтальной плоскости напластования, но в пределах этой плоскости какой-либо линейной ориентировки в их расположении наблюдаться не будет. Конечная текстура, определяющаяся формой ориентировки зерен, статистически будет соответствовать осевой симметрии (точечная группа $\infty/m \ 2/m \ 2/m$) и будет более симметрична, чем способствующее ее возникновению явление более низкой симметрии (полярная сила тяготения с $\infty \ mm$, подгруппа $\infty/m \ 2/m \ 2/m$). Результирующая текстура ни при каких обстоятельствах не будет менее симметричной по сравнению с наложенной симметрией воздействующего явления, и это все находится в соответствии с положениями принципа симметрии. В гл. 8 мы рассмотрим применение этого принципа симметрии к интерпретации структур деформированных пород.

Любая данная порода поэтому имеет определенную текстурную симметрию, которая может быть установлена путем изучения предпочтительной ориентировки одного или двух минералов и других внутренних структур и статистического определения их симметрии. На основании принципа Неймана, видоизмененного применительно к поликристаллическим агрегатам, мы допускаем, что симметрия физических свойств породы может быть связана с симметрией ее текстуры. Например, исходя из принципа Неймана, мы знаем, что кварц анизотропен по отношению к теплопроводности и что коэффициент теплопроводности в направлении $[0001]$ отличен от остальных. Порода (такая, как кварцит), сложенная полностью кварцем с отчетливо выраженной предпочтительной линейной ориентировкой по оси $[0001]$, может рассматриваться как

однородное физическое тело (в масштабе, когда размером отдельных слагающих ее зерен можно пренебречь), которое в избранном масштабе характеризуется анизотропией теплопроводности. Мы можем считать, что вдоль направления предпочтительной ориентировки по оси $[0001]$ коэффициент теплопроводности будет одинаков и симметрия этого свойства в породе в целом (но не отдельных величин коэффициента) в соответствии с принципом Неймана будет отражать симметрию предпочтительной ориентировки зерен кварца. Однако крайние величины значений тензора обычно сближены теснее для породы, чем для слагающих ее минералов, поскольку наблюдается тенденция к уменьшению анизотропии минералов за счет того, что в породах зерна не имеют полностью одинаковой ориентировки. В самом деле, многие породы сложены беспорядочно ориентированными анизотропными кристаллами

ТАБЛИЦА 3-1

Группы симметрии естественных текстур пород

Группы симметрии	Название	Возможные условия образования
$\frac{\infty}{m} \ \frac{\infty}{m} \ \frac{\infty}{m}$	Сферическая	Метаморфизм изотропных пород в условиях гидростатического давления
$\frac{\infty}{m} \ \frac{2}{m} \ \frac{2}{m}$	Осевая	Седimentация в неподвижной среде на горизонтальной поверхности
$\frac{2}{m} \ \frac{2}{m} \ \frac{2}{m}$	Ромбическая	Деформация вследствие чистого растяжения
$\frac{2}{m}$	Моноклинная	Деформация вследствие направленного скалывания
$\bar{1}$	Триклинная	Наложение одной текстуры на другую под углом (обычно в тектонике)

и в текстурном отношении являются изотропными. Поэтому породы в общем менее анизотропны, чем слагающие их минералы.

Текстуры пород детально исследовались геологами в течение многих лет, и среди них было выделено в качестве распространенных сравнительно небольшое число точечных групп симметрии. Эти группы сведены в табл. 3-1, где также указаны процессы, которые могут вызвать появление текстур соответствующей симметрии. Можно привести много других примеров.

Проникающие текстуры

Многие структурные особенности пород, определяющие их внутреннюю структуру и текстуру, проявляются в масштабе образца или в большем объеме. Такие особенности, как предпочтительная ориентировка зерен, упорядоченная ориентировка неизометричных агрегатов зерен, присутствие тесно сближенных трещин или поверхностей скалывания и т. д., обуславливают появление в образцах пород хорошо выраженных плоскостных и линейных текстур, проникающих через всю породу.

Такие текстуры могут быть названы проникающими, и практически можно считать, что они встречаются в каждой точке породы, подобно тому как спайность кристаллов, контролируемая характером упаковки слоев атомов, присутствует в каждой точке кристалла. Примерами подобных текстур являются листоватость и линейность деформированных пород.

Осадочные породы. Наиболее важные проникающие текстуры в осадочных породах образуются во время осадконакопления или вскоре после него, во время уплотнения осадков. К ним относятся широко распространенная слоистость пород и линейность течения. Слоистая страти-

фикация типа той, что схематически изображена на фиг. 3-1 и 3-2, является следствием изменения состава поступающего материала, скорости осадконакопления и т. д.; она обычно сопровождается микрослоистостью в пределах отдельных пластов и плоскостной предпочтительной ориентировкой зерен неравного размера, что обуславливает внутреннюю анизотропию большинства пластов осадочных пород. Аналогично благодаря течениям в среде осаджения зерна минералов имеют тенденцию приобретать линейную ориентировку (обычно совпадающую с направлением течения водотока, но иногда и перпендикулярную ему, если зерна слегка перекатываются по дну бассейна) и образуют линейные проникающие текстуры, обычно приуроченные к плоскостям напластования.

Магматические породы. Многим вулканическим и плутоническим магматическим породам свойственны плоскостные и линейные проникающие текстуры, обусловленные течением частично закристаллизованных расплавов во время извержений и интрузий. Неизометричные зерна могут приобретать упорядоченное расположение, как плоскостное, так и линейное, в перемещающемся расплаве, что приводит к появлению в некоторых породах микрослоистости и микрополосчатости. При описании этих структур используются такие термины, как «слоистость течения», «полосчатость течения», «листоватость течения» и «линейность».

Метаморфические породы и тектониты. Наиболее сложные и широко распространенные проникающие текстуры характерны для пород, образовавшихся в процессе деформации и метаморфизма. Некоторым тектонитам свойственно несколько генераций проникающих текстур, возникших в ходе последовательно сменявшихся событий. Относительный возраст этих структур может быть уста-

новлен непосредственно в образцах пород или при их микроскопическом изучении. Проникающим текстурам метаморфических пород давали многочисленные названия. Наиболее употребительным термином для обозначения всех плоскостных структур является «линоватость», а для всех линейно-ориентированных структур — «линейность». Описание некоторых наиболее распространенных типов приводится ниже.

Кливаж сланцеватости (slaty cleavage). В слабо метаморфизованных и деформированных тонко- и мелкозернистых породах типа аргиллитов, глинистых сланцев и алевролитов обычно хорошо выражена определенным образом ориентированная тонкопластинчатая отдельность (фиг. 3-11). Микроскопически она



Фиг. 3-10. Кливаж сланцеватости (круто падающий), ориентированный под углом к слоистости (полого падающей) в аргиллите.

проявляется в упорядоченной ориентировке чрезвычайно мелких зерен пластинчатых минералов обычно под углом к слоистости. Породы с проявленным в них кливажом сланцеватости (глинистые сланцы) легко раскалываются на ровные и большие по площади таблитчатые плитки.

Сланцеватость (schistosity) — плоскостная текстура, напоминающая кливаж сланцеватости и обусловленная в основном плоскостной упорядоченной ориентировкой пластинчатых или призматических кристаллов (соответственно таких, как слюды и амфиболы); она свойственна, однако, более грубозернистым породам, например кристаллическим сланцам и амфиболитам, в которых слагающие их минералы видны невооруженным глазом или с помощью слабой увеличительной лупы. Сланцеватость обычно подчеркивается тенденцией зерен определенного состава концентрироваться в результате метаморфизма в виде очень тонких прослоев или уплощенных линзовидных агрегатов (фиг. 3-11). Сланцеватость, по-видимому, связана постепенным переходом с кливажом сланцеватости через листоватость филлитов. Это сильно расслоенные породы, промежуточные по величине слагающих зерен и степени метаморфизма между глинистыми и кристаллическими сланцами. С увеличением размера зерен и степени метаморфизма сланцеватость сменяется листоватостью крупнозернистых метаморфических пород — *гнейсов*. В этих породах обычно преобладают изометричные выделения таких минералов, как кварц и полевой шпат, и листоватость в виде плоскостной упорядоченной ориентировки минералов выражена менее отчетливо и не всегда является поверхностью легкого отслаивания. Но послойное разделение темно- и светлоокрашенных минералов, как правило, проявлено более ярко, и в большинстве случаев листоватость



ФИГ. 3-11. Листоватость метаморфических пород, подчеркиваемая ориентировкой слоистости и линзовидных обособлений, сечется зарождающейся вторичной листоватостью (ориентированной параллельно карандашу).

в гнейсах сопровождается хорошо видимой «полосчатостью».

Листоватость напластования (bedding foliation). Рост неизометричных минералов, образование сегрегационных прослоев и возникновение сколовых поверхностей на плоскостях напластования приводят к появлению листоватости напластования. В сильно деформированных породах трудно отличить листоватость напластования от листоватости чисто метаморфического происхождения (часто ориентированной наклонно к напластованию). Признаками, помогающими идентифицировать листоватость напластования, являются значительная протяженность слоев, присутствие выдержанных согласных пластов осадочных пород характерного состава (например, пластов мраморов в кристаллических сланцах) и геометрическое соответствие листоватости с выявленными в процессе картирования формационными особенностями несомненно осадочного происхождения. Обычно листоватость

напластования сохраняется в метаморфических породах, подвергшихся лишь сравнительно слабой деформации.

Мелкомасштабная складчатость и скалывание (наиболее обычная реакция слоистых пород на деформацию) быстро уничтожают признаки слоистости и могут затушевать стратиграфическую последовательность в крупном масштабе. Геологам, работающим в области развития метаморфических пород, следует обращать особенно большое внимание на разделение листоватости, связанной с деформацией пород, и листоватости напластования. Ошибка в интерпретации может привести к неправильному истолкованию стратиграфических соотношений и неверным выводам о структурах и геологической истории исследуемого района.

Вторичная листоватость (secondary foliation). Мы употребляем термин «вторичная листоватость» для обозначения целой группы расслоенных текстур, отчетливо секущих и нару-

шающих первичную листоватость или расслоенность. Для обозначения некоторых разновидностей этих структур использовались различные термины: «листоватость скольжения» (strain-slip foliation), «кливаж разлома» (fracture cleavage), «волнистый кливаж» (crenulation cleavage), «переориентированная листоватость» (transposition foliation) и т. д. Главное различие между этими структурами и ранее описанными заключается в том, что первые относятся к числу менее проникающих и представлены тесно сближенными системами относительно прерывистых поверхностей, между которыми размещаются тонкие прослои с сохранившимися следами более раннего расслоения. Они обычно ассоциируются со складчатостью и поперечным изгибанием более ранних расслоенных



ФИГ. 3-12. Слоистость (косо ориентированная вниз справа налево) испытывает переориентировку под влиянием вертикально ориентированной листоватости.

текстур. Прогрессивное развитие вторичной листоватости ведет к полному уничтожению первичной листоватости или слоистости и разрыву некоторых первоначально непрерывных пластов на отдельные линзовидные блоки (будины), обычно со свойственной им собственной внутренней складчатостью. Новая листоватость может усиливаться метаморфизмом; сегрегация новых минералов вдоль некоторых поверхностей может даже придать породе слоистый облик. Пример такой переориентированной листоватости, развивающейся параллельно с исчезновением слоистости, приведен на фиг. 3-12. При завершении этого процесса возникают однообразно листоватые породы, в которых единственным доказательством существования ранней листоватости (или слоистости) является локальное присутствие будин и прерывистых, уплощенных и собранных в складки блоков переориентированных слоев. Многие листоватые метаморфические породы, очевидно, образовались таким образом, и можно показать, что некоторые из них претерпели несколько периодов деформации, причем в каждом последующем периоде листоватость предшествующего периода подвергалась складкообразованию и переориентировке.

Линейность. Линейные проникающие текстуры метаморфических и деформированных пород объединяются под общим названием «линейность». Как и в случае листоватости, по особенностям проявления они варьируют в широких пределах, и для их характеристики было введено большое количество терминов. Микроскопически они различаются по таким признакам, как упорядоченная линейная ориентировка неизометричных зерен и их группировок, пересекающая плоскостные проникающие текстуры (обычно слоистость и листоватость), и микроплойчатость.



ФИГ. 3-13. Ярко выраженная линейность, совпадающая с листоватостью гнейсов.

Ярко выраженные линейные структуры метаморфических пород приведены на фиг. 3-13.

Полярные текстуры в осадочных породах

Наиболее характерной структурной особенностью осадочных пород в широком плане является их послойная стратификация, уже описанная выше. В толщах осадочных пород содержится частичная или полная информация об условиях, существовавших в бассейнах осадконакопления, а иногда и об условиях в расположенных вокруг областях сноса, являющихся поставщиками осадочного материала. Изменения структур и состава слоев осадочных пород фиксируют колебания условий осадконакопления во времени. Некоторые

осадочные породы сохраняют свою однородность в разрезах мощностью в тысячи метров, свидетельствуя тем самым об однообразии физических условий в бассейнах осадконакопления и питающих областей в течение длительных периодов. В других разрезах осадочных пород наблюдается ритмическое или несистематическое чередование различных слоев, указывающее на соответствующее изменение во времени условий осадконакопления. Во многих пластах пород наблюдается изменение состава в горизонтальном направлении, что говорит о различии условий в бассейне осадконакопления в одном и том же интервале времени.

Хотя большинство геологических тел осадочного происхождения является пластовыми, форма и размеры их заметно варьируют. Многие из них имеют плитообразную форму и характеризуются значительной протяженностью в горизонтальном направлении при относительно небольшой мощности. Форма других приближается к линейной или призматической и отражает условия интенсивного и продолжительного осадконакопления в погружающихся впадинах или же является клиновидной вследствие отложения осадков вдоль склонов. Тела рифовых известняков, сложенные кораллами и другими организмами, имеют неправильную форму, и их вертикальные размеры могут превышать горизонтальные.

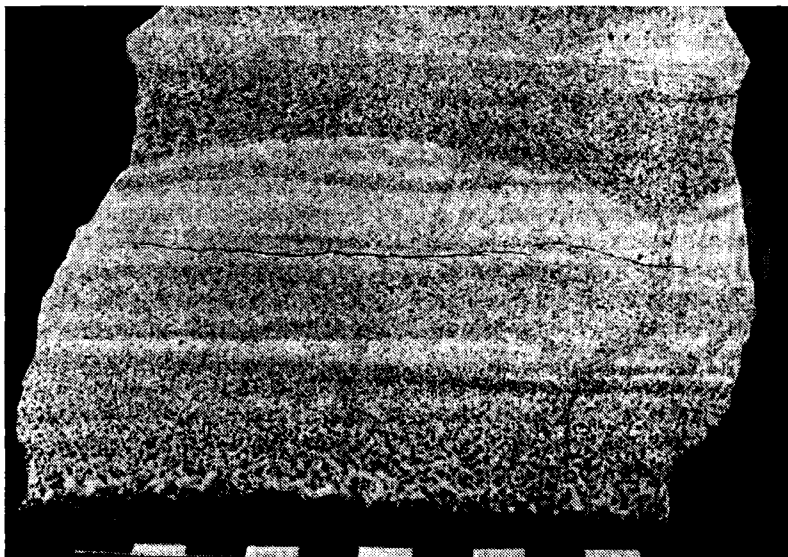
Для любой данной серии осадочных пород нет априорного способа определения истинного интервала времени от начала до конца ее формирования. Однако для некоторых монотонных толщ пород, накопление которых, по-видимому, происходило без заметных признаков перерыва и в единообразных условиях, скорость осадконакопления может быть подсчитана довольно просто, если известны мощность осадков и время

их осаджения. Но большинство тел осадочных пород имеет четко выраженную слоистость и представлено переслаиванием пород различного состава и структуры, разделяющихся резкими контактными поверхностями (плоскостями напластования). Не может быть никаких сомнений в том, что некоторые из этих поверхностей соответствуют перерывам в осадконакоплении, что устанавливается по заметным на их поверхности признакам продолжительной активности живых организмов, эрозии, перераспределения обломочного материала придонными течениями, а в ряде случаев и по смене водных условий на наземные, что фиксируется по трещинам усыхания, отпечаткам дождевых капель, следам наземных животных и т. д. Эти поверхности напластования обычно соответствуют промежуткам времени, в течение которых не происходило осадконакопления, а часть осадков могла быть даже удалена. Обилие таких поверхностей в некоторых разрезах осадочных пород позволяет полагать, что суммарное время этих перерывов может быть намного больше суммарного времени, необходимого для аккумуляции самих осадков. В некоторых осадочных сериях отдельные поверхности свидетельствуют о значительных перерывах в осадконакоплении, что устанавливается по различиям в ископаемых остатках в выше- и нижележащих пластах пород; такие поверхности называются поверхностями несогласия. Вполне возможно, что большинство поверхностей напластования в породах является в той или иной степени поверхностями несогласия. Отчетливо выраженная особенность процессов, ведущих к возникновению осадочных пород, заключается в том, что многие из них обладают полярной осевой симметрией, отражающей симметрию силы тяготения. Рост большинства осадочных тел действительно осуществляется в условиях

полярности — в направлении вверх, и многие из образующихся при этом структур также обладают полярной симметрией, что позволяет отличать вертикальные восходящие направления в момент осадконакопления от нисходящих. Эволюция органической жизни сама по себе относится к числу полярных процессов, и это свойство позволяет путем изучения ископаемых остатков определить последовательность процессов осадконакопления. Но во многих осадочных породах окаменелости совершенно отсутствуют или же содержатся в настолько ничтожных количествах, что геологи-съемщики во время картирования имеют крайне ограниченную возможность собрать их представительную коллекцию.

Некоторые серии осадочных пород в земной коре со времени своего образования подвергались сравнительно слабым деформациям и сохранились в виде субгоризонтально лежащих пластов с присущим им первоначальным порядком напластования. Гораздо чаще пласты пород за счет движений земной коры бывают наклонены, разорваны и собраны в складки, а иногда и опрокинуты. Некоторые из них подвергались закалке или метаморфизму под влиянием интрузивных пород; в этом случае большая часть содержащихся в них органических остатков оказывается уничтоженной. В таких условиях полярные текстуры являлись единственным средством, помогающим восстановить первичную последовательность осадочных напластований и их относительный возраст. В разнообразных осадочных породах было описано большое число таких текстур, одним из примеров которых является ритмичная слоистость.

Ритмичная слоистость. Если в стабильный бассейн с постоянными физическими условиями осадки поступают с одинаковой скоростью, то характерным признаком возникающих



ФИГ. 3-14. Ритмичная слоистость в туфовых осадках (мощность каждого слоя черного и белого цвета равна 1 см).

осадочных пород будет однородность их свойств. Во многих бассейнах при поступлении осадков меняется их объем и состав в зависимости от годовых или каких-либо других климатических циклов, периодов органической активности, локальных деформаций, этапов магматической деятельности и других подобных изменений в области сноса осадков. В этих условиях временами может происходить внезапное поступление в бассейны огромных масс осадков (обычно в виде мутьевых потоков — turbidity current). Происходит быстрое отложение пластов пород, в пределах которых грубозернистые осадки основания сменяются сверху более тонкозернистыми осадками за счет различной скорости осаждения зерен разного размера (закон Стокса) из внезапно вливающих и обычно бурных потоков обломочного или грязевого материала. Слои таких пород называют обычно ритмично отсортированными (graded beds; фиг. 3-14); размеры их могут колебаться от микроскопических прослоев до пластов

мощностью в несколько метров. Ритмичная слоистость особенно характерна для осадков, быстро накапливавшихся вдоль окраин континентов в условиях движений земной коры и вулканической активности. Некоторые из них могли образоваться за счет неустойчивых слоев увлажненных осадков, смещавшихся с пологих склонов под влиянием землетрясений или же гравитационных сил.

Пласты ритмично отсортированных пород представляют собой полярные текстуры, так как в них можно установить кровлю и подошву пласта. Поскольку они обычно приурочены к толщам, в которых редко встречаются окаменелости и которые к тому же смяты в интенсивные складки, они имеют огромное значение для геологов-съемщиков. В осадочных породах было описано много других текстур подобного типа (гл. 7).

Признаки подошвы пласта (sole markings). Некоторые полярные текстуры осадочных пород возникают при дислокациях на поверхности отложе-

ний под влиянием течений, организмов и локальных смещений осадков после их осаждения. Эти структуры наиболее характерны для особого типа осадочных пород, называемых *флишем*. Под этим термином понимают мощные разрезы морских отложений, сложенных слоями тонкозернистых осадков, таких, как глинистые сланцы, аргиллиты или алевроиты, чередующихся с пластами грубозернистых осадков, обычно песчаников. Слоистость пород обычно ритмичная, и основание слоев песчаников, как правило, располагается на четко выраженной поверхности кровли слоев глинистых сланцев; и именно на нижней поверхности или подошве пластов песчаников лучше всего сохраняются полярные текстуры. Они обычно называются признаками подошвы пласта.

Движения земной коры в бассейнах осадконакопления. В тех случаях, когда в ходе осадконакопления только что образовавшиеся осадки оказываются наклоненными или же испытывают сотрясение, какая-то их часть может прийти в движение и течь в виде полусцементированной массы. Возникающие при этом оползневые текстуры могут быть представлены волнообразными складками, напоминающими складчатость течения в твердых породах, или же пластами брекчированного и нарушенного материала в среде нормально слоистых пород. Эти текстуры возникают в результате незначительных движений земной коры. Некоторые текстуры крупных осадочных тел свидетельствуют о серьезных смещениях земной коры во время осадконакопления. Подтверждения существования подобных смещений могут быть лишь косвенными; например, мощные толщи тонкозернистых или хемогенных (таких, как известняки) осадков сменяются грубозернистым угловатым обломочным материалом, источник которого, несомненно, находился в располагавшихся по соседству гористых

районах. Подобные разрезы осадочных пород могут указывать на сравнительно быстрый подъем соседних участков земной коры, сопровождавшийся усилением эрозии и сменой состава осадков, поставляемых в бассейны осадконакопления.

Более впечатляющим свидетельством диастрофизма является присутствие во многих разрезах осадочных пород угловых несогласий. В окаменелых органических остатках может и не быть зафиксирован длительный временной перерыв в образовании двух соседних пластов, но тщательные полевые наблюдения могут помочь установить, что вышележащие слои трансгрессивно налегают на ранее образовавшиеся формации с небольшим угловым несогласием. Наклон и эрозия более ранних слоев могли иметь место в течение сравнительно короткого периода времени, предшествовавшего отложению последующих слоев. Отчетливо выраженные угловые несогласия между сильно рознящимися по возрасту породами (типа упоминавшегося в гл. 1 несогласия в Сиккар-Пойнт) являются вполне определенным указанием на крупные смещения земной коры и периоды интенсивной деформации, разделяющие две серии осадочных пород (примером этому может служить несогласие в основании стратиграфического разреза на фиг. 3-1).

Осадочные породы земной коры не образуют непрерывных слоев, а представлены сравнительно ограниченными по площади пластами, отлагавшимися в сравнительно кратковременно существовавших бассейнах. В некоторых участках земной коры — мобильных, или геосинклинальных, поясах — происходила аккумуляция мощных толщ осадков в относительно короткие периоды времени. В других участках земной коры — стабильных областях, или щитах, — в течение длительных периодов истории их существования не происходило накопления осадков. Для того

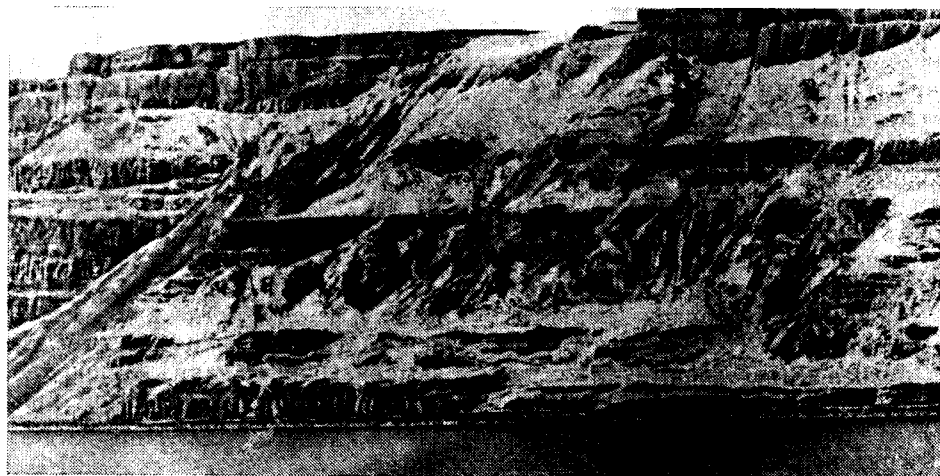
чтобы начались процессы осадконакопления, в земной коре должны существовать бассейны или участки с пониженным рельефом, куда мог бы сноситься осадочный материал, и приподнятые районы, откуда бы поступал этот материал за счет процессов эрозии. Следовательно, существует тесная взаимосвязь между теми процессами, которые ведут к изменению рельефа земной коры (деформация, воздымание и опускание, вулканическая активность), и осадконакоплением — процессом, который в конечном счете направлен на восстановление равновесия. Поэтому изучение осадочных пород и деформаций земной коры тесно связано между собой и должно осуществляться во взаимосвязи; ниже мы увидим, что складки и разломы могут зарождаться и продолжать развиваться во время формирования осадочных пород.

Форма и структура тел магматических пород

Геометрические особенности магматических пород находятся в тесной связи с их составом и способом обра-

зования. Силикатные расплавы могут затвердевать с образованием магматических пород в любом месте земной коры (и, вероятно, ниже ее) и на ее поверхности. Нам уже известно, что плутонические породы, закристаллизовавшиеся ниже поверхности Земли в виде интрузий, обычно представлены средне- и крупнозернистыми породами, тогда как вулканические продукты, излившиеся на поверхность Земли, обнаруживают тенденцию к образованию мелкозернистых и стекловатых пород. Кроме этих структурных отличий, происхождение магматических пород — вулканическое или плутоническое — четко определяется по форме их тел.

Тела вулканических пород. Потоки базальтовых лав с небольшой вязкостью, изливавшиеся из жерл и трещин, обычно растекаются в виде уплощенных пластов (фиг. 3-15), подошва которых, как правило, мелкозернистая или стекловатая, тогда как прикровельная часть пузырчатая или неровная. Более вязкие лавы (андезиты, риолиты, обсидианы) имеют тенденцию к образованию более мощных и менее обширных по пло-



ФИГ. 3-15. Горизонтальные лавовые потоки (базальты), обнажающиеся в долине реки Колумбия.

щади потоков; они образуют даже купола с незначительным горизонтальным перемещением потоков. Потоки, излившиеся под водой, обладают своеобразной *подушечной* структурой, характеризующейся нагромождением друг на друга блоков лав сферoidalной формы. Для пирокластических вулканических пород свойственно образование полярных текстур, присущих осадочным породам.

Интрузии. Значительная часть земной коры сложена интрузиями плутонических пород. Размер их меняется от гранитных батолитов протяженностью (по максимальному измерению) несколько тысяч километров и более до диабазовых даек мощность которых не превышает нескольких сантиметров.

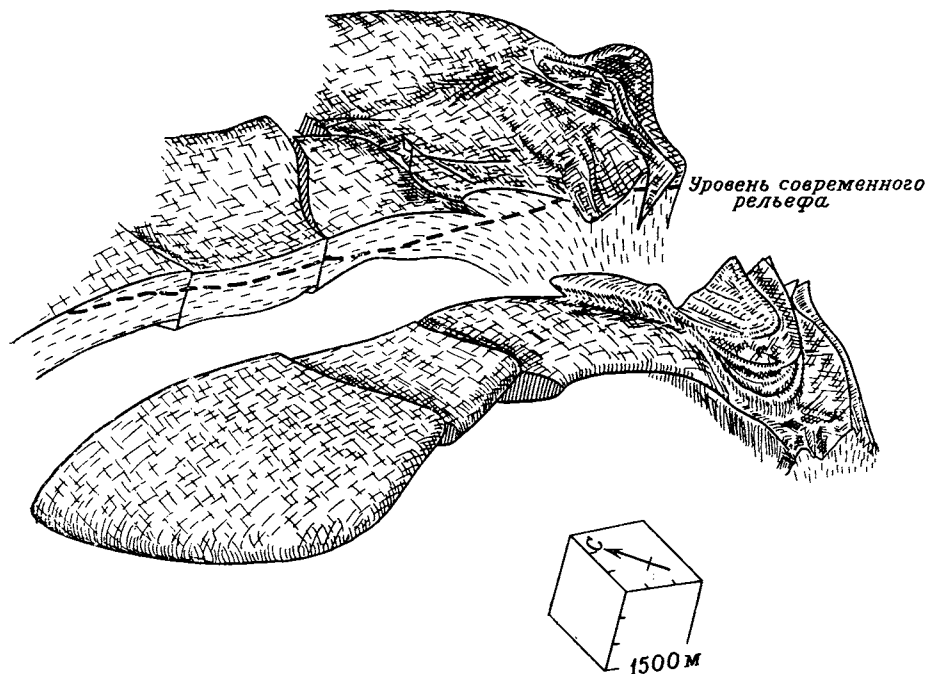
Для характеристики их формы были введены в употребление различные термины. В некоторых из них содержится указание на форму и размеры, в других отмечаются структурные соотношения плутонических тел с прорываемыми (вмещающими) породами. В геометрическом плане интрузии могут быть наиболее просто расклассифицированы на пластовые тела и плутоны.

Пластовые интрузии (*intrusive sheets*). Как правило, уплощенные тела среднезернистых пород мощностью от первых сантиметров до нескольких тысяч метров относятся к категории пластовых интрузий. Их пластообразная форма является следствием согласного внедрения магматических масс в толщи расслоенных пород или же их несогласного внедрения по плоскостным или кольцевым разломам. Интрузии первого типа известны как *силлы* и представлены полого залегающими телами. Интрузии второго типа называются *дайками*; они обычно внедряются вдоль крутопадающих трещин растяжения в земной коре. Как правило, они образуют обширные дайковые поля, протягивающиеся на большие

расстояния или концентрирующиеся радиально вокруг древних центров вулканической активности. Некоторые из этих линейных интрузий могут выполнять подводящие трещины, через которые происходило излияние больших объемов основной магмы.

Плутоны. Все интрузии изверженных пород менее правильной геометрической формы могут быть объединены в одну группу — группу плутонов. Форма и размеры плутонов могут изменяться в весьма широких пределах, но крупнейшие из них попадают в две главные категории: гранитные батолиты мобильных участков земной коры и расслоенные интрузии основных пород более стабильных областей. Батолиты (или *штоки*, если площадь их составляет менее 100 км²) представлены обычно очень крупными телами, и их истинную форму удается наблюдать очень редко. Они большей частью изображаются в виде тел с круто падающими контактами, уходящими вниз на значительную глубину. Некоторые гранитные плутоны меньших размеров были изучены с большой детальностью, и форма их, устанавливаемая обычно по характеру внутренних структур течения (расслоенности и линейности), оказалась очень сложной. На фиг. 3-16 в качестве примера приведена структурная реконструкция плутона гор Ратлснейк в Южной Калифорнии. Площадь обнаженной части плутона составляет около 60 км²; он внедрен в основном несогласно в изверженные и метаморфические породы. Плутон имеет сужающуюся к основанию воронкообразную форму, тогда как в его верхней части породы расходятся в виде языков. Один из таких языков прослеживается в горизонтальном направлении на расстояние 8 км от некка.

Внутренние структуры течения и расслоенность соответствуют в общих чертах воронкообразной форме тела.



ФИГ. 3-16. Ортографическая блок-диаграмма плутона гор Ратлснейк в Южной Калифорнии.

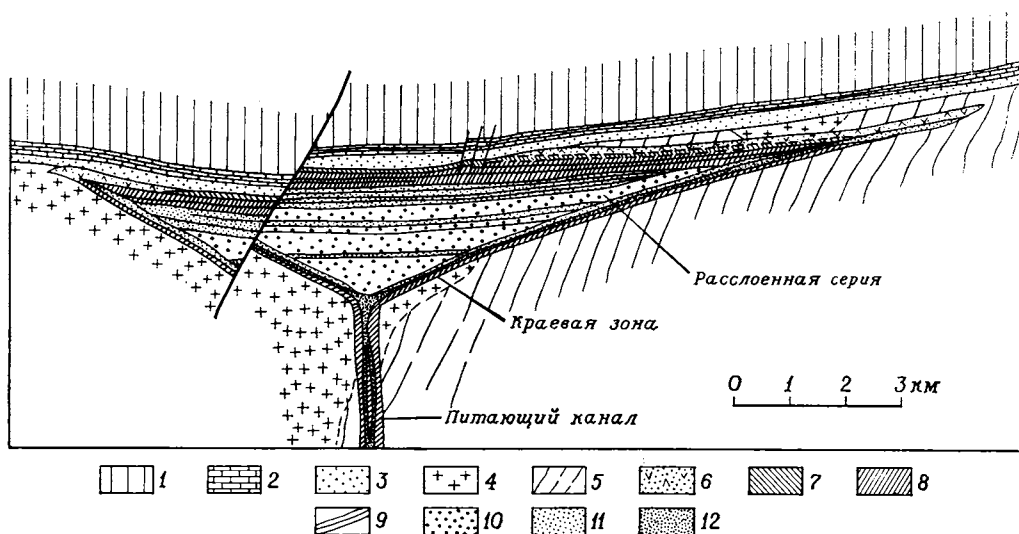
Показана форма плутона (отстроенная выше уровня современного рельефа). Штрихи указывают ориентировку структур течения в различных участках плутона (MacColl R. S., Structural geology of Rattlesnake Mountain pluton, Geol. Soc. Am. Bull., 1964).

Другие плутоны сходных размеров, видимо, имеют намного более простую форму, хотя для некоторых из них также характерна воронкообразная или грушевидная форма с узким neckом в основании тел.

Крупные расслоенные интрузии основного состава в древних стабильных областях, по-видимому, характеризуются значительным превышением горизонтальных (латеральных) параметров над мощностью по вертикали и могут иметь блюдцеобразную, воронкообразную или клиновидную форму, в поперечном сечении сужающуюся книзу. Форма их на глубине неизвестна. Предполагаемый вертикальный разрез через одну из таких интрузий изображен на фиг. 3-17.

Некоторые плутоны отчетливо секут структуры вмещающих пород, обыч-

но метаморфических или изверженных, и, по-видимому, либо заместили существовавшие на их месте породы, либо внедрились вдоль неправильной системы нарушений с последующим расширением их по мере увеличения объема интрузий. Другие плутоны являются, несомненно, согласными (как по форме, так и по внутренним структурам) со структурами вмещающих пород и, вероятно, внедрились, с силой раздвигая вмещающие породы в стороны. Ограничения многих гранитных плутонов выражены плохо; наблюдаются постепенные переходы между плутоническими и вмещающими метаморфическими породами. Это позволяет допускать существование химических реакций вдоль контактов. Возможно, с глубиной характер краевых зон некоторых крупных гранитных



Фиг. 3-17. Реконструированный поперечный разрез обнаженной части расслоенной ультраосновной интрузии Маскок, Северо-Западные территории, Канада (Irvine T. N., Smith C. H., in: Ultramafic and related rocks, ed. P. J. Wyllie, Wiley, 1967).

1 — базальты; 2 — доломиты; 3 — кварциты; 4 — граниты; 5 — метаморфические породы; 6 — «гранофиры»; 7—8 — габбро; 9 — пироксениты. Богатые оливином породы (10—12): 10 — дуниты; 11 — перидотиты; 12 — пикриты.

плутонов меняется. На нижних уровнях, где генерируется гранитная магма, возможно путем частичного плавления древних пород, контакты могут быть диффузными и постепенными. Расплавленный материал является более легким, чем вмещающие породы, что вызывает его подъем в выше лежащие породы. На этом промежуточном уровне поднимающиеся граниты в основном приспособляются к вмещающим породам, обуславливая в момент подъема их деформацию и пластичное течение. На самых верхних уровнях по мере приближения гранитных масс к поверхности и охлаждения они перемещаются вдоль нарушений в менее пластичных породах и могут внедряться в них в виде сложных по морфологии (языкообразных, воронкообразных) и т. п.) несогласных плутонов.

Механизм внедрения и извержения магматических масс в действительности понят еще не до конца; установлено лишь, что, по-видимому, наиболее важными факторами в этом

процессе являются гравитационная неустойчивость легких текучих масс на глубине и внутреннее давление растворенных летучих в магмах.

Картирование интрузий изверженных пород — сравнительно простая задача благодаря резким, как правило, контактам их с другими породами. Но пространственная интерпретация их структур затруднена, поскольку простая геометрическая проекция структурных особенностей поверхностных обнажений на глубину не всегда возможна. Простые пластообразные интрузии не вызывают затруднений в этом плане; то же самое относится к целому ряду отчетливо цилиндрических интрузий, в особенности к таким, как «некки» и «штоки», заполняющим жерла эродированных вулканов и, вероятно, сохраняющим постоянный диаметр на значительную глубину. Но структуры крупных плутонов на глубине невозможно установить без подземных выработок или геофизических исследований.

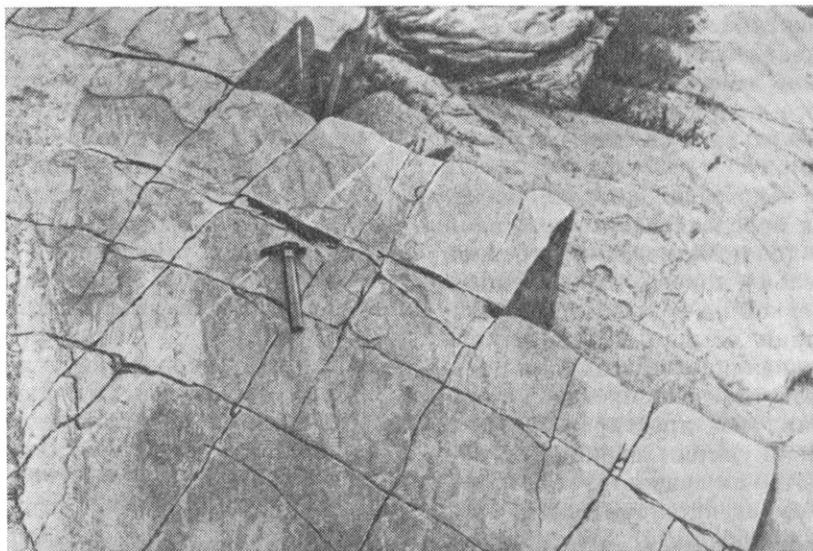
Природные разломы и разрывы

Поверхность Земли рассечена разнообразными плоскостями разломов и разрывов. Наиболее распространены среди них близко расположенные друг к другу системы взаимно параллельных *трещин* (joints), вдоль которых не происходит видимого смещения пород. Для остальных разломов свойственно перемещение пород относительно друг друга по плоскости разлома. Они отчетливо различаются между собой по положению и особенностям проявления, но обычно называются одним общим термином — *сбросы* (faults).

Нарушения обоих типов возникают под влиянием приложенных к твердым породам сил (стресс). Проявление стресса (напряжения) может быть вызвано подвижками в земной коре или тектоническими напряжениями иного рода; могут существовать также термальные стрессы, связанные с процессом охлаждения изверженных пород, или же остаточные стрессы, свойственные породам, образо-

вавшимся на глубине и выведенным на поверхность эрозией. В гл. 8 будут исследованы возможные причины возникновения трещин и сбросов; в данном разделе будут рассмотрены только особенности их геометрических форм.

Трещины. Лишь немногие обнажения горных пород на поверхности Земли не имеют никаких трещин; и если поверхность обнажения не подвергалась постоянному воздействию эрозионной деятельности льда, волн или ветра, то на ней отчетливо проступает характерный для нее рисунок трещиноватости. В тех случаях, когда в породах развиты системы трещин нескольких направлений, породы приобретают способность раскалываться на блоки, по форме грубо напоминающие параллелепипед (фиг. 3-18); величина блоков определяется расстояниями между трещинами и может колебаться от нескольких миллиметров до многих метров. Ряд пород раскалывается по трещинам так же, как и по некоторым плоскостям проникающих текстур, таким, как



Фиг. 3-18. Пересекающиеся системы трещин в метаморфических породах (линейность параллельна рукоятке молотка).

слоистость или листоватость; но на этом их сходство с проникающими текстурами заканчивается. Хотя трещиноватость пород может и совпадать с некоторыми плоскостями, например с поверхностью напластования в осадочных породах или слоистостью течения в магматических породах, она всегда будет характеризоваться ограниченными по площади дискретными поверхностями и не может в этом отношении сравниваться с проникающими текстурами.

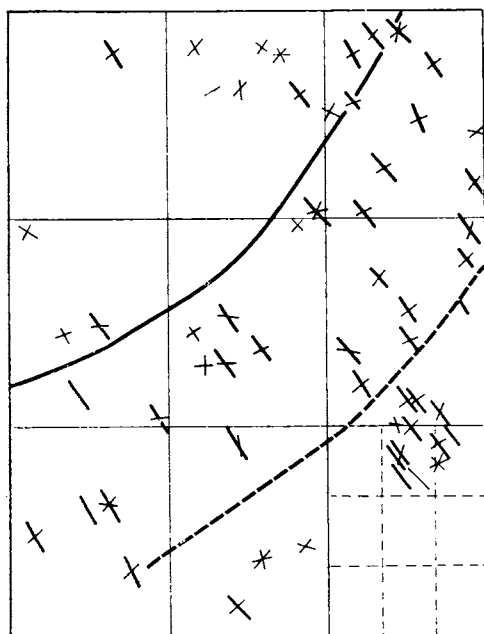
Трещиноватость пород играет важную роль в определении морфологии рельефа, и в тех случаях, когда одна из систем трещин наиболее четко выражена (особенно, если эта система трещин является главной), могут возникнуть заметные на аэрофотоснимках «линейные» элементы рельефа.

В ряде массивных пород (в особенности в гранитах, гнейсах и песчаниках) обычно развита система трещин, субпараллельная поверхности рельефа. Эти трещины образуют более густую сеть вблизи поверхности, обуславливая скорлуповатое отслаивание пород и появление куполовидных форм обнажений. С глубиной, по-видимому, такие трещины исчезают; их образование связывают с влиянием остаточного напряжения, возникающего в результате снятия нагрузки при эрозии.

Иногда в полого лежащих слоистых осадочных породах развита сеть плоскостных (систематических) трещин с удивительно хорошо выдержанной ориентировкой на большой площади. Эти трещины обычно имеют крутое или вертикальное падение, и для них достаточно фиксировать лишь направление их простирания. Они субперпендикулярны слоистости пород, и обычно им сопутствует сеть более мелких (несистематических) трещин невыдержанного простирания. Например, в сланцах района Хоутсдейл, Аппалачское плато, Пенсильвания, основное направление про-

стирания этих систематических трещин (показано жирными линиями на фиг. 3-19) ориентировано, как правило, поперек регионального простирания слоистости (главное простирание несистематических трещин показано на фиг. 3-19 тонкими линиями).

Трещины свойственны также сильно складчатым и метаморфизованным породам; в них они обычно контролируются проникающими текстурами более строго. Например, в сильно складчатых породах с хорошо выраженной линейностью четко проявленные трещины ориентированы в основном субперпендикулярно к ли-



0 2 4 км

— 1 — 2 — 3 — 4

ФИГ. 3-19. Среднее простирание трещин в некоторых участках листа Хоутсдейл, Пенсильвания.

1 — упорядоченная система трещин; 2 — неупорядоченная система трещин; 3 — след антиклинальной оси; 4 — след синклиналиной оси (Nickelsen R. S., Hough V. D., Jointing in the Appalachian Plateau of Pennsylvania, Geol. Soc. Am. Bull., 1967).



ФИГ. 3-20. Столбчатая трещиноватость (отдельность) в горизонтальных лавовых потоках, восточный Орегон

нейным структурам (поперечные трещины). Вдоль поверхностей этих трещин наглядно можно видеть истинную форму складок. В большинстве деформированных пород региональный рисунок трещин достаточно сложен. Они возникают, по-видимому, с относительной легкостью, и во многих телах имеются системы трещин различной ориентировки, образовавшиеся в разное время. Ранние трещины превращаются иногда в ходе более поздних деформаций в разломы и даже вовлекаются в складчатость и изгибаются. По трещинам нередко развиваются тонкие жилы, в частности при выполнении их более поздними минералами, такими, как кварц и кальцит. В ряде случаев трещины служат путями проникновения интрузий.

В потоках лав, силлах, дайках и других мелких интрузиях иногда развита уникальная трещиноватость, разбивающая породы на гексагональные или пятиугольные призмы, ориентированные обычно перпендикулярно поверхности изверженных пород (фиг. 3-20). Эта столбчатая отдельность обусловлена напряжением при растяжении, возникающим

в результате охлаждения, когда трещины ориентируются перпендикулярно изотермической поверхности. В большинстве плутонов трещины развиты весьма широко и обладают определенной ориентировкой по отношению к поверхности интрузий. В ряде случаев они выполнены поздними пегматитовыми дайками и, по-видимому, образовались под влиянием напряжения, возникшего при внедрении или охлаждении магматических масс.

Описано много других типов трещиноватости, характерных для разнообразных пород и, вероятно, имеющих различное происхождение. Несмотря на то что трещины относятся к числу самых распространенных геологических структур, они все еще слабо изучены.

Сбросы. Нарушения на поверхности Земли, по которым происходит дифференцированное смещение пород, объединяются в группу так называемых сбросов. Сбросы сильно различаются по своим особенностям. Некоторые из них представлены прерывистыми поверхностями, видимыми в небольших обнажениях; другие образованы столь же четкими поверхно-

стями, но их положение и протяженность могут быть выявлены лишь в процессе картирования. Многие сбросы проявляются в виде зон расланцевания мощностью до 1 км и более, состоящих из огромного числа разрывных нарушений, сопровождающихся участками деформированных, раздробленных или милонитизированных пород. Фиксируемые смещения вдоль сбросов изменяются от нескольких сантиметров до сотен километров, как это наблюдается в крупной зоне разлома Сан-Андреас в Калифорнии.

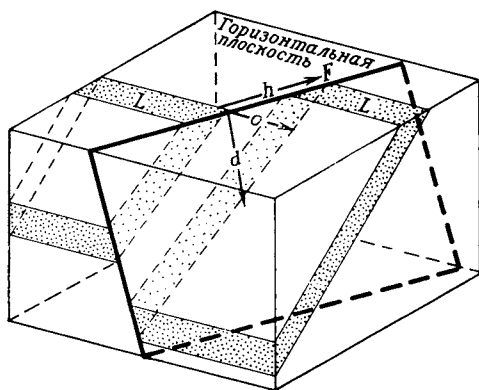
Сбросы могут образоваться под влиянием разнообразных механических процессов. Некоторым из них свойственны четкие поверхности при сравнительно небольшом смещении вдоль них; по-видимому, они возникают за счет хрупких деформаций. Другие сбросы образованы по поверхностям скольжения, вдоль которых не происходит полной потери связи пород и которые обладают более «пластичными» свойствами. Часть сбросов отчетливо сопутствует землетрясениям; вдоль некоторых известных разломов во время землетрясений происходят линейные нарушения почвы. Однако, являются ли такие нарушения следствием или причиной землетрясений, не установлено. Известны также сбросы, вдоль которых происходит медленное непрерывное «скольжение» пород со скоростями, которые могут быть измерены с помощью очень чувствительных приборов.

Сбросы нередко обнаруживают геометрическую взаимосвязь с другими структурами в пересекаемых ими породах, и в ряде случаев эта связь, по-видимому, является также и генетической. Имеется, например, тесная сопряженность между складкообразованием горизонтально залегающих слоистых пород и разломами: рисунки региональных нарушений, обусловленные ассоциирующимися складками и разломами, обычно очень сходны. В некоторых случаях склад-

кообразование предшествует сбросообразованию, в других отмечается обратное соотношение; иногда оба эти процесса проявляются одновременно. По некоторым сбросам смещения происходили лишь один раз, после чего наступила их «смерть». Активность других сбросов возобновлялась неоднократно на протяжении их длительной геологической истории, и конечное их проявление является суммарным эффектом многих смещений.

Многие разломы развиваются по ранее существовавшим трещинам. Геологические границы между породами различного состава часто сопровождаются сбросами. Такие поверхности являются плоскостями концентрации напряжений, и вдоль них легче всего достигаются условия, необходимые для возникновения сбросов. Поэтому плоскости напластования осадочных формаций, границы метаморфических комплексов, поверхности несогласий и краевые зоны крупных интрузий служат обычными местами проявления сбросовых нарушений.

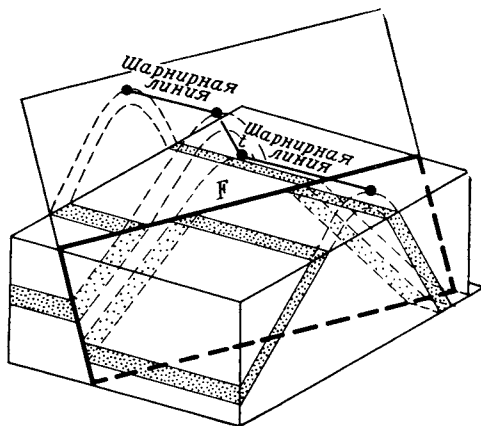
Смещения по сбросам. Истинное направление и характер перемещения вдоль конкретного сброса относительно зафиксированной системы координат обычно выяснить невозможно. Даже для установления относительного направления смещения необходимо знать положение ранее соприкасавшихся точек на разных сторонах сброса. При картировании, как правило, устанавливается кажущееся смещение обычно в горизонтальной плоскости. Рассмотрим приведенный на фиг. 3-21 сброс *F*, вдоль которого происходит видимое перемещение в горизонтальной плоскости слоя *L* на расстояние *h*. Вектор **h** соответствовал бы действительному смещению, если бы оно происходило в горизонтальной плоскости; но наблюдаемый разрыв между пластами мог быть следствием их смещения **d** в направлении падения сброса или же бесчисленного количества наклонных



ФИГ. 3-21. Изображение на горизонтальной поверхности смещения слоя L сбросом F . Направления возможных векторов перемещения: вдоль простирания — h , по падению — d , косо ориентированное — o .

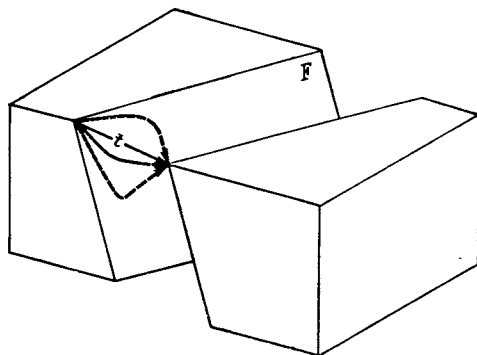
смещений, таких, как o . Перемещением разобренных частей пласта L в обратном направлении вдоль любой из этих линий можно вернуть их в исходное положение. Однако если пласт L является крылом складки, как это показано на фиг. 3-22, то при смещениях h , d и o характер рисунка в горизонтальном сечении будет различным, и лишь определение положения шарнирной линии складки по обе стороны сброса позволит правильно установить относительное перемещение вдоль сброса (t на фиг. 3-22).

Даже в наиболее благоприятной обстановке может быть выявлен только вектор относительного смещения по сбросу. Этот вектор связывает конечное положение ранее соприкасавшихся точек на разных сторонах сброса, но не фиксирует истинный путь, по которому они перемещались после отрыва друг от друга. Из приведенного на фиг. 3-23 примера видно, что при известном векторе смещения путь, проделанный перемещавшейся точкой, может быть различным. Иногда указанием на направление истинного перемещения могут служить линейные структуры (зеркала скольжения и борозды), возникающие на поверхности сброса при дифферен-



ФИГ. 3-22. Смещение шарнирной линии складки сбросом F определяется вектором t .

циальных подвижках (фиг. 3-24). Ориентировка линейных структур может быть подчинена одному направлению, совпадающему с направлением вектора перемещения, установленного по другим признакам. Но для многих сбросов характерно присутствие нескольких различно ориентированных систем линейных структур, причем в этих случаях поздние линейные структуры накладываются на более ранние и затушевывают их. Образование таких сбросов происходило сложным путем в результате неоднократно повторявшихся разнонаправленных подвижек.



ФИГ. 3-23. Вектор истинного смещения t по сбросу F .

Пунктирные линии — некоторые пути возможного перемещения из бесчисленного их множества.



ФИГ. 3-24. Зеркала скольжения на обнаженной поверхности сброса (трещины располагаются примерно на расстоянии 1 м).

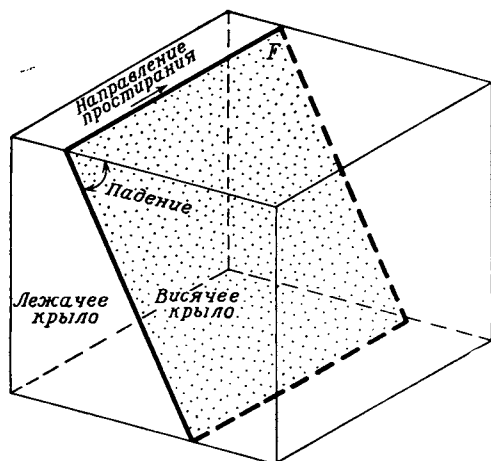
Векторы смещения в пределах крупных разломов для различных участков структуры сильно меняются по направлению и величине, а иногда даже и по знаку. Некоторые разломы полностью затухают или сменяются складками. Перемещения по таким разломам не могут быть всецело линейными, и им может сопутствовать компонент вращения. Эти компоненты вращения (вокруг оси, перпендикулярной плоскости сброса), если они не проявлены достаточно ярко, очень легко пропустить.

Многие сбросы выходят на дневную поверхность, и если их активность совпадала по времени с формированием рельефа, то смещения по ним могли привести к возникновению *сбросовых уступов*. Высота последних может измеряться метрами, как это часто наблюдается в сбросах, возникающих при землетрясениях, но они могут также быть представлены обрывистыми горными склонами высотой в тысячи метров, подобно восточному флангу Сьерра-Невады в Калифорнии. Такие уступы обычно сильно

изменяются под влиянием эрозии. Некоторые древние уступы часто имеют эрозионное происхождение за счет различной устойчивости к выветриванию разнотипных пород, приведенных в соприкосновение по сбросу.

Некоторые сбросы во время осадконакопления или вулканической деятельности были постоянно или периодически активными. Стратиграфические разрезы осадочных формаций на противоположных крыльях таких сбросов будут заметно отличаться. Сбросы, совпадающие с естественными границами осадочных пород, в частности с границами между пластами, могут не иметь ясно видимых свидетельств смещения или перерыва в стратиграфическом разрезе и поэтому могут остаться неопознанными.

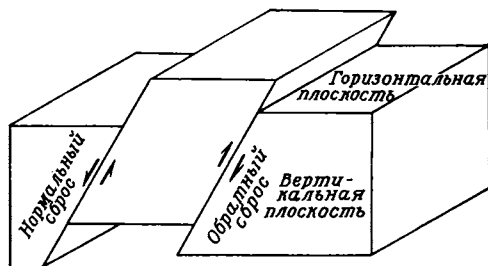
Геометрическая классификация сбросов. Наиболее широко используемая классификация сбросов основывается на ориентировке плоскости нарушения и вектора смещения. Большинство сбросов имеет более или менее



Фиг. 3-25. Висячее и лежащее крылья косо ориентированного сброса.

плоскую поверхность довольно выдержанной ориентировки и падение, отличное от вертикального или горизонтального. Противоположным сторонам сбросов присвоены специальные названия, перенятые из терминологии горнорудной промышленности: висячим крылом называют ту часть, которая расположена выше наклонной поверхности сброса, лежащим крылом — часть, расположенную ниже (фиг. 3-25). Основываясь на этих терминах, применяется следующая классификация:

1. *Сбросы со смещением по падению сбрасывателя (dip-slip faults)* — сбросы, вектор смещения которых совпадает с падением плоскости нарушения; в случае *нормального сброса*



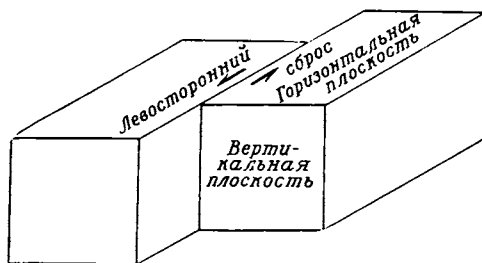
Фиг. 3-26. Сбросы (нормальный и обратный) со смещением по падению сбрасывателя.

(normal fault) висячее крыло опущено по отношению к лежащему; при *обратном сбросе* (reverse fault), называемом также *взбросом* (thrust fault), висячее крыло приподнято по отношению к лежащему (фиг. 3-26). Если сброс ориентирован вертикально, различия между этими двумя типами сбросов отсутствуют.

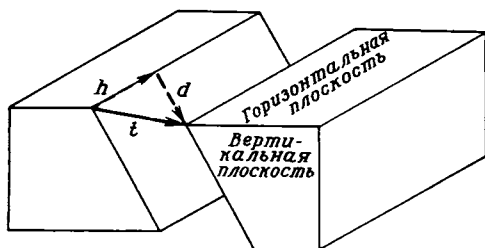
2. *Сбросы со смещением по простиранию сбрасывателя (strike-slip faults)* — сбросы, вектор смещения которых параллелен простиранию плоскости сброса. Они также называются *поперечными* и *горизонтальными* сбросами, или *сдвигами*. Падение их обычно крутое или вертикальное, и в зависимости от направления смещения пород крыла, против которого стоит наблюдатель, различают *правосторонние* и *левосторонние* сбросы (фиг. 3-27).

3. *Сбросы с косым смещением (oblique-slip faults)* относятся к числу наиболее распространенных. Вектор смещения в них ориентирован косо относительно простирания и падения плоскости нарушения и может быть разложен на составляющие компоненты по простираанию и падению (фиг. 3-28).

Внутри этой общей геометрической классификации было выделено значительное число специфических разновидностей сбросов. Специального упоминания заслуживают *пологие надвиги* (low-angle thrust), которые по способу образования, по-видимому, отличаются от разломов с крутым



Фиг. 3-27. Левосторонний сброс со смещением по простираанию сбрасывателя (ориентирован вертикально).

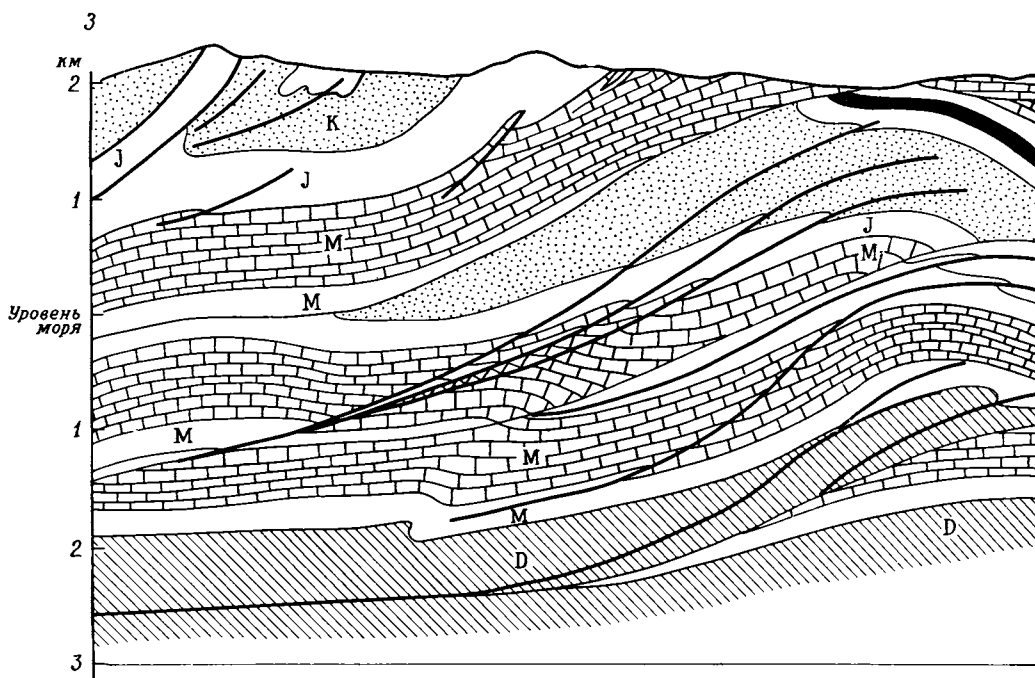


ФИГ. 3-28. Сброс с косым смещением; вектор смещения t разложен на компоненты по простиранию (h) и падению (d).

или умеренно крутым падением. Залегают они с пологим падением или горизонтально, и плоскость нарушения в них представлена отчетливо выраженной поверхностью, вдоль которой смещение сравнительно тонких плит пород может достигать 100 км и более. Пологие надвиги свойственны горизонтально лежащим или сла-

бо складчатым сериям осадочных пород и, как правило, хорошо согласуются с плоскостями напластования (фиг. 3-29). Их существование устанавливается по повторению в разрезах одновозрастных пластов осадочных пород, залеганию в стратиграфических разрезах заведомо более древних формаций поверх молодых или по наложению формаций одной фации (например, карбонатных отложений) на другую (кремнистых геосинклинальных осадков), имеющую тот же возраст.

Происхождение этих надвигов до конца не выяснено; ясно лишь, что образование их за счет сокращения земной коры, как это вначале предполагалось, маловероятно. Более вероятным кажется их образование путем скольжения тонких пластов пород под влиянием силы тяжести по полого наклоненным плоскостям



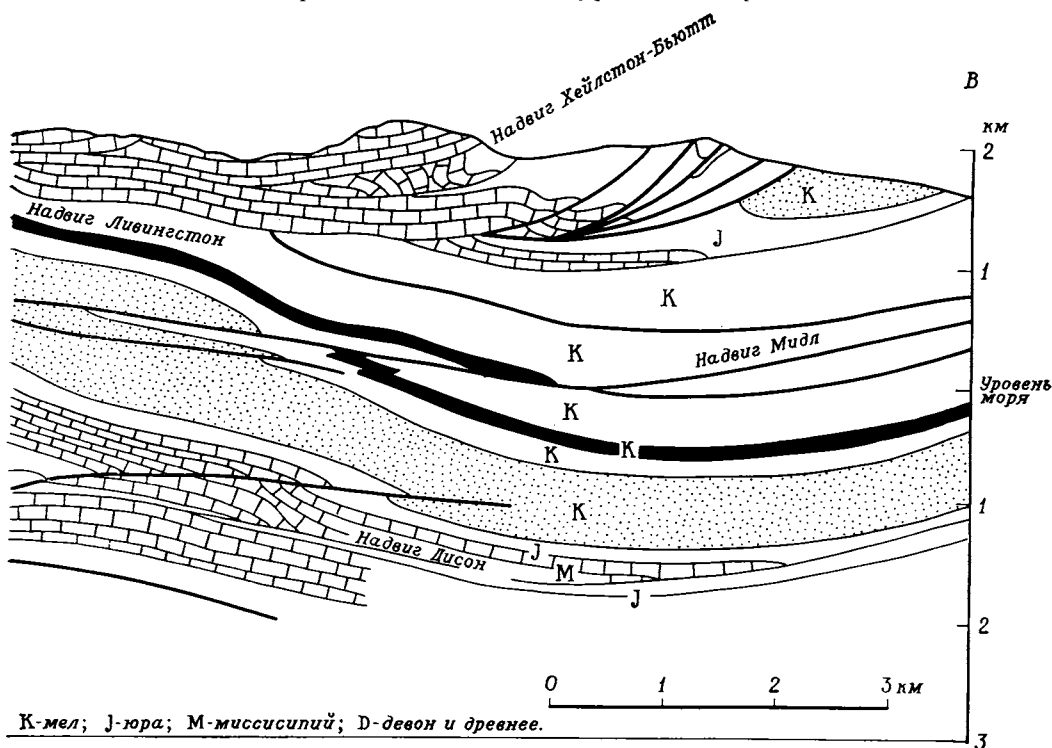
ФИГ. 3-29. Разрез через газоносные отложения Саванна-Крик, Альберта, с изображенными выделены осадочные формации различного типа и возраста (Fox F. G., Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 1959).

со слабым сцеплением, что приводит к перекрыванию надвигом сходных слоев в другом районе. В альпийских сериях пород (фиг. 3-30) можно обнаружить много таких поверхностей надвигов, по которым пластины пород (*покровы*) нагромождались одна на другую или сминались вместе с подстилающими породами. Некоторые пласты надвигались на древние эрозионные поверхности и во время своего перемещения сами подверглись эрозии с образованием грубых осадков типа конгломератов, перекрывавшихся затем этим же продолжавшим движение надвигом. Почти полная эрозия таких приповерхностных взброшенных пластов может привести к сохранению лишь небольших пятен (*останцов*) экзотических пород, явно выпадающих из стратиграфической последовательности пород. Образование пологих надвигов тесно связано со складкообразованием.

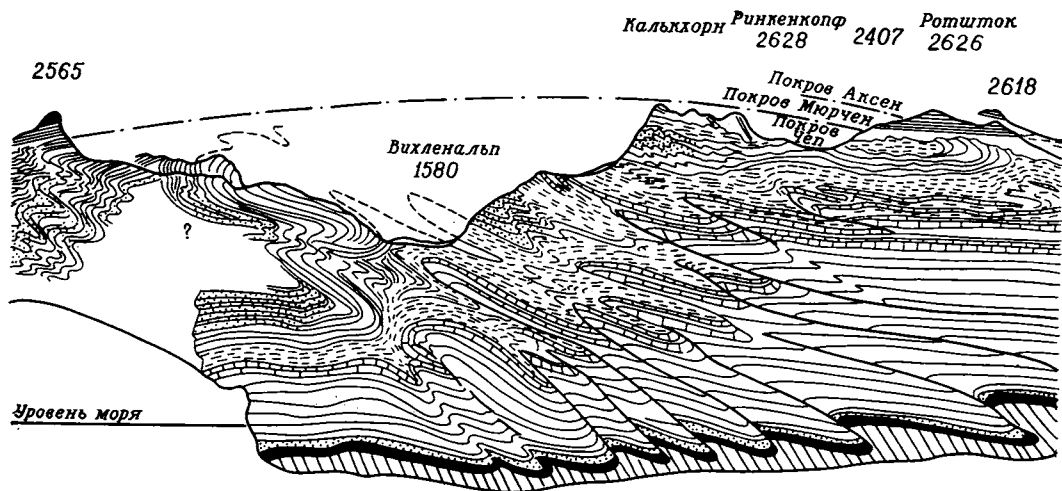
Деформационные структуры

Структуры, возникающие в породах земной коры в процессе течения твердых тел под влиянием механических напряжений, могут быть представлены как микроскопическими пластическими деформациями в кристаллах типа дислокаций или двойникова-ния, так и гигантскими складчатыми покровами типа шарьяжей, установленных в Альпийских горных цепях Европы. Геометрические свойства и механические условия образования этих структур, так же как и их размеры, сильно разнятся между собой и в целом о них известно гораздо меньше, чем о любой из рассматривавшихся ранее простых структур.

Имеются две основные причины для того, чтобы геологи обратили внимание на такие деформационные структуры. Во-первых, они являются



на нем пологими надвигами.



ФИГ. 3-30. Разрез через Гланер-Альп в Швейцарии с изображенными на нем шарьяжами (1933).

источником информации о механизме течения в твердых породах и о физических условиях, благоприятствующих этим процессам. Во-вторых, знание характера смещений и напряжений, обуславливающих их образование, помогает выяснению крупномасштабных процессов деформации и течения в земной коре, вследствие которых и возникают эти структуры.

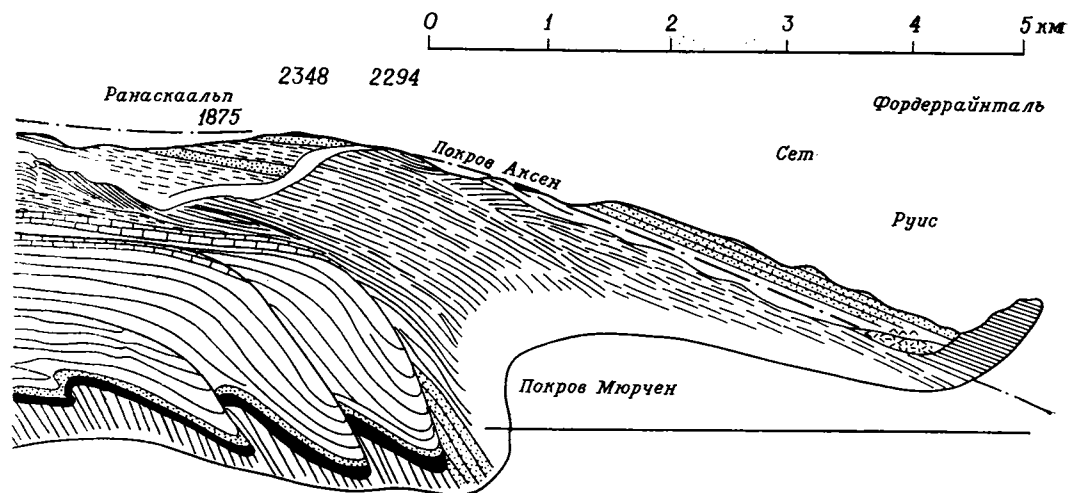
В этом разделе основное внимание будет сосредоточено на рассмотрении геометрических свойств деформационных структур. Сведения об их генезисе рассматриваются в гл. 8.

Геометрические свойства складок.

Многие породы земной коры обладают слоистостью и листоватостью. В большинстве осадочных и в некоторых изверженных породах эти плоскостные текстуры в момент своего образования обладали субгоризонтальной ориентировкой и поэтому могут играть роль универсального «индикатора», позволяющего определять последующие дислокации в земной коре. В метаморфических породах листоватость в момент образования редко имеет горизонтальную

ориентировку, но представляет собой обычно плоскостную текстуру, что позволяет восстановить все позднейшие деформации. Лишь в немногих участках земной коры сохранились совершенно ненарушенные подобные плоскостные текстуры. В процессе прогрессирующей деформации меняется их первоначальная ориентировка, и они во все большей степени вовлекаются в складкообразование; местами происходит разрыв и растрескивание их, в результате чего ранее непрерывные пласты могут сохраниться в виде изолированных фрагментов, или будин, а первичные поверхности слоистости и листоватости могут быть частично или полностью переориентированы в новую систему поверхностей.

Широкая распространенность разномасштабных складок, будин и других деформационных структур сильно затрудняет работу геологов-съемщиков. Многие межформационные контакты представлены не сравнительно ровными плоскими поверхностями, которые могут быть путем проецирования отстроены в трехмерном масштабе, а сильно искривлены и разорваны. Породы с такими про-



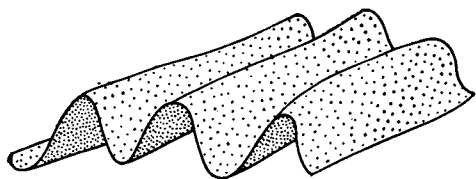
и покровами (Oberholzer J., Geologie der Glaneralpen, Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz.,

никающими текстурами, как слоистость, листоватость и линейность, собраны в разномасштабные складки и сложно изогнуты с образованием чрезвычайно разнообразных текстурных рисунков, кажущихся на первый взгляд совершенно бессистемными. На сложность этих структур геологи вынуждены обращать особое внимание как по причине технических трудностей, возникающих при картировании и трехмерной геометрической интерпретации геологических тел, так и по той причине, что они позволяют понять некоторые особенности деформаций в земной коре.

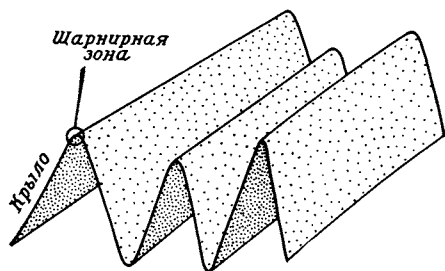
Механизм деформаций, вызывающих образование складок в твердых расслоенных и рассланцованных породах, еще слабо изучен; но большое разнообразие типов пород, подвергающихся складкообразованию, и широкий набор геометрических форм складок ясно указывают на то, что образование складок не может быть обусловлено какой-то одной причиной. Очевидно, все слоистые и листоватые породы — от осадочных серий с массивными однородными пластами мощностью в несколько сотен метров до пород с отчетливой листоватостью

(типа филлитов и глинистых сланцев) — могут образовывать складки при определенных благоприятных физических условиях. Однако складки, возникающие в породах с резко различными механическими свойствами, заметно отличаются по своей геометрии, и бесполезно искать какой-то универсальный механизм, с помощью которого можно было бы объяснить их образование. Ясно одно, что складки почти одинаковых геометрических форм образуются вновь и вновь на протяжении длительной геологической истории Земли в породах сходного состава и что геометрические формы складок являются ключом к познанию не только кинематики их образования, но и механизма этого процесса. Поэтому предпосылкой для понимания процесса складкообразования является точное описание геометрической формы, ориентировки и симметрии распространенных типов складок.

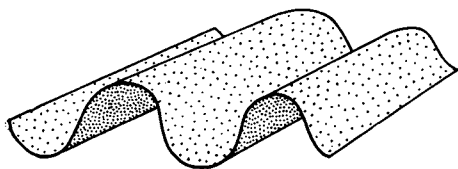
К счастью для геологов, складки самых разных размеров могут обладать одинаковыми геометрическими свойствами, в связи с чем непосредственное детальное изучение мелких складок обеспечивает исследователей



ФИГ. 3-31. Схематическое изображение волнообразной складчатой поверхности.



ФИГ. 3-32. Складки, состоящие из соединяющихся между собой крыльев, с небольшими шарнирными зонами.



ФИГ. 3-33. Складки, образованные соединяющимися между собой шарнирными зонами с небольшими крыльями.

информацией, помогающей при картировании очень крупных складок. По этой причине в нижеприведенном описании абсолютный размер складок не принимается во внимание.

Геометрические элементы складчатой поверхности. В складчатых сериях пород структурные поверхности, ранее бывшие плоскими, искривлены. Среди этих поверхностей на основании чисто качественных признаков можно выделить две группы. Примером поверхностей первой группы может служить любая частная поверхность пород с хорошо выраженными структурами проницания типа листоватости, которая не выделяется какими-либо специфическими

свойствами и по разные стороны которой листоватость пород однотипна. К поверхностям второй группы относятся поверхности раздела в слоистых сериях, отделяющие заметно различающиеся типы пород, например границы кровли пластов. Поверхности этого типа не относятся к числу проникающих текстур и могут быть уникальными для данного геологического тела. В любом случае выбранные поверхности имеют примерно периодическую волнообразную форму; по разные стороны этих поверхностей изгибы пород в общих чертах согласуются между собой (фиг. 3-31). В общем случае эти волнообразные формы являются чем-то средним между двумя идеально правильными формами. Пример одной из них приведен на фиг. 3-32; изображенная здесь волнообразная поверхность образована правильными плоскостными сегментами, называемыми *крыльями складок*; они связаны друг с другом резкими угловатыми перегибами, называемыми *шарнирами*. В идеальном случае шарнирные зоны не имеют площадного измерения и такие складки состоят из сочленяющихся между собой крыльев. Вторая форма складок изображена на фиг. 3-33; в этом примере видна серия параллельных аркообразных складок без каких-либо признаков плоскостных структур. Такие складки можно рассматривать как серию шарнирных зон, связанных крыльями, не имеющими площадного измерения. Большинство складчатых поверхностей относится к числу промежуточных между этими двумя крайними формами. Например, складки, изображенные на фиг. 3-34, имеют хорошо выраженные шарнирные зоны, сочленяющиеся друг с другом посредством заметно более ровных сегментов, соответствующих крыльям складок. Разделение складчатой поверхности на шарнирную зону и крылья осуществляется довольно произвольно.



ФИГ. 3-34. Небольшие складки в слоистых метаморфизованных кремнистых сланцах (предгорья Сьерра-Невады, Калифорния).

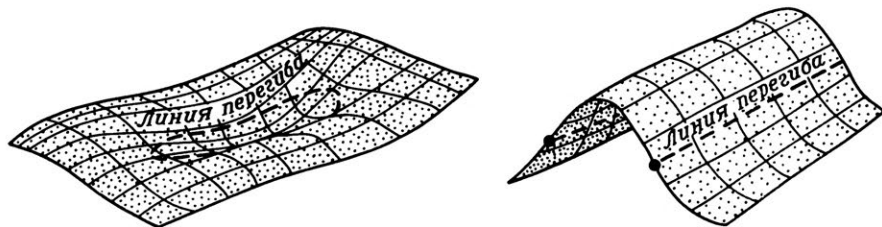
В складчатых поверхностях в трехмерном измерении могут быть выделены следующие геометрические элементы:

1. Где-то между парой противоположащих шарнирных зон должна располагаться линия, отделяющая изгибы одного направления от изгибов другого.

Эта линия, называемая *линией перегиба* (inflection line), может быть принята за границу раздела двух складок. В некоторых складках, имеющих «куполовидную» или «ладьевидную» форму, линия перегиба почти полностью замыкается;

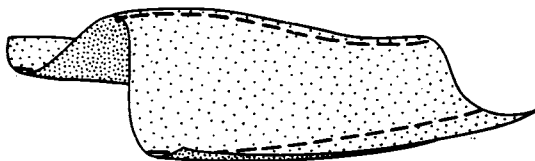
в других складках, имеющих более правильную волнообразную форму, перегибы складки могут быть представлены двумя субпараллельными линиями, не соединяющимися в пределах обнаженной части складки (фиг. 3-35).

2. Между двумя линиями перегибов обычно имеется еще одна линия, соединяющая на поверхности складки точки наибольшего изгиба (фиг. 3-36). Она называется *шарнирной линией складки* (hinge line). В некоторых складках за шарнирную линию принимается линия в центральной части пологой шарнирной зоны.



ФИГ. 3-35. Линии перегиба на складчатой поверхности.

Слева — замкнутая линия перегиба в складке «ладьевидной» формы; справа — открытые (не соединяющиеся) линии перегиба простой складки.



ФИГ. 3-36. Шарнирные линии (пунктирные) на складчатой поверхности.

Серии складчатых поверхностей. Складка не ограничивается лишь одной поверхностью, а представляет собой трехмерную структуру, в которую вовлечены мощные серии рассланцованных или слоистых пород. Складчатые поверхности в хорошо рассланцованных породах распределяются более или менее единообразно, и для выяснения ориентировки и морфологии складки всегда может быть выделено несколько удобных, отстоящих друг от друга на некоторое расстояние поверхностей. В расслоенных же сериях пород наиболее заметными складчатыми поверхностями являются границы определенных пластов, которые обычно и выбираются при анализе геометрических форм складок. Для наших задач нет нужды делать различия между этими двумя крайними примерами, поскольку нас интересует только геометрия форм тесно сближенных серий поверхностей или их пар.

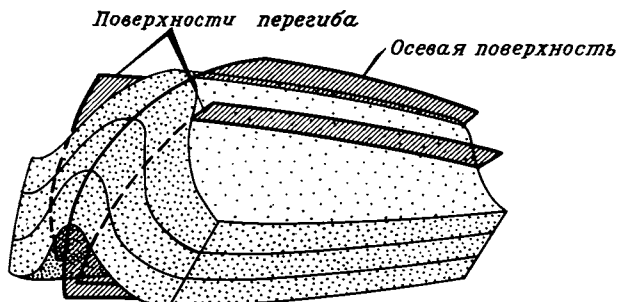
В складках, образованных сериями поверхностей, можно выделить следующие геометрические элементы (фиг. 3-37):

1. Плавная поверхность, проходящая через линии перегиба ряда последовательных складчатых поверхностей, называется *поверхностью перегиба* (inflection surface). Она ограничивает контуры складки в серии этих складчатых поверхностей.

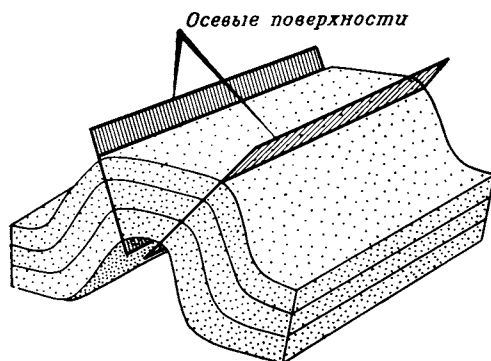
2. Плавная поверхность, проходящая через шарнирные линии ряда последовательно расположенных плоскостей, называется *осевой поверхностью* (axial surface), или *осевой плоскостью* (axial plane), складки, если, как это обычно бывает, она оказывается плоской.

Некоторые складки имеют более сложную форму, чем в приведенных выше примерах, и в них может быть установлено более одной осевой поверхности без разделяющих их поверхностей перегиба. Обычно складки этого типа, называемые сопряженными, или сундучными, имеют две противоположно наклоненные осевые поверхности (фиг. 3-38).

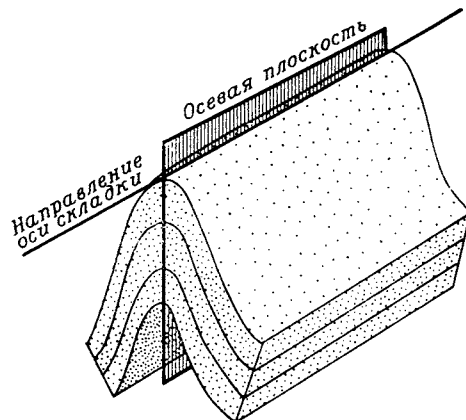
Цилиндрические складки. Обнаженные участки многих складок представляют собой набор поверхностей цилиндрической формы, имеющих одинаково ориентированные продольные оси. Эта продольная ось, называемая *осью складки* (fold axis), параллельна шарнирным линиям и линиям перегиба всех складчатых поверхностей (фиг. 3-39). Такие складки называются цилиндрическими. Все остальные складки относятся к числу нецилиндрических; но если изгиб шарнирной линии не слишком



ФИГ. 3-37. Осовая поверхность и поверхности перегиба в серии складчатых поверхностей.



Фиг. 3-33. Сопряженная, или сундучная, складка с двумя осевыми поверхностями.



Фиг. 3-39. Цилиндрическая складка с осевой плоскостью (плоскостная цилиндрическая складка).

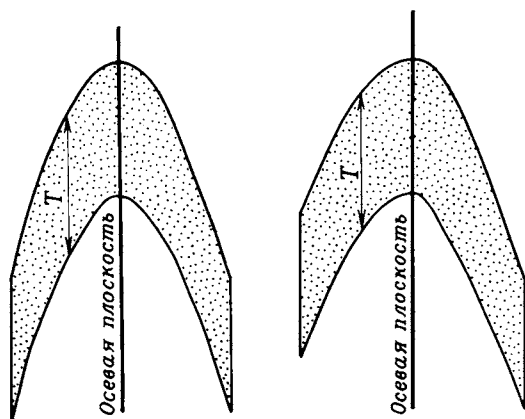
заметен, то можно допустить, что нецилиндрические складки состоят из целого ряда ориентированных поразному цилиндрических сегментов. Если, кроме того, цилиндрическая складка или ее сегмент имеют осевую плоскость, то в этом случае ее называют плоскостной цилиндрической складкой (plane cylindrical fold) (фиг. 3-39). Такие складки или их сегменты играют важную роль, поскольку ориентировка их осей и осевых плоскостей может быть замерена и вынесена на карту в виде соответствующих условных знаков.

Поперечные разрезы цилиндрических складок. Поперечное сечение цилиндрической складки или ее сегмента в направлении, перпендикулярном оси складки, называют нормальным профилем, или поперечным разрезом, складки. На таких разрезах отчетливо проявляется истинная форма складчатых поверхностей; в плоских сечениях во всех других направлениях их форма в той или иной степени искажается. Складки, как это можно видеть в поперечных сечениях, обнаруживают большое разнообразие геометрических свойств как общего, так и частного характера.

Большинство геологов среди плоскостных цилиндрических складок различают две обширные группы в

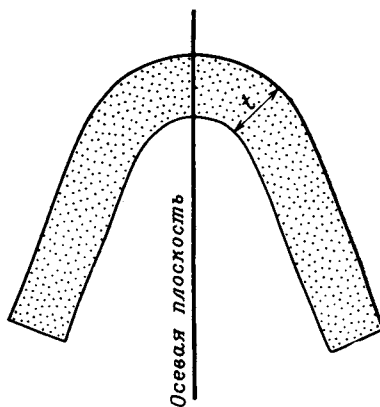
зависимости от их сходства с одним из двух геометрически идеальных крайних типов. В первом типе, называемом *подобными складками* (similar fold), соседние складчатые поверхности имеют в точности совпадающие формы и могут быть совмещены простым перемещением в осевой плоскости, перпендикулярной оси складки. В таких складках, следовательно, расстояние между двумя складчатыми поверхностями, замеренное в осевой плоскости (T на фиг. 3-40), сохраняется постоянным по всей складке. Во втором типе складок, называемых *параллельными, или концентрическими, складками* (parallel, concentric folds), соседние складчатые поверхности располагаются концентрически и расстояние между ними в направлении, перпендикулярном складчатым поверхностям (t на фиг. 3-41), является постоянным.

Встречающиеся в природе складки не совпадают точно ни с одним из названных типов, хотя в листоватых породах складки по своей форме приближаются к идеальным, а в механически прочных пластах, заключенных в более податливых, складки по форме приближаются к складкам концентрического типа. Одну группу складок, обычно характерную для сильно рассланцованных и расслоен-



ФИГ. 3-40. Подобные складки.

Слева — симметричная, справа — асимметричная; расстояние T постоянно по всей складке.



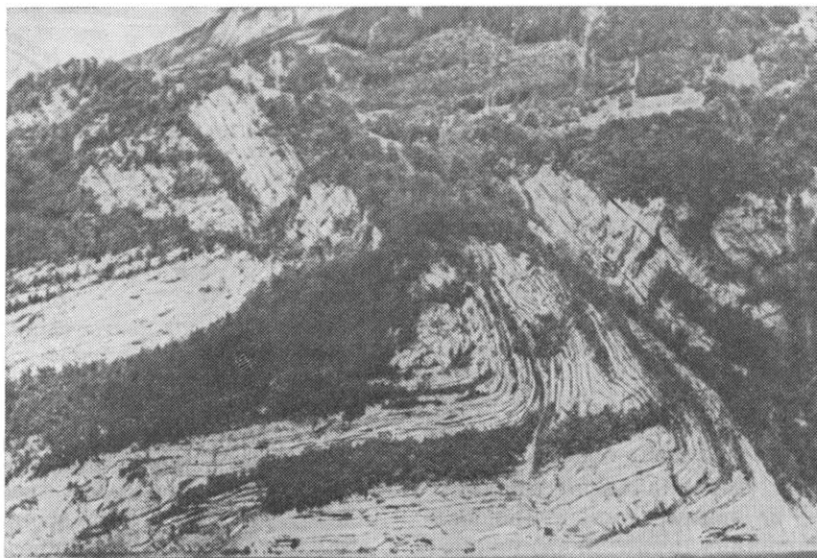
ФИГ. 3-41. Параллельная, или концентрическая, складка; расстояние t постоянно по всей складке.

ных пород, нелегко вписать в рамки вышеприведенной классификации. Их крылья имеют хорошо выраженную плоскостную форму, а шарнирная зона чрезвычайно узка. Им свойственна, как правило, двусторонняя симметрия относительно осевых плоскостей. Называют их обычно V-образными (*chevron*), коленообразными (*kink*), или зигзагообразными (*zig-zag*), складками. Как правило, они ассоциируются и, по-видимому, генетически связаны с уже упоминавшимися сундучными, или сопряженными, складками, которые обычно образованы парами коленообразных складок с противоположно наклоненными осевыми плоскостями.

Коленообразные складки, как одиночные, так и сопряженные, хотя и встречаются главным образом в виде мелких складок в листоватых породах, свойственны также сериям массивных и слоистых пород, и масштаб их тем мельче, чем тоньше пласты. Пример такой крупной складки в слоистых осадочных породах из района Фирвальдштетского озера в

Швейцарии приведен на фиг. 3-42. Известны намного более крупные складки подобного типа.

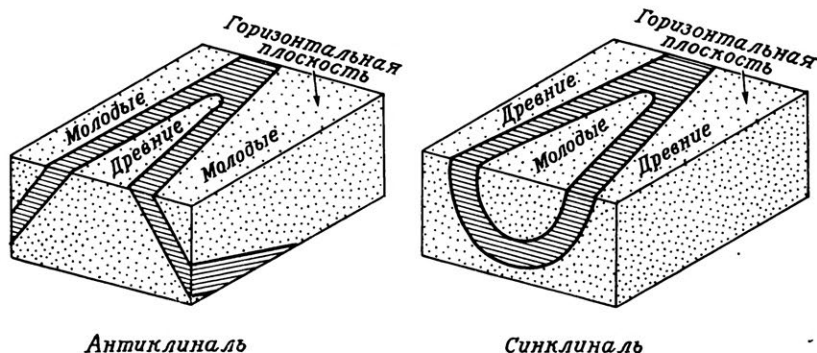
Ориентировка складок. Одним из самых старых способов описания примерной ориентировки складок служит характеристика направления их «замыкания», т. е. положения шарнира складки (его ориентировки вверх или вниз). Термин по своему происхождению является стратиграфическим и может успешно использоваться лишь применительно к неперевернутым сериям осадочных пород, в которых оси складок располагаются горизонтально или полого наклонены, а осевые плоскости падают под умеренными или крутыми углами. Складка, которая замыкается кверху и в ядре которой располагаются более древние породы, называется *антиклиналью*, а складка, замыкающаяся книзу, с более молодыми породами в ядре, получила название *синклинали* (фиг. 3-43). Для складок с круто погружающимися осями или же с полого падающими осевыми плоскостями, когда закрытие складок происходит



ФИГ. 3-42. Крупная коленообразная складка в известняках (Фирвальдштетское озеро, Швейцария).

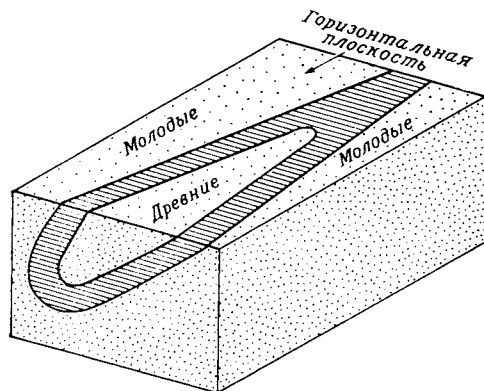
в основном в боковом направлении; этот способ определения их ориентации может быть использован лишь в том случае, если известна стратиграфическая последовательность напластования пород. Этим методом нельзя пользоваться для складок в осадочных породах с невыясненной стратиграфической последовательностью и для складок в листоватых и расслоенных породах неосадочного происхождения. Более приемлемыми

терминами для обозначения этих складок являются такие, как *антиклиналеобразные* (antiform) и *синклиналеобразные* (synform) складки. Эти два термина могут даже использоваться одновременно, и в опрокинутых стратиграфических разрезах складка может называться синформной антиклиналью (фиг. 3-44). Заметим, что складки с полого падающими осевыми плоскостями (лежащие складки), с круто погружающими



ФИГ. 3-43. Антиклинали и синклинали.

Складки погружаются полого в противоположных направлениях. Обратите внимание на то, что на карте (на горизонтальной поверхности) рисунок выходов пород однотипен.

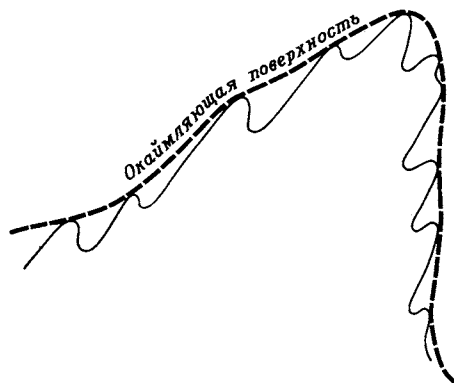


ФИГ. 3-44. Синклиналеобразная антиклиналь.

мися осями (вертикальные складки) или же с осями, ориентированными перпендикулярно простиранию осевых плоскостей (опрокинутые складки — *reclined folds*), нельзя называть антиклинальными или синклинальными, хотя стратиграфически они могут представлять собой антиклинали или синклинали.

Симметрия складок. Мы уже отмечали, что по характеру поперечного сечения складки могут быть двусторонне симметричными или асимметричными в зависимости от того, является или не является их осевая поверхность плоскостью зеркальной симметрии. В любой складке может быть проведена плоскость, делящая угол между крыльями складки пополам. Если эта плоскость параллельна осевой плоскости, то складка является двусторонне симметричной.

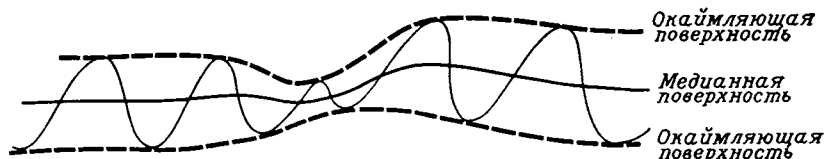
Большинство складок является лишь частью волнообразных складчатых серий или систем. Для этих серий складок по касательной к противоположно расположенным шарнирам мо-



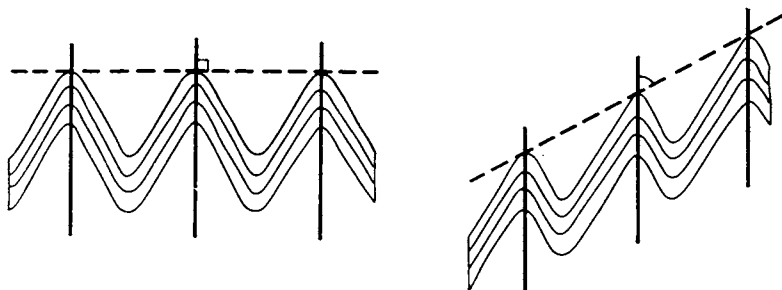
ФИГ. 3-46. Обрамляющая поверхность мелких второстепенных складок на крупной складке (двумерное изображение).

гут быть проведены две плавные окаймляющие поверхности (фиг. 3-45). Третья плавная поверхность — медианная — может быть проведена через линии перегиба складок. Между этими поверхностями наблюдаются разные соотношения. Они могут быть параллельны и находиться на равном расстоянии друг от друга, если складки имеют одинаковую амплитуду; могут сходиться и расходиться, если складки изменяют свои размеры; наконец, эти поверхности сами могут образовывать складки, если они окаймляют второстепенные складки на крыльях более крупной складки (фиг. 3-46).

Лишь в небольшом числе складок окаймляющая поверхность бывает ровной; ее соотношение с осевыми плоскостями служит еще одним показателем симметрии процесса складкообразования. Например, если окаймляющая поверхность перпендикулярна осевым плоскостям, то вся группа



ФИГ. 3-45. Окаймляющие и медианные поверхности серий складок (двумерное изображение).

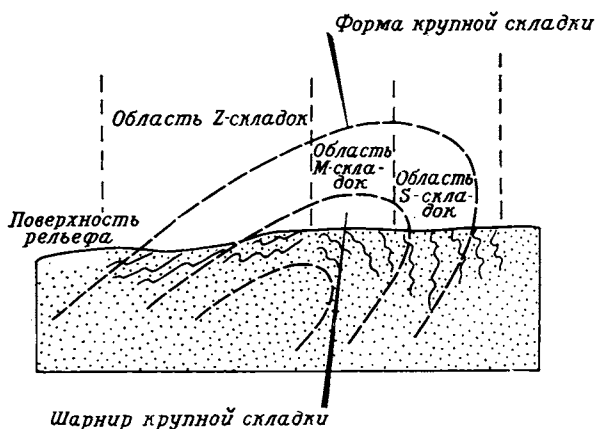


ФИГ. 3-47. Симметричная (слева) и асимметричная (справа) системы складок. Окаймляющая поверхность показана пунктирной линией; осевые плоскости проведены жирными сплошными линиями.

складок может быть названа симметричной; если же эти элементы ориентированы под углом, то вся группа складок относится к асимметричной (фиг. 3-47). Эти соотношения крайне важны для геологов-съемщиков при изучении мелких форм складчатости крупных складчатых сооружений, в особенности в тех районах, где развиты тонкорасслоенные породы без хорошо видимых удобных для картирования граничных поверхностей. Присутствие крупных складок может быть не выявлено в процессе картирования, но примерное положение их шарнирных зон иногда может быть установлено при тщательном изучении симметричных свойств мелких второстепенных складок. Так, на

фиг. 3-48 положение шарнирной зоны может быть установлено по характеру симметричной мелкой складчатости (*М-складки*), находящейся между двумя участками асимметричных складок с левосторонними и правосторонними формами, как это видно по выдержанной ориентировке осей складок (*S-складок* и *Z-складок* соответственно). Изучение симметричных свойств мелкой складчатости приносит особенно большую пользу при изучении тел, подвергшихся неоднократной деформации.

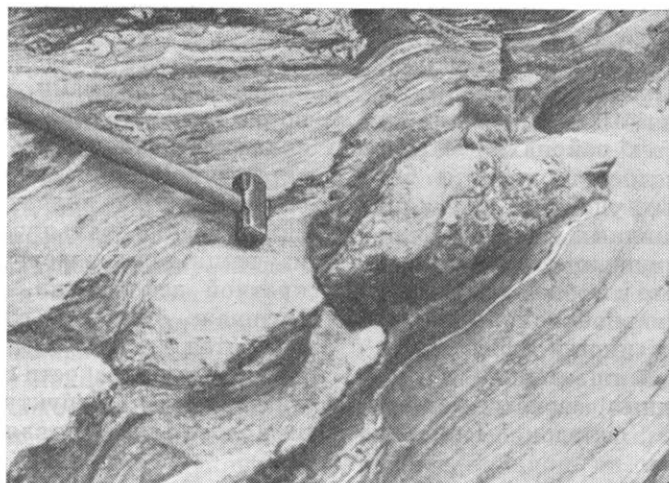
Будинаж. В общем случае складки являются следствием сокращения длины тел в плоскости слоистости или листоватости. Структуры, называемые *будинами*, тесно связаны со склад-



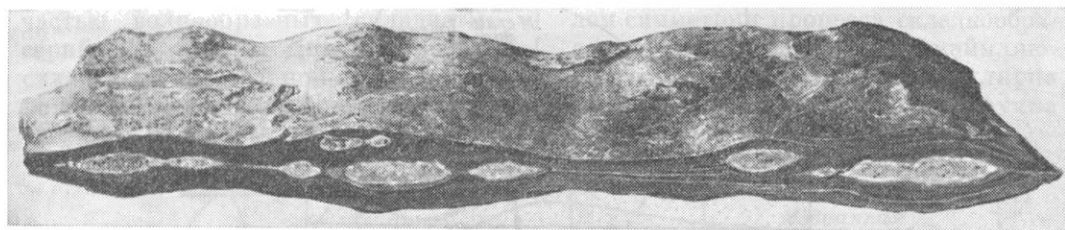
ФИГ. 3-48. Использование симметрии второстепенных складок для определения формы крупной складки.



ФИГ. 3-49. Угловатые будины амфиболитов в гнейсах (Шотландия).



ФИГ. 3-50. «Пластичный» будинаж кварц-полевошпатовых слоев в слюдистых гнейсах (Кения).



ФИГ. 3-51. «Дискообразный» будинаж кремнистых слоев в слюдистых породах, обусловленный растяжением слоев во всех направлениях.

Публикуется с разрешения А. Г. Силвестера и Дж. М. Христи. Длина образца около 40 см.

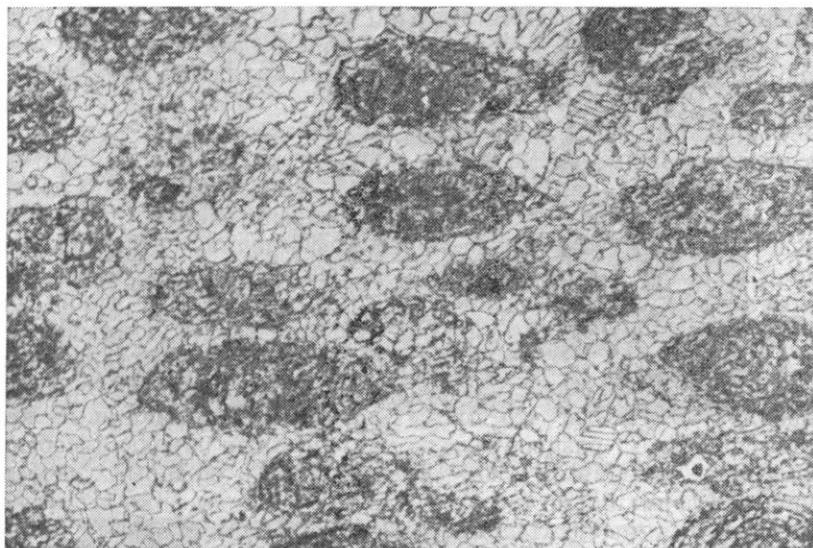
ками и образуются при растяжении пород. Они чаще всего характерны для пластов пород одного типа, находящихся среди пород с иными свойствами, и выражают, по-видимому, присущую протяженным телам призматической формы или слоям пластичных пород неустойчивость, которая обуславливает явления «обволакивания» и «пластичного разрыва», хорошо известные из применяемых в инженерной практике испытаний на разрыв.

В самом деле, наблюдаемая форма будин позволяет допускать, что их образование связано с разнообразными разрывными явлениями, начиная от хрупких деформаций до типичных пластичных разрывов. Некоторые будины имеют четкие угловатые очертания, и их разрозненные фрагменты могут быть мысленно составлены вместе для восстановления первоначальной формы пласта (фиг. 3-49). Другие будины интенсивно деформированы, удлинены и, несомненно, испытали влияние процессов течения и в твердом состоянии в момент будинирования (фиг. 3-50). В некоторых будинах наблюдаются внутренние «бескорневые» складки; по-видимому, такие будины представляют собой разорванные фрагменты одного ранее непрерывного складчатого слоя. Во многих случаях деформация протекала в две стадии — сокращение и растяжение (особенно тогда, когда на слоистые породы была наложена вторичная листоватость).

В трехмерном измерении будины обычно имеют удлиненную боченкообразную форму, сопряженную с одной системой поверхностей раздела. Но при равномерном растяжении пластов во всех направлениях могут возникнуть структуры типа «шоколадных долек» за счет разделения пласта на ромбоидальные будины (фиг. 3-51). При противоположно направленном процессе (сокращение во всех направлениях) происходит образование нецилиндрических складок

(структуры типа впадин и куполов). Детальное картирование местоположения, характера и симметрии структур будинажа и их соотношений со складчатостью может дать информацию о крупномасштабных напряжениях в деформируемом теле.

Пространственные реперы. Течение и деформация, обуславливающие появление складок и будин, очевидно, относятся к категории первичных явлений вследствие своей гетерогенности. Эти структуры возникают в результате процессов дифференцированной деформации. В некоторых нарушенных породах (особенно в тектонитах, в которых дифференцированные напряжения и смещения проявляются как в зернах, так и в межзерновом пространстве) деформация однородна в любом объеме, и внешний облик ряда небольших обнажений и образцов настолько единообразен, что не наблюдается никаких складок, будин и тому подобных структур. Плоскостные и линейные структуры сохраняются неизменными. К счастью, во многих породах сохраняются первичные структуры характерного облика, которые в случае гомогенных деформаций служат пространственными реперами, фиксирующими величину и ориентировку составляющих напряжений. Например, в осадочных породах микроскопические образования примерно сферической формы, называемые оолитами (конкреционное происхождение, встречаются обычно в известняках), в результате деформаций могут приобрести отчетливо эллипсоидальную форму (фиг. 3-52), которая наглядно указывает на направление составляющих напряжений чистой деформации. Аналогичным образом ископаемые остатки, галька, волноприбойные знаки и другие элементы известной исходной формы, подвергшиеся деформации, служат источником информации о характере напряжений (примеры деформированных ископаемых остатков и галечного материала



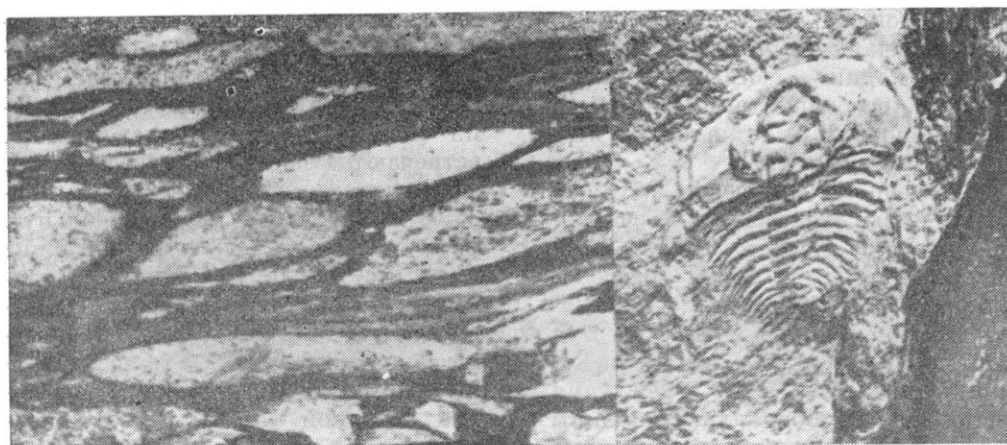
Фиг. 3-52. Деформированные оолиты (эллипсоидальной формы) в известняках (восточная Калифорния).

Длина наиболее крупных эллипсоидальных образований равна $\sim 1,5$ мм.

приведены на фиг. 3-53). В вулканических породах подобную роль играют деформированные шарообразные и пузырчатые образования. Такие структуры пытаются использовать для определения ориентировки и величины локальных главных напряжений в породах (гл. 8); но этот под-

ход требует осторожности, поскольку состояние напряженности в породе в целом может не совпадать точно с состоянием напряжений включенных тел указанного типа.

Соотношения между деформационными структурами. Для большинства тел деформированных пород харак-



Фиг. 3-53. Деформированные маркирующие реперы в породах.

Слева — деформированная галька в конгломератах (долина Панаминт, Калифорния); справа — деформированная окаменелость (трилобит *Olenus*, горы Инио, Калифорния).



Фиг. 3-54. Листоватость по осевой плоскости (параллельно рукоятке молотка) в складчатых сланцах (Саттер-Крик, Калифорния).

терно присутствие множества различных типов деформационных структур с присущими им определенными взаимоотношениями.

Листоватость осевой плоскости (axial plane foliation). Это наиболее молодая плоскость листоватости, ориентированная примерно параллельно осевой плоскости складок в среде более ранних систем поверхностей; примером может служить кливаж сланцеватости, секущий складчатость слоистых пород, или же новая плоская сланцеватость, секущая собранные в складки плоскости более ранней сланцеватости. Листоватость осевой плоскости может быть ориентирована точно параллельно осевым плоскостям складок или же располагаться «веерообразно» в поперечном сечении со сходящейся или расходящейся ориентировкой пучков по направлению к внутренним изгибам.



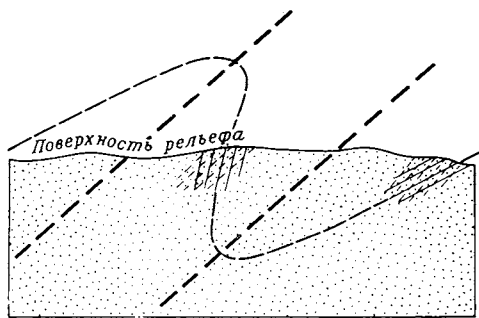
Фиг. 3-55. Изменение ориентировки («преломление») кливажа сланцеватости на границах более грубозернистых слоев (Кер-д'Ален, Айдахо).

Причины этих различий не установлены; но сходящаяся веерообразная ориентировка, по-видимому, характерна для сланцеватости типа кливажа сланцеватости, развивающегося поперек слоистости осадочных пород, тогда как расходящаяся веерообразная ориентировка чаще наблюдается на начальных стадиях образования вторичной листоватости типа «деформационного сдвига» (strain-slip) или плейчатости (crenulation) (в особенности в слюдястых сланцах). Истинный кливаж осевой плоскости (фиг. 3-54) с параллельными поверхностями можно наблюдать во многих типах пород, но больше всего он характерен для однородных сильно деформированных метаморфических пород, в которых интенсивно проявлена переориентировка более ранних поверхностей.

В случае ассоциации с деформированными пространственными репера-

ми листоватость осевой плоскости (включая и веерообразную) имеет тенденцию располагаться в главных плоскостях локальных напряжений и, по-видимому, соответствует «уплощению», перпендикулярному листоватости. В породах, состоящих из слоев с заметно отличными механическими свойствами, в некоторых пластах листоватость может отсутствовать, тогда как в других она может быть проявлена очень четко; кроме того, ее ориентировка на границах слоев может резко меняться (фиг. 3-55). Такое «преломление» листоватости может, вероятно, коррелироваться с изменениями ориентировки главных осей напряжений от слоя к слою.

Хотя листоватость редко точно параллельна осевым плоскостям сопутствующей складчатости, она все же помогает геологам установить в процессе картирования положение шарниров крупных и плохо обнаженных складок. Например, относительная ориентировка слоистости и листоватости в изолированных обнажениях простой складчатой структуры дает возможность изобразить соотношение антиклинале- и синклиналиподобных форм в том виде, в каком они приведены на фиг. 3-56. Кроме того, направление осевой линии складок определя-



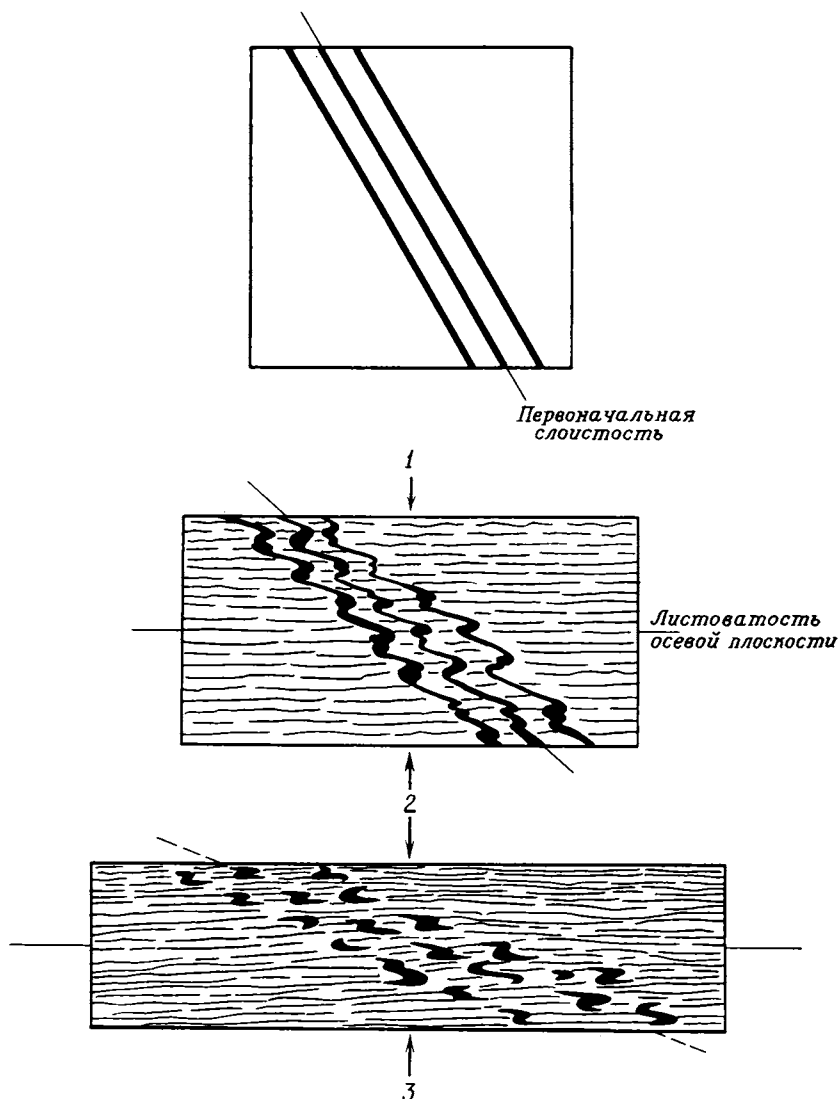
ФИГ. 3-56. Определение положения шарниров крупных складок с помощью относительной ориентировки листоватости осевой плоскости (мелкий пункт) и слоистости (сплошные линии).

ется по линии пересечения слоистости и листоватости, которая обычно легко обнаруживается на обеих плоскостях в виде линейности.

Линейность складчатых пород. Многим складчатым породам, в особенности метаморфическим, свойственны проникающие линейные структуры. Если они являются более ранними, чем складки, то могут оказаться либо первичными структурами типа линейных структур течения в осадочных породах, либо ранними деформационными структурами. Они обычно не связаны каким-либо геометрическим соотношением с осями складок и подвергаются изгибу во время складкообразования поверхностей, в пределах которых они располагаются. Характер деформаций, которые испытывают линейные структуры в этом случае, служит, как это было показано, важным указателем природы складчатого механизма, и в последние годы геологами были проведены широкие исследования особенностей этих деформаций изгиба.

В большинстве случаев линейность складчатых пород является прямым следствием деформаций, обусловленных складкообразованием. Наиболее распространена линейность за счет пересечения листоватости осевой плоскости со складчатой поверхностью, параллельной оси складки. Линейность, определяемая удлинением зерен или других элементов типа оолитов и обломков пород, может иметь разные углы наклона с ассоциирующими осями складок. Там, где развита листоватость осевой плоскости, эти линейные структуры совпадают с листоватостью, определяя, по-видимому, в этом случае направление наибольшего растяжения в момент деформации. Это направление может совпадать с осью складки или же может быть ориентировано к ней под углом вплоть до прямого.

Складчатость и течение. Тесная связь складчатости и листоватости



Фиг. 3-57. Деформация слоистости при формировании листоватости осевой плоскости.

1 — недеформированные породы, три пропластка заключены в податливый материал; 2 — исходная порода сокращена на 30% в указанном на рисунке направлении (общая деформация принимается, как для гомогенной породы), слои собраны в складки, и проявлены начальные признаки будинажа, хорошо выражена листоватость осевой плоскости; 3 — будинаж проявлен отчетливо, и направление простираения пластов затушевывается (пунктирная линия). Слоистость преобразована в зонах листоватости осевой плоскости в разобщенные уплотненные складки и будины.

уже отмечалась. Конечная форма проявления многих мелких складчатых форм, ассоциирующихся с листоватостью осевой плоскости, является обычно следствием уничтожения складчатой поверхности за счет течения при формировании листоватости

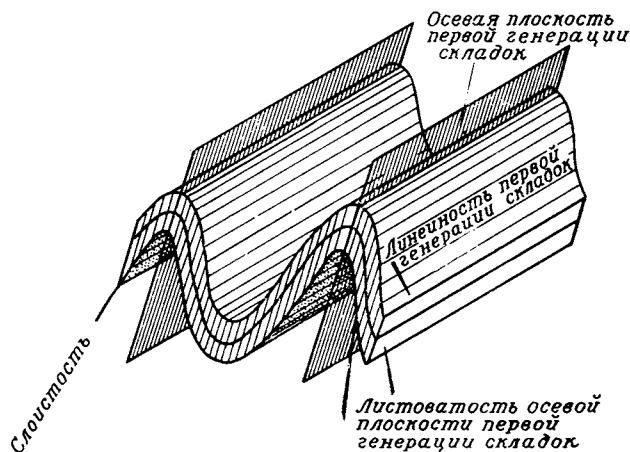
осевой плоскости. Важную роль в этом процессе играет будинаж первоначально непрерывных слоев; нарушение их целостности происходит за счет серии изменений, подобных тем, что схематически изображены на фиг. 3-57. Основные контакты, цело-

стность которых нарушена в результате такого процесса, могут быть откартированы при исследованиях в широком плане, но в отдельных разрозненных обнажениях, когда они обычно ориентированы наклонно к слоистости, они могут и не быть обнаружены. Направление перемещенных контактов может быть выявлено в отдельных участках с минимальной деформацией путем построения результирующих поверхностей по присутствующим в некоторых слоях группам складок.

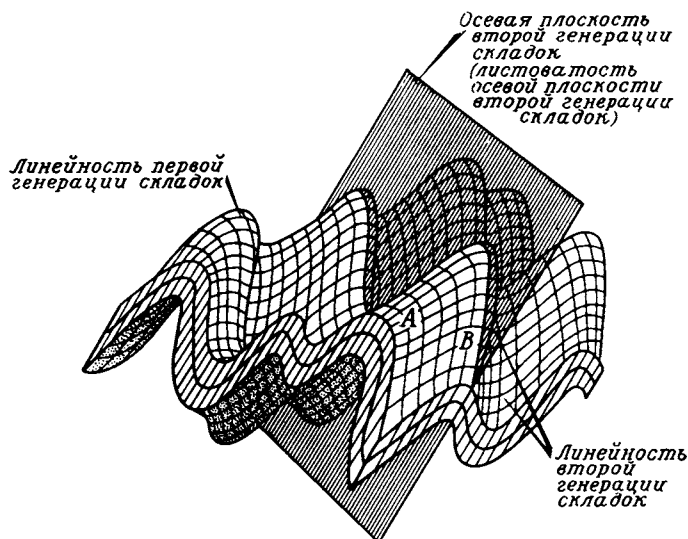
Повторная деформация. Многие нецилиндрические складки образовались в процессе единой прогрессивной деформации сложного гетерогенного характера; другие являются результатом повторявшихся деформаций, в ходе которых последовательно возникавшие совокупности складок, листоватости и линейности образовывали сложный узор наложенных структур. Рассмотрим исходную систему простых цилиндрических складок в слоистых породах с листоватостью осевой плоскости и заметной линейностью в направлении оси складки (фиг. 3-58). Характерным примером таких структур служат складки в аргиллитах с ярко выраженным кливажом сланцеватости. Последую-

щая деформация иного структурного плана приводит к появлению второй генерации структур примерно такого вида, какой изображен на фиг. 3-59. Для результирующей структуры могут быть отмечены следующие характерные особенности:

1. Цилиндрическая форма исходных складок нарушается, сохраняясь лишь в пределах небольших сегментов (участок *A*).
2. Появляются новые складки по плоскостям напластования с субпараллельными осевыми плоскостями. В тех случаях, когда они образуются на крыльях исходных складок, они имеют цилиндрическую форму (участок *B*); но в целом вторая генерация складок имеет плоскую нецилиндрическую форму.
3. Листоватость осевой плоскости исходных складок становится цилиндрически складчатой с такой же системой осевых плоскостей, что и в поздних складках по напластованию.
4. Листоватость осевой плоскости вторичных складок имеет одинаковую ориентировку и принадлежит к «вторичной» листоватости, поскольку она пересекает кливаж или сланцеватость первого этапа деформации.
5. Линейность в осевом направлении



ФИГ. 3-58. Первая генерация складок в слоистых породах с листоватостью осевой плоскости и осевой линейностью.



ФИГ. 3-59. Наложение складок второй генерации на складки, приведенные на фиг. 3-58 (схематическое изображение).

Складки второй генерации имеют постоянную ориентировку осевых плоскостей. В этом направлении проявлены листоватость и линейность, сопряженные с наложенными складками. В точке А сохранилась цилиндрическая форма ранней складчатости, в точке В присутствует цилиндрическая складка второй генерации.

исходных складок изгибается в соответствии с последующей складчатостью под влиянием причин, контролирующих механизм повторного складкообразования (участок В).

6. Линейность осевого направления в наложенных складках по напластованию изгибается соответственно исходным складкам, но всегда лежит в пределах плоскости (осевая плоскость складок второго этапа — участок А).

7. По линии пересечения листоватостей осевой плоскости исходных и наложенных складок образуется третья группа единообразно ориентированных линейных структур. В зависимости от механизма складкообразования могут возникать и другие линейные структуры.

Этот простой пример иллюстрирует усложнение структурных особенностей при наложении структур второй генерации на структуры первой генерации. В некоторых деформированных регионах было установлено до четырех и даже пяти отчетливых

генераций структур, что приводит к их крайнему усложнению. Но тщательное изучение геологами таких регионов с использованием приемов геометрического анализа, в том числе и равноплощадных проекций (см. приложение), обычно завершается расшифровкой структуры и выяснением последовательности событий, определяющих их возникновение. Однако если более поздняя деформация была интенсивной, то листоватость всех предшествующих этапов может быть заменена на одну-единственную и все ранние складки могут оказаться будинированными. Интенсивная метаморфическая перестройка таких пород может завершиться образованием: однообразно листоватых и расслоенных гнейсов со сравнительно простой, поддающейся описанию структурой. Такой ряд последовательных событий мог иметь место в некоторых древних метаморфических областях континентов.

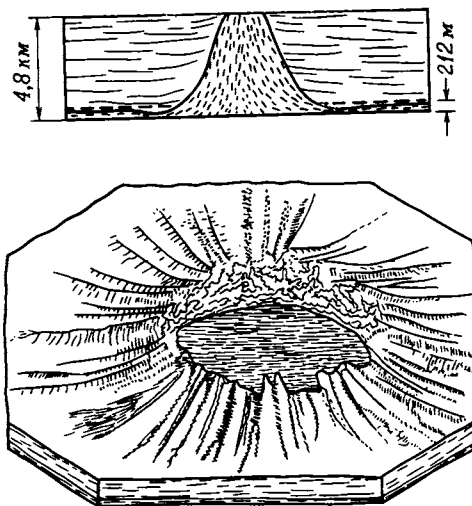
Присутствие наложенных мелких складок в образцах и обнажениях

обычно служит указанием на существование сходных явлений в более крупном масштабе. При картировании областей, где развиты подобные структуры, геолог должен обращать особое внимание на ориентировку и симметрию мелких складок и попытаться разобраться в последовательности их генерации на основании изучения их взаимоотношений с ассоциирующими деформационными структурами типа листоватости и линейности и парагенезиса метаморфических минералов. Совершенствование техники определения возраста радиоактивными методами дало возможность устанавливать в благоприятной обстановке абсолютный возраст структур различных генераций. Но структурный анализ неоднократно деформированных геологических тел никогда не является простым делом.

Дальнейшее усложнение вышеприведенной простой картины может быть связано с различиями «амплитуд» двух последовательных генераций складок. В тех случаях, когда складки первого типа имеют крупный размер, а второго — небольшой (по-видимому, наиболее часто встречающаяся ситуация), симметрия мелких складок (наложенных) не может служить указанием на местоположение шарниров главных складок (исходных). В других районах их соотношение может быть обратным, но простое правило определения положения шарниров крупных складок по симметрии мелких (фиг. 3-48) в равной степени может быть неприменимо. Во многих районах соотношение масштабов складок первой и второй генераций меняется, поэтому в одних участках крупные складки относятся к первой генерации, а в других — ко второй.

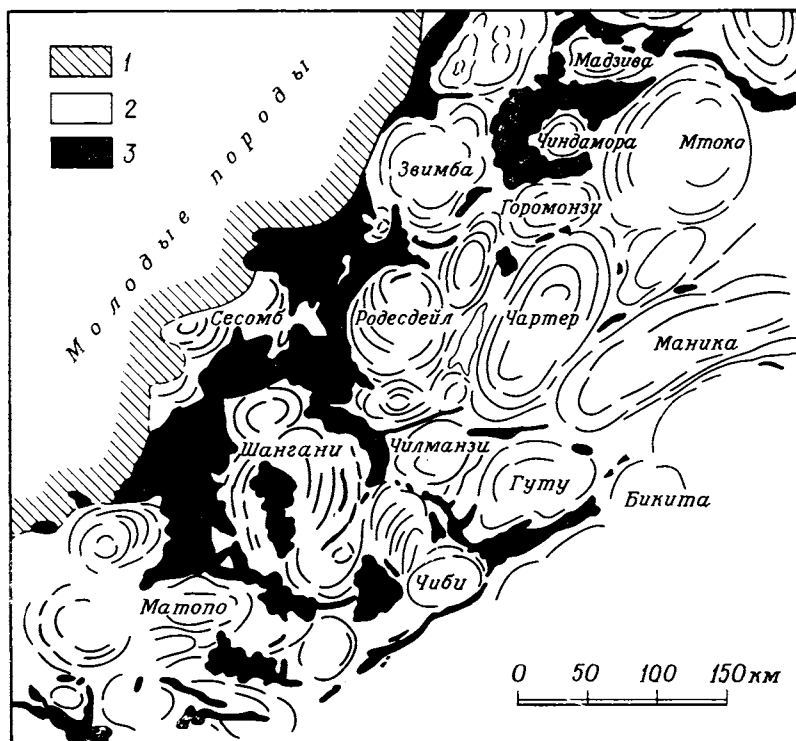
Диapiroвые структуры. В регионах, где глубоко захороненные тела легких податливых пород перекрываются породами гораздо более высокой плотности, может наблюдаться грави-

тационная неустойчивость, в результате чего будет происходить течение вверх более легкого материала с образованием серий выступов, протыкающих (интрузирующих) перекрывающие породы. Ранее уже отмечалось, что многие плутоны, возможно, образовались путем аналогичного перемещения горячей жидкой магмы. Но имеющиеся данные позволяют допускать, что в благоприятных условиях подобным образом могут подниматься и твердые породы с образованием диапиров или диапировых складок. Наиболее распространенным и лучше всего изученным примером таких структур служат соляные купола — тела куполообразной или трубкообразной формы, сложенные обычно галитом или ангидритом и прорывающие вышележащие породы.



ФИГ. 3-60. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая вероятное сечение и структурные особенности соляного купола Гранд-Салин, Техас.

Верхний рисунок — разрез через соляной купол, возвышающийся над гипотетическим исходным слоем примерно на 5 км (заштрихованная часть рисунка). Пунктирная линия фиксирует предполагаемую верхнюю границу исходного слоя до начала его течения с образованием соляного купола. В верхней части купола располагаются породы «шлапы» (нерастворимый остаток, образовавшийся при растворении поднимавшейся соли). Купол окружен эоценовыми и более ранними осадками. Нижний рисунок — структура соленосных слоев вблизи основания соляного купола (Balk R., Structure of Grand Saline Salt Dome, van Zandt County, Texas, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1949).



ФИГ. 3-61. Куполовидные гнейсо-гранитные батолиты в Родезии, разделенные плотно сжатыми синклиналиеобразными останцами сланцев.

1 — молодые породы; 2 — граниты; 3 — сланцы (Macgregor A. M., Some milestones in the Pre-Cambrian of Southern California, Geol. Soc. South Africa Trans. and Proc., 1951).

Структуры вмещающих пород свидетельствуют об активном внедрении этих тел, в ходе которого захороненные пласты соли или других эвапоритов пронизывали в большинстве случаев согласно залегающие пласты перекрывающих осадков, поднимаясь в виде штокоподобных или силлоподобных тел даже к поверхности, где могли растекаться наподобие ледников. Структуры соляных куполов и вмещающих их пород изучены особенно детально по двум причинам. Во-первых, соляные купола являются источником промышленной добычи соли; во-вторых, соль принадлежит к числу сравнительно слабо водопроницаемых пород, и слои вмещающих пород в непосредственной близости от куполов обычно изогнуты кверху (фиг. 3-60) и играют роль при-

родных нефтяных «ловушек». Внутренняя (первичная) слоистость соляных куполов собрана в сложные пережатые волнообразные складки. Так как первичная горизонтальная слоистость значительно сокращена во всех направлениях в результате внедрения (которое напоминает «выдавливание», применяемое в промышленности), оси складок приобретают тенденцию к крутому погружению, особенно в центральной части. Складчатость обычно нецилиндрическая, характеризующаяся образованием резко заостренных куполов и впадин и очень напоминающая складчатость некоторых интенсивно метаморфизованных пород, которые также могли подвергаться складкообразованию в процессе направленного вверх течения и растяжения.

Диапировое внедрение твердых или полуконсолидированных тел, по-видимому, связано с некоторыми видами интенсивного метаморфизма. Породы комплекса основания преимущественно гранитного состава под влиянием высоких температур, растворенных флюидов и других факторов приобретают пластичность или склонность к ползучести и в виде куполоподобных тел «интродуцируют» перекрывающие их покровы обычно менее склонных к деформации и более плотных метаморфических пород. Такие «гнейсовые купола» наиболее часто встречаются в глубоко эродированных древних метаморфических субструктурах континентов, например в некоторых участках Балтийского или Африканского щитов. На картах таких регионов отчетливо видна характерная форма округлых гнейсовых тел, окруженных согласными пластами сильно расщепленных и складчатых метаморфических пород (фиг. 3-61). Сходный кольцеобразный или грибообразный структурный рисунок свойствен также регионам, подвергавшимся неоднократной складчатой деформации.

Крупнейшие структуры земной коры

В основе современных представлений о крупномасштабных структурах верхних слоев земной коры лежат главным образом более чем столетние кропотливые исследования геологов-полевиков, подкрепленные открытиями последних лет геофизиков и океанологов, применяющих в своих работах косвенные методы изучения строения земной коры. Из огромного объема полученных таким образом данных в последние годы выкристаллизовалась новая картина строения и эволюции земной коры, которая, по-видимому, в состоянии объяснить многие кажущиеся противоречивыми наблюдения. Более того, впервые с момента отказа от теории конт-

ракции ученые оказались вооружены теорией глобальной тектоники, которая хорошо согласуется с большинством наблюдаемых фактов, а также является основой поддающихся проверке предположений. Решающие данные, на основании которых возникла эта теория, были получены, как это ни удивительно, не на континентах, где геологи настойчивым трудом пытались воссоздать подробную картину структурного формирования Земли, а в океанических впадинах, которые — по критериям геологов-съемщиков — все еще труднодоступны и слабо изучены. Ниже и в гл. 12 мы попытаемся разобраться в этом парадоксальном явлении, показав основные различия между этими двумя главнейшими структурными элементами земной коры с точки зрения поставляемой ими информации о современном состоянии и истории верхних частей Земли и коры в частности.

При изучении проблем, связанных с крупнейшими структурными элементами Земли, мы сталкиваемся с тем, что можем выделить лишь сравнительно ограниченный круг общих вопросов, подлежащих рассмотрению. Это объясняется отчасти тем, что наши наблюдения становятся все более косвенными и соответственно могут по-разному интерпретироваться, а отчасти и тем, что становится более очевидным существенное своеобразие каждой из геологических структур и сопутствующих им процессов. Можно, например, с определенной долей уверенности говорить о «типичности» складки или разлома. Но бессмысленно говорить о «типичном» континенте или океаническом бассейне, так как каждый такой элемент земной поверхности является уникальным как по своим структурным особенностям, так и по условиям развития, и самое большее, что можно сделать на пути генерализации их признаков, — это указать черты их сходства.

За нижнюю границу земной коры принята условно поверхность раздела Мохоровичича (или M), повсеместно устанавливаемая по изменению скорости распространения сейсмических P -волн (гл. 10). В верхней части коры V_p составляет примерно 6,1 км/с и увеличивается книзу до 6,8—7,0 км/с у границы M ; ниже этой границы скорость резко возрастает до 8,0 км/с. На этом основании мощность коры на континентах считается равной 35 км, а под океанами — около 6 км. Многие сейсмологи на отдельных участках континентов выделяют вторую поверхность раздела (поверхность Конрада) на глубинах 20—25 км, полагая, что она отделяет верхнюю часть земной коры существенно гранитного состава (плотность 2,7) от ее нижней части, имеющей в основном базальтовый состав (плотность $\sim 3,0$). Эта нижняя часть коры по краям континентов может переходить в кору океанического типа, имеющую, по-видимому, до некоторой степени сходные свойства. Кора в целом покрыта прерывистым чехлом сравнительно молодых осадочных пород, представляющих продукты заполнения «бассейнов», или депрессий, на континентах, осадками в клиновидных зонах вдоль окраин многих материков и тонким слоем осадков (мощность около 1 км), покрывающим большую часть ложа океана. Отдельные участки континентов перекрыты покровами пород базальтового состава, излившихся из вулканических центров и трещин в коре океанического типа.

Структуру земной коры, как мы увидим, нельзя понять, не рассмотрев некоторых свойств верхней мантии. Они будут описаны более подробно в гл. 10 и 11, но здесь должна быть отмечена одна важная особенность. Мантия непосредственно ниже границы Мохоровичича характеризуется сравнительно высокими скоростями S -волн — около 4,7—4,8 км/с. Начиная с некоторой глубины (сейс-

мологи обычно помещают границу между 50 и 100 км), на протяжении примерно 200 км располагается слой, в пределах которого V_s заметно снижена (вплоть до 4,3 км/с). Этот слой «пониженных скоростей», или «волновод», по-видимому, соответствует области распространения пород с пониженной твердостью, отличающихся от остальной части мантии¹. В пределах этого слоя также более четко проявлено затухание сейсмических волн. Присутствие этого сравнительно ослабленного слоя, очевидно, оказывает определенное контролирующее влияние на характер и скорость крупномасштабных структурных преобразований в земной коре.

По структурным и морфологическим признакам в земной коре может быть выделено три группы структурных элементов. К первой из них относятся крупные континентальные массы, среднее превышение которых над уровнем моря составляет примерно 0,8 км. Слагающие их породы имеют низкую плотность и образуют обширные сравнительно полого лежащие древние ядра, обрамляющиеся и рассекающиеся горными хребтами, сложенными сильно деформированными и локально метаморфизованными породами от кембрийского до современного возраста. Во вторую группу включены обширные океанические области, состоящие из крупных со сравнительно ровным и плоским дном депрессий поразительно выдержанной глубины (около 5 км), пересеченных в отдельных участках подводными хребтами, уступами, глубокими желобами (глубина до 11 км и более) и усложненных островами и подводными постройками вулканического происхождения. К третьей группе образований принадлежат окраины континентов, где стыкуются участки суши и океанические бас-

¹ Одним из вероятных объяснений свойств слоя пониженных скоростей является присутствие в нем некоторых количеств расплавленного материала. — *Прим. ред.*

сейны. Они существенно различаются по своим морфологическим особенностям и представлены, с одной стороны, окраинами западнотихоокеанского типа с их сейсмическими и вулканически активными прибрежными островными дугами, а с другой — сейсмически и вулканически неактивными зонами типа южных краевых частей Атлантического океана, где древние континентальные ядра резко обрываются в океан без промежуточных горных хребтов или островных дуг.

Рассмотрим главные особенности этих важнейших структурных элементов.

Континенты

Наиболее заметными крупномасштабными структурными единицами континентов являются, во-первых, протяженные пояса осадочных и вулканических пород, подвергавшихся, начиная с докембрия, складкообразованию, локальному метаморфизму и внедрению в них плутонических пород, и, во-вторых, более или менее изометричные «ядра» континентов, сложенные в основном докембрийскими изверженными и метаморфическими породами. Следовательно, в настоящее время мы можем различать в пределах континентов сравнительно «стабильные» регионы, называемые щитами, или кратонами, структура которых изменилась незначительно с позднедокембрийского времени, и «подвижные» зоны, называемые складчатыми горными цепями, или орогенными поясами, в которых образовавшиеся в основном после позднедокембрийского времени породы подверглись значительным структурным преобразованиям под влиянием неоднократно повторявшихся этапов диастрофизма, метаморфизма и интрузивной активности. Различия этих структурных единиц в настоящее время подчеркиваются тем, что для щитов обычно характер-

ны выровненные формы рельефа со сравнительно небольшими превышениями, а подвижные пояса представлены отчетливо выраженными линейными или дугообразными высокими и сильно расчлененными горными хребтами. Главные докембрийские щиты и складчатые горные пояса преимущественно ниже- и верхнепалеозойского, мезозойского и третичного возраста изображены схематически на фиг. 3-62.

Складчатые горные сооружения. Складчатые горные хребты образуют обычно узкие, линейно или дугообразно вытянутые пояса, расположенные, как правило, по периферии стабильных щитов; они сложены в основном собранными в складки, деформированными разрывными нарушениями и локально метаморфизованными телами осадочных пород, ранее имевших плитообразную форму и, несомненно, отложенных в бассейнах осадконакопления в виде субгоризонтальных пластов. Американский геолог Джеймс Холл, исследуя в 1859 г. палеозойский складчатый пояс в штате Нью-Йорк, первым обратил внимание на то, что осадочные формации одного и того же возраста за пределами складчатых сооружений, в сравнительно слабо деформированных или стабильных регионах, всегда имеют меньшую мощность. Для объяснения этого явления и однообразия состава осадков мощных толщ в складчатых регионах Холл выдвинул предположение, что бассейны осадконакопления должны были равномерно опускаться со скоростью, соизмеримой со скоростью осадконакопления, в связи с чем в этих бассейнах в течение сравнительно длительных периодов времени поддерживались более или менее постоянные условия. Это привело к зарождению понятия о *геосинклиналях*, или крупных бассейнах мощного осадконакопления, подвергавшихся в дальнейшем деформации, метаморфизму, внедрению магматических пород,

а затем воздыманию и эрозии с образованием складчатых горных цепей. Крупнейшие горные сооружения на современной поверхности Земли представляют собой конечный продукт этого процесса, происходившего на протяжении ее истории неоднократно и, несомненно, продолжающегося и ныне.

Процесс горообразования, по-видимому, осуществляется в три главные фазы, а именно:

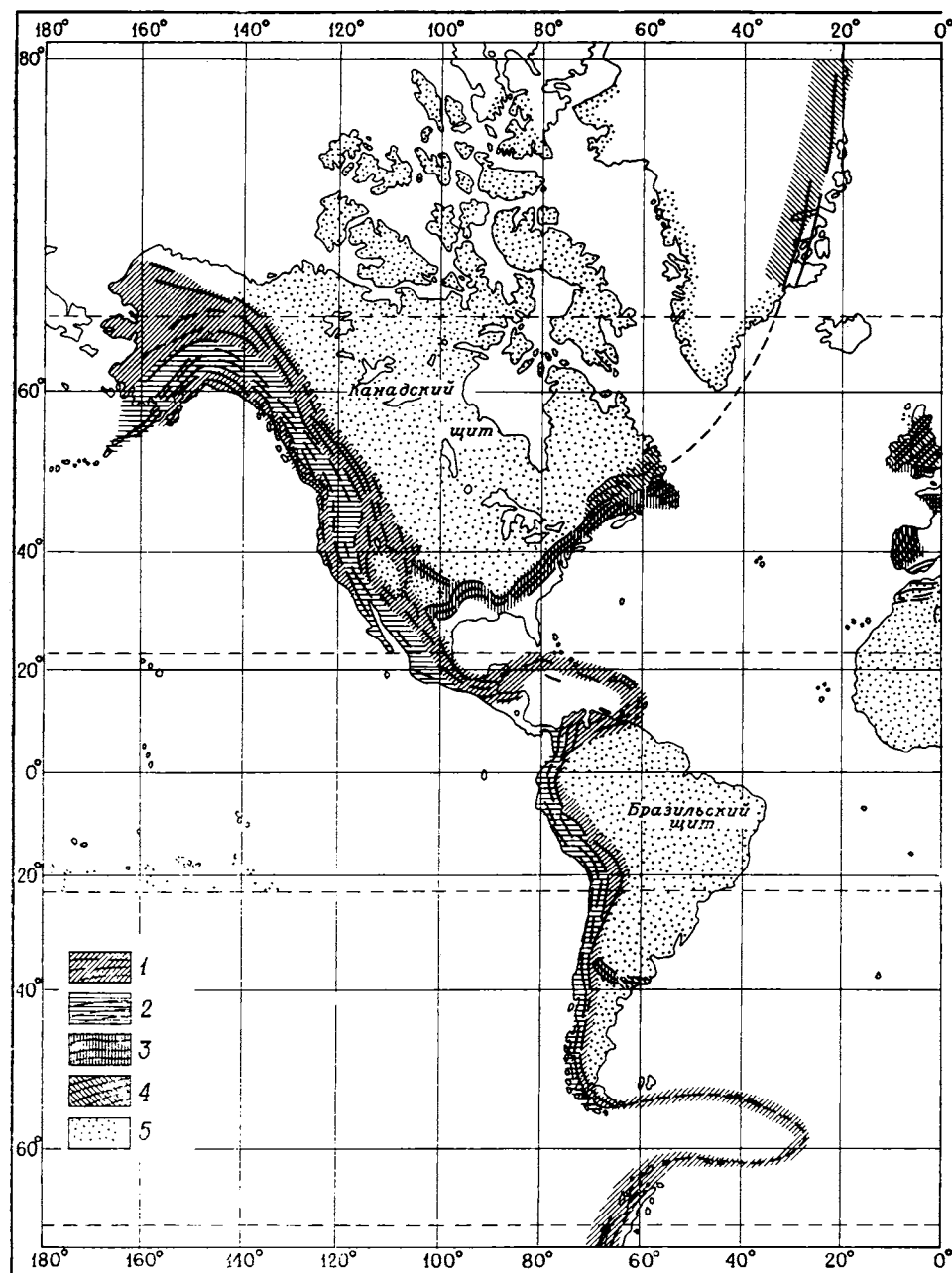
1. Зарождение отчетливо выраженной и, очевидно, линейной депрессии в земной коре, в которой накапливаются осадки, поступающие из окружающих обнаженных участков коры. Эта первая геосинклинальная фаза обычно сопровождается экструзиями и интрузиями основных вулканических пород в бассейнах, как правило, в виде подушечных базальтов¹. Широкое площадное распространение однообразных мощных толщ осадков указывает, что их накопление происходит в постоянных условиях в течение очень длительных периодов времени, продолжительность которых иногда выходит за рамки одной геологической эры. Обычно состав и мощность осадков в пределах бассейна изменяются в зависимости от таких факторов, как глубина бассейна, удаленность от области сноса и др. В мелководных участках бассейнов наблюдается тенденция к преобладанию таких пород, как известняки и песчаники, а более глубоководные участки в большинстве случаев характеризуются наличием мощных разрезов осадков «флишевого» типа. Именно в этих более глубоких и предположительно более активно погружавшихся участках геосинклиналей и сосредоточиваются обычно продукты вулканизма основного состава. Эти различия вещественного состава в разных участках, или их

¹ Лавы, изливающиеся в подводных условиях, обычно представлены скоплениями шаровидных (элипсоидальных) блоков диаметром около метра.

«фациальная» изменчивость, являются важным признаком, помогающим геологу при реконструкции формы древнего бассейна или же, наоборот (как это стало возможным для Альпийских горных цепей), при установлении направления и величины сравнительных смещений в момент складкообразования и надвиговых деформаций. Мелководные «шельфовые» участки геосинклиналей с типичными для них маломощными эпиконтинентальными отложениями выделяются иногда под названием миеосинклиналей, а более глубоководные зоны с их мощными сланцевыми и граувакковыми сериями и ассоциирующимися с ними вулканическими породами — под названием эвгеосинклиналей.

2. Вторая (тектоническая, или диастрофическая) фаза сопровождается сильной деформацией заполняющих бассейны осадков. На основании большинства имеющихся данных можно предположить, что длительность этой фазы сравнительно невелика. Но протекает она, по-видимому, не плавно, и может иметь место несколько «фальстартов», за которыми следуют периоды интенсивной активности. Структуры, образующиеся в эти периоды, по своим конкретным признакам уникальны в пределах каждой геосинклинали; но к числу общераспространенных особенностей принадлежат такие, как, во-первых, повсеместно развитые складки от мельчайшей пloidчатости до огромных лежащих складок с амплитудой во многие километры и, во-вторых, разномастные надвиговые разрывы, вдоль крупнейших из которых полого двигавшиеся пластины многокилометровой протяженности перемещены на весьма значительные расстояния. Складкообразование и пологие взбросы тесно связаны между собой и, по-видимому, происходят одновременно.

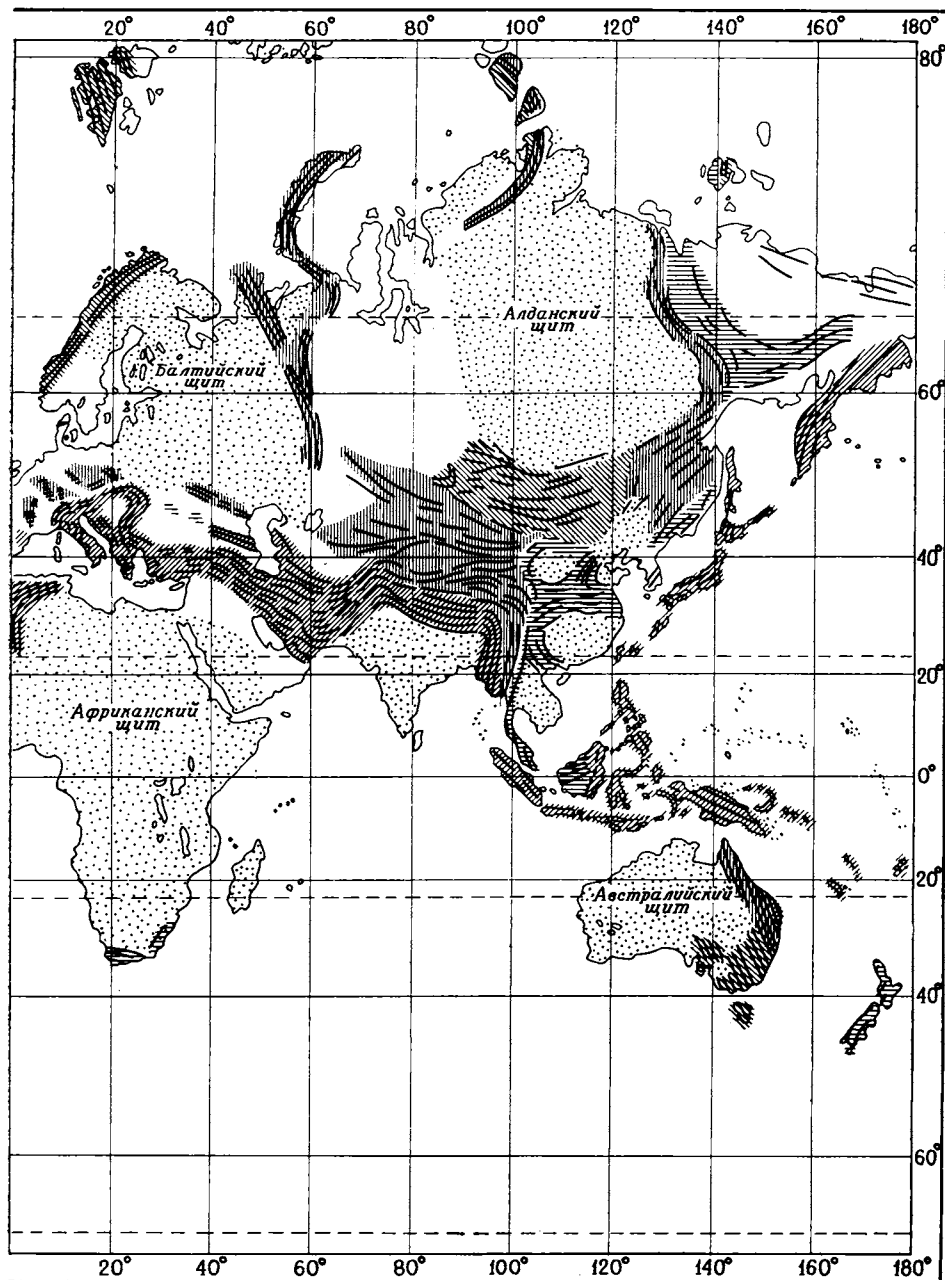
Характер структур, возникающих в фазу диастрофизма, в значительной



ФИГ. 3-62. Тектонические единицы континентов:
Области складчатости: 1 — третичной; 2 — мезозойской; 3 — верхнепалеозойской; 4 — нижнепалеозой-

мере определяется особенностью вовлекаемых в тектогенез участков бассейна. Более глубокие уровни, обыч-

но включающие участки ранее существовавшей коры, на которой закладывался бассейн, становятся ареной

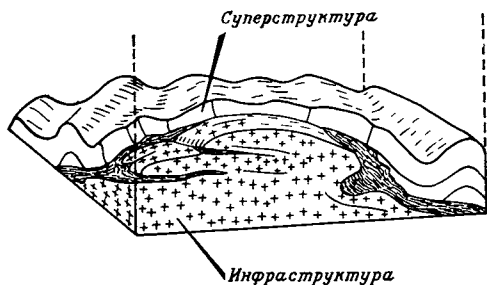


щиты и орогенные пояса.

ской; 5 — докембрийской (Umbgrove J. H. F., The Pulse of the Earth, Martinus Nijhoff, 1947).

проявления интенсивного метаморфизма и, как правило, оказываются пронизанными гранитными интрузи-

ями. На верхних горизонтах и в крайних частях бассейнов метаморфизм проявлен менее интенсивно или не

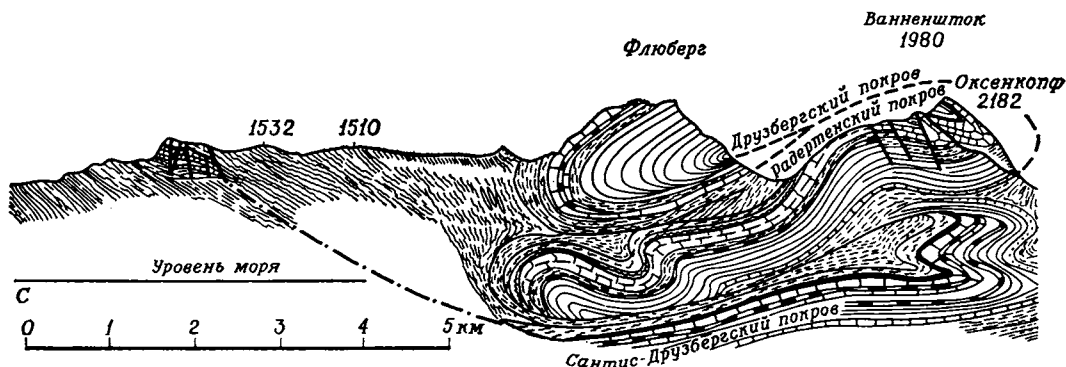


ФИГ. 3-63. Мобильная инфраструктура мигматитов с покрывающими их расчлененными метаморфическими породами, выведенная на уровень вышележащих менее мобильных осадочных пород (уровень суперструктуры) (Haller J., Bauformen in Migmatit-Stockwerke der Ostgrönlandischen Kalidoniden, Geol. Rundschau, 1956).

выражен совершенно и породы характеризуются менее четко проявленными структурами «течения», но доороженное основание тем не менее может быть вовлечено в деформацию и присутствовать в виде блоков или пластин в ядрах крупных складок перекрывающих осадков. На самых нижних уровнях возникают крупные очаги гранитной магмы, имеющей тенденцию к подъему в вышележащий складчатый покров. На поздних стадиях фазы диастрофизма эта магма может проникать вверх даже в почти неметаморфизованные складчатые толщи осадочных пород с образованием секущих plutonических тел. Осадки нижних частей геосинкли-

нальных бассейнов в ходе метаморфизма становятся механически ослабленными или мобильными и могут перемещаться вместе со сходным образом мобилизованной древней кристаллической корой вверх с образованием диапировых куполоподобных складок, выдавливающих в верхние, менее метаморфизованные горизонты. Такие структуры хорошо вскрыты в нижнепалеозойском складчатом поясе восточной Гренландии, где очень мобильные метаморфизованные породы нижнего комплекса (инфраструктуры) были выведены в предположительно менее мобильные породы верхних уровней (суперструктуры) в виде крупных грибообразных складок (фиг. 3-63). Во время этих преобразований происходит общее утоньшение и воздымание деформированных призматических тел различных пород и некоторые из верхних складчатых слоев могут, вероятно, отрываться и соскальзывать под действием силы тяжести вниз по крутым склонам, нагромождаясь у основания в виде серий волнистых складок; возможно также образование надвиговых чешуй и наложение их на менее деформированные краевые участки геосинклиналей и даже на недеформированный «форланд»¹ (фиг. 3-64).

¹ Стабильная часть континента, граничащая с орогеническим поясом.— Прим. перев.

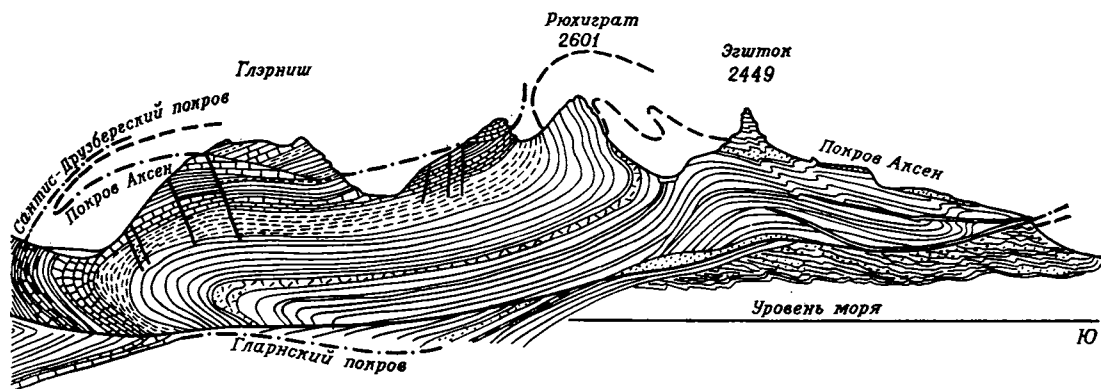


ФИГ. 3-64. Гравитационные оползневые покровы в складчатых покровы двигались с района выступа пород основания на юге (Oberholzer J., Geologie der

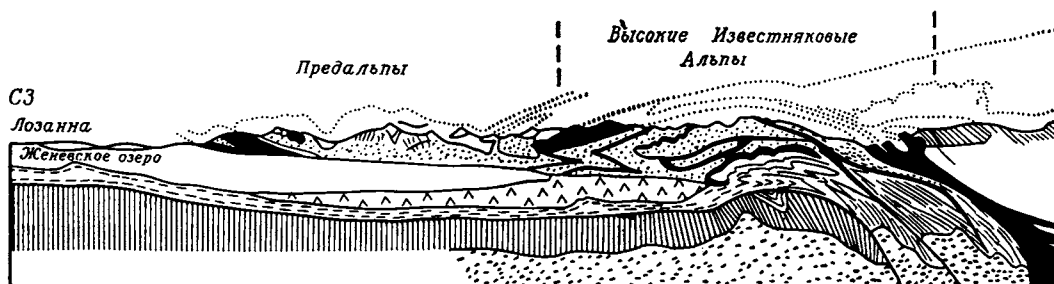
3. Заключительная стадия является, в полном смысле слова, «горообразующей» фазой, в ходе которой осуществляется подъем деформированных геосинклинальных осадков, а также обычно примыкающих более стабильных участков коры. Непосредственно предшествует и сопутствует этой фазе частичное возобновление вулканической активности, представленной, как правило, экструзиями андезитовых лав, и возникновение ряда крутопадающих надвиговых разрывных нарушений, пересекающих складки и пологие надвиги, свойственные фазе диастрофизма. Иногда на заключительных стадиях диастрофических и орогенных фаз в краевых и внутренних зонах складчатых областей образуются депрессии, быстро заполняющиеся грубообломочными осадками (молассами) за счет эрозии воздымающихся горных цепей. Некоторые из пологих складчатых покровов и надвиговых чешуй, соскальзывающих под влиянием силы тяжести, иногда могут перекрывать образовавшиеся на ранних стадиях молассовые отложения.

Приведенные выше данные являются упрощенным, но отнюдь не общепризнанным представлением об эволюции горных хребтов. При изучении ныне существующих горных сооружений геолог-структурщик встреча-

ет в разных местах участки деформированных геосинклинальных поясов, находящихся на различных стадиях развития. В молодых горных сооружениях типа Альп сохраняются все уровни и стадии. В Швейцарии эти сооружения представлены асимметричным горным хребтом, в котором преобладающим направлением перемещения складчатых покровов и надвиговых чешуй было северо-западное. В его пределах выделяется, во-первых, осевая зона (Пеннинские покровы) интенсивно деформированных и метаморфизованных пород, соответствующих самым нижним уровням; во-вторых, краевая зона менее деформированных осадочных пород (Гельветские покровы) в форме протяженных непрерывных лежащих складок и нагромождений гравитационных складок и, в-третьих, молассовая впадина (Швейцарская равнина), в пределы которой были перемещены в результате надвигов и скольжения некоторые более сильно деформированные породы (фиг. 3-65). В древних горных хребтах, таких, как каледонские (нижнепалеозойские) нагорья Шотландии и Скандинавии, сохранились лишь глубоко эродированные и в основном метаморфизованные корневые зоны, отделенные краевыми системами надвигов (типа надвига Мойн на северо-



районе Гларниш в Швейцарии.
Glaneralpen, Beitr. Geol. Karte Schweiz., 1933).



ФИГ. 3-65. Разрез вкрест

На разрезе видны Пеннинские Альпы — крупные покровы метаморфических пород; Высокие Известняковые на северо-запад; предгорья Альп, сложенные материалом,

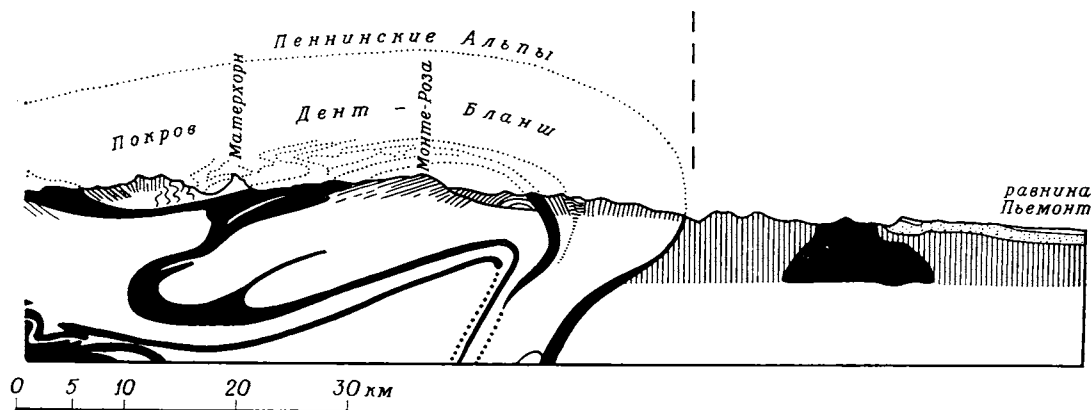
западе Шотландских нагорий) от стабильных регионов более древних пород. Как мы увидим далее, на древних щитах континентов сохранились следы давно исчезнувших многочисленных разновозрастных докембрийских горных систем, фиксирующих сложный узор многократно повторявшихся на протяжении истории Земли орогенных эпизодов.

Не все ныне существующие горные хребты имеют геосинклинальное происхождение, так же как не все бассейны осадконакопления внутри или на окраинах континентов становятся геосинклиналями. Хребты, подобные горам Юра в Швейцарии и Франции, сложены сравнительно маломощным чехлом хорошо слоистых осадочных пород со слабо проявленной складчатой и надвиговой тектоникой, без покровов и признаков магматизма и метаморфизма. Аналогичным образом приподнятые области типа плато Колорадо характеризуются осадками значительной мощности, отложенными в весьма широком интервале времени и не несущими признаков складчатости или горообразовательных процессов, сходных с охарактеризованными выше явлениями. Некоторые горные хребты возникли в основном за счет сбросовых деформаций,

тогда как другие имеют преимущественно вулканическое происхождение.

Щиты. При первом взгляде на тектоническую карту земной поверхности (фиг. 3-62) создается впечатление, что щиты и в самом деле устойчивы, неизменны и коренным образом отличаются от орогенных поясов, окружающих и пересекающих их. Эти пояса, по-видимому, были присоединены к краям щитов или зажаты между ними. Подобная картина позволила некоторым геологам выдвинуть теорию наращивания континентов (continental accretion), согласно которой в ходе геологической истории Земли происходит разрастание континентов за счет прогрессивного приращения краевых орогенных поясов к их стабильным ядрам. Но детальное изучение щитов показывает, что они ничем не отличаются по происхождению от орогенных поясов и что нет никаких причин полагать, что они значительно увеличились в размерах.

Изучение континентов затруднено по двум главным причинам. Во-первых, они сложены в основном метаморфическими и изверженными породами, обладающими исключительно сложной структурой за счет неоднократно



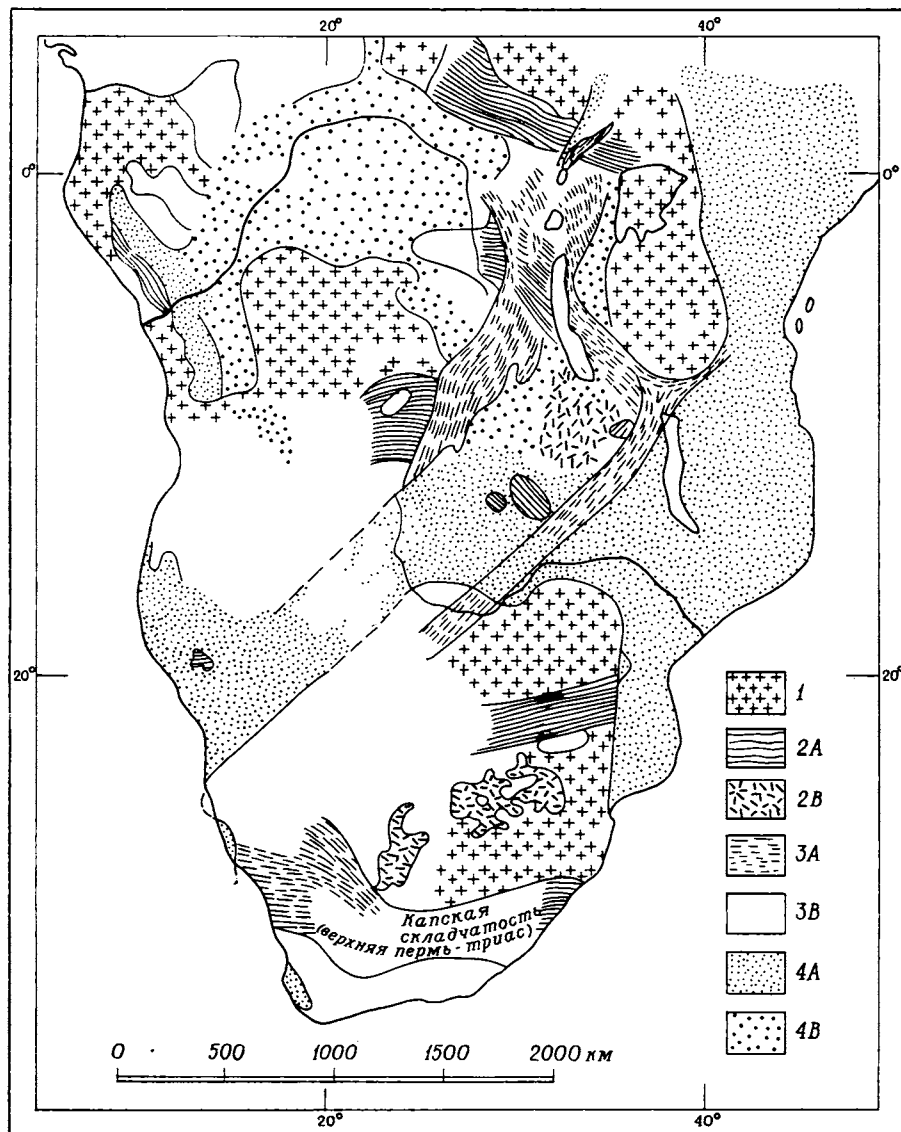
Швейцарских Альп.

Альпы — преимущественно неметаморфизованные складчатые осадочные породы, ниспадающие уступами надвинутым на северо-запад на недеформированный форланд.

повторявшихся процессов деформации и метаморфизма. Наиболее простые осадочные структуры, являющиеся главным критерием природы и характера деформаций, в значительной степени модифицированы или затусhevаны. Широко распространена гнейсовая расслоенность обычно чисто деформационного происхождения, и многие регионы насыщены гранитами. Во-вторых, даже в наименее деформированных участках не сохраняется никаких окаменелостей, пригодных для возрастных определений или корреляций, и применительно ко всем докембрийским породам для выяснения особенностей структурного развития и относительного возраста различных участков щитов приходится пользоваться другими методами. По этим причинам история докембрийского фундамента щитов длительное время оставалась невыясненной и служила время от времени предметом горячих дискуссий и споров. Лишь применение в последние несколько десятилетий радиометрических методов определения возраста и структурный анализ позволили геологам приступить к решению грандиозных задач по выяснению докембрийской истории континентальных щитов.

В настоящее время ясно, что щиты являются сложными постройками, состоящими из перекрывающихся и пересекающихся поясов деформированных и метаморфизованных пород, соответствующих, по-видимому, находящимся на разных стадиях преобразования и сглаживания корням или реликтам последовательно сменявшихся орогенных поясов. В действительности они, очевидно, мало чем отличаются от кембрийских и более молодых структур: разве тем, что молодые структуры лучше сохранены и обнажены, чем их древние предшественники, и что присутствующие в них породы с окаменелостями позволяют восстановить детали структурного развития и провести их корреляцию. Постепенно в реликтах докембрийских орогенных структур с помощью радиоактивного датирования выявляют возрастные соотношения, а детальное картирование позволяет восстановить их особенности.

В качестве примера сложного «стабильного щита» рассмотрим Африканский континент южнее экватора, упрощенная карта которого приведена на фиг. 3-66. За исключением верхнепалеозойского складчатого пояса мыса Доброй Надежды, весь



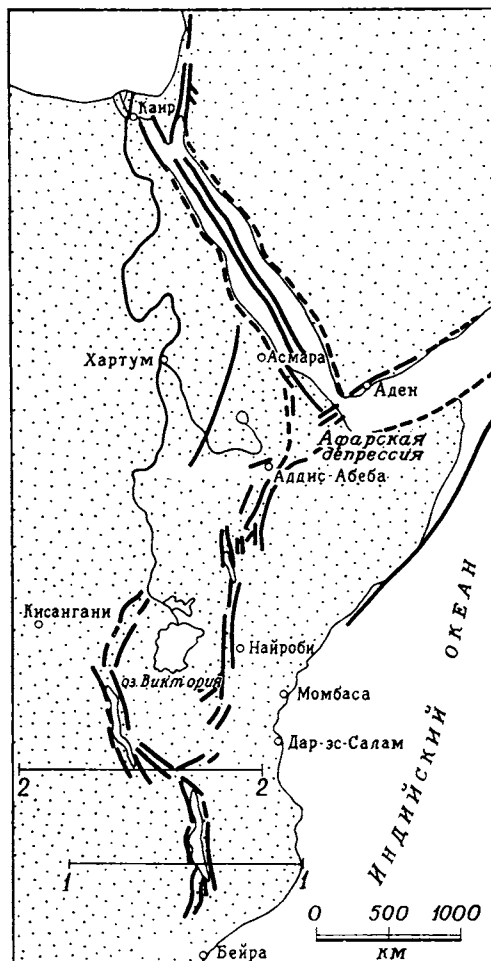
Фиг. 3-88. Обзорная структурная карта части Африки южнее экватора с изображенными на ней главными орогенными поясами и сопряженными выровненными стабильными регионами.

Обнаружено четыре главных периода орогенной активности (их, по-видимому, было намного больше): 1 — регионы, подвергшиеся складкообразованию и метаморфизму 2500 млн. лет назад и древнее; 2A — складчатые пояса, подвергшиеся складкообразованию и метаморфизму в интервале 2100—1950 млн. лет назад; 2B — горизонтально лежащие отложения, соответствующие по возрасту породам группы 2A; 3A — складчатые пояса, подвергшиеся складкообразованию и метаморфизму в интервале 1300—1100 млн. лет назад; 3B — складчатые или горизонтальные отложения, соответствующие по возрасту породам 3A; 4A — пояса, подвергшиеся складкообразованию и метаморфизму в интервале 730—800 млн. лет назад (более поздние события — вплоть до 450 млн. лет — также происходили в этих поясах); 4B — более или менее горизонтальные пласты пород, соответствующие по возрасту породам 4A (Cahen L., Snelling N. J., Geochronology of Equatorial Africa, North-Holland, 1966).

рассматриваемый регион является частью щита, но в его пределах выделяется по меньшей мере четыре основных периода складчатости и метаморфизма. Породы, образовавшиеся в эти периоды, располагаются как в виде определенным образом линейно ориентированных структурных зон, соответствующих, по-видимому, корневым частям орогенных поясов, так и в виде плитообразных или слабо складчатых тел, отлагавшихся одновременно с породами первых зон, но в участках, оставшихся относительно стабильными в ходе каждого орогенического эпизода.

На территории большинства других щитов геологи также начинают распознавать подобные особенности; по-видимому, древнейшие щиты сложены эродированными реликтами и продуктами разрушения орогенных поясов прошлого, возраст которых равен 3,5 млрд. лет, а возможно, и более. Таким образом, на континентах, вероятно, зафиксированы все стадии эволюции земной коры, причем более ранние события поддаются расшифровке с гораздо большим трудом. Ниже мы увидим, что эта особенность может служить наиболее характерным отличием континентов от океанических бассейнов.

На континентах представлено много других важных крупномасштабных структур. Вероятно, наиболее впечатляющей и, несомненно, крупнейшей из них является Великая рифтовая система — система сбросовых впадин, или грабенных, прослеживающихся от Мозамбика через большую часть Африки до гор Анти-Тавр в Малой Азии (фиг. 3-67). Эта величайшая линейная депрессия, протягивающаяся более чем на одну шестую часть окружности Земли, значительно меняется по ширине, характеру проявления и возрасту. Наибольшая ее ширина установлена в Красном море (250—500 км), промежуточная — в континентальной Африке (30—65 км), минимальная — в Леванте. Сектор



ФИГ. 3-67. Система Великих Африканских рифтов.

Крупнейшие разломы — сплошные линии; троговые депрессии — между пунктирными линиями.

Красного моря образован широкой впадиной, частично заполненной осадками и ограниченной рядом краевых разломов; в осевой части этой впадины размещается трог шириной 20—70 км, в котором присутствуют магматические интрузивные породы. Ветвь Аденского залива, по-видимому, представляет собой подводный вулканический хребет, смещенный по системе правосторонних сбросов с горизонтальным смещением и сло-

женный корой океанического типа. Рифтовая система на Африканском континенте представлена широкой ограниченной разломами и имеющей вид треугольника депрессией Афар в месте сочленения рифтов Красного моря, Аденского залива и африканского сектора; далее к югу идут рифтовые системы Эфиопии, Кении, Уганды и Танзании, которые представляют собой цепочки сложно нарушенных трогов, сменяющихся местами широкими зонами ступенчатых сбросов. В восточной части Африки рифтовая система расщепляется на восточную и западную ветви, огибающие озеро Виктория и соединяющиеся вновь в южной части Танзании. Западная ветвь рифтовой системы является более глубокой и более отчетливо выраженной, но она усложняется присутствием огромных раздробленных блоков докембрийского основания, подобных хребту Рувензори. Во многих местах рифты имеют асимметричную форму, не соответствующую простому провалу (грабену) с выположенным дном, ограниченному парой нормальных сбросов. В южной Кении, например, дно рифта рассечено во всевозможных направлениях множеством небольших крутых нормальных разломов. Рифтовые системы пересекают нагорья, образовавшиеся в процессе неоднократно возобновлявшегося подъема. Амплитуда смещения дна рифтовых долин по отношению к краям бортов может достигать 5 км. Через Аденский залив рифтовая система соединяется со срединным хребтом Индийского океана, с которым она может быть связана и генетически. Рифтам свойствен вулканизм третичного и четвертичного возраста; они являются также и зонами сейсмической активности.

В пределах щитов локально возникали разнообразные бассейны осадконакопления. Иногда они выполнялись осадками за счет морских трансгрессий, но в ряде случаев осадки

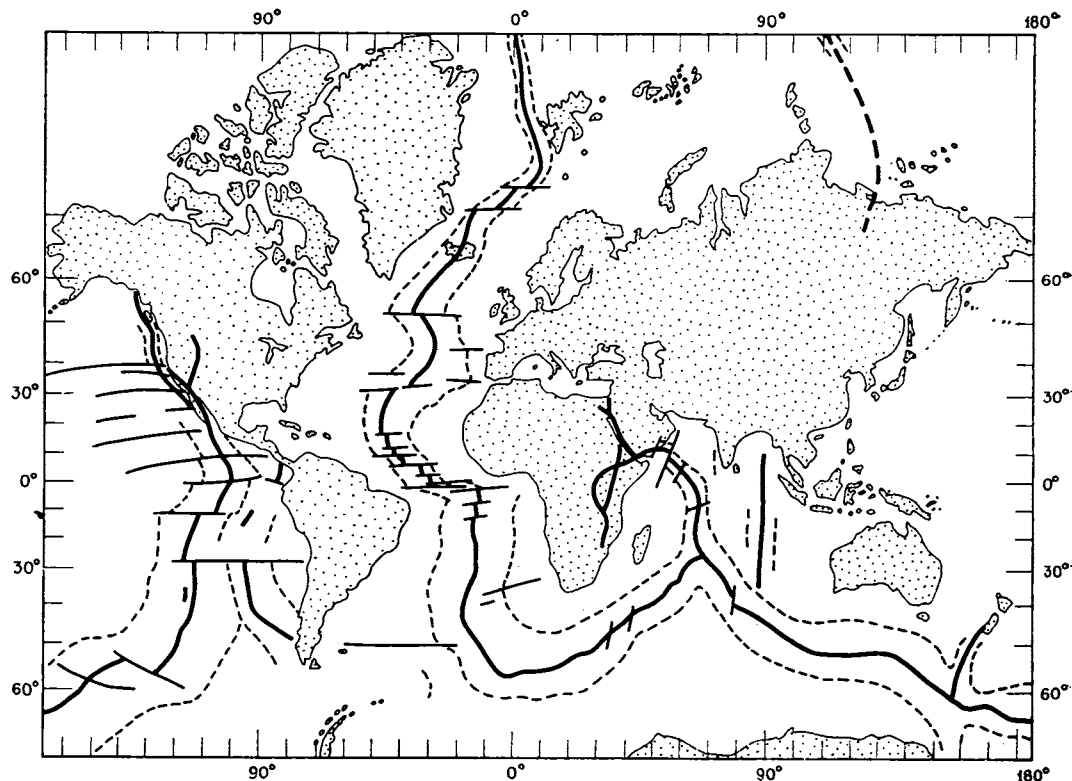
имели озерное или субаэральное происхождение. Некоторые бассейны подвергались небольшому складкообразованию или разрывным деформациям; другие оставались недеформированными в течение длительных периодов времени. Часть осадков была частично удалена эрозией, и возможно, что за долгую историю различных континентов существовало множество таких отложений, только они были полностью удалены эрозией в ходе непрерывных циклов подъема, опускания и сводообразования, в которые, по-видимому, вовлекались даже наиболее стабильные участки континентальной коры.

Океанические впадины

Океанические впадины могут быть подразделены на две главные группы: глубоководные впадины и континентальные окраины. Далее мы увидим, что свойства этих областей взаимосвязаны.

Глубоководные впадины. На удалении от континентальных окраин и цепочек островных дуг западной части Тихого океана наиболее характерной чертой рельефа дна океана является присутствие глубокой впадины с выположенным дном, называемой абиссальной равниной. Эта равнина занимает большую часть дна океана и характеризуется удивительно выдержанной глубиной (около 5 км) и сравнительно плоской поверхностью, покрытой тонким (менее 1 км) слоем молодых осадков, состоящих, по-видимому, частично из рыхлых отложений, вынесенных в эти удаленные от суши области мутьевыми потоками (turbidity currents) с континентальных склонов. Над этой равниной воздымаются изолированные одиночные или групповые «холмы», представленные подводными горами, гийотами¹ и другими вулканически-

¹ Подводные горы обладают конической формой и, несомненно, имеют вулканическое происхождение. Гийоты сходны с ними,



ФИГ. 3-68. Океанические хребты или поднятия (между пунктирными линиями).

Медянные линии хребтов, иногда трассируемые сбросовым трогом или грабеном, показаны полужирной линией. Зоны разломов, смещающие хребты, изображены тонкими линиями (по разным источникам).

ми сооружениями типа океанических островов, окруженных оторочками коралловых рифов, или атоллов, состоящих целиком из рифов, располагающихся на погружившихся океанических островах и воздымающихся над уровнем моря. Некоторые вулканические постройки, поднимающиеся со дна абиссальной равнины, имеют колоссальные размеры. Гавайские острова, например, возвышаются над абиссальной равниной примерно на 10 км и являются одной из самых выдающихся на Земле форм

но отличаются от них наличием плоской поверхности, возникшей за счет усечения вершущей части вулкана в результате эрозивной деятельности волн. После своего образования некоторые гйоты были опущены ниже уровня современного моря на глубины до 3 км.

рельефа. Множество вулканических построек, число которых превышает несколько тысяч лишь в одном Тихом океане, представлено сравнительно небольшими подводными горами.

При всем однообразии абиссальных равнин в их пределах все же выделяются две отчетливо выраженные в рельефе системы характерных структурных форм (фиг. 3-68).

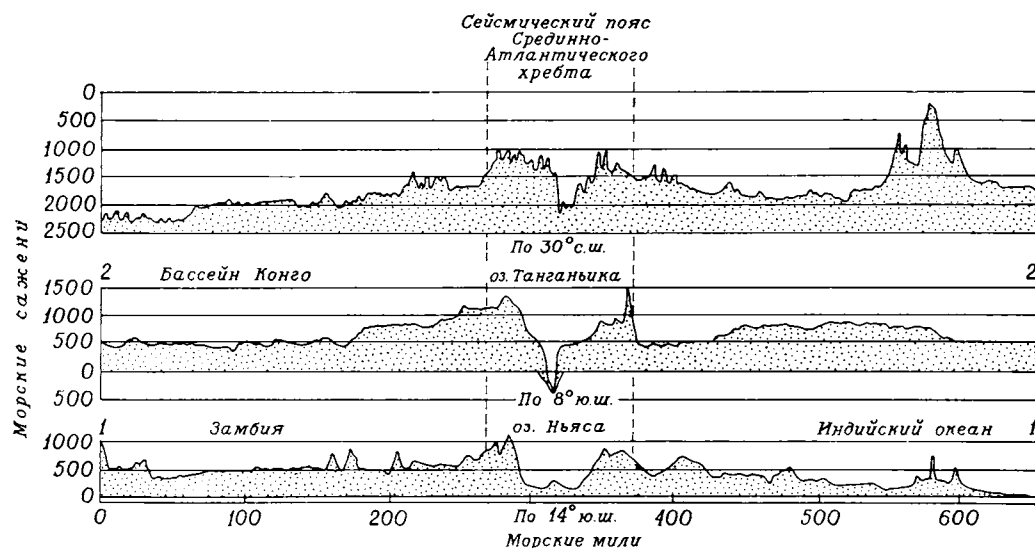
Хребты или поднятия. Наиболее ярко выраженная и протяженная структура океанов (и коры в целом) представлена широкими хребтами или поднятиями, объединяющимися во взаимосвязанную планетарную систему срединно-океанических хребтов общей протяженностью свыше 40 000 км. Самым характерным и лучше всего изученным из них является Сре-

динно-Атлантический хребет, который проходит примерно посередине между двумя побережьями Атлантического океана. Более детальное изучение показало, что хребет не изгибается, а состоит из множества отрезков меридионального простирания, по-видимому, ступенчато смещенных в ту и другую стороны системой сбросов с горизонтальным смещением. Другие хребты располагаются в восточной части Тихого океана, в Индийском и Северном Ледовитом океанах, образуя почти непрерывную линию. Через Аденский залив срединный хребет Индийского океана соединяется с Великой Африканской рифтовой системой, которая, по-видимому, является частью той же самой системы глобальных тектонических структур (фиг. 3-68). Это предположение подтверждается при детальном изучении топографии океанических хребтов. Они представляют собой обширные поднятия, на гребне которых местами развиты хорошо выраженные грабены, или рифтовые долины. Их поперечное сечение в об-

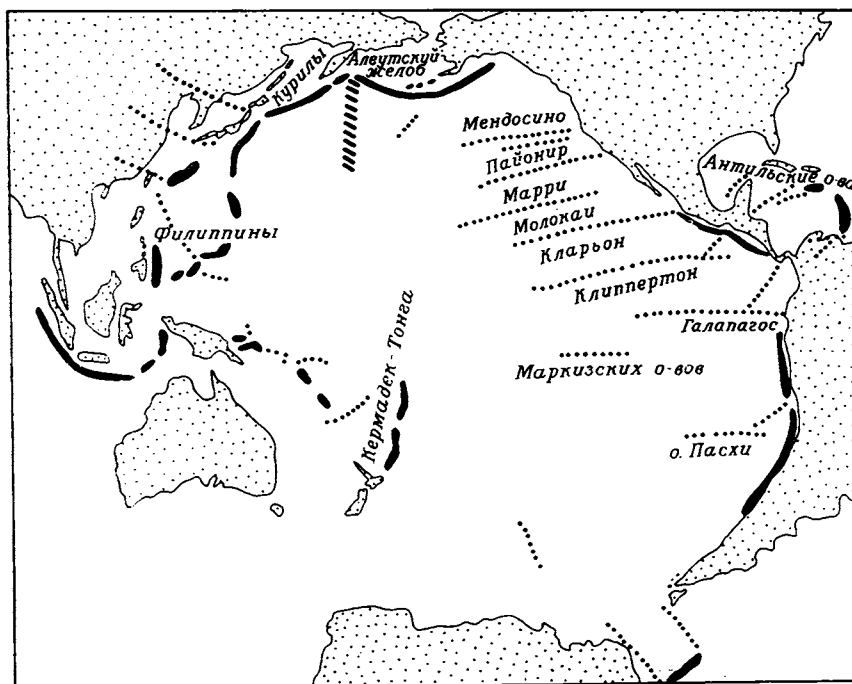
щих чертах напоминает сечение Восточно-Африканской ветви Великих рифтов (фиг. 3-69). Другими примерами продолжения океанических хребтов в пределы суши могут служить, во-первых, Восточно-Тихоокеанское поднятие, вклинивающееся в Северную Америку через Калифорнийский залив, где также наблюдаются ступенчатые смещения хребта, и, во-вторых, Исландия, представляющая, по-видимому, огромную плиту океанических вулканических пород, перекрывающих северную часть Срединно-Атлантического хребта.

Для океанических хребтов характерна значительная сейсмическая и вулканическая активность, и в их пределах были зафиксированы аномально высокие скорости теплового потока (гл. 11).

Разломы или сбросы. Местами абиссальные равнины рассекаются протяженными прямолинейными ступенчатыми хребтами, которые, по-видимому, представляют собой не затронутые эрозией обрывы, параллельные



ФИГ. 3-69. Сравнение профиля через Срединно-Атлантический хребет в северной части Атлантики с профилями через Восточно-Африканский рифт по линиям 1 и 2 на фиг. 3-67 (Heezen B. C., in: Continental Drift, Runcorn S. K., ed., Acad. Press, 1962. См. русский перевод: в сб. «Дрейф континентов», ред. Равкорн С. К., «Мир», М., 1966).



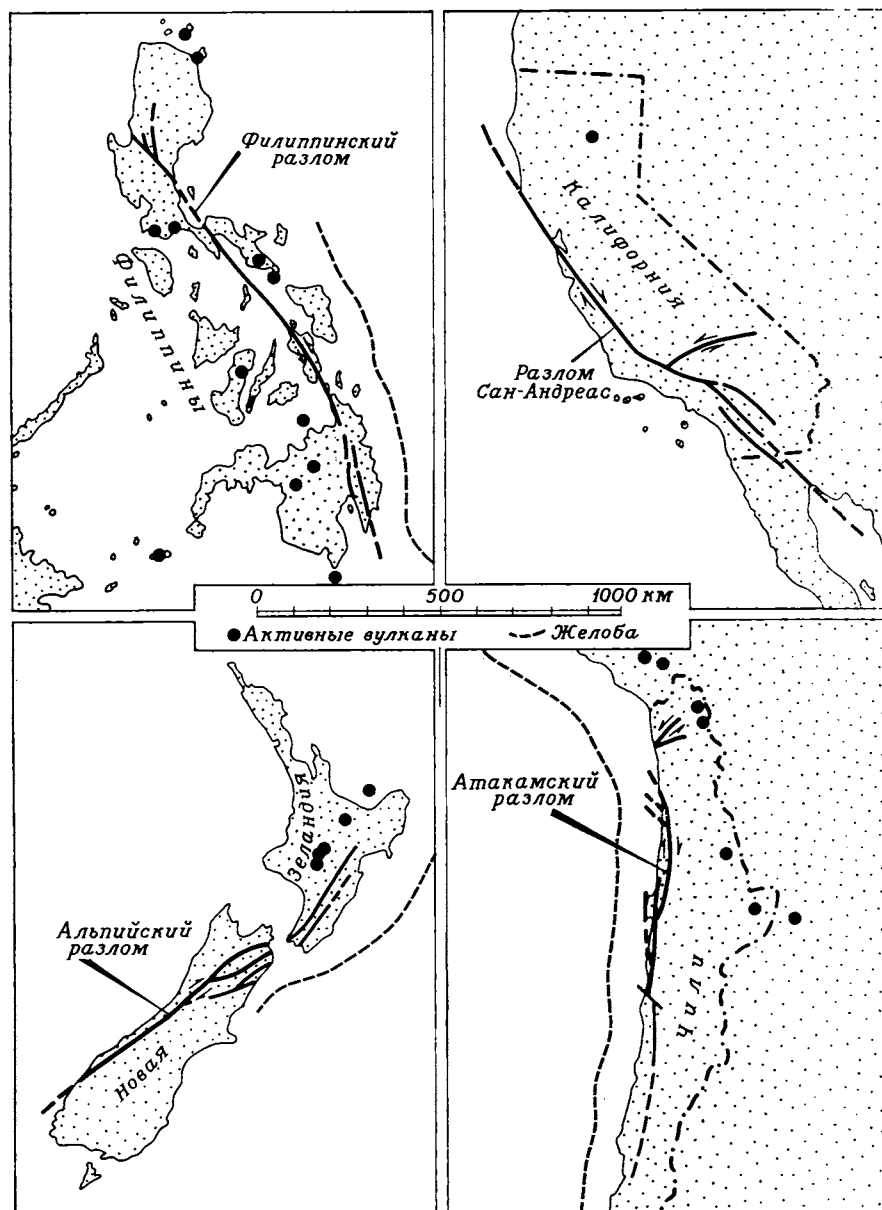
Фиг. 3-70. Тихоокеанская кольцевая зона с крупнейшими зонами разломов (точечные линии), глубоководными желобами (черное), расположенными вдоль островных дуг в западной части Тихого океана и побережья Центральной Америки и Чили (Менард Г., Геология дна Тихого океана, «Мир», М., 1966).

крупным разломам или сбросам в коре океанического типа. К их числу, очевидно, относятся разломы, смещающие океанические хребты, а также необычайно протяженные широтные крутые обрывы в северо-восточной части Тихого океана (фиг. 3-70). Имеющиеся данные подтверждают, что эти разломы представляют собой локальные сдвиговые нарушения. Выше мы уже отмечали смещения океанических хребтов; другими доказательствами могут служить смещение параллельных линейных магнитных аномалий в коре (гл. 12) и данные о латеральном растяжении, полученные при изучении первых колебаний при землетрясениях, центры которых размещаются вдоль разломов (гл. 8).

Окраины континентов. Вокруг большинства материков континентальная кора прослеживается под водами

прибрежных морей в виде полого наклоненных «шельфов». Ширина континентальных шельфов варьирует в широких пределах — от нуля до 1000 км, составляя в среднем около 50 км. В пределах шельфов распространены мелководные осадки различной мощности.

За континентальным шельфом с глубинами от 150 до 700 м наблюдается резкий изгиб склона и значительное увеличение глубины; этот сравнительно узкий и более крутой так называемый континентальный склон прослеживается в направлении ложа океана до глубин около 3 км, где сменяется широким и более пологим континентальным подножием, переходящим в абиссальную равнину. Собственно континентальная кора заканчивается у края континентального шельфа, где сравнительно маломощные мелковод-



ФИГ. 3-71. Крупнейшие сбросы со смещением по простиранию сбрасывателя в четырех районах Тихоокеанского кольца (Allen C. R., Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region, Journ. Geophys. Res., 1962).

ные осадки постепенно сменяются мощными толщами глубоководных осадков клиновидной формы, слагающими нижнюю часть континентального склона и подножие. За счет этих

мощных клиньев осадков могут возникать мутьевые потоки, выносящие материал на абиссальные равнины, обычно вдоль подводных каньонов.

Многие континентальные окраины, например большинство окраин, окаймляющих Атлантический океан, представлены резко обрывающимися щитами или сравнительно древними складчатыми горными системами. Эти окраины асейсмичны, в их пределах отсутствуют проявления вулканической активности, и они очень хорошо соответствуют современным контурам континентов. Окраины Тихоокеанского кольцевого пояса по своим структурным особенностям значительно отличаются от них. Они окаймлены молодыми горными хребтами, которым свойственна сейсмическая и вулканическая активность и присущ ряд структурных особенностей, отличающих их от других континентальных окраин. Среди них особенно важны три структурных признака.

Островные дуги. Западная окраина Тихого океана образована серией дугообразных островных цепей (островных дуг), которые, по-видимому, являются частью молодого складчатого горного пояса. Начиная от Алеутских островов, прослеживается целая серия более или менее непрерывных дуг через Курильские, Японские и Филиппинские острова, которые соединяются с Зондской дугой Индонезии и протягиваются к северу Австралии, огибая ее по Соломоновым островам и островам Новые Гебриды по направлению к Новой Зеландии. Эти дуги являются местом проявления современной интенсивной вулканической и сейсмической активности, и на некоторых из них имеются свидетельства существования в прошлом складчатости и надвигов, типичных для складчатых горных сооружений.

Океанические желоба. В большинстве случаев параллельно цепочкам островных дуг со стороны океана располагаются системы впадин или глубоких желобов на дне океана, глубина которых может достигать 11 км и более от уровня моря. Некоторые желоба,

расположенные поблизости от суши, частично выполнены осадками. Желоба обнаружены также вдоль побережья Чили и вдоль дуг Больших и Малых Антильских островов, окружающих Карибское море (фиг. 3-70). *Поперечные сбросы* (transcurrent faults). В некоторых местах вдоль окраины Тихого океана на континентах отмечаются грандиозные сбросы со значительным смещением по простиранию (обычно до 100 км и более). Наиболее крупные из них — разломы Сан-Андреас вдоль побережья Калифорнии, Атакамский в Чили, Филиппинский, Альпийский в Новой Зеландии (фиг. 3-71). Смещение по Филиппинскому разлому левостороннее; другие разломы характеризуются правосторонним смещением.

Глобальная тектоника

Главнейшие структуры континентов и океанических впадин различаются между собой и, несомненно, развиваются разными путями. Длительное время предполагали, что океанические впадины постоянны и неизменны, если не считать отдельных разбросанных центров вулканической активности и локально встречающихся поднятий и депрессий; считалось, что основные структурные преобразования происходят только на континентах и вдоль их окраин, где периодически возникающие геосинклинали приращивают к ним новые горные сооружения. Некоторые геологи полагали, что континенты медленно дрейфуют по поверхности более или менее пассивной океанической коры в связи с перемещением мантийного материала или под влиянием каких-то других сил.

Детальные структурные, геофизические и морфологические исследования океанических впадин оказали революционизирующее влияние на постулаты глобальной тектоники и послужили основой для создания новой динамической и кинематиче-

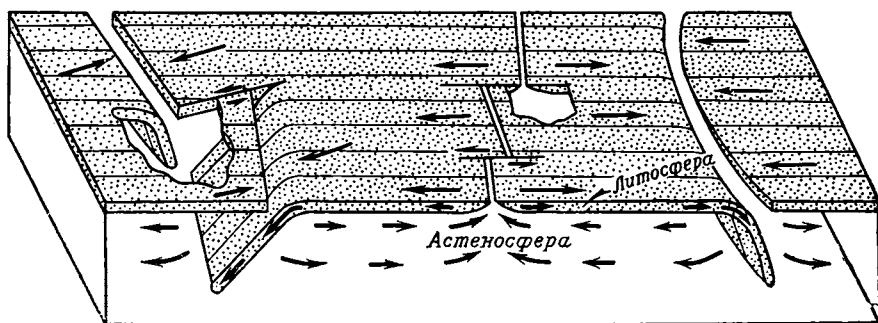
ской модели земной коры. Некоторые подтверждения новой теории приводятся в заключительных главах (в частности, в гл. 8 и 12), но часть вытекающих из нее выводов будет вкратце изложена ниже.

Теория раздвигания дна океанов утверждает, что океаническая кора не является неизменной, а находится в состоянии непрерывного и сравнительно быстрого перемещения (допускается смещение до нескольких сантиметров в год), в ходе которого вдоль океанических хребтов (питающие каналы) за счет вулканической деятельности происходит формирование новой коры. От этих хребтов океаническая кора раздвигается в боковом направлении и погружается под некоторые континентальные окраины; следствием погружения коры могут быть глубоководные морские желоба и островные дуги. Необходимое условие осуществления этого процесса — наличие 5-километровой океанической коры исключительно высокой прочности. Поэтому многие геофизики полагают, что сравнительно жесткие плиты, составляющие, по-видимому, верхний слой мантии мощностью 100 км (этот слой вместе с корой называется литосферой), вовлекаются в это движение над относительно более слабым слоем пониженных скоростей верхней ман-

тии, называемым астеносферой. По-видимому, определяющим тектоническим фактором на Земле является перемещение относительно друг друга ограниченного количества (возможно, шести) сравнительно жестких крупных плит литосферы, в число которых входят и континентальные участки коры (фиг. 12-14). Плиты перемещаются как единое целое; эта целостность нарушается у океанических хребтов, где происходит их зарождение, и у желобов и островных дуг, где они поглощаются при погружении их в мантию, надвигаются на окраины континентов или поддвигаются под них (как, например, восточная окраина Азиатского материка).

Некоторые континентальные окраины, такие, как обрамляющие Южную Атлантику, могут являться соприкасающимися участками коры разного типа в пределах одной и той же двигающейся плиты.

К числу других мест, где происходит перемещение плит относительно друг друга, относятся зоны разломов в океанах и огромной протяженности сбросо-сдвиги на континентальных окраинах. Здесь части плит, перемещающихся в противоположных направлениях, проскальзывают одна мимо другой в горизонтальной плоскости.

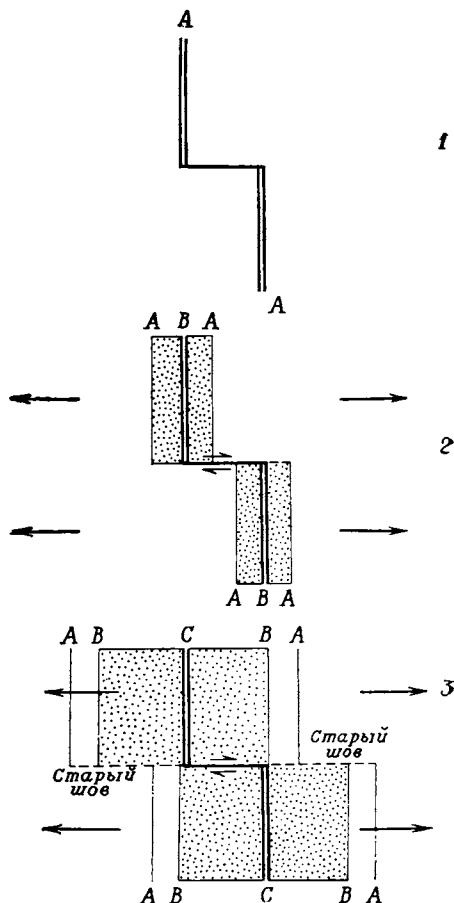


Фиг. 3-72. Предполагаемые структурные особенности для модели плит литосферы,двигающихся по более слабому слою — астеносфере.

Стрелки в литосфере указывают направление относительного перемещения соседних плит; стрелки в астеносфере указывают возможное направление компенсационного потока (Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. 1968).

Предполагаемые структурные особенности такой модели перемещающихся плит схематически изображены на фиг. 3-72. Из этой модели следует, что разломы, смещающие океанические хребты и связывающие взбросами цепочки островных дуг, не являются простыми сбросо-сдвигами; скорее всего смещение по ним в настоящий момент проявлено только в сегментах, лежащих между двумя хребтами, где происходит новообразование коры, или между соседствующими участками систем островная дуга — желоб, где кора втягивается в мантию. Часть разлома, продолжающаяся за пределами этого сегмента, является следом ранее активного участка разлома, вдоль которого в настоящее время не наблюдается смещений. Разломы, которые возникают таким образом, как это показано схематически на фиг. 3-73, называются *трансформными разломами*. Следует отметить, что хребты или желоба не смещены в действительности трансформными разломами. Направление скольжения по разломам в их активном секторе противоположно тому, которое следует из видимого смещения хребтов.

При относительном перемещении плит литосферы площадь поверхности Земли должна оставаться неизменной. Поэтому скорость формирования коры путем внедрения и излияния основных изверженных пород в хребтах должна компенсироваться скоростью ее поглощения под континентальными окраинами. В настоящее время питающая область, по-видимому, располагается по всей длине океанических хребтов, но главные места поглощения расширяющейся коры располагаются, вероятно, вдоль восточной окраины Азии, в цепи желобов и островных дуг, которые размещаются вокруг северной и восточной Австралии (районы Тонга и Кермадек), вдоль части западного побережья Южной Аме-



Фиг. 3-73. Схематическое изображение особенностей формирования трансформного разлома, соединяющего хребет с хребтом.

Двойная линия соответствует хребту, вдоль которого поступает вновь образующийся коровый материал, а одинарные линии представляют трансформные разломы. Изображены три стадии: 1 — исходный разлом; 2 — добавление материала между линиями A—A и сдвиг по сбросу; 3 — добавление материала между линиями B—B. Следы разломов, бывших ранее активными, прослеживаются латерально в окружающей коре. Обратите внимание на то, что направление сдвига по трансформному разлому противоположно тому, которое следует из смещения хребтов при обычном сбросе с горизонтальным смещением.

рики и вдоль южного побережья Аляски. В соответствии с этой схемой разлом Сан-Андреас представляет собой трансформный разлом, соединяющий хребет с хребтом (правда, сторонники этой точки зрения встречаются с определенными геологическими затруднениями), а

Альпийский разлом Новой Зеландии может интерпретироваться как трансформный разлом, соединяющий одну островную дугу с другой. Зоны разломов близ западного побережья Северной Америки, очевидно, являются следами древних, ныне неактивных трансформных разломов, оставшихся от ранних периодов расширения.

До сих пор мы рассматривали только структуры океанических впадин и окраин континентов. Насколько пригодна теория раздвижения дна океанов и плит литосферы для объяснения геологических структур континентов? В настоящее время трудно сказать что-нибудь определенное в этом отношении; но теория допускает возможность существования одного фундаментального различия между континентами и океаническими впадинами, обуславливающего наблюдаемую сложность и разнообразие континентальных структур. Если развитие океанической коры проходит через циклы зарождения, латерального перемещения и поглощения в мантии, как это следует из теории, тогда в связи с вытекающей из геологических данных значительной скоростью процессов существующие ныне океаны могут содержать летопись событий, происходивших на Земле только в последние 100 млн. лет или что-то около этого. С геологической точки зрения океанические впадины представляют собой молодые структуры, существующие в течение сравнительно небольших отрезков времени и не содержащие следов многих последовательно сменявших друг друга этапов диастрофизма. Континенты, наоборот, явно не уничтожаются полностью и не регенерируются под влиянием процессов, которые, по-видимому, воздействуют на океаническую кору, и их история, вероятно, представляет собой пример продолжительных локальных преобразований во времени. Если мы рассмотрим молодые структуры

континентов, в особенности третичные горные хребты, то обнаружим хорошее соответствие их с особенностями современных глобальных деформаций, о чем говорит анализ строения океанических впадин. Они образуют Тихоокеанский кольцевой пояс и могут представлять собой аккумулярованные деформированные осадки следующих друг за другом впадин и желобов, образующихся на краях континентов, вероятно, за счет поддвига или погружения океанической коры. Пояс третичных горных сооружений, пересекающих Евразию, может быть связан аналогичным образом со сжатием геосинклинального трога во время направленного к северу расширения дна Индийского океана, начиная с раннетретичного времени.

Отсутствие ярко выраженных складчатых поясов на континентальных окраинах Атлантического океана позволяет считать, что в этом регионе океаническая кора прочно спаяна с континентальной, причем восточная и западная окраины перемещаются в противоположные стороны, начиная с момента заложения и роста Атлантического океана от центрального рифта, хорошо фиксируемого современным Срединно-Атлантическим хребтом.

С другой стороны, громадные клинья осадков, присутствующих местами вдоль окраин, например вдоль побережий США и Восточной Африки, могут представлять заполненные впадины, возможно типа желобов, аналогичных незаполненным осадками желобам вдоль некоторых участков тихоокеанского побережья Америки. С этой точки зрения окраины Атлантического и Тихого океанов могут соответствовать различным стадиям эволюции во многом сходных тектонических элементов.

Складчатые горные пояса, пересекающие континенты, могут представлять собой складчатые реликты выполненных осадками желобов и

платформ, развивавшихся локально на краях перемещавшихся плит разного размера и формы, возникавших последовательно на поверхности Земли начиная с раннего докембрия. Вероятно, континенты находятся в непрерывном движении; при расхождении их обнажается океаническая кора, как это, видимо, происходит в Аденском заливе и в Красном море, а также, возможно, вдоль всей рифтовой системы Африки. При их последующем схождении происходит деформация клиновидных геосинклинальных осадков, которые накапливались вдоль их окраин, как это могло происходить при образовании Альпийской и Гималайской горных систем. В других местах деформация призм осадочных пород могла маркировать регионы проседавшей океанической коры, что, по-видимому, происходит вдоль западной окраины Тихоокеанской впадины.

Явная простота океанов и отчетливо выраженная сложность континентов могут быть следствием различий в продолжительности формирования этих двух регионов. Для океанической коры характерен небольшой срок существования и непрерывное обновление; континентальная кора подвержена влиянию мантийных преобразований в значительно меньшей степени и сохраняет запись большей части своей истории. Какой бы ни была окончательная судьба изложенной здесь гипотезы, она дала геологам новый толчок к изучению континентов с точки зрения единой теории глобальной тектоники. Многие из известных структурных особенностей континентов, рассмотренные в первой части этой главы, должны быть пересмотрены теперь с той точки зрения, согласуются

ли они с данной гипотезой и способствуют ее утверждению или же опровергают ее.

Рекомендуемая литература

По структурной геологии рекомендуются книги: *deSitter L. U.*, Structural Geology, 2d ed., McGraw-Hill, New York, 1964; *Hills E. S.*, Elements of Structural Geology, Wiley, New York, 1963.

Широкий круг проблем тектоники освещен в работах: *Белоусов В. В.*, Основные вопросы геотектоники, Госгеолтехиздат, 1962; *Goguel J.*, Tectonics, 1962 (см. русский перевод: *Гогель Ж.*, Основы тектоники, «Мир», М., 1969); *Aubouin J.*, Geosynclines, Elsevier, New York, 1965 (см. русский перевод: *Обуэн Ж.*, Геосинклинали, «Мир», М., 1967).

Методы полевых работ и описания структур приведены в книгах: *Compton R. R.*, Manual of Field Geology, Wiley, New York, 1962; *Ragan D. M.*, Structural Geology, Wiley, New York, 1968; *Turner F. J.*, *Weiss L. E.*, Structural Analysis of Metamorphic Tectonites, McGraw-Hill, New York, 1963; *Ramsay J.*, Folding and Fracturing of Rocks, McGraw-Hill, New York, 1967.

С региональной структурной геологией знакомят труды: *Eardley A. J.*, Structural Geology of North America, 2d ed., Harper and Row, New York, 1962 (см. русский перевод первого издания: *Ирдли А.*, Тектоника Северной Америки, ИЛ, М., 1954); *King P. B.*, Evolution of North America, Princeton Univ. Press, 1959 (см. русский перевод: *Кинг П.*, Геологическое развитие Северной Америки, ИЛ, М., 1961); *Kober L.*, Bau und Entstehung der Alpen, Franz Deuticke, Vienna, 1955; *Craig G. Y.* ed., The Geology of Scotland, Archon Books, 1965.

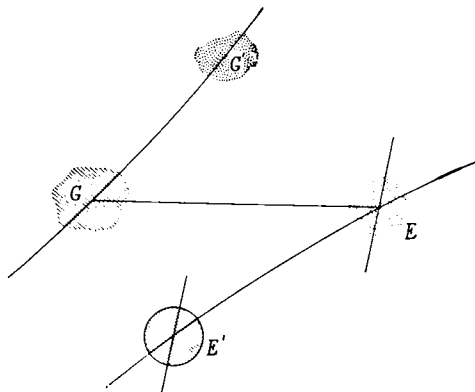
Проблемы геологии морского дна, теория раздвигания морского дна изложены в книгах и журналах: *Menard H. W.*, Marine Geology of the Pacific, McGraw-Hill, New York, 1964 (см. русский перевод: *Менард Г.*, Геология дна Тихого океана, «Мир», М., 1966); *Isacks B.*, *Oliver J.*, *Sykes L. R.*, Seismology and the new global tectonics, Journ. Geophys. Res., 73, p. 5855, 1968; *Heirtzler J. R.*, Sea-floor spreading, Sci. Am., December, 1968.

В гл. 1 уже указывалось, что время играет очень важную роль в геологии. Другие естественные науки, например химия или физика, изучают мир главным образом в современном его состоянии. В отличие от них геология имеет дело преимущественно с прошлым. Наши познания о геологических процессах обычно основываются на наблюдениях последовательности различных событий во времени, а значит, почти полностью определяются хронологией. В большинстве случаев геолог, пытаясь реконструировать некоторые события, осуществившиеся в прошлом, задается вопросами: «Что случилось вначале? Что произошло потом? Были ли эти события одновременными?» Как мы увидим далее, огромная продолжительность геологического времени помогает понять процессы, которые были бы совершенно не объяснимыми в рамках очень кратких промежутков времени лабораторных экспериментов или даже с точки зрения продолжительности человеческой жизни.

В соответствии с современной концепцией, предложенной Эйнштейном, время вместе с расстоянием представляет существенную составную часть четырехмерного пространства. «Когда» неотделимо от «где», и одновременность не имеет абсолютного значения. Момент отражения свидетельствует о том, что это положение должно быть справедливым в случае конечной величины скорости распространения света. Допустим, что

астроном на Земле E (фиг. 4-1) определяет расстояние до Галактики G , составляющее 1 млрд. световых лет (1 световой год $= 9,46 \cdot 10^{15}$ м). Он должен основывать свои подсчеты на каком-либо сигнале, например световом, поступившем из Галактики. Но свет, улавливаемый на Земле в настоящий момент, излучен Галактикой 1 млрд. лет назад, когда Земля находилась совсем в другой позиции E' , тогда как сама Галактика сейчас расположилась в некотором неизвестном положении G' . Таким образом, измеряется расстояние не между одновременными позициями Земли и Галактики, а между современным положением Земли и положением Галактики 1 млрд. лет назад, т. е. здесь мы и сталкиваемся со сложением пространства и времени.

Теория относительности основана на принципе независимости скорости



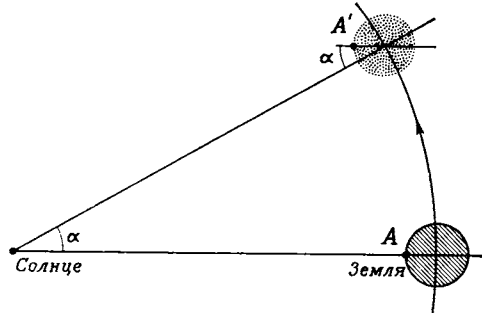
Фиг. 4-1. Измерение расстояния между Землей (E) и Галактикой (G).

света от самостоятельных движений источника и приемника света. Установлены многочисленные экспериментальные доказательства этого принципа, который следует рассматривать как фундаментальный закон природы. Из этого закона, однако, вытекает, что длина некоторого объекта должна зависеть от скорости перемещения по отношению к этому объекту системы координат, в которых производится рассматриваемое измерение. Аналогичным образом интервал времени, измеренный движущимися часами, больше того же интервала времени, измеренного часами, находящимися в покое («растягивание времени»). Движущиеся часы отсчитывают время медленнее, чем часы, находящиеся в покое. Это положение применимо к любым часам, в том числе и радиоактивным. Таким образом, период полураспада радиоактивного элемента зависит от скорости его перемещения в пространстве. К счастью, скорости, при которых осуществляются геологические процессы, настолько малы по сравнению со скоростью света, что изменения, вносимые ею, оказываются совершенно ничтожными (при скорости 1 км/с период полураспада изменится менее чем на $1/10^{-10}$). Как будет показано ниже, плеохроичные ореолы вокруг включений радиоактивных минералов свидетельствуют, что скорость радиоактивного распада не зависит от геологического возраста и что в течение одного или даже двух последних миллиардов лет радиоактивные элементы разлагались с той же скоростью, что и в настоящее время. Таким образом, имеется основание допускать, что все физические законы проявлялись в прошлом так же, как они проявляются и в настоящее время (например, соотношение $E = mc^2$ было столь же справедливо 5 млрд. лет назад, как и сейчас), хотя не ясно, остались ли численные значения констант, входящих в эти законы, неиз-

менными. Высказано, например, предположение о зависимости от времени гравитационной постоянной G уравнения (10-1). Однако в настоящее время существует единодушное мнение ученых, основанное преимущественно на астрономических данных, что в последние несколько миллиардов лет величина G не могла измениться больше чем на несколько процентов. К этому вопросу придется вернуться в гл. 12 в связи с теорией расширения Земли.

Физическая единица времени

Численная величина многих физических констант зависит от выбора единицы времени. Для определения такой единицы прежде всего необходимо регулярное повторение явления, поддающееся подсчету. До недавнего времени казалось, что этим целям может служить вращение Земли. Исходя из него, была выведена в качестве единицы времени секунда. В 24-часовых сутках содержится $24 \times 60 \times 60 = 86\,400$ с. Поэтому секунда определялась как $1/86\,400$ интервала времени (солнечных суток) между двумя моментами прохождения Солнца в меридиане обсерватории. Отметим, однако, что в действительности Земля совершает один оборот вокруг своей оси (360° или 2π радиан) лишь за 86 166 с (звездный день); различие с приведенной выше цифрой обусловлено движением нашей планеты вокруг Солнца (фиг. 4-2). Действительно, в процессе поворота Земли на 360° ее центр переместится в результате движения планеты по орбите на угловое расстояние в α градусов, и, чтобы наблюдатель, находившийся в точке А, увидел Солнце в той же позиции по отношению к местному меридиану, будучи уже в точке А', необходим дополнительный поворот Земли вокруг оси на угол α .



ФИГ. 4.2. Различие между солнечными и звездными сутками.

Теперь хорошо известно, что величина солнечных суток не строго постоянна. Эти изменения, составляющие несколько миллисекунд, носят сезонный характер и обусловлены циркуляцией атмосферы. Давление господствующих ветров на земную поверхность создает момент вращения, приводящий то к ускорению, то к замедлению вращения Земли¹. Наблюдались также неправильные изменения продолжительности суток². Так, в 1870 г. продолжительность суток была на 4 мс короче, чем в среднем, а в 1910 г., наоборот, на 3 мс длиннее. Причина этих отклонений недостаточно ясна. Предполагается, что, по крайней мере отчасти, они связаны с изменениями интенсивности конвективных движений в земном ядре.

¹ Предполагаются также суточные колебания скорости движения Земли, вызванные изменениями ее момента инерции, обусловленными приливной деформацией.

² Такие наблюдения основаны на выявлении кажущихся неправильностей движения планет, Солнца и Луны. Если ритм вращения Земли будет изменяться, то планеты, двигающиеся равномерно, будут появляться в точках наблюдения раньше или позже, чем им положено. Такие отклонения возможны и в результате нарушения правильности движения планет, но если для многих светил установлены одинаковые отклонения от правильности движения, как это и имеет место в действительности, то, очевидно, причина таких нарушений кроется не в их движении, а в движении Земли.

Таким образом, вращение Земли нельзя отнести к разряду строго повторяющихся явлений и, следовательно, нельзя использовать для точного определения единицы времени. В связи с этим секунда до настоящего времени определялась исходя из орбитального движения Земли вокруг Солнца, которое хорошо известно и, как считалось, не подвержено неправильным колебаниям. Сейчас она определяется по периоду испускания излучения в процессе специфического превращения атома ^{133}Cs .

Время и энтропия. Необратимые процессы

Протекание времени только в одном направлении, из прошлого в будущее, — особенность, связывающая время с энтропией или, точнее, с увеличением энтропии, свойственным необратимым процессам.

Как известно, любая изолированная система (т. е. предоставленная сама себе и не взаимодействующая с остальным миром) должна самопроизвольно, вероятно, с очень небольшой скоростью, развиваться в сторону состояния «равновесия», при котором с ней уже не должно более ничего случаться. В этом состоянии энтропия достигает максимума, величина которого определяется объемом системы и постоянством внутренней энергии, что вытекает из первого и второго законов термодинамики. В соответствии с первым законом $dU = TdS - PdV$ (где U — внутренняя энергия, T — температура, S — энтропия, P — давление и V — объем). Следовательно, если U и V постоянны, то $dU = dV = 0$, т. е. и $dS = 0$; это означает, что S достигает минимума или максимума. В рассматриваемом случае реализуется последний вариант, поскольку в соответствии со вторым законом термодинамики тепло не поступает в изолированную систему и не теряется

из нее, т. е. $dS \geq 0$. Знак равенства в последнем выражении относится к обратимым процессам, а знак неравенства — к необратимым, но самопроизвольно изменяющимся системам. Если система уже находится в равновесии, то в ней не должны более проявляться самопроизвольные изменения, сопровождающиеся увеличением энтропии, которая стала максимальной к моменту достижения системой равновесия. При проявлении обратимых процессов происходят лишь бесконечно малые отклонения от равновесных условий. Так, вода замерзает и превращается в лед при понижении температуры от точки замерзания на бесконечно малую величину. Обратимый характер эта реакция может иметь лишь при очень замедленной ее скорости. Все реакции, проявляющиеся с конечной скоростью при условиях (например, по различию в количестве свободной энергии), отличающихся от равновесных больше, чем на бесконечно малые величины, относятся к категории необратимых. В процессе таких реакций энтропия накапливается в количествах, которые превышают ее величину, определяющуюся теплообменом системы с окружающей средой. Скорость прироста энтропии dS/dT всегда имеет положительный знак, поскольку количество энтропии в необратимых процессах должно возрастать. Этим по существу определяется и положительный знак течения времени. Во временном измерении необратимый процесс может проявляться лишь с одним знаком, а именно с тем, при котором происходит увеличение энтропии.

Итак, течение времени сопровождается и фактически определяется необратимым увеличением энтропии. Иначе говоря, ни один предмет не остается в действительности таким, каким мы его привыкли считать. Земля, в частности, никогда не будет такой же, как в настоящий момент, как она никогда не была точно такой

же и в прошлом. Земля совершенно неизбежно должна изменяться и эволюционировать. Это обстоятельство кардинальным образом ставит геологию в разряд исторических наук. Геология изучает преимущественно специфические случаи и уникальные проявления эволюции, отделенные друг от друга во времени. Этим геология отличается от физики и химии, изучающих воспроизводимые явления в системах, существующих в настоящее время.

Геологическое время

Геология как историческая наука

Традиционно существует довольно произвольное разграничение на *историческую* и *общую* геологию. Первая изучает последовательность событий, а вторая — их природу, причины, способы проявления (геологические процессы) и в конечном счете результаты и продукты (горные породы, особенности земной поверхности, континенты и океанические бассейны и т. д.). Польза такого разграничения сомнительна. Действительно, о природе и скорости процессов, эволюции их вещественных продуктов приходится судить преимущественно по данным исторического характера. Приведем один пример. Полагают, что некоторые континенты, в настоящее время далеко отстоящие друг от друга (например, Южная Америка и Африка), некогда были слитными частями единого континента. Физический процесс последовательного разделения материков во времени называется *дрейфом континентов*. Однако доказательства самого проявления этого процесса основываются почти исключительно на данных исторической геологии, т. е. на наблюдениях последовательного перемещения геомагнитных полюсов (регистрации изменения во времени их позиций), сопоставлении геоло-

гической и палеонтологической *исторической эволюции* континентов, выявлении *одновременных* событий и условий, реализовавшихся в прошлом на разделенных в настоящее время материках.

Функциональная связь времени и Земли пронизывает все аспекты геологии. Развитие геологических теорий обусловлено выявлением уникальных событий прошлого, установлением хронологической последовательности явлений в отдельных районах и одновременности некоторых событий, осуществлявшихся в прошлом в точках, расположенных на значительном расстоянии одна от другой.

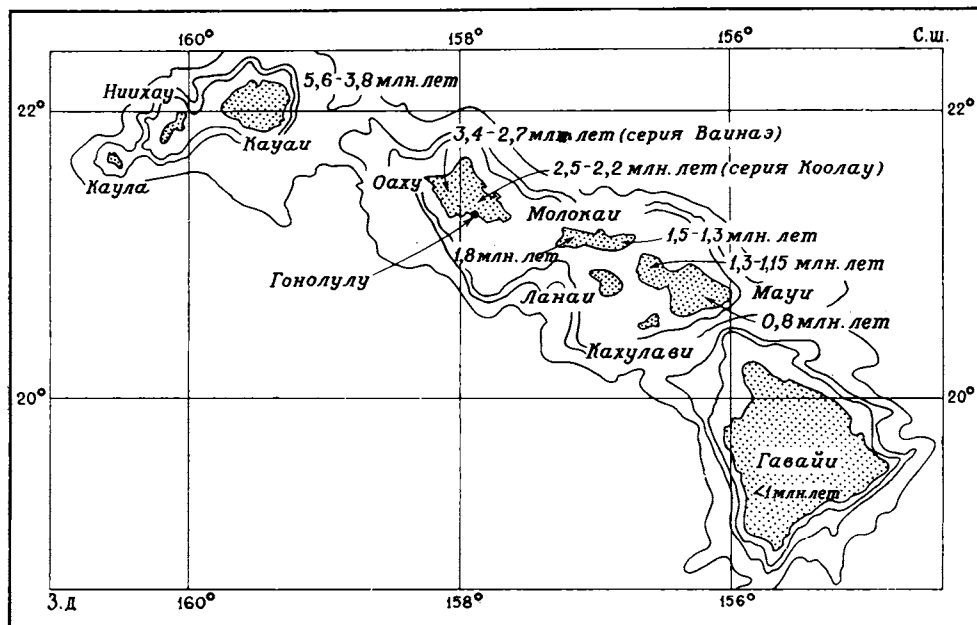
Геологам приходится иметь дело с весьма разнородными объектами. Нет двух океанов, нет пары континентов или даже вулканов, вполне похожих один на другой. Эта разнородность объектов обусловлена уникальным характером и неповторимостью геологических событий. Обоснования любого геологического события, таким образом, основываются на привходящих обстоятельствах и, как правило, могут интерпретироваться неоднозначно. Более того, выбор какой-либо определенной интерпретации на основании экспериментальной проверки альтернативных моделей во многих случаях оказывается невозможным вследствие резкой несопоставимости временных масштабов эксперимента и геологических процессов. Геологии в значительной мере приходится иметь дело с процессами и последовательностями событий эволюционного характера, поскольку Земля никогда не была и никогда не будет точно такой, как в настоящее время. Однако в связи с только что изложенным следует заметить, что, как это ни парадоксально, многие вопросы направления и определения скорости эволюции продолжают оставаться неясными и заслуживают дальнейшего обсуждения.

Проблема соотношения времени и места (на примере вулканизма Гавайских островов)

Распознавание, сопоставление и корреляция геологических событий осложняются неизменным возникновением вопроса: какова же относительная роль времени и роль места, которые придали наблюдающимся объектам их конкретные черты? Проиллюстрируем эту дилемму и возможности ее решения на одном довольно простом примере истории вулканизма Гавайских островов.

В центральной части Тихого океана от Мидуэя на восток-юго-восток до Гавайи протягивается на 1500 км цепь вулканических вершин, на восточном окончании которой располагаются Гавайские острова (фиг. 4-3). В настоящее время вулканическая деятельность проявляется главным образом на самом крупном юго-восточном острове — Гавайи. Здесь расположены вулканы Мауна-Лоа и Килауэа, из которых через короткие промежутки времени в течение исторического периода многократно изливались однородные лавы вполне определенного типа (базальты килауэйского типа). По существу обе вулканические вершины (Мауна-Лоа возвышается над уровнем моря на 4500 м) сложены почти исключительно этими лавами. На ближайшем острове Оаху при последних извержениях погасших в настоящее время вулканов изливались резко отличающиеся по составу лавы с гораздо меньшим содержанием кремнезема, большим содержанием щелочей и обычно с примесью нефелина. Из других ныне погасших вулканов, в том числе и на самом острове Гавайи, изливались лавы третьего типа — также щелочные, но с несколько большим содержанием кремнезема.

На Гавайских островах отдельные извержения и их продукты, а также в значительной мере и общая последовательность вулканических явле-



ФИГ. 4-3. Схематическая карта Гавайских островов.

Приведены цифры абсолютного возраста вулканических пород, установленные радиометрическими методами. Нанесены изобаты 1000, 2000 и 4000 м (McDougall I., Geol. Soc. Am. Bull., 75, 1964).

ний достаточно расчленены во времени. Однако остается неясным, отражают ли явные различия в деятельности отдельных вулканов специфику участков их локализации (например, резкие отличия фундамента под разными вулканами) или различные стадии общей эволюции вулканизма, т. е. контроль места или времени. Если принять вторую концепцию, то какие лавы следует считать позднейшими?

Более древние гавайские вулканы в значительной степени отпрепарированы эрозией. Их эволюцию на поздних стадиях жизни можно восстановить стандартными методами геологического картирования и лабораторных исследований лав в последовательности наложившихся один на другой лавовых потоков. Большое количество полученной таким образом различной информации свидетельствует в пользу единого характера эволюции вулканизма в преде-

лах всех Гавайских островов. Вариации состава лав обусловлены преимущественно фактором времени, которое играло двойственную роль.

1. Ранние и главные стадии развития всех вулканов проявились в последовательных излияниях потоков лав килауэйского типа. На более поздних этапах жизни в тех же местах извергались более щелочные лавы. После длительного периода покоя и эрозии произошла еще одна вспышка вулканической деятельности (особенно вблизи Гонолулу), сопровождавшаяся излиянием сильно щелочных нефелинсодержащих лав.

2. Радиометрические определения абсолютного возраста гавайских лав свидетельствуют, что в последние несколько миллионов лет вулканическая деятельность перемещалась вдоль цепи островов в направлении с запада-северо-запада на восточного-восток. Таким образом, как это

ни кажется на первый взгляд парадоксальным, наиболее поздние извержения вулкана Килауэа в юго-восточной оконечности архипелага относятся к сравнительно ранним стадиям вулканического цикла.

В гавайском вулканизме, вероятно, проявилось и некоторое влияние локальных условий места. Многие гавайские лавы классифицируются как базальты килауэйского типа, однако не встречено двух потоков, вполне идентичных по химическому и минеральному составу, даже среди излияний различных участков, уровней и периодов на самом вулкане Килауэа. Остается пока без ответа вопрос: в какой мере уникальный характер каждого потока и каждого извержения определяется фактором места, независимым от времени?

Геологическая хронология

Основные требования

Поскольку геология — наука существенно историческая, усилия ученых непрерывно направлены на разработку проблем геохронологии. Отдельные хронологические вопросы могут иметь лишь местное значение. К числу таких вопросов относятся, скажем, последовательность рудоотложения в какой-нибудь металлогенической провинции, структурная эволюция нефтеносного бассейна или история вулканизма Йеллоустонского национального парка. С другой стороны, существуют и хронологические проблемы гораздо более широкого плана: история развития структуры и вулканизма Анд, рост Северо-Американского континента, эволюция рептилий Африки. Однако основные требования к хронологическим проблемам независимо от их масштабыности остаются одинаковыми:

1. Необходимы вещественные доказательства последовательности событий, например стратифицированная

серия осадочных пород или кольца роста в окаменелом стволе дерева.

2. Необходимы доказательства однозначной направленности событий во времени. Например того, что верхняя часть толщи осадков моложе нижней, а кольца роста в стволе дерева последовательно моложе изнутри наружу.

3. В изучаемом явлении должны быть разграничимы роль времени и других факторов, особенно пространственных. В этом отношении наблюдения в одном месте, несмотря на их неизбежную ограниченность, обычно легче интерпретируются, чем более полные данные, полученные в результате обобщенных наблюдений в нескольких разобренных участках.

4. При корреляции независимых локальных наблюдений с целью разработки региональной хронологии во всех частных наблюдениях необходимо иметь проявление какого-либо общего события, например характерный слой вулканического туфа или руководящую окаменелость. При этом возникают трудности двоякого рода — в достоверности идентификации маркирующего признака во всех точках наблюдения и в возможном существовании временного интервала между проявлениями этого признака в далеко отстоящих друг от друга участках. Вторая из отмеченных сложностей сходна с рассмотренной выше проблемой пространственно-временных соотношений.

5. Для того чтобы выразить интервал времени, соответствующий некоторой последовательности геологических событий, или датировать время проявления одного из них в каких-либо стандартных физических единицах (например, миллионах лет) необходимо знать скорость (в годах) какого-нибудь процесса, оставившего след в изучаемом объекте. Примерами таких процессов могут служить рост деревьев, сопровождающийся появлением годовых колец на стволе,

и радиоактивный распад ядер некоторых элементов, сопровождающийся накоплением дочерних ядер в кристаллах минералов.

Стратиграфическая хронология

Связь стратиграфии с гравитацией и временем. Внешняя оболочка большей части вскрытой эрозией земной коры сложена стратифицированными породами — песчаниками, глинистыми сланцами, известняками, осадочное происхождение которых не вызывает сомнений. Присутствующие в них окаменелые организмы свидетельствуют, что эти осадки отлагались преимущественно в морях. Закономерность осадочного процесса (стр. 161) отражает полярную природу силы тяжести, действующей вертикально *вниз*. В вертикальном разрезе любой толщи осадков существуют реально различимые верх и низ. Вряд ли можно считать неожиданным, что соотношения однонаправленности гравитационной силы и времени впервые привлекли внимание ученых, занимающихся кристаллографией. На них обратил внимание в XVII в. врач Николас Стено. Он считал, что положение границы вода — осадок в момент отложения последнего близко к горизонтальному¹ и что возраст осадков последовательно уменьшается вверх по вертикальному разрезу слоистой толщи. Это стало основным принципом *стратиграфии* — раздела геологии, изучающего последовательность событий, а также физические и биологические (экологические) условия, запечатленные в осадочных толщах. В осадках, обнаруживающих сортировку материала по крупности зерен или косую слоистость даже в случае смятия пластов в складки или при опро-

кинутом залегании, можно различить верх и низ по отношению к поверхности напластования.

Стратиграфия играет очень важную роль в геологии. Большая часть всех наших познаний о природе и последовательности событий, происшедших на поверхности Земли во все геологические времена, основана на стратиграфических интерпретациях данных геологического картирования и бурения. В этой главе мы затронем лишь хронологические аспекты стратиграфии. Стратиграфическая хронология призвана дать ответ на вопросы следующего характера: какие события могут быть объяснены стратиграфическими данными? Какова их последовательность во времени? Каковы относительные скорости процессов, по которым определяется устанавливаемая последовательность событий, например эрозии, транспортировки вещества и накопления осадков, относительных изменений в подъеме блоков земной коры, дрейфа континентов, эволюции млекопитающих и т. д.? Конечная практически недостижимая цель классической стратиграфии — построение полной геохронологии, обнимающей историю Земли для всего геологического времени.

Природа геологических событий. Большинство событий, изучаемых стратиграфическими методами, интерпретируется по признакам более или менее статистического характера. Так, генетическое значение пласта песчаника выясняется в результате анализа состава, размеров, формы и расположения в пространстве слагающих его зерен. Эти физические свойства совместно с другими, особенно с окраской и структурой, определяют *литологическую характеристику* пласта. Возможна также статистическая оценка относительной распространенности различных видов окаменелой фауны, хотя обычно такие оценки производятся приближенно. В таких соотношениях находят

¹ Из этого правила существуют некоторые исключения, особенно на продвигающемся фронте осадков речных дельт. Однако отклонения больше чем на несколько градусов редки.

конкретное выражение события, сопровождавшиеся эволюцией и миграцией животных и растений. За любым зафиксированным стратиграфическими методами событием кроется менее ясная последовательность предшествующих или осуществлявшихся в других районах, но связанных с наблюдаемым объектом событий. Так, выход песчаника фиксирует местное проявление осадконакопления. Однако вместе с тем он означает, что в некотором отдаленном источнике в результате эрозии возникли песчаные зерна, которые затем транспортировались и претерпели некоторую сортировку в водной или воздушной среде. В геохронологических целях обычно изучают следующие стратиграфические параметры:

1. Вариации литологических характеристик в вертикальном разрезе, свидетельствующие об изменении (во времени) условий седиментации в изучаемой точке. Так, последовательность снизу вверх конгломератов, песчаников и аргиллитов позволяет предполагать прогрессивное увеличение глубины водного бассейна и соответствующее увеличение расстояния данной точки от береговой линии.

2. Другие изменения литологических характеристик в изучаемом разрезе отражают отдельные события в области сноса, откуда поступал материал осадков. Так, переход вверх от песчаников к аргиллитам может отчасти отражать изменения климата (а также условий выветривания) и рельефа поверхности в области сноса. Появление вулканических обломков в каком-либо характерном горизонте толщи песчаников фиксирует вулканическую деятельность, возможно, проявившуюся на достаточно большом расстоянии от места седиментации.

3. Распознаваемые перерывы в стратиграфической последовательности свидетельствуют о соответствующих

разрывах в хронологии. Подъем, складчатость, эрозия и повторное опускание, предполагаемые по крупным несогласиям, могут соответствовать временному интервалу (который не фиксируется никакими иными признаками), значительно превышающему период отложения всей вскрытой последовательности осадков, залегающих как выше, так и ниже перерыва. Даже внезапное изменение литологии без признаков перерыва может отражать отрезок времени, сопоставимый с интервалом седиментации какого-либо пласта. Непонимание роли перерывов и близких к ним явлений привело к длительной резкой недооценке абсолютного интервала времени, соответствующего всему стратиграфическому разрезу, на формирование которого разные исследователи в начале нашего столетия отводили от 20 до 200 млн. лет.

4. В большинстве мощных стратиграфических серий присутствуют пласты с окаменелыми остатками организмов. Резкая смена фауны вверх по разрезу обычно отражает соответствующие экологические изменения, которые в свою очередь фиксируют вариации физических условий в бассейнах седиментации (температуры, глубины, количества взвешенных в воде частиц и т. д.). При изучении разрезов осадочных толщ палеозойского возраста такого рода интерпретации обычно строятся на взаимно сменяющихся друг друга фаунистических комплексах — граптолитовом (глубоководные условия) и ассоциации кораллов, трилобитов и брахиопод (мелководные условия). Смена фаунистических комплексов сопровождается изменениями литологических характеристик осадков — граптолиты встречаются в глинистых сланцах, а кораллово-трилобитовая ассоциация приурочена к песчаным осадкам.

5. Внезапное появление новой формы в однородном в остальных отноше-

ниях фаунистическом комплексе позволяет предполагать возникновение новых путей миграции, возможно, задолго до появления этой формы в данном разрезе и в отдаленном от данной точки месте. Так, внезапное появление в плейстоценовой фауне млекопитающих Северной Америки гигантского ленивца, остатки которого широко распространены в среднетретичных толщах Южной Америки, позволило предположить появление возможности сухопутной миграции между двумя континентами. Этот «мост» между материками сохранился и до наших дней в виде Панамского перешейка.

6. Исчезновение определенных родов из ископаемой фауны, вероятно, имеет более локальное значение, чем их появление. Опыт палеонтологии свидетельствует, что, после того как некоторые роды и виды животных начали вымирать в одном регионе, в других местах они еще могут существовать многие миллионы лет. Так, моллюски группы *Trigonia*, в изобилии присутствующие в юрских и меловых осадочных породах Европы, вымерли здесь к концу мезозойской эры.

Однако в Австралии они сохранились в третичных и современной морских фаунах. Недавно в глубоководных участках близ африканского побережья были обнаружены архаичные рыбы, остатки которых во всех остальных регионах встречались в осадках, отложившихся не позднее среднепалеозойского времени.

7. Считается, что более постепенные прогрессивные изменения фауны единого экологического типа вверх по разрезу отражают эволюцию организмов во времени. Хорошо известными примерами такого рода могут служить морфологические изменения некоторых морских ежей (например, *Micraster*), установленные в верхах меловых осадков юго-восточной Англии, а также аналогичная эволюция аммонитов *Baculites* в отложениях

того же возраста в Северной Америке. Эволюционная природа таких изменений вряд ли может подвергаться сомнению, когда они установлены в столь удаленных разрезах.

Литология, окаменелые остатки организмов и время в стратиграфии. В стратиграфических исследованиях имеются два независимых параметра хронологического значения. Наиболее очевидный из них — литологические изменения вверх по разрезу, которые обычно заметно варьируют от одного конкретного разреза к другому в боковом направлении. Более устойчивы в горизонтальном направлении, но менее полны изменения фауны, наблюдающиеся в стратиграфической последовательности снизу вверх. Таким образом, стратиграфическую хронологию можно выражать во временных единицах двоякого рода — основанных на типах осадков и основанных на окаменелых остатках организмов.

В некотором конкретном участке мы одновременно наблюдаем последовательности изменений литологии и фауны во времени. В обособленных точках в пределах геологически единого района площадью в несколько сотен квадратных километров обычно удается установить общие соотношения между литологическими характеристиками, фауной и стратиграфическим положением присутствующих здесь осадочных толщ.

Например, в определенной формации известняков могут повсеместно присутствовать окаменелые остатки одного и того же вида фауны. Именно с такого наблюдения и ведет начало стратиграфическая практика. В последнем десятилетии XVIII в. Уильям Смит впервые провел подобную корреляцию в южной Англии. Однако литолого-фаунистические соотношения в обособленных участках наблюдений редко вполне идентичны, а в некоторых случаях они могут

радикально различаться в точках, отстоящих одна от другой на расстояние не более 10 км. В связи с этим в современной практике принято проводить резкое разграничение между шкалами времени, основанными соответственно на литологических и фаунистических данных. Некоторая путаница возникает в связи с использованием одинаковых терминов для обозначения отдельных единиц в обеих шкалах. Так, говоря о юрских породах, мы можем подразумевать, с одной стороны, осадки, отложившиеся в юрское время, а с другой — лишь присутствие в них окаменелых остатков юрской жизни. Подобная путаница в терминологии пока неизбежна, поскольку раздельное использование двух стратиграфических временных шкал начало входить в практику лишь в последние 30 лет, тогда как бытующие названия стратиграфических единиц времени определились еще в прошлом веке.

Основная единица осадочных толщ, используемая при составлении геологических карт или описании колонок буровых скважин, — это *формация*. Формация представляет собой серию слоев осадочных пород обычно мощностью от 10 до 100 м, хорошо прослеживающуюся в боковом направлении и поддающуюся картированию. В колонках близлежащих скважин или в пределах отдельных секторов карты удастся различать менее выдержанные единицы, получившие название *пачек* (member). Таким образом, наблюдения в некотором разрезе можно свести к его описанию в литостратиграфических терминах с расчленением осадочной толщи в вертикальном направлении на формации и их подразделения — пачки.

Для того чтобы ввести признак времени, необходимо обратиться к хорошо изученному разрезу толщи в некотором специально для этой цели исследованном участке. В таком ти-

поморфом разрезе толща расчленена на *хроностратиграфические* (time-stratigraphic) подразделения, в частности на серии и системы. В южной Англии юрская система, по современному данным, представлена мощным разрезом морских осадков с остатками фауны. В этом типе юрского разреза выделяют последовательность литостратиграфически различимых подразделений — формаций и групп формаций, которые определяют конкретные серии юрской системы. Первоначально эти стратиграфические единицы были выделены довольно произвольно, но теперь их можно использовать как стандартные члены мировой геохронологической шкалы времени. Юрский *период* такой шкалы охватывает интервал времени от начала до окончания отложения толщи, составляющей юрскую систему южной Англии. В верхней части отложений юрской системы южной Англии выделяется весьма характерная серия, получившая название «большой оолит». Соответственно интервал времени, в течение которого отложились эти осадки, получил название эпохи большого оолита.

Стратиграфическую колонку можно построить независимо на основе использования только фаунистических признаков. Подразделения в такой колонке называются *биостратиграфическими*. Наиболее широко используются относительно короткие биостратиграфические вертикальные интервалы, называемые *зонами*. Зона может состоять из одного слоя или из группы слоев, в которых неизменно присутствуют характерные фаунистические остатки. Название зоне дают по избранной наиболее типичной окаменелости, входящей в фаунистический комплекс. Временная единица, соответствующая зоне (и также определяющаяся по характерной фауне), называется *секулой* (se-cule). Так, в средней части серии большого оолита в Англии выделяют

зону и секулу *Epithyris oxonica*, названную по виду брахиопод, отсутствующему как в ниже-, так и в вышезалегающих осадках.

В табл. 4-1 приведены (в порядке уменьшения величины) подразде-

ТАБЛИЦА 4-1

Подразделения в стратиграфической хронологии

Хроностратиграфические	Геохронологические	Биостратиграфические
Система	Эра	
Серия	Период	
Ярус	Эпоха	
	Век	
	Секула	Зона

ния, широко используемые в стратиграфической хронологии.

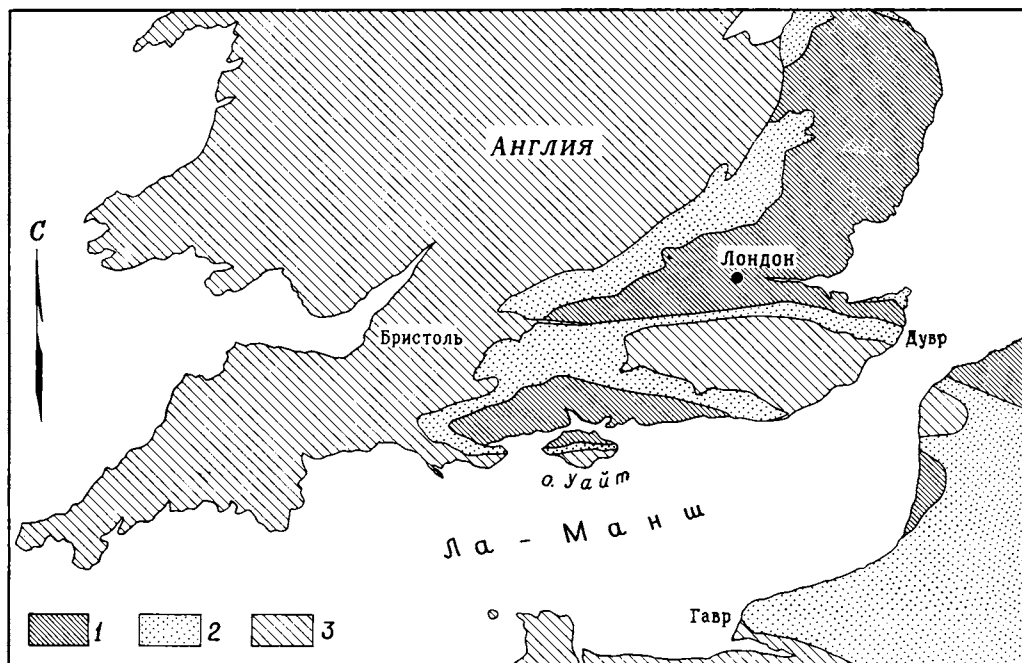
В свете вышеизложенного возникает возможность объективно определять подразделения мировой шкалы времени (геохронологической). В частности, нам уже понятно, что подразделения геохронологической шкалы привязаны к типичным разрезам и ограниченным площадям. Для того чтобы использовать такие единицы измерения времени в других районах и применительно к другим событиям, необходимо создать определенную систему корреляции. А в этих корреляциях неизбежно приходится прибегать к допущениям, правильность которых нельзя доказать. Задача всемирной корреляции подразделений геохронологической шкалы грандиозна. Однако ее в значительной мере удалось успешно решить, поскольку оказалось, что при всем бесконечном разнообразии и огромном количестве стратиграфических и палеонтологических данных они неожиданно хорошо согласуются с единой стандартной хронологической моделью. Эта модель, кроме того, как мы увидим далее, выдержала суровую проверку радиометрической калибровкой с определениями абсолют-

ного возраста геохронологических подразделений.

Литологическая корреляция. Под этой операцией понимается прослеживание некоторой формации от выхода к выходу или в разрезах близко расположенных скважин по литологическим признакам и стратиграфическому положению. Легенда геологической карты приводится как вертикальная последовательность формаций. Эта легенда представляет основу местной временной шкалы, хроностратиграфические подразделения которой определяются преимущественно по литологическим характеристикам. Интервал времени в абсолютных единицах, соответствующий отдельным формациям, колеблется от 10^3 до 10^6 лет. Такие изменения свойственны не только формациям, но и биостратиграфическим зонам как по вертикали, так и в боковом направлении. Эта изменчивость обусловлена следующим:

1. Скорость седиментации может очень сильно колебаться. В общем более тонкий алевритовый материал накапливается медленнее песчаного, однако очень часты исключения из этого правила. В пределах расстояния в несколько километров мощность формации может иногда уменьшаться с 1000 до 100 м. Никогда нельзя быть уверенным, что литологически сходные толщи одинаковой мощности соответствуют близким интервалам времени.

2. Для стратиграфических корреляций наиболее интересны осадочные формации, развитые в пределах крупных регионов. Однако представляется маловероятным, что даже одна и та же формация в точках, отстоящих друг от друга на 50—100 км, соответствовала одному отрезку времени. Меловые осадки южной Англии и северной Франции (фиг. 4-4) фиксируют событие, имеющее важное геологическое значение, а именно максимум опускания части континента площадью в несколько



ФИГ. 4-4. Распределение меловых отложений в районах их первоначального выделения (Англия и Франция), как это было показано на ранней геологической карте (Phillips, 1821).

1 — более молодая толща; 2 — меловые отложения; 3 — более древняя толща.

тысяч квадратных километров ниже наступающего мелового моря. Эти меловые осадки слагают лишенную слоистости однородную толщу мощностью в несколько сотен метров, накопившуюся, судя по фаунистическим остаткам и радиометрическим определениям абсолютного возраста, в течение длительного периода времени, порядка 30 млн. лет. Выявление меловых осадков в характерном разрезе, допустим Северной Ирландии, конечно, имело бы некоторую хронологическую ценность, однако при этом возможны лишь грубые корреляции. В качестве более узкого показателя времени можно принять основание меловой толщи. Но в этом случае мы столкнемся с другой неясностью, связанной с неизвестной скоростью геологического процесса. Погружение континента в позднемеловое время, вероятно,

происходило довольно постепенно. Отложение мела должно было начинаться вдоль некоторого медленно продвигавшегося фронта, обусловленного углублением моря и увеличением расстояния от отступающей береговой линии. Нам мало что известно о скорости процессов такого рода. Не лишено оснований предположение, что подошва меловой толщи в разрезах, удаленных один от другого на 200 км, может отвечать существенно отличающимся, возможно, на несколько миллионов лет, моментам времени.

Идеальными литологическими реперами времени могут, видимо, служить тонкие, быстро отложившиеся и широко распространенные слои некоторых специфических и хорошо различимых осадков. Такие осадки действительно изредка встречаются, например характерные прослои вул-

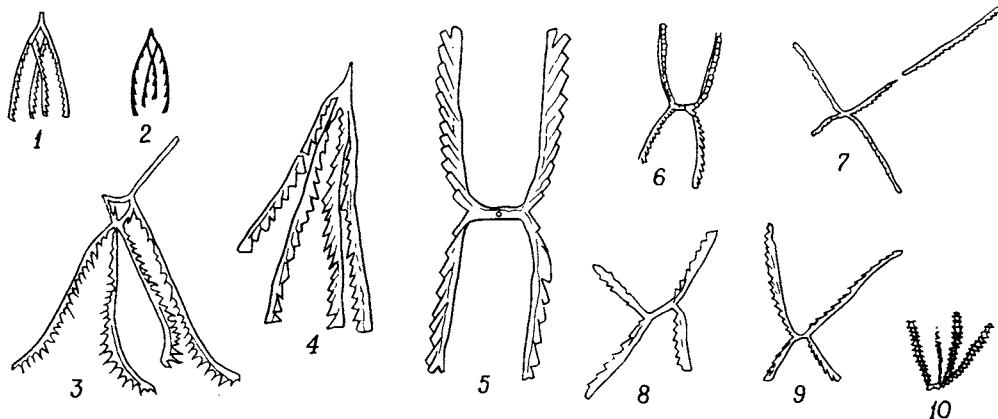
канических туфов в континентальных толщах.

Корреляция по окаменелостям. Наибольшую помощь стратиграфу оказывает палеонтология. Со времени Уильяма Смита литологические способы идентификации формаций и пачек были подтверждены и дополнены уточненными детальными характеристиками фаунистических остатков. Эти окаменелости устойчиво сохраняют свои специфические особенности даже в маломощных биостратиграфических подразделениях на расстояниях в сотни и тысячи километров. Так, зоны, определяющиеся последовательными стадиями эволюции позднемеловых аммонитов, сохраняют один и тот же порядок появления в регионе Скалистых гор от Мексиканского залива до Северного Ледовитого океана. В пределах этого пространства формации увеличиваются и уменьшаются по мощности и даже сменяются другими в боковом направлении.

Полевой геолог должен иметь представление о главных группах окаменелых остатков организмов, их значении в качестве индикаторов времени и условий формирования осадков. Нужно, например, уметь различать граптолиты и аммониты и знать, что эти организмы существовали

в раннем палеозое и в мезозое соответственно. Детальные же определения фауны, конечно, — дело специалиста-палеонтолога. Однако каждый геолог должен понимать некоторые общие положения специального палеонтологического подхода к существованию корреляций:

1. Виды и роды организмов определяются по морфологическим признакам. Эти признаки в известной мере выбираются субъективно. Не может существовать даже двух индивидов из бесчисленного множества их представителей, относящихся к одному виду, которые были бы совершенно идентичны. В палеонтологии есть еще и другие трудности. Большинство окаменелых остатков — раковины, кости, отпечатки более или менее крепких тканей — дает лишь очень неполную информацию о всем организме. Таким образом, количество морфологических признаков, которые можно использовать при определении вида и рода вымерших организмов, оказывается ограниченным. Вправе ли мы, в частности, относить граптолиты с четырьмя ветвями из Австралии, Нью-Йорка и Уэльса к одному роду *Tetragraptus* (фиг. 4-5)? В биологическом смысле все упомянутые выше, а также остальные виды (фиг. 4-5) рода *Tetragraptus* про-



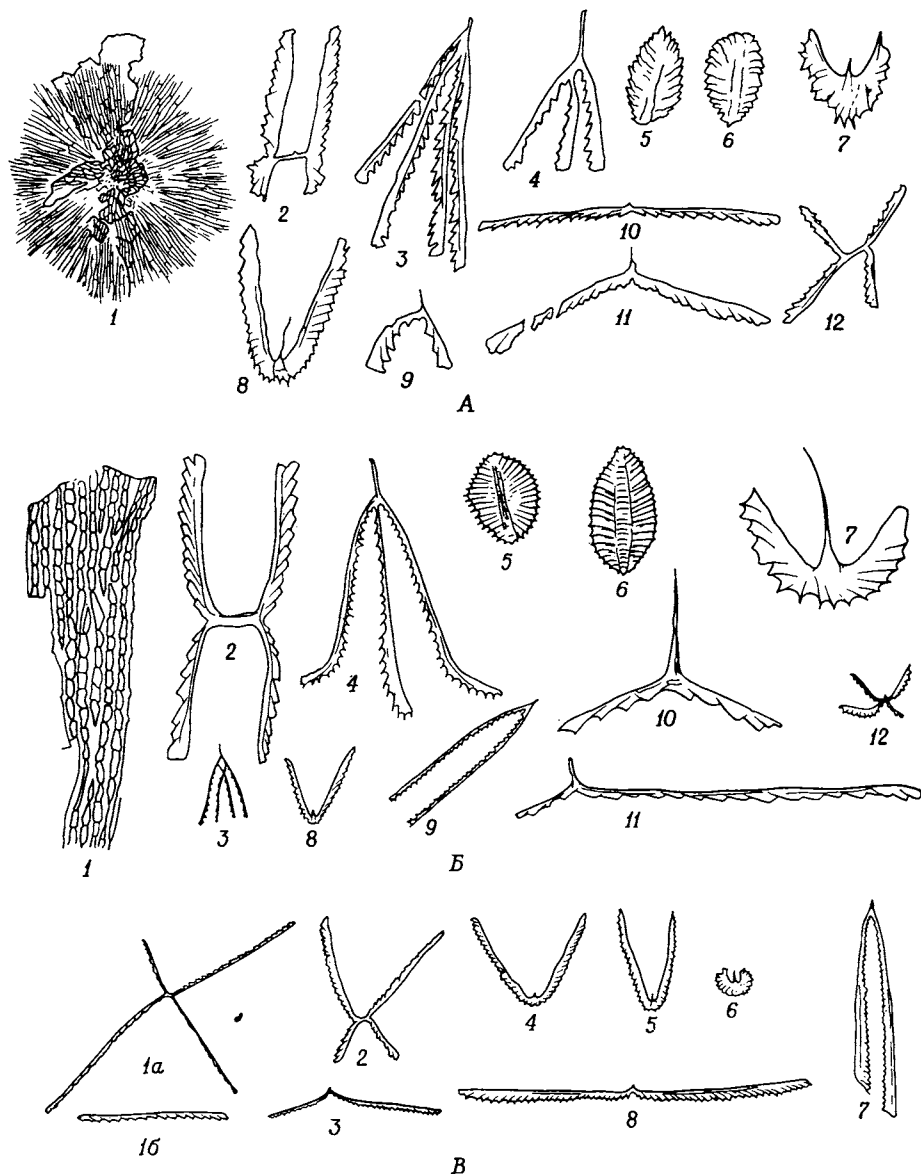
ФИГ. 4-5. Различные виды нижнеордовикских граптолитов, отнесенных к роду *Tetragraptus*. 1 — Гиктория, Австралия; 2, 3, 5, 6, 10 — Нью-Йорк и Квебек; 4, 8 — юго-западная часть Новой Зеландии; 7, 9 — Озерная область, западная Англия.

изошли, вероятно, от общего предка. Аммониты вида *Oxynotoceras oxynotum*, характеризующие одну зону нижней юры Англии, установлены также во Франции и Мексике. Это означает всего навсего, что раковины аммонитов из этих трех районов были изучены специалистами и признаны идентичными. Нет ничего неожиданного в том, что как конкретная идентификация отдельных фаунистических находок, так и их номенклатура подвергаются непрерывному пересмотру. Тем не менее среди исследователей существует общее согласие в том, что палеонтологические данные вполне могут быть оценены с точки зрения биологической систематики (виды, роды, отряды и т. д.) и в целом пригодны для стратиграфической корреляции.

2. При использовании палеонтологических данных в хронологических целях необходимо установить соответствие определенных особенностей каждой окаменелости некоторым событиям во времени. Наибольшее применение в корреляциях находят такие фаунистические характеристики, которые определяют относительно небольшие по вертикали, но широко распространенные в боковом направлении биостратиграфические подразделения, такие, как зоны. Фауна некоторой зоны фиксирует существование сообщества видов в одном или нескольких участках. Этот факт и используется при корреляциях. Можно также прибегать к иным соотношениям: к первоначальному появлению в разрезе, наибольшему расцвету (кульминации) или общему интервалу существования руководящих видов или родов организмов, а также к новому внезапному появлению группы видов. В участках с особенно полными палеонтологическими данными могут быть прослежены вверх по разрезу особенности эволюции отдельных видов. Каждая стадия такой эволюции также имеет хронологическое значение.

3. После изучения необходимой палеонтологической информации для стратиграфических корреляций необходимо принять некоторые допущения о синхронности явно идентичных событий, зафиксированных в нескольких участках. Такие допущения — весьма уязвимое место в деле стратиграфической корреляции. Правомочность этих допущений определено зависит от природы рассматриваемых событий и расстояния между точками, в которых они зафиксированы. Палеонтологические факты обусловлены процессами, скорости проявления которых взаимно влияют один на другой и сами по себе подвержены значительным изменениям. К числу таких процессов относятся морфологическая эволюция и географическая миграция организмов, а также локальные изменения условий их обитания. Рассмотрим в качестве примеров, иллюстрирующих соотношения этих факторов, два резко различных случая:

а. В толще, включающей отложения ордовикской системы и распространенной в Уэльсе (где впервые был выделен ордовик) и в прилегающей Озерной области Англии, по граптолитовым фаунистическим комплексам выделена серия зон. Граптолиты, очень похожие, за немногими исключениями, на формы нижних зон ордовика Уэльса (фиг. 4-6), встречены также в штате Нью-Йорк и провинции Квебек и даже на противоположной стороне земного шара — в Австралии и Новой Зеландии. Во всех трех регионах стратиграфическая последовательность зон одинакова. Кроме того, и осадки, содержащие граптолитовую фауну, во всех случаях литологически однотипны и представлены алевролитами; следовательно, седиментация происходила, видимо, в открытом море, вдали от береговой линии. Последнее обстоятельство и тонкие ветвящиеся формы окаменелых остатков привели к установившемуся



ФИГ. 4-6. Нижнеордовикские граптолиты.

Окаменелости представлены отпечатками тонких ветвистых скелетов в аспидных сланцах.

А. Бухта Презервейшен, юго-запад Новой Зеландии (Benson W. N., Keble R. A., 1936): 1 — *Dictyonema macgillivrayi* ($\times 1/6$); 2 — *Tetraraptus approximatus* ($\times 2$); 3 — *Tetraraptus fruticosus* ($\times 2$); 4 — *Tetraraptus fruticosus* трехветочный ($\times 2$); 5, 6 — *Phyllograptus ilicifolius* ($\times 2$); 7, 8 — *Isograptus caduceus* ($\times 2$); 9 — *Didymograptus artus* ($\times 2$); 10 — *Didymograptus nitidus-patulus* ($\times 2$); 11 — *Didymograptus bartrumi* ($\times 2$); 12 — *Tetraraptus quadrirachiat* ($\times 2$).

Б. Нью-Йорк и Квебек (Ruedemann R., 1947): 1 — *Dictyonema murrayi* ($\times 1$); 2 — *Tetraraptus lavalensis* ($\times 4$); 3 — *Tetraraptus pendens* ($\times 1$); 4 — *Tetraraptus fruticosus* трехветочный ($\times 1$); 5 — *Phyllograptus anna* ($\times 2$); 6 — *Phyllograptus ilicifolius* ($\times 2$); 7 — *Isograptus caduceus* (молодая особь) ($\times 4$); 8 — *Isograptus caduceus* ($\times 1$); 9 — *Didymograptus identus* ($\times 1$); 10 — *Didymograptus serratus* ($\times 5$); 11 — *Didymograptus serratus* var. *juvenalis* ($\times 5$); 12 — *Tetraraptus similis* ($\times 1$).

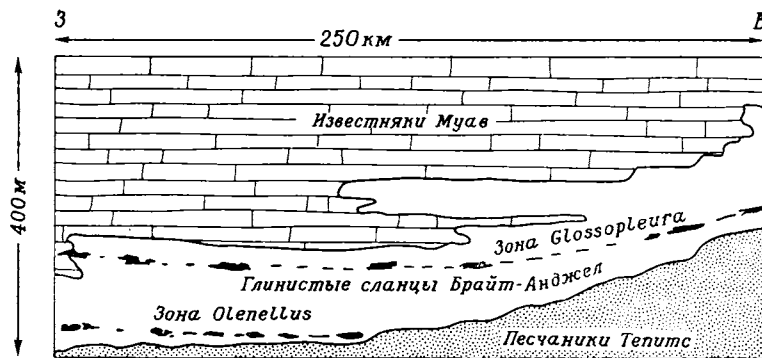
В. Озерная область, восточная часть Англии (Elles G. L., Wood E. M. R., 1901—1918): 1 — *Tetraraptus quadrirachiat* ($\times 1$) (1a — полный вид, 16 — фрагмент одной ветви); 2 — *Tetraraptus amii* ($\times 1$); 3 — *Didymograptus similans* ($\times 1$); 4, 5, 6 — *Didymograptus gibberulus* ($\times 1$) (то же, что и *Isograptus caduceus*); 7 — *Didymograptus murchisoni* ($\times 1$); 8 — *Didymograptus hirundo* ($\times 1$).

мнению о том, что граптолиты плавали в открытом море. Вероятно, их миграция и географическое рассеивание осуществлялись быстрее, чем морфологическая эволюция. В связи с этим геологи уверенно относят граптолитовые зоны южного полушария к ранним подразделениям ордовика. Граптолиты Австралии и Новой Зеландии практически совершенно идентичны. Вряд ли можно сомневаться в том, что они существовали синхронно в пределах ошибки определений времени по наиболее совершенной шкале геологического времени, несмотря на их обнаружение в районах, отстоящих один от другого в настоящий момент на 2000 км. Между уэльской и австралийской фаунами удастся установить различия, причем в некоторых деталях последовательность изменения граптолитов в разрезах оказывается даже обратной. Несомненно, здесь можно говорить лишь о значительно более грубой корреляции. Таким образом, очень большие расстояния приводят к тому, что скорость миграции фауны становится значимым фактором.

6. Наиболее известные и широко распространенные окаменелости третичных толщ, установленные повсеместно на Земле, — раковины морских моллюсков. Даже неспециалист может видеть явное сходство форм этих моллюсков, собранных в столь отдаленных точках, как Парижский и Венский бассейны Европы, с одной стороны, и таких тихоокеанских районах, как Калифорния и Новая Зеландия — с другой. И тем не менее всемирную корреляцию по фаунам третичных моллюсков можно проводить лишь весьма приблизительно. Большая часть третичных осадков отлагалась в относительно мелководных морских бассейнах на окраинах континентов. Большинство съедобных моллюсков и улиток относятся к числу придонных, а не плавающих организмов. В связи с этим их гео-

графическое рассеяние могло быть лишь ограниченным и замедленным. Главная ценность фаун третичных моллюсков в стратиграфии заключается в их использовании для целей корреляции в пределах отдельных провинций и на небольших расстояниях. Даже в рамках таких ограниченных задач могут возникать затруднения при разграничении относительной роли факторов времени и условий обитания, определяющих сходства и различия форм.

Противоречия в корреляциях. Палитологическим признакам формации удастся идентифицировать и непрерывно проследить на расстоянии в несколько сотен километров, однако оценка времени ее формирования при этом может быть лишь очень приближенной. Обычно более точной оказывается оценка по зональной фауне, распространяющейся на такие же расстояния в литологически однородных породах (одинаковые условия отложения). Подобные отличия лито- и биостратиграфических способов корреляции объясняют причину обычных усиленно разыскиваемых пересечений границ формаций и временных поверхностей, определенных фаунистически. В кембрийской толще Большого каньона на базальную песчаниковую формацию (песчаники Тепитс) налегает формация глинистых сланцев Брайт-Анджел мощностью около 200 м. На западе этого разреза (фиг. 4-7) в глинистых сланцах по характерным родам трилобитов выявлены две фаунистические зоны. Базальная зона *Olenellus* относится к раннему кембрию, а верхняя зона *Glossopleura* — к среднему кембрию. В 200—300 км восточнее развита лишь зона *Glossopleura*, которая в этом случае слагает базальную часть толщи глинистых сланцев Брайт-Анджел. Продолжительность кембрийского периода по современным данным оценивается в 100 млн. лет. Таким образом, вполне определенное конкретное со-



ФИГ. 4-7. Вертикальный широтный разрез нижней части кембрийской толщи Большого каньона, Аризона (McKee E. D., Geol. Soc. Am. Mem. 39, 1939).

бытие — смена песчаных осадков глинистыми — осуществлялось в западной части разреза на 20—40 млн. лет раньше, чем в точках, расположенных в 300 км восточнее.

Хронологическое значение несогласий и орогении. Несогласие отражает некоторый интервал времени, в течение которого в данном регионе не происходило отложения осадков. Продолжительность такого перерыва в осадконакоплении, которая может достигать десятков и даже сотен миллионов лет, оценивается по фаунистическим остаткам, присутствующим в породах, залегающих ниже и выше поверхности несогласия.

Некоторое представление о природе и последовательности геологических событий, происшедших в течение периода перерыва осадконакопления, можно составить по литологическим и структурным особенностям двух толщ, разделенных несогласием. Однако такие наблюдения совершенно не позволяют судить о продолжительности процессов, проявлявшихся во время перерыва. Обычно в период перерыва осуществляется следующая последовательность событий: 1) деформация осадков, завершающаяся их подъемом; 2) эрозия древней толщи, сменяющаяся опусканием и погребением эрозионной поверхности (поверхности несогласия) под более

молодыми осадками. Первое из этих событий в ряде случаев удается расчленить на несколько эпизодов складчатости и увязать последние с проявлениями метаморфизма и становлением гранитоидных плутонов. Для выделения таких эпизодов прибегают к доказательствам геометрического (структурного) и минералогического характера. Каждый эпизод соответствует определенному моменту времени. Таким образом, в этом случае возникает принципиальная возможность хронологических расчленений и корреляций. Главная сложность заключается в том, насколько достоверно удастся оценить синхронность сходных событий, проявившихся в удаленных участках.

В ранний период становления стратиграфии, когда господствовала доктрина катастрофизма, несогласия рассматривали как признак относительно кратковременных региональных катаклизмов. Вместе с тем крупные стратиграфические подразделения, например системы, считались очень продолжительными периодами покая и устойчивого осадконакопления между краткими эпизодами диастрофизма. Так полагали ученые, которым мы обязаны созданием стандартной стратиграфической колонки и соответствующей ей хронологиче-

ской шкалы. Поэтому нет ничего удивительного в том, что в геологической мысли удерживаются до сих пор некоторые следы доктрины катастрофизма. Однако в настоящее время стратиграфы уже мало склонны использовать несогласия в качестве корреляционного признака, а вместо этого пытаются параллелизовать эпизоды деформации и эрозии. Между тем, как мы увидим далее, появился дополнительный источник информации о плутонических событиях в виде изотопного анализа, который, однако, иногда не столько разрешает, сколько еще более усложняет спорные вопросы.

Региональная складчатость и подъем древней толщи составляют совместно геологическое явление, получившее название *орогении*. Сама поверхность несогласия непосредственно фиксирует более позднюю эрозию. Орогению и следующую за ней эрозию удается обычно проследить, хотя редко без перерывов, на расстоянии от 100 до 1000 км и более. Обычно считают, что максимум орогении и даже отдельные различимые внутри нее эпизоды (например, первый этап складчатости) повсеместно проявляются синхронно. Орогениям дают названия, которые, подобно хроностратиграфическим подразделениям, имеют некоторый временной смысл. Так, под невадской орогенией в западной части Северной Америки понимают складчатость и метаморфизм юрских и более ранних толщ, которые в Сьерра-Неваде несогласно перекрыты неизмененными нижнемеловыми и более молодыми породами.

В некоторых случаях допускают повсеместную синхронность более позднего процесса эрозии дислоцированных толщ. О такой синхронности нельзя говорить с определенностью, судя по конечному процессу повторного погружения под уровень моря. Возраст толщи, непосредствен-

но налегающей на поверхность несогласия, может колебаться в пределах нескольких отделов или периодов геологического времени. Далредская метаморфическая серия Шотландии и Ирландии во многих точках перекрывается девонской толщей, но местами на нее налегают породы раннеордовикского возраста. Но если погружение под уровень моря имело фрагментарный характер местного хронологического значения, то каким образом мы найдем аргументы в пользу региональной синхронности орогении? Современный опыт изучения подвижных секторов земной коры, например западной окраины континентов Северной и Южной Америки, позволяет предполагать, что, по крайней мере в некоторых случаях, орогения представляет интегральный результат мелких разобщенных эпизодов диастрофизма, проявившихся в течение длительного периода времени.

Помня то только что упомянутом, обратимся к интерпретации несогласий и орогении в Новой Зеландии. В этой стране повсеместно обнаружено несогласие, проявления которого укладываются в некоторую единую общую схему. Относительно древние породы, залегающие ниже несогласия, представлены морскими осадками и вулканическими формациями, возраст которых, судя по фаунистическим остаткам, колеблется от карбона до поздней юры. Эти породы имеют «древний облик». Повсеместно они смяты в складки и сильно уплотнены, в них широко, но неравномерно проявились признаки метаморфизма разной интенсивности. Толща, перекрывающая поверхность несогласия, имеет «молодой облик». Эти породы залегают спокойно и слабо консолидированы. Они представлены морскими осадками с обильной фауной, возраст которой колеблется от среднемелового до среднетретичного. Местами поверхность несогласия, с которой час-

тично удалены перекрывающие ее осадки, непрерывно обнажается в виде эрозионной поверхности на вершинах крупных тектонически поднятых блоков горных хребтов. Новозеландские геологи называют рассматриваемый период деформации рангитатской орогений, а поверхность несогласия — пострангитатской. Возраст пород, непосредственно ниже и выше несогласия, в разных районах страны резко различен. Ниже приводятся типичные комбинации возрастов этих пород (горизонтальной линией обозначено несогласие, а цифры соответствуют точкам, приведенным на фиг. 4-8):

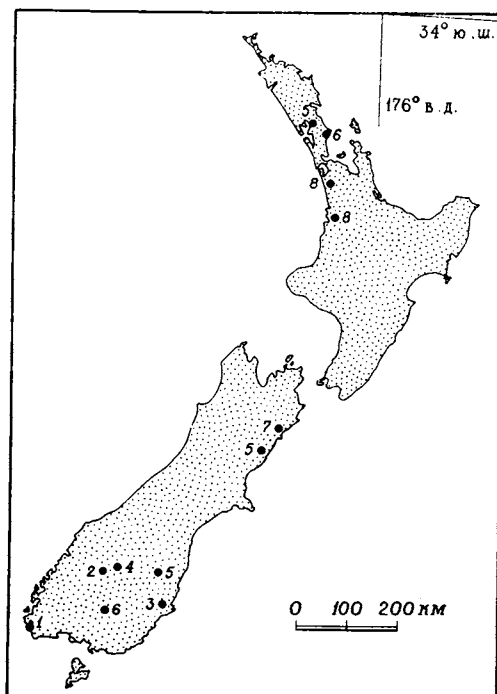
- | | |
|---|-----------------------------|
| 1 | <u>Ранний мел</u> |
| | Ордовик ¹ |
| 2 | <u>Раннетретичный</u> |
| | Пермь ² |
| 3 | <u>Поздний мел</u> |
| | ?Палеозой ³ |
| 4 | <u>Среднетретичный</u> |
| | ?Палеозой ³ |
| 5 | <u>Раннетретичный</u> |
| | Средний триас ³ |
| 6 | <u>Среднетретичный</u> |
| | Средний триас ² |
| 7 | <u>Начало среднего мела</u> |
| | ?Триас — юра |
| 8 | <u>Среднетретичный</u> |
| | Верхняя юра |

¹ Сильный метаморфизм, породы секутся гранитными плутонами.

² Начальный метаморфизм осадков.

³ Сильный метаморфизм, повторная складчатость.

Модель единой рангитатской орогении привлекательна своей относительной простотой и в общем совместима с определениями абсолютного возраста метаморфизма и магматических пород (140—100 млн. лет). Предполагается, однако, что орогения была несинхронной во времени и различной по плану в разных участках. В триасовое и юрское время местами, возможно, проявились



ФИГ. 4-8. Участки проявления несогласия между домеловой и более молодыми толщами в Новой Зеландии.

повторные деформация и метаморфизм (комбинации 3 и верхняя 4), тогда как в других районах в это время происходила седиментация (комбинации 7 и 8). В некоторых районах могли осуществляться деформация и метаморфизм погружения нижних горизонтов осадочной толщи пермского и триасового возраста, тогда как в юрское время продолжалось отложение осадков верхних уровней общего разреза (комбинации 6 и 8). В таком случае орогения, возможно, продолжалась даже до конца мела. Эти противоречия были приведены здесь не для того, чтобы поставить под сомнение принятые представления о геохронологии Новой Зеландии, а в качестве иллюстрации неопределенностей, затрудняющих использование несогласий и орогений в хронологических целях.

Стратиграфическая колонка

Исторический обзор. Стратиграфия зародилась в Англии. Применяющиеся ныне методы и принципы этой науки первоначально были разработаны английскими геологами (первые три десятилетия XIX в.). Это они впервые построили обобщенную стратиграфическую колонку по отложениям, которые частично перекрываются в пределах отдельных регионов и ограничены в своем вертикальном распространении. Подразделения стратиграфической колонки Англии в конечном счете и стали основой повсеместно используемой геохронологической шкалы. Поэтому современный геолог должен, хотя бы в общих чертах, знать стратиграфию Англии. Следует также помнить, что стратиграфическая хронология еще несет некоторый отпечаток представлений английских геологов додарвиновского времени. Более точные представления о стратиграфическом значении ископаемой фауны были развиты независимо от английских геологов французскими палеонтологами, современниками Хаттона и Смита. В то время как в Англии перешли к геологическому картированию и уточнению стратиграфии, усилия французских ученых в первые десятилетия XIX в. были направлены на изучение непосредственно последовательности самих фаун в относительно молодых породах северной части Франции. В это время и за-

родилась современная палеонтология, с развитием которой особенно тесно связаны имена Кювье и Ламарка. Возникли революционные идеи об изменении живого мира в результате эволюции организмов, но в Англии эти представления оставались неизвестными или воспринимались там скептически до последних десятилетий XIX в.

Развитие стратиграфической колонки. Возникновение стратиграфии как науки стало возможным лишь после того, как Смит установил, что наиболее надежно различать формации по характерным окаменелым остаткам организмов. Первые региональные геологические карты (Smith, 1815; Phillips, 1821) были составлены для всей территории собственно Англии и Уэльса (фиг. 4-9). В своих главных чертах эти карты похожи на приводимые в современных руководствах. Основные принципы стратиграфии ясно и просто сформулировал Чарлз Лайель (Elements of Geology, 1839): последовательность напластования толщи осадков по уменьшению возраста; корреляция и идентификация стратиграфических подразделений по особенностям литологии и окаменелых фаунистических остатков; значение несогласий. Его обобщающая колонка «толщи с окаменелостями», принятая затем в Англии, Франции и Германии, уже содержит некоторые хорошо знакомые нам названия, сохранившиеся в современной геохронологии:

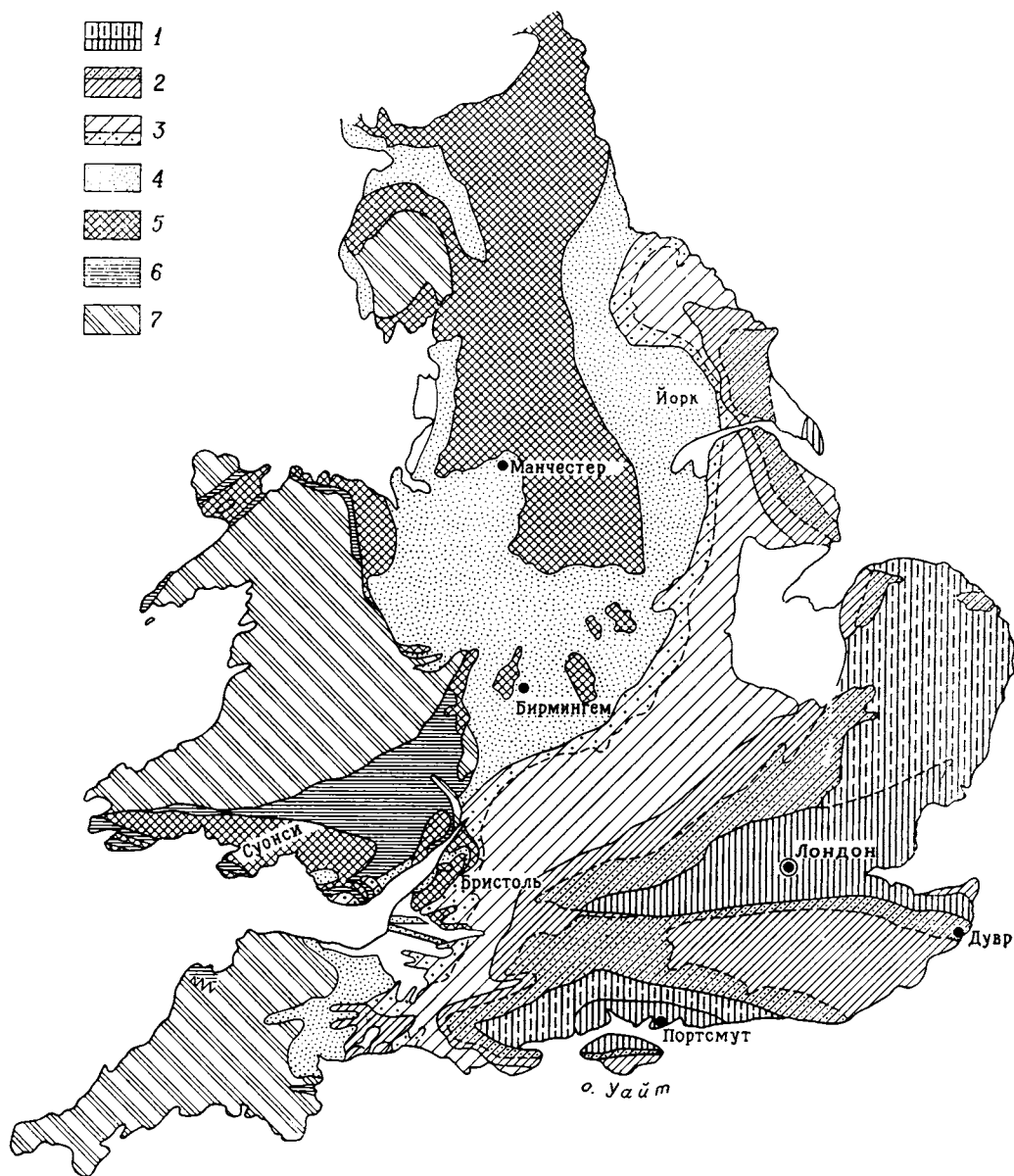
Третичный (Tertiary) ¹⁾	{ <div> Новый плиоцен (Newer Pliocene) Древний плиоцен (Older Pliocene) Миоцен (Miocene) Эоцен (Eocene) </div>
Меловой (Cretaceous)	{ <div> Мел (Chalk) Зеленый песок (Greensand) Вельд (Wealden) </div>
Оолитовый (Oolitic)	{ <div> Верхний оолит (Upper Oolite) Средний оолит (Middle Oolite) Нижний оолит (Lower Oolite) Лейас (Lias) </div>

Верхний новый красный (Upper New Red)	{ Верхний новый красный песчаник (Upper New Red Sandstone) Раковинный известняк (Muschelkalk)	Кейпер (Keuper) Раковинный известняк (Muschelkalk) Пестрый песчаник
Нижний новый красный (Lower New Red) и каменноугольный (Carboniferous)	{ Нижний новый красный песчаник (Lower New Red Sandstone) Магнезиальный известняк (Magnesian Limestone) Угленосная толща (Coal strata) Древний красный песчаник (Old Red Sandstone)	Цехштейн (Zechstein)*
Первофаунистический (Primary fossiliferous)	{ Верхний силур (Upper Silurian) Нижний силур (Lower Silurian) Кембрий (Cambrian) и более древняя толща с фауной	

Для того чтобы разобраться во взаимоотношениях структурно сложных древних подразделений общего разреза осадков Уэльса и юго-западной Англии, потребовалось время. Эти вопросы были решены к 1880 г., когда удалось окончательно выделить три древнейшие системы, получившие соответственно наименования от поэтического названия Уэльса (Cambria) и древних кланов валлийцев — кембрийская, ордовикская и силурийская. К этому времени также установили, что древний красный песчаник в Девоншире следует рассматривать, как одну из формаций более крупной системы, получившей название девонской. Дальнейшие преобразования и дополнения общей стратиграфической колонки отражали увеличивающееся понимание того, что некоторые системы развиты за пределами Англии полнее. В Америке вместо относительно ограниченной каменноугольной системы были выделены два эквивалентных ей подразделения — миссисипий и пенсильваний. Пермская (Урал) и трехчленная триасовая (Германия) системы выделены как эквиваленты нового красного песчаника и связанной с ним толщи Англии. Поскольку в горах Юра очень много фаунистических остатков, эквивалентных встречающимся в оолите Англии, перво-

начальное название соответствующей системы в общей колонке было заменено на юрскую. Подразделения третичной системы, выделенные Лайелем по признаку увеличения количества видов, продолжающих существовать до наших дней, были пересмотрены и приобрели современное содержание. Так появилась стратиграфическая колонка, повсеместно принятая ныне в качестве основы соответствующей геохронологической шкалы времени (табл. 4-2).

Мировое единство стратиграфической колонки. Первые стратиграфы нашли удобной концепцию о катастрофических переворотах, сопровождающихся исчезновением существовавшей жизни; такая концепция позволяла проводить региональные корреляции. Лайель придерживался иной точки зрения. Он понимал, что даже крупные несогласия, используемые для разграничения стратиграфических систем, имеют все-таки местное, а не межконтинентальное значение. Лайель считал, что изменения фауны во времени происходят очень медленно и самопроизвольно, хотя он и не признавал механизма эволюции, который долгое время пропагандировался во Франции. Часто наблюдающиеся внезапные изменения фауны вверх по разрезу он связывал с миграцией организмов.



ФИГ. 4-9. Ранняя геологическая карта части Англии (Phillips W., 1821).

Возраст в современной временной шкале приводится в квадратных скобках.

1 — делювиальные отложения, верхние морские осадки, пресноводные отложения, лондонские глины (LC), пластичные глины [третичный (лондонские глины, эоцен)]; 2 — писчий мел (C), мелистый мергель и зеленый песчаник, вельдские глины, железистый песок [мел]; 3 — пурбек и портланд или известняк Эйлсбери и киммериджские глины, коралловый известняк и известковистый гравелит, оксфордские глины, Корнбраш, мрамор Форест и большой оолит, средний оолит и песчаные пласты, лейас (L) [юра]; 4 — новый красный песчаник, магнезиальный известняк [юра и пермь]; 5 — угли, жерновый песчаник и известковистый глинистый сланец, каменноугольный, или горный, известняк [каменноугольный период]; 6 — древний красный песчаник [девон]; 7 — переходный известняк, аспидные сланцы (граувакки, глинистые сланцы) [более древние формации, метаморфические и plutonic породы].

ТАБЛИЦА 4-2

Сводная стратиграфическая колонка

Главные стратиграфические подразделения		Временные подразделения		
Система	Эпоха	Период	Эра	
Четвертичная	{ Голоцен (современная) Плейстоцен	{ Четвертичный	{ Кайнозойская	
Третичная	{ Плиоцен Миоцен Олигоцен Эоцен Палеоцен	{ Третичный		
Меловая		Меловой	{ Мезозойская	
Юрская		Юрский		
Триасовая		Триасовый	{ Палеозойская	
Пермская		Пермский		
Пенсильванская		Пенсильванский		
Миссисипская		Миссисипский		
Девонская		Девонский		
Силурийская		Силурийский		
Ордовикская		Ордовикский	{ Докембрийская	
Кембрийская		Кембрийский		
Местные системы из стратиграфических отделов и временных подразделений, не коррелируемые в общемировом масштабе				

Лайель учил, что создание всемирной стратиграфической шкалы времени станет возможным лишь в результате кропотливого сопоставления и объединения взаимно перекрывающихся данных по многим регионам. Этот принцип признают большинство геологов и в наши дни. Действительно, слишком малообоснованной выглядит концепция, согласно которой чередующиеся периоды воздымания континентов и затопления их морем осуществлялись в глобальном масштабе и могут служить основой для общеконтинентальных и всемирных корреляций по орогенным и несогласиям.

Всемирное применение стратиграфической шкалы времени, построенной в основном в результате изучения разрезов Западной Европы, определяется ответом на следующий вопрос: можем ли мы установить идентичность и синхронность событий, выявленных как в Европе, так и на

удаленных от нее континентах? Опыт исследований нескольких столетий позволяет нам дать оптимистический ответ на этот вопрос. Некоторые необычайно наглядные события — обновление фауны, главные направления ее эволюции, вымирание определенных форм, — знаменующие прогресс жизни с кембрийского времени до наших дней в Европе, четко выявляются и в отдаленных регионах. Их относительный порядок повсеместно одинаков. Таким образом, несметное количество наблюдений при внутренней их логичности свидетельствует о всемирных проявлениях определенных событий эволюции организмов, которые представляют ценность в качестве индикаторов времени.

В наши дни общепринятая практика стратиграфических исследований сводится к разработке детальной местной стратиграфической колонки для каких-либо значительных уча-

стков континентов с выявлением локальной фаунистической последовательности. Затем такая колонка по руководящим формам общемирового значения в широком плане сопоставляется с общим стандартом и калибруется в единицах геохронологической шкалы. Точность корреляции снижается по мере увеличения расстояния между исследуемым регионом и типичным разрезом, в котором было выделено стандартное подразделение. Так, юрские разрезы Северной Америки и центральной Франции поддаются корреляции со стандартной колонкой Англии с точностью до яруса (т. е. на уровне *века* во временной шкале). Однако новозеландские геологи выделяют в юре по фаунистическим комплексам пять ярусов, группируемых в две серии — Херанги (раннеюрская *эпоха* временной шкалы) и Кавиа (средне- и позднеюрские *эпохи*).

Хронология докембрия. Когда в 1859 г. Дарвин убедительно доказал происхождение видов в результате медленной эволюции, он нанес очень чувствительный удар геологическим концепциям, основанным на сочинениях Лайеля. Заметные изменения фауны вверх по разрезу единой согласной толщи как будто должны осуществляться за значительно больший отрезок времени, чем период, необходимый для отложения всей этой толщи. Границы между формациями, видимо, отражают крупные интервалы времени, в течение которых седиментации не происходило. Однако из всех перерывов в каменной летописи осадконакопления, как принято считать в настоящее время, наиболее длительным и полным был перерыв в основании кембрия. В состав наиболее ранней кембрийской фауны входят многие весьма различные формы жизни. Некоторые из них, особенно трилобиты, имеют уже высокую организацию и фиксируют далеко продвинувшуюся эволюцию живого мира. Таким

образом, протяженность докембрийского времени должна быть огромной. Сто лет спустя после выступления Дарвина удалось показать, что на докембрий приходится более 80 % всего геологического времени.

Несмотря на большую продолжительность докембрия и очень широкое распространение докембрийских пород на континентальных щитах, стратиграфическими методами не удалось разработать всемирную временную шкалу докембрия. В докембрийских породах почти отсутствуют фаунистические остатки. Редкие их находки представлены примитивными формами, почти не имеющими пока значения в качестве индикаторов времени. Кроме того, изучение разрезов докембрия осложняется неоднократными эпизодами орогении, метаморфизма, становления гранитоидных плутонов и продолжительной эрозии. Тем не менее в рамках отдельных регионов общую последовательность событий удастся реконструировать обычными средствами. Такие реконструкции выполнены, например, в регионе озера Верхнего в пределах Канадского щита, в северо-западной части Шотландии, на Балтийском щите и в отдельных районах Австралии.

Детальный стратиграфический разрез докембрия впервые был разработан в результате картирования горно-рудного района озера Верхнего. В основании этого разреза развиты породы архейской системы ранних исследователей. Эти породы в основном представлены сильно метаморфизованными и смятыми в складки осадками, а также интрузивными гранитами и другими магматическими телами. На них с резким региональным несогласием залегают менее метаморфизованные складчатодислоцированные осадки альгонкской системы. В обеих системах выделены стратиграфически распознаваемые отделы. В течение длительного периода времени докембрий-

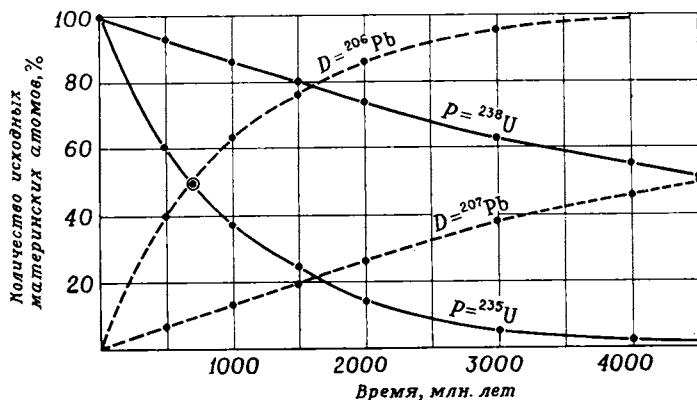
ские породы других частей Канадского щита и даже таких отдаленных регионов, как Большой каньон Аризоны, коррелировали с археем или альгонком района Великих озер. Возникла даже общая практика называть предположительно соответствующие временные интервалы археозойской и протерозойской эры. Однако полная необоснованность любых общих корреляций такого рода становится все более очевидной. Степень метаморфизма не может служить критерием относительного возраста пород в различных провинциях. В настоящее время устанавливается общая практика обозначения местных стратиграфических подразделений докембрия просто как верхней, средней и нижней его единиц. При этом существует полная возможность соответствия среднего докембрия одной провинции верхнему или нижнему докембрию других регионов.

Радиометрическая хронология

Исторический обзор. В 1900 г. многие геологи были убеждены, что вся геологическая история соответствует периоду в 20—100 млн. лет. Предполагалось, что именно за такой интервал времени могли отложиться все осадки общей геологической колонки и накопиться в изначально пресном океане современное количество растворенных в морской воде солей. Нижняя граница определялась исходя из предполагаемой термической истории Земли. (Вскоре эта гипотеза подверглась коренному пересмотру в связи с открытием радиоактивности.) Каково-то было душам Дарвина и Лайеля при подобной всеобщей оценке? Ведь и тот, и другой полагали, что сложность и разнообразие жизни можно объяснить, лишь допустив, что ее эволюция осуществлялась не менее чем в течение 200 млн. лет. Однако геологическим представлениям о времени вновь был нанесен сильнейший удар, на этот раз руками

физиков. В 1905 г. Резерфорд установил соотношения между радиоактивностью и атомным распадом. Этот ученый отлично понимал, что открытые им соотношения представляют механизм потенциального геологического хронометра. Он прямо указывал, что, судя по содержаниям гелия и урана в проанализированном им кристалле минерала, возраст последнего составляет не менее 500 млн. лет. Так появился метод радиометрического определения абсолютного возраста в геологии. Болтвуд (Йельский университет) установил роль свинца как дочернего элемента, образующегося в процессе радиоактивного распада урана. Он использовал величины отношения Pb/U в анализированных минералах для определения абсолютного возраста каменноугольных (340 млн. лет) и девонских (370 млн. лет) пород, а также привел вызвавшие всеобщее изумление данные об абсолютном возрасте монокристаллов минералов из докембрийских пород трех континентов, колеблющемся от 1025 до 1640 млн. лет. Все эти события произошли до 1910 г.

В общей оценке радиометрических определений абсолютного возраста мнения геологов резко разделились. Большинство, и среди них некоторые геохимики, отвергали новые данные, не доверяя правильности анализов. Но появились и подлинные борборники новой концепции. Наиболее выдающимся из них был Артур Холмс, человек, которому было суждено стать самым знаменитым геологом своего времени. В возрасте двадцати одного года (в 1911 г.) он написал классическую статью «Ассоциация свинца с ураном в породообразующих минералах и ее использование в измерении геологического времени». Холмса поддерживали некоторые ученые старшего поколения, в том числе и стратиграфы. Так, в 1917 г. Баррел (Йельский университет) привлек внимание к страти-



ФИГ. 4-10. Зависимость от времени количеств материнских (P) и дочерних (D) ядер рядов распада изотопов урана.

графическим перерывам и убедительно доказал, что они соответствуют не кратким, а неожиданно продолжительным периодам времени, не зафиксированным процессами осадконакопления.

Между тем усилия химиков сконцентрировались на усовершенствовании методов анализа и сравнительной оценке отношений He/U и Pb/U в качестве показателей абсолютного возраста. Период с 1935 по 1950 г. ознаменовался большими достижениями в различных областях радиометрической хронологии, особенно в изотопной химии, масс-спектрометрии и изучении радиоактивного поведения малораспространенных изотопов некоторых обычных элементов, прежде всего ^{14}C , ^{40}K и ^{87}Sr . В потоке новых данных большинство определений свидетельствовало о хорошей сходимости возрастов. К 1950 г. радиометрические определения абсолютного возраста уже обычно принимались как наиболее важные при разработке шкалы геологического времени. Конечно, предлагавшиеся радиометрические шкалы в дальнейшем подвергались изменениям и усовершенствованиям. Возникли противоречия в вопросах интерпретации природы датировемых событий, а также явные разногласия между радиометрическими и стратиграфи-

ческими данными. Однако сейчас уже не осталось геологов, сомневающихся в том, что история нашей планеты уходит в глубь времен на несколько тысяч миллионов лет. И это положение прочно покоится на данных радиометрических определений абсолютного возраста.

Главный принцип радиометрической хронологии. Радиоактивность заключается в различного рода самопроизвольных изменениях числа протонов и нейтронов в ядрах атомов врожденно неустойчивых изотопов некоторых элементов. Количество неустойчивых изотопов со временем уменьшается и соответственно возрастает число более стабильных дочерних изотопов. В различных процессах радиоактивного распада в качестве подобных продуктов образуются α -частицы (ядра гелия), β -частицы (электроны) и выделяется энергия (γ -излучение) в разных комбинациях. На уровне индивидуального атома радиоактивный распад имеет характер случайного процесса. Таким образом, скорость распада зависит от числа атомов N , присутствующих в данном случае (фиг. 4-10). Этот процесс можно охарактеризовать константой распада λ , которая представляет уникальное свойство каждого изотопа и отвечает числу атомов, претерпева-

щих распад в каждый малый интервал времени:

$$\lambda N = -\frac{dN}{dt}. \quad (4-1)$$

Из этого выражения следует, что

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (4-2)$$

или

$$\frac{N_0}{N_t} = e^{\lambda t}, \quad (4-3)$$

где N_0 — исходное количество материнских атомов, а N_t — количество тех же атомов, сохранившихся за период времени t .

Радиометрическое определение абсолютного возраста и заключается в определении времени t , исходя из посылки, что радиоактивный изотоп в некоторый момент зафиксировался в такой системе как кристалл минерала или образец горной породы. В связи с такой задачей более удобной формой уравнения (4-3) будет следующая:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_0}{N_t}. \quad (4-4)$$

Скорость распада легко представить с точки зрения относительных количеств распадающегося изотопа в виде *периода его полураспада* T . Эта величина соответствует времени, которое необходимо для того, чтобы количество материнских атомов уменьшилось наполовину:

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln 2 = \frac{0,69325}{\lambda}. \quad (4-5)$$

Для изотопов, используемых в радиометрических определениях абсолютного возраста, экспериментально установлены константы распада. Масс-спектрометрия позволяет производить оценку соотношения количеств материнских (P) и дочерних (D) изотопов в минерале или образце горной породы. В связи с этим уравнению (4-4) можно придать вид

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{D}{P} \right), \quad (4-6)$$

где t — абсолютный возраст в годах события, зафиксированного в исследуемом образце (например, кристаллизация роговой обманки в андезите).

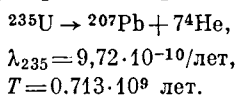
В радиометрических определениях абсолютного возраста используются дочерние изотопы реакций распада, представленные обычными элементами, в том числе свинцом, стронцием и аргоном. Таким образом, неизменно возникает вопрос о возможном присутствии в исследуемом образце в момент t_0 , который мы и хотим определить, каких-то количеств тех же изотопов чужеродного происхождения. Существует также возможность, что в течение того или иного интервала времени после t_0 опробуемая система могла быть частично открытой для материнского или дочернего изотопа. Такие предположения проверяются по соответствию или несоответствию цифр абсолютного возраста, определенных для одного и того же исследуемого образца разными методами. Наконец, и константы распада по мере накопления новых более точных данных периодически незначительно уточняются. Таким образом, радиометрические определения будут в какой-то степени пересматриваться по мере уменьшения ошибок с усовершенствованием методик и появлением новых данных.

Схемы распада. Ниже кратко характеризуются изотопы и ряды распада, наиболее часто используемые в радиометрических определениях абсолютного возраста:

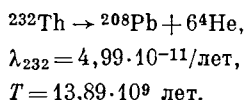
1. ^{238}U . Этот наиболее распространенный в природе изотоп урана распадается с образованием в конечном счете ^{206}Pb , но со сложной серией промежуточных ядерных превращений, в которой последовательно возникают 14 короткоживущих изотопов и испускается восемь α -частиц. Таким образом, конечный результат реакции распада можно записать в виде $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8\ ^4\text{He}$. (Контроль: $238 = 206 + 8 \times 4$). Константа распада $\lambda_{238} = 1,537 \cdot 10^{-10}$ /лет соот-

ветствует периоду полураспада $T = 4,53 \cdot 10^9$ лет.

2. ^{235}U . Этот изотоп присутствует в настоящее время в природе в виде примеси к ^{238}U в количестве одного атома на 137,8 атомов ^{238}U . Он претерпевает (также многоступенчато) следующую реакцию распада:



3. ^{232}Th . Ступенчатый распад ^{232}Th приводит к образованию стабильного изотопа ^{208}Pb :



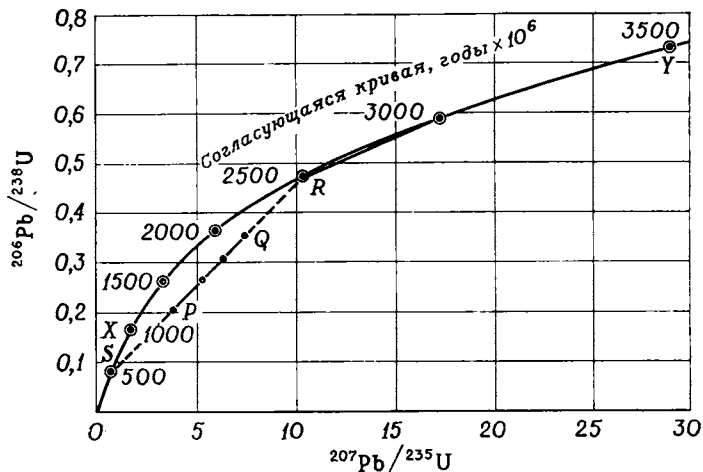
4. ^{87}Rb . Этот изотоп рубидия, составляющий 27,85 % в общем количестве атомов элемента в природе, распадается с испусканием β -частицы и превращением в ^{87}Sr . Константа распада пока установлена неточно; обычно используется ее значение $\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11}/\text{лет}$. Соответствующая величина периода полураспада составляет $T = 4,99 \cdot 10^{10}$ лет.

5. ^{40}K . Радиоактивный изотоп калия (0,119 % этого элемента от общего количества калия в природе) распадается двумя способами. Испускают β -частицу и превращаются в ^{40}Ca 89 % его ядер, а захватывают электрон и превращаются в ^{40}Ar остальные 11 %. Константа распада всего комбинированного процесса в целом составляет $5,305 \cdot 10^{-10}/\text{лет}$.

6. ^{14}C . В верхних слоях атмосферы нейтроны, возникающие в результате воздействия космических лучей, реагируют с ^{14}N , в результате чего возникает изотоп углерода ^{14}C . Он вновь превращается в ^{14}N , испуская β -частицу. Эта реакция имеет период полураспада 5750 лет (до 1961 г. использовалась ее величина 5568 лет). **Постоянство скорости реакций радиоактивного распада.** В основе радиометрических определений абсолютно-го возраста лежит допущение, что

в течение всей истории Земли скорость радиоактивного распада (фиксируемая величинами λ) была постоянной. Можно ли полностью быть уверенным в справедливости этого положения? Действительно ли все радиоактивные изотопы распадаются по неизменно одинаковой схеме и с одной и той же скоростью? Энергия высвобождающаяся при самопроизвольном распаде радиоактивного изотопа, настолько велика (по сравнению, скажем, с термической энергией kT), что трудно предполагать даже слабую зависимость скорости, распада от любых изменений температуры и давления, которые могли проявляться в истории Земли. Но, может быть, фундаментальные физические законы или численные значения основных физических констант (например, постоянной Планка или скорости света) изменялись таким образом, что это приводило к изменению также констант распада? Эти вопросы имеют серьезное значение в равной мере для физиков и геологов. Давно известные «плеохроичные дворники» вокруг зерен радиоактивных минералов позволяют предполагать, что константы распада действительно все время оставались одинаковыми.

В кристаллах биотита и других минералов гранитов и метаморфических пород обычно присутствуют мельчайшие включения минералов, в состав которых входят уран или торий, — сфена, монацита, ксенотима, циркона и т. д. Поскольку α -частицы, испускаемые с высокой скоростью распадающимися изотопами, заряжены, они взаимодействуют с электронами окружающих атомов. В результате этого взаимодействия скорость движения α -частиц постепенно замедляется, и они в конечном счете приходят в состояние покоя. Расстояние точки, в которой останавливаются α -частицы, от источника зависит от их начальной кинетической энергии,



ФИГ. 4-11. Согласующаяся кривая отношений изотопов урана и свинца.

Вычислена для значений констант распада, приведенных в тексте. PQ — гипотетические экспериментально определенные точки, по которым устанавливается первичный возраст (R, 2500 млн. лет) изучаемого объекта и момент возможного позднего нарушения радиоактивного равновесия (S, 500 млн. лет).

а также от плотности и состава вмещающего минерала (среды, в которой двигались α -частицы). Переставшие двигаться α -частицы обуславливают дефекты и искажения кристаллической решетки, что в свою очередь приводит либо к обесцвечиванию, либо к потемнению минерала в таких участках. В частности, при разложении ^{238}U до ^{206}Pb испускается восемь α -частиц, каждая из которых обладает присущей ей скоростью движения и останавливается соответственно на определенном расстоянии от источника. Частицы с различной скоростью движения создают обособленные темные каемки радиусом порядка нескольких микрон вокруг включения радиоактивного минерала. Радиус каемки — мера кинетической энергии частицы, а следовательно, вероятности ее эмиссии и соответственно периода полураспада материнского изотопа (закон Гейгера — Неттола ¹). В результате

¹ Этот закон отражает эмпирически установленное соотношение между периодом полураспада α -излучателя и расстоянием пробега в воздухе испускаемых им α -частиц. Теоретическое обоснование закона возможно в понятиях квантовой механики.

многочисленных наблюдений¹ было установлено, что радиусы «плеохроичных ореолов» в биотитах любого возраста одинаковы. Это позволило сделать вывод о постоянстве скорости радиоактивного распада во времени.

Определение абсолютного возраста уран-свинцовым методом. При полном анализе на U, Th и Pb получают ряд величин, подстановка которых в уравнение (4-6) позволяет оценить возраст исследуемого объекта несколькими независимыми способами. Наиболее чувствительные показатели времени (после поправки на загрязнение обычным нерадиоактивным свинцом) — это отношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Значительно менее чувствительно отношение $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, что связано с очень большим периодом полураспада тория. В закрытой системе цифры абсолютного возраста по двум отношениям Pb/U должны быть согласными, т. е. величины двух изотопных отношений должны ложиться на графике на теоретическую «согласующуюся кривую» (XY на фиг. 4-11). Однако обычно эти цифры не попадают на такую линию. Так, при анали-

зе многочисленных образцов циркона из докембрийских пород установлены значительно не согласующиеся величины отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Этот результат был объяснен выносом части радиогенного свинца. В подобных случаях несогласующиеся величины, полученные по различным образцам из одного района, обычно попадают на прямую линию, подобную PQ на фиг. 4-11. Полагают, что такая несогласующаяся прямая отражает специфический и определенный характер отклонения изотопных отношений от истинного их значения, отвечающего точке R , лежащей на верхнем пересечении линий PQ и XY . Эта величина и принимается за истинный абсолютный возраст датируемого события. В некоторых, но далеко не во всех случаях нарушения системы удается проследить до более позднего независимо фиксируемого события, возраст которого определяется точкой S , расположенной на кривой XY в месте нижнего ее пересечения с линией PQ .

Определение абсолютного возраста рубидий-стронциевым методом. Геохимические свойства рубидия и стронция довольно близки. Поэтому в любом минерале, в состав которого входит Rb , могут присутствовать также небольшие количества изначального стронция (^{86}Sr и ^{87}Sr), помимо изотопа ^{87}Sr , возникшего в результате радиоактивного распада ^{87}Rb . Таким образом, для получения правильного возраста минерала необходимо вычесть количество изначального присутствовавшего радиогенного стронция $^{87}\text{Sr}_0$ из общего установленного при анализе содержания этого изотопа. Для этого случая уравнение (4-6) соответственно приобретает вид

$$t = \frac{10^{11}}{1,39} \ln \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}_t - {}^{87}\text{Sr}_0}{{}^{87}\text{Rb}_t} + 1 \right). \quad (4-7)$$

Поскольку ^{86}Sr имеет нерадиогенное происхождение и стабилен, в закры-

той системе ${}^{86}\text{Sr}_t = {}^{86}\text{Sr}_0$. Таким образом, получаем

$$t = \frac{10^{11}}{1,39} \ln \left[\frac{({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_t - ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0}{{}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}_t} + 1 \right]. \quad (4-8)$$

Скорость распада ^{87}Rb настолько мала, что первый член этого выражения внутри скобки обычно очень невелик. В связи с этим мы вносим лишь небольшую ошибку, преобразовав уравнение (4-8) следующим образом:

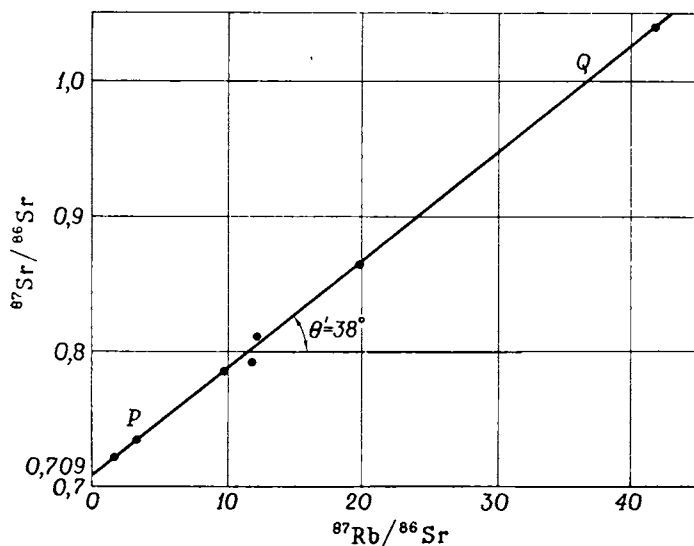
$$t = 10^{11} \left[\frac{({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_t - ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0}{1,39 ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_t} \right]. \quad (4-9)$$

В этом уравнении неизвестна величина $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0$. Для определения величины этого отношения анализируется несколько проб материала с одинаковой предполагаемой историей (например, несколько отдельных фракций биотита, микроклина и роговой обманки из одной и той же породы или две различные породы из одного плутона). Если отношение $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0$ во всех образцах было одинаковым и они все имели характер закрытых систем по отношению к диффузии рубидия и стронция, начиная с одного и того же момента t_0 , то зависимость $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_t$ от $({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_t$ для всех изученных образцов на графике (фиг. 4-12) будет прямолинейной. Эта линия, называемая изохроной, имеет наклон $t \cdot 1,39 \cdot 10^{-11}$, а ее пересечение с осью $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})$ определяет величину $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0$.

Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом. Уравнение (4-6), по которому определяется абсолютный возраст, для калий-аргонового соотношения приобретает вид

$$t = \frac{10^{10}}{5,305} \ln \left(1 + \frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{0,1140}\text{K}} \right).$$

Распад калия с образованием ^{40}Ca не используется в радиометрических определениях абсолютного возраста, поскольку в калийсодержащих мине-



ФИГ. 4-12. Рубидий-стронциевая изохрона, построенная по семи анализам образцов пород в целом из гранитного массива Нортбридж, Массачусетс (Moorbath S., M.I.T. Report NYO, 3943, 1962).

ралах обычно изначально присутствует нерадиоогенный ^{40}Ca . Поскольку, наоборот, аргон относится к числу необычных примесей в минералах, ошибка, обусловленная изначально содержанием этого элемента, обычно (но не всегда) невелика.

Аргон, возникающий при распаде ^{40}K , имеет тенденцию диффундировать из минералов. Для большинства минералов при температуре более 300°C скорость такой диффузии значительна. Наиболее ощутимые потери аргона происходят у микроклина, тогда как у слюды и санидина они меньше. Еще лучше сохраняется аргон в пироксенах и роговых обманках, но обычно у этих минералов очень мало содержание ^{40}K . Удовлетворительные цифры абсолютного возраста при анализе горных пород (а не отдельных минералов), например базальтов, получаются лишь в тех случаях, когда породы не претерпевали никаких наложенных изменений. Калий-аргоновым методом фиксируется абсолютный возраст конечных этапов событий,

когда температура не превышала 300°C ¹.

Определение абсолютного возраста радиоуглеродным методом. Изотоп ^{14}C , образующийся в верхних слоях атмосферы, быстро смешивается с обычным атмосферным и океаническим углеродом (изотопы ^{12}C и ^{13}C), а затем усваивается растениями и другими организмами. После отмирания организмов обычно прекращается и обмен их с атмосферой. Затем происходит распад ^{14}C с характерной для него скоростью. По количеству ^{14}C , присутствующего в настоящее время в остатках организмов или растений (например, в древесине), можно определить момент прекращения обмена с атмосферой.

В основе радиоуглеродного метода лежит допущение, что содержание

¹ При определении абсолютного возраста при помощи калий-аргонового метода следует также иметь в виду, что в метаморфических породах, а также в гранитоидах калий мог привноситься в уже сформированную породу на различных стадиях ее метасоматического преобразования. — *Прим. ред.*

^{14}C в воздухе или морской воде в момент прекращения обмена с ними организма было таким же, как в настоящее время. Это допущение не вполне строгое. Прежде всего за последние 200 лет в результате сжигания ископаемого топлива человеком в атмосферу поступили значительные дополнительные количества ^{12}C и ^{13}C , поскольку в древних горючих ископаемых совершенно отсутствовал изотоп ^{14}C . Кроме того, концентрация ^{14}C в атмосфере несколько изменяется в зависимости от интенсивности космического излучения. Космические лучи состоят из заряженных частиц (протонов), в связи с чем они отклоняются магнитным полем Земли, действующим подобно щиту.

Поскольку интенсивность магнитного поля Земли, судя по палеомагнитным данным, за последние 10 тыс. лет по величине изменилась в 4 раза, этот фактор также может вносить небольшую ошибку в определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом.

В связи с небольшим периодом полураспада изотопа ^{14}C радиоуглеродный метод явно не пригоден для определения возраста событий, скольконибудь превышающего 40 тыс. лет.

Ранние события истории Земли.

«Возраст» Земли и метеоритов. Минимальный возраст земной коры определяется наибольшими цифрами абсолютного возраста, установленными для древнейших горных пород. В настоящее время этот возраст оценивается примерно в 3,5 млрд. лет (1 млрд. лет = 10^9 лет).

Максимальный возраст Земли можно приближенно определить несколькими способами. Как отмечено на стр. 253, ^{235}U распадается быстрее, чем уран ^{238}U , и отношение $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$, составляющее в настоящее время $1/137,8$, должно со временем уменьшаться. Физики полагают, что первоначально количества этих двух изотопов были приблизительно оди-

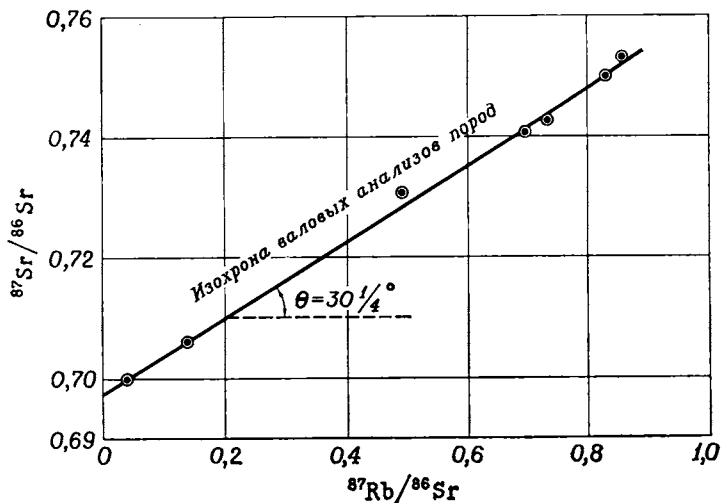
наковы. Момент времени, в который отношение двух изотопов должно быть равным единице, легко находится по уравнению (4-2):

$$t_0 = \frac{\ln 137,8}{\lambda_{235} - \lambda_{238}} \simeq 6 \cdot 10^9 \text{ лет.}$$

Более точные определения основаны на изотопных отношениях свинца. Помимо радиогенных изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb (изначальные количества которых неизвестны), в небольшом количестве существует нерадиогенный стабильный изотоп ^{204}Pb , распространенность которого предположительно была постоянной. Таким образом, распространенность отдельных изотопов удобно выражать в величинах отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и т. д. Представим себе резервуар, в котором распадается уран, начиная с момента t_0 . Позднее, в момент t , радиогенный свинец извлекается из системы и входит в состав, допустим, галенита, совершенно не содержащего урана. При отсутствии селективной миграции изотопный состав свинца в таком галените сохранится неизменным с момента t до наших дней. Изотопное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в галените, следовательно, можно охарактеризовать выражением

$$\begin{aligned} \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} &= \frac{^{235}\text{U}_0}{^{238}\text{U}_0} \frac{1 - e^{-\lambda_{238}(t_0 - t)}}{1 - e^{-\lambda_{235}(t_0 - t)}} \\ &= \frac{1}{137,8} \frac{e^{\lambda_{238}t_0} - e^{\lambda_{238}t}}{e^{\lambda_{238}t_0} - e^{\lambda_{235}t}}. \end{aligned}$$

Величина этого отношения для данного t будет постоянной независимо от исходного количества урана. Однако количество радиогенного ^{206}Pb соответствует его содержанию a в галените в настоящее время за вычетом исходного его количества x ; аналогичные соотношения имеют место и для ^{207}Pb (соответственно b и y). Таким образом, левая сторона приведенного выше уравнения может быть заменена выражением $(b - y)/(a - x)$, где x и y — неизвестные. Эту задачу, однако, можно



Фиг. 4-13. Рубидий-стронциевая изохрона, построенная по семи валовым анализам образцов каменных метеоритов (Shields R. M., Pinson W. H., Hurley P., M.I.T. Report 138-13, 1965).

решить способом, упомянутым при обсуждении определения абсолютного возраста рубидий-стронциевым методом. При нанесении на график величин a и b ряда образцов одного и того же возраста они лягут на прямую линию (изохрону), которая проходит через исходную точку (x, y) и наклон которой представляет функцию t_0 . Результаты, получаемые этим методом, имеют значительный разброс, что, по-видимому, объясняется более сложной, чем предположено здесь, историей земных галенитов. Для каменных метеоритов определена величина t_0 , близкая к 4,5 млрд. лет, что находится в соответствии с аналогичной величиной (4,45 млрд. лет), полученной по рубидий-стронциевым изохронам (фиг. 4-13).

Современный изотопный состав свинца в минералах сильно варьирует, отражая различия их возраста, содержания урана и тория и их предыдущей истории. Однако можно получить средний современный изотопный состав свинца, извлекая крайне незначительные осажденные количества свинца из отложений на морском дне. Такой свинец должен отражать изотопный состав этого элемента всех

возрастов, выщелоченного на всех континентах в результате выветривания и сноса реками. Можно также грубо оценить современную величину отношения урана к ^{204}Pb в горных породах. Наконец, получив эти данные, можно вычислить максимальный возраст земной коры, исходя из допущения, что весь ^{207}Pb в современном свинце имеет радиогенное происхождение. Подобные расчеты уже проводились и дали цифру около 5,5 млрд. лет.

В том случае, если бы были известны первоначальные отношения x и y , расчеты могли бы оказаться более точными. В железных метеоритах, возраст которых, по данным других методов, составляет около 4,5 млрд. лет, уран практически отсутствует, а свинец содержится в небольших количествах. Можно предположить, что это первичный свинец. И действительно, величины изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в метеоритном свинце очень низкие. Сопоставление этого первичного и современного свинца дает возраст Земли около 4,5 млрд. лет. Та же величина получается по изохроне, построенной по изотопным составам

следующих проб свинца: современного океанического, из современных базальтов и из нескольких третичных рудных месторождений. Возраст этих рудных месторождений настолько мал (25—30 млн. лет), что для данного определения их можно рассматривать как современные.

Таким образом, в настоящий момент представляется наиболее вероятным, что метеориты и Земля стали существовать как обособленные тела примерно 4,5 млрд. лет назад. В результате изучения метеоритов Рейнольдс предположил, что это событие произошло спустя не очень продолжительное время после синтеза ядер. В некоторых метеоритах присутствует в избытке ^{129}Xe , образовавшийся, вероятно, при распаде ^{129}I , который мог также входить в состав этих тел. Полупериод распада ^{129}I составляет лишь 17 млн. лет. Если бы метеориты образовались через длительное время после синтеза ядер ^{129}I , то в них присутствовало бы меньшее количество этого элемента, чем это можно предполагать исходя из содержания ^{129}Xe . Выявленные соотношения побудили Рейнольдса предположить, что максимальный интервал времени между кристаллизацией метеоритов и образованием иода (и предположительно всех других тяжелых элементов в Солнечной системе) составляет около 300 млн. лет. Очень древними оказались также поверхностные слои Луны.

«Возраст» континентов. В закрытом резервуаре, содержащем ^{87}Rb , отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ должно по мере течения времени возрастать со скоростью, которая будет зависеть от величины исходного отношения Rb/Sr . Предположим, что в некоторый момент проявилась дифференциация и значительная часть рубидия удалилась, войдя в состав новой системы с большей величиной отношения Rb/Sr . В такой новой системе отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ будет возрастать со временем быстрее, чем в исходной. По-

средством измерения величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в новой системе в различные моменты времени можно определить возраст (момент отделения) этой системы.

Если составы мантии и метеоритов близки, как это часто полагают, то величина отношения Rb/Sr в веществе мантии, вероятно, составляет около 0,04. В современных океанических базальтах, поступающих из мантии, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обычно колеблется в пределах 0,702—0,705. Исходя из этих цифр, изначальная величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, существовавшая 4,5 млрд. лет назад, должна составлять 0,698. Отношение Rb/Sr в коровых породах (гранитах и гнейсах) значительно выше, чем в мантии, что и следовало ожидать, судя по геохимическим свойствам этого элемента. Рубидий, подобно калию, должен концентрироваться в легкоплавких силикатных фракциях. Соответственно величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в континентальных породах обычно выше, чем в современных базальтах. Данные измерений величины этого отношения в континентальных породах разного возраста в принципе должны позволить установить момент изначального отделения их вещества из мантии. Так, если средняя величина отношения Rb/Sr в континентальной коре составляет, допустим, 0,25 и материал коры отделился от мантии 3 млрд. лет назад, то в настоящее время отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в коровых породах должно быть около 0,735.

Харли и его сотрудники тщательно рассмотрели большое количество анализов и пришли к выводу, что коровый материал непрерывно генерируется из вещества мантии, обуславливая рост континентов. Для Северной Америки эти авторы оценили скорость прироста площади примерно в 7000 км²/млн. лет. Видимо, подобная скорость роста этого континента проявлялась в течение большей части геологического време-

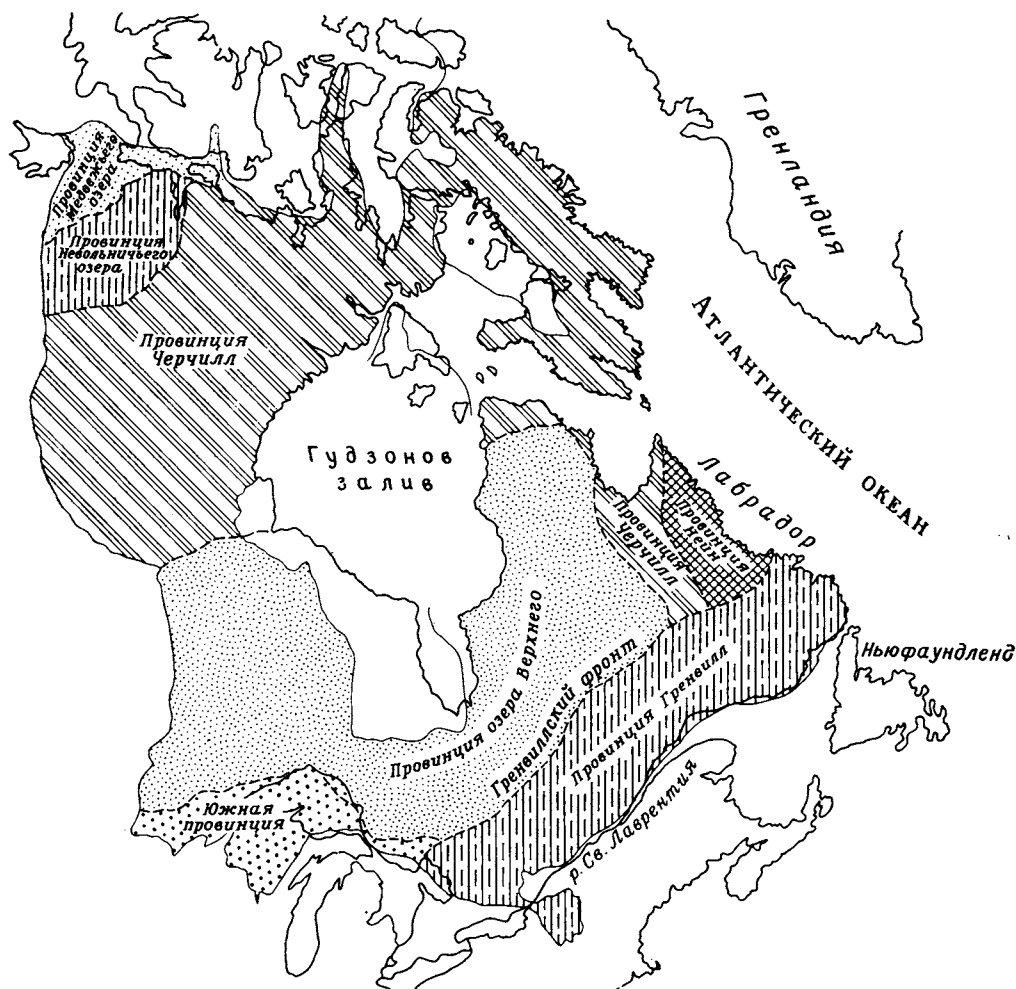
ни. Если положение Харли и его сотрудников о непрерывном образовании континентальной земной коры правильно, то теряет смысл само по себе понятие о возрасте континентов. Однако вразрез с этой концепцией интерпретация данных определений изотопных отношений свинца позволяет считать, что в последние несколько миллиардов лет вообще не происходило сколько-нибудь существенного роста континентов. С целью разрешения этой дилеммы Армстронг предложил модель, в соответствии с которой объем земной коры остается почти постоянным, но коровый материал вовлечен в круговорот вещества мантии и циклически поступает в нее обратно. Этот вопрос рассматривается ниже, в гл. 11.

Хронология докембрия. Радиометрическими методами можно определять абсолютный возраст ряда геологических событий, осуществлявшихся в докембрии. К их числу относятся кристаллизация и охлаждение магматических тел, общая метаморфическая перекристаллизация и эпизоды деформации горных пород. В тех случаях, когда радиометрические данные фиксируют интенсивную деформацию, обычно сопровождающуюся региональным метаморфизмом и последующим поднятием, которое предполагается по несогласию, можно говорить об абсолютном возрасте орогении. В пределах большинства крупных докембрийских массивов, например на Канадском и Бразильском щитах, а также в северо-западной части Шотландии, отчетливо выделяются обособленные тектонические провинции. Для каждой такой провинции характерны свой стратиграфический разрез, своеобразные структурные направления и специфический тип проявления в пространстве метаморфизма. Радиометрические определения абсолютного возраста позволяют установить хронологическую последовательность событий в отдельных провинциях и про-

вести их корреляцию в пределах щитов. Однако существует одно осложняющее обстоятельство, которое, хотя и присуще не только докембрию, играет особенно важную роль для этого периода. Наиболее древние докембрийские породы, вероятно, неоднократно претерпевали деформацию, метаморфизм и инъецировались магмой. Каким же образом разгадать запутанную последовательность различных событий, зафиксированных в первичных радиогенных и дочерних изотопах, присутствующих в этих древних породах?

Проиллюстрируем эту проблему на одном хорошо изученном примере. Канадский щит (фиг. 4-14) имеет площадь 4 млн. км² и состоит из семи тектонических провинций, каждая из которых имеет собственную стратиграфическую и структурную историю. Наиболее восточная провинция Гренвилл отделена от двух смежных провинций (озера Верхнего и Черчилл) четкой линией, известной под названием гренвиллского фронта. Эта линия протягивается на северо-восток от озера Гурон на расстояние 2 тыс. км до побережья Лабрадора. Местами она представляет собой единый разлом, местами — сколовую зону. Повсеместно гренвиллский фронт четко разделяет площади с резко различными стилем и степенью метаморфизма и деформации. Уже давно эффектные изменения на границе области распространения пород гуронской системы в пределах провинции озера Верхнего на участке их примыкания к гренвиллскому фронту севернее озера Гурон были описаны следующим образом:

«Гуронские формации... в целом распространены в широтном направлении на расстояние 800 км. На восточном окончании этой полосы их мощность достигает наибольших значений. Здесь они представлены толщами кварцитов, конгломератов, граувакк и известняков суммарной мощ-



ФИГ. 4-14. Тектонические провинции Канадского щита (Stockwell C. H., Geol. Surv. Canada, Dept. Mines and Technical Surveys, Paper 63-17, 1963).

ностью 6900 м. Затем они внезапно исчезают. Удастся проследить четкую и строго прямую линию (гренильский фронт), ... по одну сторону от которой развиты гуронские осадки, тогда как с другой стороны огромные пространства заняты гранитами и гнейсами (внутри провинции Гренилл)»¹.

Несмотря на явные различия в характере метаморфизма и, как мы

¹ Quirke T. T., Collins W. H., The disappearance of the Huronian, Geol. Surv. Canada Mem., 160, 1, 1930.

увидим далее, в цифрах абсолютного возраста пород, развитых по обе стороны от гренильского фронта, некоторые стратиграфические подразделения удастся тем не менее проследить в восточном направлении за линию этого фронта далеко в пределы провинции Гренилл. Прежде всего это относится к сравнительно молодым формациям железистых кварцитов Лабрадорской котловины (провинция Черчилл), которые в связи с их характерной литологией удастся распознать и в виде смятых

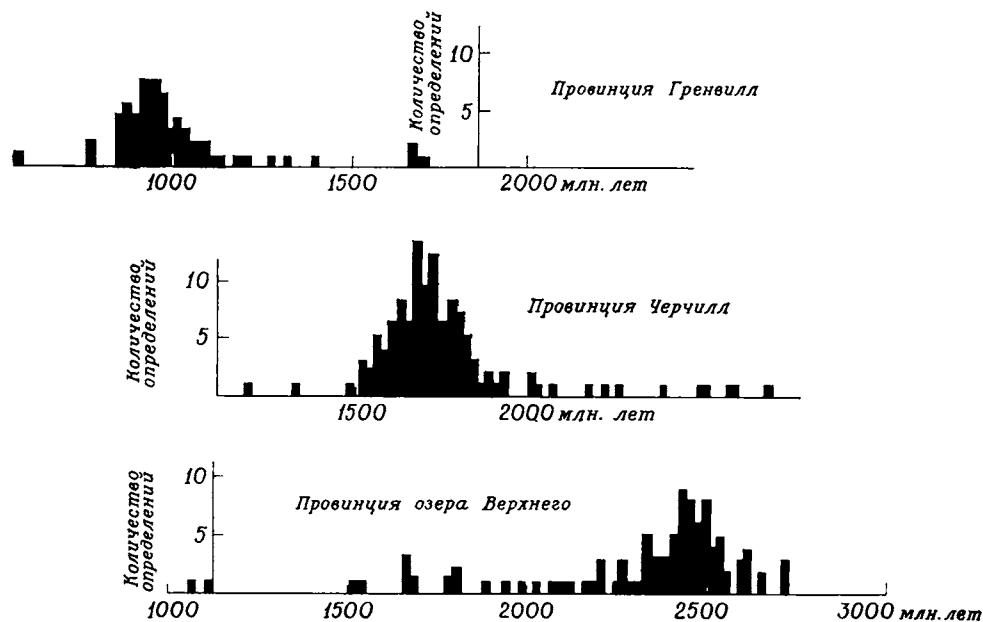
в интенсивные складки, разорванных масс в прилегающем метаморфическом комплексе провинции Гренвилл.

По всем трем провинциям имеются многочисленные определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, полученные преимущественно по слюдам и полевым шпатам. Независимые определения возраста уран-свинцовым и рубидий-стронциевым методами, полученные для разных минералов, в основном согласуются с данными калий-аргоновых определений. Региональное распределение цифр калий-аргонового отношения необычайно выдержанное (фиг. 4-15). Несомненно, каждой провинции свойствен уникальный характер радиометрических данных. Каждая группа величин отношения K/Ar фиксирует завершение крупных геологических событий, которые в настоящее время канадские геологи определяют как орогении. Отметим, что точность оценки завершения оро-

гении в основном составляет ± 100 млн. лет. Всякое региональное «событие» в действительности, возможно, состоит из более узко проявившихся событий, совместно группирующихся во времени:

1. Кеноранская орогения (2500 млн. лет назад) установлена для пород фундамента («архейских») провинции озера Верхнего. Вероятно, знаменует конец тектонического цикла, который должен был осуществляться в течение очень продолжительного времени. Для мусковита из пегматитовой дайки, секущей смятые в складки метаосадочные породы фундамента провинции озера Верхнего, установлен абсолютный возраст 2735 млн. лет.

2. Гудзонская орогения (1750 млн. лет назад) определяется многочисленными радиометрическими данными возраста гранитов и метаосадочных пород провинции Черчилл. Это событие зафиксировано также в провинции озера Верхнего, например



ФИГ. 4-15. Гистрограммы данных определения абсолютного возраста слюд калий-аргоновым методом в трех тектонических провинциях Канадского щита (Lowdon J. A., Geol. Surv. Canada, Dept. Mines and Technical Surveys, Paper 63-17, 1963).

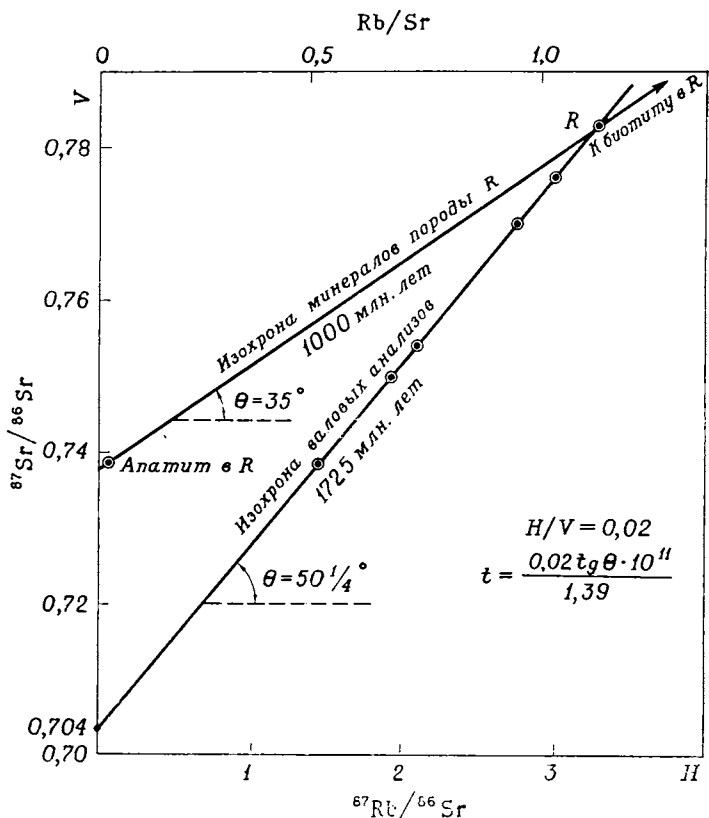
определениями возраста гранитоидов, интрузирующих гуронские осадки вблизи гренвиллского фронта непосредственно севернее озера Гурон.

3. Гренвиллская орогения (950 млн. лет назад) — единственное крупное геологическое событие, зарегистрированное калий-аргоновыми определениями повсеместно в провинции Гренвилл, но никак не проявившееся в породах двух других прилегающих провинций.

Распределение цифр калий-аргонового возраста в рассмотренном случае настолько четкое и они столь плотно в целом перекрывают шкалу времени, что можно сделать определенные далеко идущие выводы по поводу эволюции континентальных щитов и расчленения докембрийского времени. Кратко эти выводы можно изложить следующим образом. Каждая провинция формировалась в результате проявления одного тектонического цикла, в течение которого последовательно происходили: седиментация и вулканическая деятельность; складкообразование, внедрение интрузий и метаморфизм; подъем и эрозия. Щит вырисовывается как блок земной коры, растущий во внешних направлениях в результате приращения к нему по периферии новых провинций (таких, как Гренвилл), после того как в его ядре (провинция озера Верхнего) полностью завершился жизненный цикл. Такую схему принимают не все геологи. Некоторые из них рассматривают провинцию Гренвилл как древнее основание, частично перекрытое позднедокембрийскими осадками, а затем в целом метаморфизованное и переработанное в процессе орогении, возраст которой 950 млн. лет. Эта вторая модель в последнее время в значительной мере подкреплена определениями отношений Rb/Sr в валовых пробах пород. Были проанализированы метаосадочные гнейсы и интрузивные граниты, образцы которых отбирались на расстояниях

до 300 км на юго-восток от южного окончания гренвиллского фронта. Установленные вариации величины отношения Rb/Sr в гранитах позволили построить изохроны. На фиг. 4-16 приведен пример изохрон, построенных для массива, расположенного внутри провинции Гренвилл, в 60 км от ее границы. Изохрона валовых анализов образцов пород определяет возраст их кристаллизации в 1725 млн. лет при начальной величине отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, равной 0,704. Но изохрона, полученная по валовому анализу одного образца породы и входящих в его состав биотита и апатита, дала возраст 950 ± 50 млн. лет при начальной величине отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, составляющей 0,738. Эта цифра соответствует возрасту гренвиллской орогении, в течение которой породы плутона в конечном счете были гомогенизированы в отношении распределения изотопов Sr и Rb . Так как граниты должны быть моложе инъецируемых ими пород, возраст метаморфического фундамента провинции Гренвилл, очевидно, превышает 1750 млн. лет. Изохроны, построенные по валовым анализам меланократовых (обогащенных роговой обманкой и биотитом) и лейкократовых (обогащенных полевым шпатом) прослоев метаосадочных гнейсов, показали, что сама полосчатость гнейсов полностью сформировалась в период между 1750 и 1900 млн. лет назад. В этом случае, вероятно, мы имеем дело с проявлением гудзонской орогении.

Таким образом, в любом случае нельзя оспаривать, что канадские геологи установили три крупнейших события в истории Канадского щита. Выявлены также стратиграфические разрезы, отвечающие интервалам времени, предшествующим, соответствующим и следующим за каждым из этих событий в той или иной тектонической провинции или подпровинции. Достаточны ли теперь наши



Фиг. 4-16. Рубидий-стронциевые изохроны образцов из гранитного массива Френч-Ривер, провинция Гренвилл, Онтарио (с изменениями по работе Krogh T. E. et al., Carnegie Inst. Washington Year Book, 66, 1966—1967, 1968).

Шкала $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ пересчитывалась с целью увязки с изохронным возрастом, приведенным Крогом и др.

знания для того, чтобы разработать условную стратиграфо-радиометрическую шкалу времени для Канадского щита? И можно ли распространить такую шкалу на остальную часть Северной Америки, а также на другие континенты? Попытки в этом направлении, видимо, следует предпринимать с очень большой осторожностью. При этом, вероятно, не следует обязательно совмещать границы временных подразделений с различными крупными несогласиями. Мы уже не можем допустить, что любое несогласие представляет всемирное или даже общеконтинентальное явление. Однако расчленение ге-

ологического времени на основе четко установленных локальных событий и последующая хронологическая увязка с ними событий, проявившихся в других районах, — это нормальная стратиграфическая процедура. Соответственно нам следует предварительно принять крупные хронологические подразделения — *зоны*, установленные радиометрическими методами в Канаде (табл. 4-3). Нельзя ожидать, что на других континентах будут установлены орогении, точно соответствующие проявившимся на Канадском щите. Однако при их идентификации такие докембрийские циклы можно приближи-

ТАБЛИЦА 4-3

Главнейшие подразделения геологического времени

Эон	Основные подразделения эона	Орогении Канадского щита	Абсолютный возраст, млн. лет
Фанерозойский	Кайнозойская эра		
	Мезозойская эра		
	Палеозойская эра		600
Протерозойский	Поздний	Гренвиллская	950
	Средний	Гудзонская	1750
	Ранний	Кеноранская	2500
Археозойский			> 3200

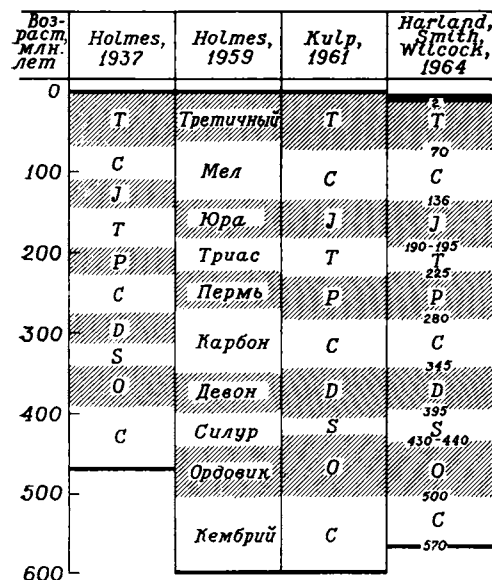
тельно параллелизовать с тем или иным из эонов канадской геохронологии (табл. 4-3).

Прибегнув к подобной системе хронологии, можно сформулировать, в частности, следующие положения. История провинции Черчилл уходит далеко в глубь археозойского времени. Значительная часть определенных абсолютного возраста Rb — Sr и U — Pb-методами в этой провинции свидетельствует о проявлении событий, синхронных с кеноранской орогенией. Изохроны, построенные по данным определения Rb — Sr-отношений в породах северо-восточной Бразилии, фиксируют региональную раннепротерозойскую орогению, осуществившуюся примерно 2000 млн. лет назад. Местами близ устья Амазонки на эти же породы наложился эффект орогении, проявившейся в самом конце или непосредственно после окончания протерозоя.

Хронология фанерозоя. Особый интерес радиометрического определения абсолютного возраста событий, совершавшихся в кембрии и позднее, заключается в возможности взаимного совмещения радиологической и классической стратиграфической хронологии. Каждая из этих двух систем датирования предоставляет возмож-

ность строгой проверки правильности другой системы. В результате многолетних исследований выяснилась прекрасная сходимость радиометрических и стратиграфических данных. Серьезные противоречия их единичны. К настоящему времени получено несколько общих фундаментальных выводов, которые, разумеется, в будущем могут быть несколько видоизменены и уточнены. Продолжительность фанерозойского эона составляет около 600 млн. лет, т. е. несколько меньше одной пятой установленной истории земной коры. Некоторые точки в фанерозойской шкале времени откалиброваны с точностью до нескольких миллионов лет (хотя необходимо гораздо большее количество таких точек). Продолжительность некоторых периодов оказалась почти одинаковой (фиг. 4-17). История человека (около 3 млн. лет), как выяснилось, гораздо более длительна, чем полагали ранее.

В настоящий момент уже существует возможность производить общеконтинентальные и всемирные корреляции орогений, вулканических и интрузивных циклов, что ранее на чисто стратиграфической основе было невозможным.



Фиг. 4-17. Четыре фанерозойские шкалы времени, откалиброванные разными авторами по радиометрическим определениям абсолютного возраста.

Четвертичный период (3 млн. лет по современным оценкам) показан жирной полосой ниже нулевой линии.

Такие корреляции следует все-таки проводить с осторожностью. Любому радиометрическому методу присуща вероятность ошибок, связанных с некоторой неопределенностью констант распада и неточностями при опробовании, обогащении и анализе образца. Кроме того, любая природная система в той или иной мере отклоняется от идеальной датируемой модели: аргон частично диффундирует из биотита, в слюдах присутствует некоторое количество первичного ^{86}Sr и т. д. Таким образом, во всех случаях следует отдавать предпочтение цифрам абсолютного возраста, полученным несколькими независимыми методами. Мы не будем рассматривать здесь все возможности такого взаимного контроля. Отметим лишь, что K — Ar- и Rb — Sr-методы используются для определения времени практически во всем интервале фанерозоя. Rb — Sr-метод, пра-

вда, становится недостаточно точным для времени 10 млн. лет и менее, однако K — Ar-методом успешно определяется абсолютный возраст вулканических пород и свежих кристаллов калиевого полевого шпата даже в плейстоцене, так что эти цифры в конечном счете смыкаются с верхним пределом возможностей радиоуглеродного метода (40 тыс. лет). Для иллюстрации возможностей и ограничений радиометрической оценки фанерозойского времени обратимся к нескольким характерным примерам:

1. Фанерозойское время начинается кембрийским периодом. Таким образом, основание кембрийской системы имеет особое значение в стратиграфии. В Уэльсе, в пределах которого впервые были выделены кембрийские отложения, они представлены мощной, но неполной в своей последовательности и плохо охарактеризованной фауной толщей. В связи с этим большинство европейских геологов в качестве эталонных используют разрезы кембрия Балтийского региона, в которых установлена четкая последовательность зон, охарактеризованных различными фаунистическими комплексами трилобитов. В нижней зоне присутствуют *Olenellus* и близкие к нему формы. Здесь, как и во многих других частях мира, кембрийские осадки несогласно залегают на смятых в складки и метаморфизованных породах докембрия. Однако в некоторых районах, например в Южной Австралии и горах юго-восточной Калифорнии, нижнекембрийская толща с *Olenellus* и *Archeocyathus* подстилается без сколько-нибудь крупного перерыва неметаморфизованными осадочными породами большой мощности, лишенными фаунистических остатков. Где в этом случае следует проводить основание кембрия? В целом его можно увязать с основанием какого-либо хорошо фаунистически охарактеризованного разреза Бал-

тийского региона или принять некоторую цифру абсолютного возраста, вытекающую из радиометрического определения различных кембрийских событий. Оба эти способа произвольны. Радиометрические данные, имеющие отношение к рассматриваемому вопросу, заключаются в следующем.

Абсолютный возраст синих кембрийских глин балтийского разреза, условно принимаемых некоторыми геологами в качестве основания этой системы, составляет 517 млн. лет. Эта цифра определена К — Аг-методом по глаукониту. Ее следует считать минимальной в связи с возможной утечкой аргона.

Возраст глинистых сланцев Марри в Теннесси, США, приуроченных к подошве нижнего кембрия, составляет 584 ± 30 млн. лет. Эта цифра определена Rb — Sr-методом по глаукониту.

Возраст гранита Вир-Каролл в Нормандии, Франция, внедрившегося в период между поздним докембрием и серединой нижнего кембрия, составляет 553 млн. лет (установлен К — Аг-методом по биотиту).

Опираясь на совпадающие приведенные выше и другие радиометрические данные, мы можем вслед за Камбом, предложившим в 1961 г. временную шкалу, отнести начало кембрия к 600 млн. лет назад. Однако этим решением мы еще никак не определяем основание кембрия в разрезах с мощными немymi толщами ниже кембрийских пластов с остатками *Olenellus*.

2. Граница девона и карбона четко определяется фаунистическими остатками в двух удаленных друг от друга районах — в Теннесси, США, и Виктории, Австралия. Оба эти района вместе с тем очень удалены и от прототипного разреза девона в Англии. Руководящие окаменелости, используемые для корреляций в этих двух случаях, очень различны — микрофауна конодонтов в Тен-

несси и пресноводные рыбы в Австралии. Маркирующая формация в Теннесси — глинистые сланцы Чаттануга — состоит из двух пачек (обе с верхнедевонской фауной), для которых радиометрическим способом определен абсолютный возраст. Верхняя из них представляет пласт черных урансодержащих глинистых сланцев, а нижняя — тонкий слой кремнеземистого туфа. В Австралии радиометрически определен возраст кремнеземистых лав, залегающих между верхнедевонскими и нижнекаменноугольными пресноводными осадками, содержащими остатки характерных форм рыб. Радиометрические определения дали следующие цифры:

Глинистые сланцы Чаттануга, верхний черный пласт, по $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (анализ глинистых сланцев) — 350 ± 10 млн. лет. Эта цифра рассматривается как надежная минимальная величина.

Глинистые сланцы Чаттануга, нижний туфовый пласт (К — Аг-возраст биотита), — 340 ± 6 млн. лет. Отметим, что у более древнего пласта оказался несколько меньший возраст.

Риолиты Снобс-Крик, Австралия (шесть анализов биотитов из разных образцов), — 350 ± 2 млн. лет.

Как можно видеть, сходимость определений в столь удаленных разрезах оказалась просто замечательной. Границу между девоном и карбоном относят примерно к 350 млн. лет назад.

3. Различные отделы третичного времени охарактеризованы более чем 50 удовлетворительными радиометрическими определениями абсолютного возраста. Большая их часть основана на К — Аг-анализах глауконита из осадков и биотита из вулканических лав и туфов. Имеются также калий-аргоновые определения возраста по санидину, плагиоклазу и образцам изверженных пород в целом. Определения по глаукониту

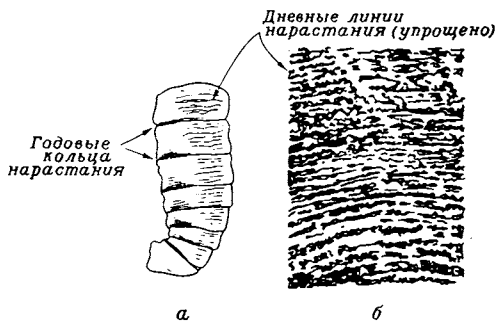
и другие данные находятся в хорошем соответствии. Это свидетельствует о том, что пробы глауконита были отобраны из пород, не погружавшихся настолько, что в них в результате повышения температуры происходила потеря аргона. Следует заметить, что цифры абсолютного возраста третичных пород во всем мире находятся в наилучшем соответствии по сравнению с данными по другим периодам. Приведем лишь один характерный пример. Калий-аргоновым методом во многих странах были датированы осадочные породы, классифицируемые по фаунистическим остаткам как нижнемиоценовые. Эти определения производились в Новой Зеландии по глаукониту, в Патагонии по плагиоклазу из туфа, в Небраске по биотиту из туфа, в Калифорнии по глаукониту, в Австрии также по глаукониту, в Орегоне по стеклу и альбиту из туфа. Цифры, полученные в результате всех этих определений, колеблются от 19,4 до 25,6 млн. лет. С другой, нижней стороны выявленной по фаунистическим остаткам границы олигоцена и миоцена были установлены точки с абсолютным возрастом, колеблющимся от 21,5 до 25,7 млн. лет. Все определения абсолютного возраста позволили отнести начало миоцена к 26 млн. лет назад. Более 30 лет назад Холмс смело предложил первую радиометрическую шкалу всех периодов фанерозойского времени. На фиг. 4-17 мы имеем возможность сопоставить его первую и последующую схемы со шкалой Калпа и современной шкалой, принятой на специальном симпозиуме в Англии и рекомендованной к общему пользованию. Главные изменения в шкале абсолютного геологического летосчисления, происшедшие за три десятилетия радиохронологических исследований, в течение которых, в частности, зародились и бурно развились К — Ar- и Rb — Sr-методы, заключаются в сдвиге основания кембрия с 470 до 600 млн. лет.

Произошло также соответствующее увеличение (частично на 25—30%) продолжительности большинства периодов, за исключением силурийского и третичного.

Изменения продолжительности суток

Рассмотрим некоторые палеонтологические наблюдения (обсуждающиеся детальнее в гл. 12), которые свидетельствуют об изменении продолжительности обычных единиц времени — дня или месяца.

На конических скелетах (эпитеках) кораллов обычно обнаруживаются поперечные борозды двух размерностей (фиг. 4-18). Полагают, что более грубые борозды соответствуют годовому росту и отражают влияние сезонных колебаний интенсивности солнечного света и температуры на скорость обмена веществ организма. Наблюдаются также тонкие бороздки толщиной около 50 мкм. Уэлс насчитал в годовом кольце нарастания современных кораллов около 360 тонких бороздок и предположил, что они представляют суточные линии нарастания. Таким образом, подсчет тонких бороздок в годовых кольцах древних кораллов может дать число солнечных дней в древнем году. По некоторым среднедевонским кораллам Уэлс установил,



ФИГ. 4-18. Кольца нарастания девонских кораллов (Wells J. W., 1963).

а — общий внешний вид скелета в целом ($\times 0,25$); б — линии дневного нарастания в участке скелета ($\times 12$).

что тогда в году было 400 ± 7 дней. У других среднедевонских кораллов Скраттон подметил месячные кольца, отражающие влияние лунного света или высоты приливов на скорость роста кораллов. Он подсчитал, что в девонском лунном месяце в среднем было 30,6 солнечных дней.

Продолжительность года могла варьировать лишь под влиянием одного фактора — изменения гравитационной постоянной G (гл. 10). Допустим, что эта константа не изменялась с девонского времени. Тогда из рассмотренных выше наблюдений следует, что продолжительность девонского дня составляла $(24 \cdot 365)/400$, т. е. несколько меньше 22 ч. Это означает, что Земля в то время вращалась быстрее, чем сейчас. Скорость вращения Земли должна уменьшаться в результате воздействия лунных приливных сил, которые рассеивают в виде тепла часть кинетической энергии вращения Земли. Такое рассеивание проявляется, например, в приливных течениях и их трении о морское дно. Из закона сохранения углового механического момента следует, что расстояние между Землей и Луной должно возрастать, а угловая скорость Луны по отношению к Земле должна одновременно уменьшаться наряду с увеличением продолжительности лунного месяца. Современное замедление вращения Земли приближенно известно из данных наблюдений прежних затмений. Оно соответствует увеличению продолжительности дня примерно на 20 с за 1 млн. лет. Если принять эту цифру для всего периода до среднедевонского времени, т. е. примерно для интервала времени в 365 млн. лет, то мы как раз и установим, что сутки в девоне были на два часа короче, чем сейчас, в полном соответствии с наблюдениями над кораллами. Аналогичные соотношения выявляются и при наблюдениях над кораллами пенсильванского возраста (385—390 тонких бороздок в годовых кольцах), а также над раковинами других морских беспозвоночных.

Однако явное соответствие между вычисленной и «наблюдающейся» продолжительностью девонских суток отчасти может быть случайным, поскольку представляется маловероятным, чтобы за все это время замедление вращения Земли происходило со строго постоянной скоростью. Действительно, приливное рассеяние энергии изменяется со временем, поскольку по мере увеличения расстояния между Луной и Землей уменьшалась амплитуда приливов, вызываемых спутником на нашей планете. Кроме того, часть приливного рассеяния проявляется в мелких морях, площадь которых значительно изменялась в течение геологического времени. Скорость вращения Земли зависит также от изменений момента ее инерции C , которые могли быть обусловлены в свою очередь изменениями величины радиуса или формы планеты, а также внутреннего распределения в ней массы. Наконец, со временем могла также изменяться и гравитационная постоянная G (гл. 12). Таким образом, совсем не просто определить, как все эти факторы могли влиять на продолжительность суток в прошлом.

Время и физические аспекты геологических процессов

Анализ размерностей

Многие физические величины можно выразить в основных единицах массы (M), длины (L) и времени (T). Скорость, например, — это длина, деленная на время, и, следовательно, она имеет «размерность» L/T . Ускорение (изменение скорости со временем) имеет размерность L/T^2 . Сила, представляющая произведение массы на ускорение, имеет размерность MLT^{-2} . Размерность вязкости, определяющейся как отношение напря-

жения к скорости деформации или градиенту скорости, будет $ML^{-1}T^{-1}$ и т. д.

Для проверки математического выражения физических законов часто предпринимают анализ размерностей физических величин, поскольку все члены уравнений должны иметь одинаковые размерности. Анализ размерностей используется также для предсказания математической формы уравнения. Рассмотрим, например, процесс равномерного падения сферического тела радиусом r с плотностью ρ_1 , погружающегося со скоростью v в флюид плотностью ρ_2 и вязкостью η . Скорость падения будет равномерной в том случае, если сила тяжести F_g станет равной силе вязкости F_v и будет направлена в противоположном направлении. Сила вязкости зависит преимущественно от r , η и v . Это соотношение можно записать в виде

$$F_v \propto r^a \eta^b v^c.$$

Поскольку размерности в обеих частях этого соотношения должны быть одинаковыми, $a = b = c = 1$. С другой стороны, F_g равно g , помноженному на разность масс падающего сферического тела и равного ему объема жидкости; следовательно,

$$F_g \propto g (\rho_1 - \rho_2) r^3,$$

где g — ускорение силы тяжести. Уравнивание двух сил можно отразить следующим образом:

$$v \propto \frac{r^2 (\rho_1 - \rho_2) g}{\eta}.$$

Это выражение известно под названием закона Стокса. Константа пропорциональности, которую можно определить простым опытом, составляет $2/9$.

Безразмерные величины, например отношение двух сил или отношение силы к произведению массы на ускорение, явно независимы от реального количества единиц длины, массы и т. д., характеризующих рассматри-

ваемую систему, и, следовательно, очень полезны для выражения общих свойств. Для иллюстрации этого приведем пример из гидродинамики. Произведение скорости на длину, деленное на кинематическую вязкость¹, — безразмерная величина, называемая числом Рейнольдса. Оказывается, что независимо от реальных значений всех трех упомянутых величин в любом частном опыте течение будет ламинарным при малом числе Рейнольдса и турбулентным при большом. Такие безразмерные числа обычно получают из отношения двух действующих в данном случае сил или, в более общем виде, из отношения всех факторов, благоприятствующих определенному поведению, ко всем факторам, противодействующим ему. Например, число Рейнольдса представляет по существу отношение инерционных сил (которые благоприятствуют турбулентности) к вязким силам (препятствующим ей). Число Релея, упоминаемое при обсуждении конвекции в гл. 11, также представляет отношение между факторами, способствующими и препятствующими конвекции. Длина и скорость, входящие в число Рейнольдса, представляют «характеристические» параметры рассматриваемой системы. Например, длина — это диаметр трубы, в которой течет флюид, а скорость — средняя для всего потока.

Принцип подобия. Анализ размерностей необходим при любых попытках изучения поведения крупной системы посредством экспериментирования с меньшей системой и наоборот. Предположим, например, что перед нами встала задача изучить течение воды в речном русле шириной 100 м, моделируя его в лабораторном желобе шириной 100 см. Линейный масштаб нашей модели 1 : 100. Если

¹ Кинематической называется вязкость, деленная на плотность; ее размерность $L^2 T^{-1}$.

как в реке, так и в опытах течет вода, то вязкость в обоих случаях одинакова. Для того чтобы поток в модели проявлял себя по отношению к турбулентции так же, как река, в опытах необходимо обеспечить в 100 раз большую скорость течения, чем в реке. Если же, наоборот, опыты производятся с той же скоростью течения, как и в реке, то необходимо прибегнуть к жидкости, вязкость которой в 100 раз меньше, чем у воды.

В общем при экспериментальном воспроизведении природного явления на уменьшенных в некотором масштабе моделях следует уменьшать и все свойства модели в соответствующем отношении, определяющемся анализом размерностей. Допустим, например, что мы занимаемся моделированием, приняв некоторые масштабные факторы: для длины λ (т. е. отношение длины в модели к соответствующей длине в природной системе), для массы μ , а для времени τ . Все свойства модели мы должны масштабно уменьшить в отношении, соответствующем их размерностям. Так, скорость уменьшается в $\lambda\tau^{-1}$ раз, а кинематическая вязкость должна уменьшиться в $\lambda^2\tau^{-1}$ раз. Размерность напряжения определяется единицами силы в единице площади, т. е. будет $ML^{-1}T^{-2}$. Таким образом, прочность модели, или ее упругие константы (все они имеют размерность напряжения), следует уменьшить в $\mu\lambda^{-1}\tau^{-2}$ раз и т. д.

Требование «подобия», как называется такое должное соблюдение масштабности, создает значительные затруднения при проведении строгих геологических экспериментов. Предположим, например, что мы собираемся изучить природный процесс с участием силы тяжести. Размерность ускорения силы тяжести LT^{-2} . Однако силу тяжести нельзя изменить произвольно. Сила тяжести в лаборатории будет такой же, как и в природе. Следовательно, в соот-

ветствии с принципом подобия

$$\lambda\tau^{-2} = 1, \text{ или } \lambda = \tau^2.$$

Допустим далее, что мы хотим воспроизвести в одни сутки ($\sim 10^5$ с) природное явление, для осуществления которого необходимо, скажем, $3 \cdot 10^8$ лет, или приблизительно 10^{14} с. Тогда $\tau = 10^5/10^{14} = 10^{-9}$. Соответственно $\lambda = \tau^2 = 10^{-18}$. Земля в нашей модели должна быть представлена сферой радиусом $6 \cdot 10^8 \cdot 10^{-18} = 6 \cdot 10^{-10}$ см, что значительно меньше любого атома. Таким образом, этот эксперимент осуществить явно невозможно. Очень большая продолжительность геологического времени, видимо, делает невозможными любые эксперименты, в которых придется учитывать ускорения.

Эти трудности, однако, частично можно обойти. Мы, например, можем производить эксперимент в центрифуге, в которой создается ускорение, во много раз превышающее ускорение силы тяжести, так что $\lambda\tau^{-2} \gg 1$. Правда, в таком случае возникнут дополнительные технические трудности. С другой стороны, известно, что скорости во многих геологических системах очень малы (порядка 1 см/год или меньше, см. ниже), а следовательно, ускорения еще меньше, так что при рассмотрении многих вопросов ими можно пренебречь. В геологии приходится учитывать только ускорение силы тяжести, однако по существу мы имеем дело скорее с самой силой тяжести, чем с ее ускорением. А поскольку сила тяжести пропорциональна массе системы, ее моделирование в экспериментах необходимо производить, используя отношение масс μ . При таком подходе между силами, действующими в природной и экспериментальной системах, будет установлено динамическое подобие. При изучении вязкого флюида такое подобие обеспечивается одинаковым числом Рейнольдса природного объекта и его модели. Для обеспечения динамичес-

кого подобия в этом случае наряду с уменьшением силы тяжести на фактор μ в том же отношении следует уменьшить и остальные действующие силы.

Таким образом, если мы пренебрежем ускорениями и соответствующими силами инерции и примем для моделирования сил (в том числе и гравитационной) фактор ϕ , равный μ , то масштабность напряжения, которое выражается силой на единицу площади, определится фактором $\mu\lambda^{-2}$, а вязкость — коэффициентом масштабности $\mu\lambda^{-2}\tau$.

Дальнейшие упрощения можно произвести в связи с тем, что плотности всех обычных твердых веществ и жидкостей в общем довольно близки. Это позволяет в общем принять для плотности коэффициент моделирования δ порядка единицы, т. е. если $\delta = \mu\lambda^{-3}$, то $\mu = \lambda^3$.

Допустим, что мы приняли $\lambda = 10^{-6}$ (1 см модели соответствует 10 км природного объекта) и $\tau = 10^{-12}$ (1 мин эксперимента соответствует приблизительно $2 \cdot 10^6$ лет). Тогда масса модели должна быть в 10^{-18} раз меньше, чем у прототипа; прочность, имеющую размерность напряжения, следует уменьшить в 10^{-6} , а вязкость уменьшить в 10^{-18} раз по сравнению с тем же прототипом. В такой модели скорости должны быть в миллион раз больше, чем в исходном объекте¹. Очень высокая вязкость Земли претворится в нашей модели во вполне обычные величины, а прочность должна быть довольно небольшой.

Полученный в результате всех приведенных рассуждений вывод имеет важное значение. Поскольку Земля очень велика, а геологическое время имеет огромную протяженность, экспериментальное изучение поведения Земли следует проводить на моделях

(и материалах) со свойствами, резко отличающимися от земных. И обратно, хотя Земля обладает большой вязкостью и прочностью, ее поведение в геологическом времени таково же, как и у весьма невязкого тела с небольшой прочностью в лабораторном эксперименте. Поведение крупного тела в течение длительного времени невозможно упрощенно сопоставлять с поведением небольших тел при кратковременных экспериментах.

Эту мысль можно пояснить простым примером. Представим себе блок гранита в форме куба со стороной a . Примем плотность гранита ρ . Блок покоится на столе. Вес блока будет $g\rho a^3$. Нормальное давление составит $g\rho a^3/a^2 = g\rho a$. Ясно, что это напряжение можно сделать очень большим, увеличивая размеры куба. Так, например, при $a \approx 10^6$ см его величина будет равна примерно прочности гранита на сжатие. Любой крупный блок начнет разрушаться под действием собственного веса. Вероятно, именно этим обстоятельством объясняется тот факт, что максимальная амплитуда рельефа земной поверхности не превышает 10 км. Рассмотренный пример отражает соотношения между весом, связанным с массой и увеличивающимся пропорционально кубу линейного измерения, и вызываемым этим весом давлением, которое возрастает пропорционально первой степени того же линейного измерения. Таким образом, даже относительно небольшие различия температуры и соответственно очень малые отличия плотности вещества Земли могут обусловить его конвекцию (гл. 11).

Характеристический масштаб времени геологических процессов

Любой физический процесс обычно можно связать с величинами, в размерность которых входит время. Та-

¹ Однако течение должно оставаться ламинарным, поскольку мы пренебрегли силами инерции. Число Рейнольдса в этом случае по существу равно нулю.

кие величины играют роль мерил скорости рассматриваемых процессов. Тем же целям могут служить и величины, обратные времени, такие, как частота. Например, электромагнитное излучение можно характеризовать его периодом T (продолжительность колебания) и его частотой $\nu = 1/T$ (количеством колебаний в единицу времени). Продолжительность человеческой жизни можно охарактеризовать средним возрастом. Этот возраст может служить в качестве характеристического масштаба времени человеческой жизни. Время, необходимое для уменьшения вдвое числа атомов радиоактивных элементов (период полураспада), представляет характеристический масштаб времени процессов радиоактивного распада. Период колебания массы, прикрепленной к пружине, зависящий от ее величины и физических свойств материала, из которого изготовлена пружина, представляет характеристическое время системы масса — пружина. И наоборот, масштаб времени некоторого процесса можно выявить исходя из сути рассматриваемого физического механизма.

Геологам приходится иметь дело с чрезвычайно широкими пределами временных масштабов, грубо — от 10^{-18} до 10^{+18} с. Самый короткий масштаб времени (10^{-18} с) соответствует излучению с длиной волны $\lambda = cT = 3 \cdot 10^{-8}$ см (c — скорость света), приходящемуся на рентгеновскую часть спектра. Такую длину волны имеют лучи, используемые в рентгенометрическом анализе (гл. 2). Само собой очевидно, что получение информации о позициях атомов в кристаллической решетке посредством дифракции рентгеновских лучей возможно лишь в связи с тем, что длина волны этих лучей соизмерима с величиной атомов. Самый длинный масштаб времени (10^{+18} с) грубо соответствует возрасту Солнечной системы или периоду полураспада некоторых

долгоживущих радиоактивных изотопов.

Характеристическое время играет настолько существенную роль в геологии, что нередко геологу или геофизику приходится затрачивать много специальных усилий на выяснение, с каким же временным масштабом он имеет дело в данном случае. Это положение можно проиллюстрировать несколькими примерами. Начнем с кратковременного конца спектра масштабов, в котором принято прибегать к частотам, а не к периодам.

$\nu \approx 10^{+18}$ с $^{-1}$. Рентгеновские лучи; кристаллические решетки (гл. 2).

$\nu \approx 10^{14}$ с $^{-1}$. Эти частоты соответствуют видимой части спектра. Видимый свет используется для диагностики минералов посредством изучения их оптических свойств. Спектры абсорбции минералов в свете теории кристаллического поля позволяют оценить характер химических связей (гл. 2) и скорость теплопередачи посредством излучения (гл. 11).

$\nu \approx 10^{12} - 10^{13}$ с $^{-1}$. Инфракрасные лучи, частоты которых соответствуют колебаниям кристаллической решетки. Они позволяют определять массы атомов, входящих в кристаллические решетки, а также силу межатомных связей, оцениваемую, скажем, по модулю сжатия. Такие колебания решетки играют важную роль в оценке термических свойств вещества в теории твердого состояния (удельная теплоемкость, энтропия, свободная энергия, термическое расширение и т. д.). Близкие частоты проявляются и в теории проводящих свойств твердого вещества (тепло- и электропроводность, диффузия, пластическое течение), а также в химической кинетике (скорости реакций).

$\nu \approx 10^{-2} - 10^1$ с $^{-1}$ ($T = 0,1 - 100$ с). Такие величины частот и периодов типичны для сейсмических волн (гл. 10). В среднем скорость их распространения составляет 5 км·с $^{-1}$, а это соответствует волне длиной

5 км и частотой 1 с^{-1} . Можно полагать, что длины сейсмических волн соизмеримы с линейными размерами их источника (например, величинами смещения по разломам).

Отметим, что существующие представления о распространении сейсмических волн основаны на теории упругости (закон Гука: упругая деформация пропорциональна напряжению). В совершенно упругой среде не может происходить рассеяния энергии; упругие волны в такой среде распространяются без затухания. В действительности в большей части земной коры и мантии наблюдается некоторое затухание сейсмических волн, но в присущем им интервале частот оно невелико, так что использование в этом случае теории упругости вполне оправданно. Как мы увидим далее, большая разница наблюдается при меньших частотах.

$\nu \approx 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ ($T \approx 10^3 \text{ с}$, т. е. до 16 мин). Такие частоты и периоды свойственны свободным колебаниям Земли (гл. 10).

$T \approx 1$ сутки. Периоды порядка 12 и 24 ч характерны для приливов. Деформация твердой Земли под действием приливных сил поддается измерению. Установлено, что фактическая величина такой деформации соответствует ее значению, вычисленному исходя из допущения упругого поведения Земли. Слабые отклонения от идеального упругого поведения приводят, однако, к некоторому рассеянию энергии и замедлению вращения Земли. Пока неясно, проявляется это рассеяние энергии преимущественно в океанах и мелких морях или также и в собственно твердой Земле. С этим вопросом связаны теории прошлой истории системы Земля — Луна.

$T \approx 1$ год. Установлено интересное явление, получившее название вариации широт и обусловленное некоторым покачиванием Земли по отношению к оси ее вращения; земной полюс при этом совершает круговые

движения с радиусом порядка нескольких метров¹. Это смещение полюса (чандлеровское колебание) в общем синхронно с годовым движением Земли и совершается в течение периода в 430 суток.

Установлено, что причины чандлеровского колебания имеют метеорологическую природу. Зимой над континентами северного полушария скапливаются крупные массы холодного плотного воздуха, которые оттекают отсюда летом, когда прогревается Земля. Эти движения масс вызывают смещение оси максимальной инерции, относительно которой тело вращается стабильно (т. е. с минимальной затратой кинетической энергии). Поскольку при рассмотренном явлении не возникает момента кручения, ось вращения Земли остается фиксированной в пространстве, но уже не совпадает со сместившейся осью инерции, которая начинает обращаться вокруг оси вращения. Перемещения оси инерции, похожие на покачивания неуравновешенного колеса, совершаются с годовой периодичностью, поскольку такова же цикличность движения воздушных масс. С другой стороны, предполагают, что чандлеровское колебание имеет характер свободного колебания, поскольку его период определяется механическими свойствами Земли. Для совершенно жесткой и не поддающейся деформации Земли период такого свободного колебания (эйлеровский период) должен был бы соответствовать периоду ее вращения (одни сутки), умноженному на выражение $C/(C - A)$. Отношение $(C - A)/C = 1/305$ выводится в теории фигуры

¹ Поскольку величина, дополнительная к широте (90° минус широта) некоторой точки на земной поверхности, измеряется угловым расстоянием от этой точки до полюса вращения, любое смещение последнего повлечет за собой ее изменение (а также и изменение широты). При этом угловому расстоянию в $0,1''$ в центре Земли будет соответствовать 3 м на ее поверхности.

Земли (гл. 10)¹. C и A здесь соответственно означают наибольший (относительно полярной оси) и наименьший (относительно экваториальной оси) моменты инерции Земли. Удлинение рассматриваемого периода с теоретической величины 305 до фактически наблюдаемой 430 обусловлено деформацией Земли в результате воздействия центробежных сил, которое должно быть непрерывно перпендикулярным к оси вращения, находящейся в движении. Таким образом, отношение 430/305 служит мерой податливости Земли, причем величина этого отношения соответствует упругому поведению нашей планеты. Однако амплитуда чандлеровского колебания оказывается меньшей, чем следовало бы ожидать при совершенно упругом поведении. Вопрос этот рассмотрен здесь относительно детально в связи с тем, что он имеет важное значение для понимания крупных смещений полюсов Земли в прошлом (гл. 12).

$T \approx 10-100$ лет. Установлены два явления, для которых характеристическое время колеблется в пределах от десяти до нескольких сотен лет. Одно из них — неправильные изменения скорости вращения Земли, другое — вековые изменения ее магнитного поля (гл. 10). Временной масштаб последних настолько отличается от характеристического времени любых процессов, протекающих в земной коре и мантии, так что можно уверенно связывать такие вариации магнитности с процессами, осуществляющимися в ядре Земли. В связи с близостью временных масштабов вековых колебаний скорости вращения и магнитного поля Земли для обоих этих явлений, вероятно, следует искать общую причину. Можно предположить, в частности, что она заключается в изменении

направления и интенсивности конвекции в ядре. Такие изменения, обуславливая вариации момента количества движения и соответственно скорости вращения Земли,¹ могут также влиять и на скорость смещения в западном направлении недипольного компонента магнитного поля (гл. 10). В настоящее время эти корреляции еще не достоверны, но они представляются вероятными.

Характеристическое время нарастания упругой деформации перед крупными землетрясениями составляет несколько десятилетий.

$T \approx 10^3-10^4$ лет. К этому интервалу времени относятся период полураспада ^{14}C , наиболее длиннопериодные компоненты вековых вариаций магнитного поля, а также изостатический подъем континентов после исчезновения ледника. Так, в результате таяния последнего плейстоценового ледникового покрова в прошлые несколько тысяч лет происходил подъем Скандинавии. Весьма интересно, что события этого типа следует рассматривать, скорее исходя из теории течения (гидродинамики), чем из теории упругости. Ниже этот вопрос будет рассмотрен детальнее.

Тот же интервал времени (10^3-10^4 лет) необходим для накопления слоя глубоководных осадков толщиной 1 см и представляет характеристическое время затухания электрических токов и магнитных полей в ядре Земли (гл. 10). Следовательно, это же время определяет и среднюю скорость возникновения магнитного поля и восстановления его полярности.

$T \approx 10^5$ лет. Приблизительно за несколько сотен тысяч лет происходит охлаждение небольшого интрузива, осуществляется весь цикл деятельности вулкана или оледенения.

$T \approx 10^6-10^7$ лет. Видимо, такого порядка должны быть периоды деятельности крупных вулканических центров (например, Гавайских остро-

¹ Полный вывод этого положения см., например, в книге *Berkeley, Physics course*, 1, N.Y., McGraw-Hill, 1962.

вов) или накопления мощных толщ плато-базальтов. В горах Сьерра-Невады в Калифорнии внедрение гранитных плутонов также осуществлялось с интервалом около 10^6 лет. Крупные эпизоды складчатости, возможно, охватывают периоды не менее 10^7 лет. За период времени порядка 10^6 лет произошла столь значительная эволюция юрских аммонитов, что это позволило выделить четкие биостратиграфические зоны (62 зоны, выделенные Оппелем в юре, в целом обнимают период около 50 млн. лет).

Геологическая картина при таком значительном временном масштабе становится довольно неясной, так что возникают затруднения в точном определении начала и конца наиболее продолжительных событий.

$T \approx 10^8$ лет. Для переноса тепла посредством теплопроводности горных пород на расстояние 100 км при относительно низких температурах необходимо около 10^8 лет (гл. 11). Примерно такой же интервал времени занимает развитие и заполнение геосинклинали; несколько меньше период вулканической деятельности в этой провинции. Хотя эпизоды интенсивной складчатости обычно не столь продолжительны, орогенная деформация в целом, включая подъем, глыбообразование и т. д., может продолжаться в течение 10^8 лет или около этого. За период 10^8 лет горизонтальные движения со скоростью 1 см/год приводят к смещениям на расстояния до 1000 км.

$T \approx 10^9$ лет. Эта цифра представляет уже характеристический временной масштаб эволюции Земли в целом, например общего ее охлаждения. Такой же порядок имеют периоды полураспада наиболее важных радиоактивных элементов. Поскольку радиогенное тепло вносит существенный вклад в энергию, движущую геологическими процессами, можно высказать несколько самоуверенную догадку, что через 10^{10} лет от наших

дней Земля начнет превращаться в мертвое тело и большинство геологических процессов прекратится. Может оказаться, что такое же время понадобится геологам, чтобы они, наконец, по-настоящему разобрались в этих процессах.

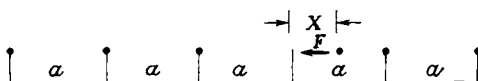
Характеристическое время (и скорость), обусловленное физическими размерами системы

Какую информацию дает характеристическое время или скорость о природе самого процесса? Несомненно, между ними должна существовать взаимозависимость. Очевидно, существуют определенные причины, обуславливающие тот факт, что характеристические частоты колебаний кристаллической решетки составляют 10^{12} — 10^{13} с $^{-1}$, тогда как колебания Земли в целом осуществляются с периодичностью порядка 10^{-3} с $^{-1}$. Как мы увидим далее, эти соотношения зависят от физических размеров систем и физических законов, определяющих сам процесс.

Начнем с колебаний решетки. Представим для упрощения проблемы одномерную решетку, состоящую из атомов равной массы m , удаленных друг от друга на равные расстояния a . Если некоторый атом сместится на расстояние x (фиг. 4-19) из своего равновесного положения, то силы взаимного отталкивания электронов этого и прилегающего атома будут стремиться возвратить его в прежнюю позицию, вправо. Допустим, что эта сила F пропорциональна смещению x , тогда

$$F = -bx,$$

где b — «постоянная силы»; знак минус в данном случае означает, что



ФИГ. 4-19. Частица, смещенная из своего равновесного положения в линейной решетке.

сила направлена в сторону, противоположную той, в которую произошло смещение атома. Движение смещенного атома характеризуется уравнением

$$m \frac{d^2 x}{dt^2} = -bx,$$

при решении которого получаем

$$x = A \sin \omega t,$$

где

$$\omega^2 = \frac{b}{m}. \quad (4-10)$$

Это решение означает, что рассматриваемая частица будет колебаться с круговой частотой $\omega = (b/m)^{1/2}$ или частотой $\nu = \omega/2\pi$ и периодом $T = 1/\nu = 2\pi/\omega$.

Для того чтобы найти величину ω , рассмотрим вначале b , постоянную силы, видимо, связанную каким-то образом с несжимаемостью K твердого вещества, которая также служит мерой взаимного отталкивания атомов. Размерность b — сила/длина, т. е. MT^{-2} , размерность K — сила/площадь, т. е. $ML^{-1}T^{-2}$. Следовательно, b равна K , помноженной на длину, которая должна отражать некоторое свойство данного кристалла. Естественно в этом случае избрать в качестве меры длины межатомное расстояние кристаллической решетки a . Итак, примем $b = Ka$. Для алмаза имеем: $a = 0,8 \cdot 10^{-8}$ см, $K = 5,5 \cdot 10^{12}$ г/см⁻¹ с⁻², $b = 4,4 \cdot 10^4$ г/с⁻², m (масса атома углерода) составляет $2 \cdot 10^{-23}$ г. Используя эти величины, получаем $\omega = (b/m)^{1/2} = 4,4 \cdot 10^{13}$ с⁻¹. Порядок величины такого ответа достоверен. Излишне говорить, что подобного рода вычисления для реальных трехмерных кристаллических решеток, состоящих из N взаимодействующих атомов, будут гораздо сложнее. В этом случае в трех измерениях возможны вариации совокупности N атомов, которые могут быть охарактеризованы наложением $3N$ нормальных колебаний различных частот, изменяющихся от нуля до некоторого максимума ν_m , определяю-

щегося упругими константами (например, модулем сжатия) кристалла и кристаллической решетки. Эти нормальные колебания по существу представляют упругие волны различной длины, проходящие в разных направлениях сквозь кристалл. Энергия таких волн, которая при синусоидальных колебаниях пропорциональна квадрату амплитуды волны, соответствует теплосодержанию кристалла, а следовательно, их амплитуда становится равной нулю лишь при $T = 0^\circ\text{K}$. Как уже отмечалось, можно вывести все термодинамические свойства твердого вещества, зная, каким образом $3N$ нормальных колебаний распределяются по частотам, т. е. какое их количество приходится на каждый интервал от ν до $\nu + d\nu$ в пределах всех значений ν от нуля до ν_{max} . Такие расчеты для реальных кристаллов со сложной структурой весьма затруднительны, однако некоторые приближенные вычисления, например в теории удельной теплоемкости Дебая, обычно хорошо согласуются с прямыми экспериментальными определениями.

Расчеты должны производиться, как и для всех атомных систем, с использованием квантовой механики. Приведенное выше уравнение (4-10), основанное на классической динамике, не имеет строгого характера. Тем не менее оно все-таки подводит нас к другому пути оценки характеристических частот в рамках теории твердого состояния. Если же прибегать к квантовой механике, то придется использовать постоянную Планка $h = 6,62 \cdot 10^{-27}$ эрг·с. С другой стороны, произведение постоянной Больцмана $k = 1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град на абсолютную температуру T имеет размерность энергии и по существу может служить превосходной единицей измерения кинетической или потенциальной энергии теплового движения. Так, в мономономном идеальном газе каждый атом обладает kT единицами трансляционной кинема-

тической энергии на степень свободы. Размерность отношения kT/h , равно- го при комнатной температуре $6 \cdot 10^{12}$, такая же, как и у частоты (с^{-1}). Поэтому нет ничего неожидан- ного в том, что такая характеристич- еская частота фигурирует в описа- нии всех атомных процессов, в кото- рых термическая энергия атомов играет ту или иную роль, — при оценке скоростей химических реак- ций, скоростей диффузии и т. д.

Рассмотрим теперь колебания Земли в целом как относительно частный случай крутильных колебаний, ана- логичных показанным на фиг. 10-26. Путем простого расчета получаем круговую частоту, используя для этого уравнение (4-10) и считая, что b связано в нем с упругой константой, в данном случае с модулем сдвига μ . В качестве параметра длины выбира- ем величину порядка периметра Зе- мли, скажем $4 \cdot 10^9$ см, а для m принимаем массу земной коры и ма- нтии приблизительно $4,5 \cdot 10^{27}$ г (яд- ро, не обладающее жесткостью, в дан- ном случае не играет никакой роли). Приняв среднюю величину модуля сдвига мантии порядка $1,5 \cdot 10^{12}$ дин/ см^2 находим $\omega = 1,15 \cdot 10^{-3}$ и $T = 2\pi/\omega = 5,5 \cdot 10^3$ с = 90 мин, что пример- но вдвое превышает период наиболь- шего наблюдаемого колебания ос- новного крутильного фона (43 мин). Такое расхождение не следует счита- ть неожиданным, поскольку наша модель не была вполне строгой с геометрической точки зрения и за- конь теории упругости использова- лись в ней приближенно (напряжение пропорционально упругой деформа- ции), поскольку мы допустили, что сила пропорциональна смещению. Тем не менее этот расчет совместно с предыдущим рассмотренным случа- ем иллюстрирует зависимость харак- теристического времени от физиче- ских размеров системы. Аналогич- ный пример приводится в связи с обсуждением магнитного поля Зе- мли в гл. 10.

Характеристическое время, обусловленное физическими законами

Совершенно очевидно, что характе- ристическое время должно также отражать природу действующих сил.

Рассмотрим, например, свободное па- дение (из состояния покоя) в пустоте сферического тела радиусом r , име- ющего плотность ρ_1 . Через время t этот шар опустится на расстояние $h = gt^2/2$, так что средняя скорость его падения составит $\bar{v} = h/t = gt/2$; она, как можно видеть, не зависит от массы или размеров тела. И обрат- но, время падения t на расстояние h будет $t_h = (2h/g)^{1/2}$.

Рассмотрим падение того же шара в жидкости плотностью ρ_2 и вязко- стью η . В этом случае движение тела контролируется гравитационными и вязкими силами. Скорость v опре- деляется законом Стокса:

$$v = \frac{2}{9} r^2 \frac{(\rho_1 - \rho_2) g}{\eta},$$

а время t_h , необходимое для падения на расстояние h , будет $t_h = h/v$. Несомненно, величины времени в двух рассмотренных случаях будут совершенно различны. Определение t_h позволит нам судить, насколько важную роль играли вязкие силы во втором случае; даже точнее, это время предоставит нам информацию о вязкости флюида.

Выводы, вытекающие из скорости деформации. Как уже упоминалось, геофизические наблюдения большин- ства проявлений деформации с харак- теристическим временем примерно не более года (распространение сейс- мических волн, земные приливы, чандлеровское колебание) поддаются приближенной интерпретации при допущении упругого поведения Зе- мли, тогда как к явлениям с больши- ми временными масштабами такое допущение уже неприменимо. Так, скорости подъема Скандинавии и рай-

она озера Бонвиль, рассматриваемые как следствие снятия нагрузки (соответственно таяния ледникового покрова и осушения озера), можно использовать для определения вязкости мантии, расположенной ниже. Рассмотрим этот вопрос глубже и обратим особое внимание на значение характеристического времени ($\sim 10^3$ лет), при котором упругое поведение явно сменяется вязким. В общем виде вязкость η можно определить как отношение напряжения σ к соответствующей ему скорости деформации, а именно

$$\sigma = \eta \frac{de}{dt}.$$

Упругие константы (например, жесткость или модуль сдвига μ) определяются как отношение напряжения к соответствующей ему деформации:

$$\sigma = \mu e.$$

Таким образом, можно видеть, что размерность вязкости — это жесткость на время:

$$\eta \approx \mu t_0,$$

где t_0 называется временем релаксации по следующим соображениям. Представим тело, сочетающее упругое и вязкое поведение, так что его деформация будет суммарным эффектом упругого и вязкого компонентов:

$$e = e_{\text{упр}} + e_{\text{вязк}}.$$

В любом эксперименте, в котором поддерживается постоянная деформация, $de/dt = 0$ и

$$\frac{de}{dt} = 0 = \frac{1}{\mu} \frac{d\sigma}{dt} + \frac{\sigma}{\eta}.$$

В результате интегрирования этого выражения получаем

$$\sigma = \sigma_0 e^{-t/t_0}, \quad (4-11)$$

где $t_0 = \eta/\mu$. Уравнение (4-11) показывает, что начальное напряжение σ_0 в течение характеристического времени t_0 будет затухать, т. е. уменьшится до $1/e$ от своей исходной величины за время $t = t_0$. Материалы, проявляющие это свойство, называются твердым телом Максвелла. В таких материалах вязкая дефор-

мация начинает преобладать над упругой спустя время t , так что

$$\frac{\sigma}{\eta} t \geq \frac{\sigma}{\mu},$$

или

$$t \geq t_0.$$

Таким образом, t_0 может служить мерой характеристического времени, при котором вязкое поведение начинает преобладать над упругим.

Примем $t_0 \approx 10^3$ лет $= 3 \cdot 10^{10}$ с, а $\mu = 4 \cdot 10^{11}$ дин/см², что предположительно соответствует жесткости верхней мантии. Тогда соответственно вязкость верхней мантии будет

$$\begin{aligned} \eta &= 4 \cdot 10^{11} \cdot 3 \cdot 10^{10} = \\ &= 1,2 \cdot 10^{22} \text{ г(с} \cdot \text{см)}. \end{aligned}$$

Эта величина имеет такой же порядок, как и величина вязкости, вычисленная по наблюдающейся скорости подъема, хотя верхняя мантия, возможно, ведет себя не совсем так, как тело Максвелла.

Продвинемся теперь на следующую ступеньку и зададимся вопросом: можно ли с только что выявленной величиной вязкости связывать наблюдающиеся и предполагаемые скорости горизонтального смещения в несколько сантиметров в год, упомянутые в гл. 1?

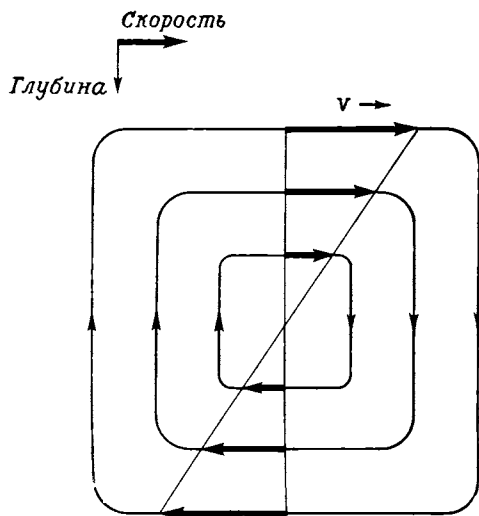
Вязкость, которую мы определили ранее как отношение напряжения к скорости соответствующей ему деформации, можно также определить и как отношение напряжения к градиенту скорости¹, например

$$\sigma_{xz} = \eta \frac{\partial v_x}{\partial z}.$$

¹ Эквивалентность скорости деформации градиенту скорости легко показать на ее компоненте e_x , определяемой выражением $e_x = \partial u / \partial x$, где u представляет смещение по x :

$$\frac{\partial e_x}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right) = \frac{\partial v_x}{\partial x}.$$

Доказательство существования сколовых компонентов деформации более длинное и поэтому здесь не приводится.



Фиг. 4-20. Гипотетическое распределение скоростей в конвекционной ячейке.

Представим теперь конвекционную ячейку (фиг. 4-20), поверхность которой движется с горизонтальной скоростью $v_x = 10^{-7}$ см/с. Предположим, что скорость линейно уменьшается с глубиной, падая до нуля, скажем, на глубине 400 км, а ниже приобретает противоположный знак. Тогда

$$\frac{\partial v_x}{\partial z} = 25 \cdot 10^{-16} \text{ с}^{-1}.$$

Для $\eta = 10^{22}$ г/(с·см)

$$\sigma = 25 \cdot 10^6 \text{ г/(с}^2 \cdot \text{см)} = 25 \text{ бар.}$$

Полученная величина не кажется невероятной. Величина 25 бар соответствует нагрузке (gph) слоя пород плотностью $\rho = 3$ г/см³, мощностью $h = 85$ м. Гравитационное притяжение этого слоя ($2\pi G\rho h$) составляет лишь 10 мгал. Из этого мы заключаем, что неравномерность распределения масс или плотностей, вызывающая лишь слабые возмущения в гравитационном поле, может тем не менее привести к появлению напряжений, способных обусловить течение среды вязкостью $\eta = 10^{22}$ со

скоростью нескольких сантиметров в год. Таким образом, наблюдающиеся скорость вязкого течения и его характеристическое время вполне соответствуют друг другу по порядку величин. Гидродинамическая проблема точного определения распределения скоростей при неравномерности плотностей, конечно, значительно сложнее и рассматриваться здесь не будет.

Скорости подъема и эрозии. Мы уже отмечали, что в ряде мест наблюдался вертикальный подъем со скоростью около 1 см/год. С другой стороны, скорость эрозии значительно меньше, обычно порядка нескольких сантиметров в тысячу лет. Эти соотношения означают, что эрозия не может прекратить подъем суши, и последний должен останавливаться сам по себе. В какие же сроки это происходит? Поскольку превышения более 10 км не проявляются, можно предположить, что подъем с равномерной скоростью не должен был продолжаться более 10^6 лет. Таким образом, с геологической точки зрения подъем имеет короткий временной масштаб, значительно меньший, чем геосинклинальное прогибание, продолжительность которого могла достигать 10^8 лет. В связи с такими различиями временных масштабов можно предположить, что эти два феномена имеют существенно разную природу, во всяком случае по скорости их проявления.

Если принять, что величина средних превышений суши не изменялась в течение геологического времени больше, чем в два или три раза, то из сопоставления скоростей процессов можно прийти к выводу, что площадь блоков, претерпевавших подъем, в среднем была гораздо меньше, не менее чем в 100 раз, по сравнению с площадью регионов, одновременно подвергавшихся денудации. Таким образом, в любое данное время подъем был ограничен пределами относительно небольшой

части земной поверхности, в значительной мере так же, как и вулканическая деятельность.

Периодичность геологических явлений

Допустим, что мы имеем некоторый «исторический» кадастр, т. е. сводку событий во времени. Такая сводка может, например, представлять собой перечень землетрясений или вулканических извержений с указанием времени их проявления, или серию наблюдений над положением полюсов вращения в различное время, или описание чередующихся во времени тепло- и холодноводных фаунистических комплексов в глубоководных осадках, или, наконец, регистрацию последовательности эпизодов диастрофизма. Любая подобная последовательность событий, называемая геофизической временной серией, может анализироваться несколькими способами. Можно стремиться выявить некоторый средний показатель (например, количество землетрясений в год), или стараться установить какие-либо тенденции (например, уменьшение или увеличение числа землетрясений во времени), или, наконец, выяснять периодичность событий (с постоянными ли интервалами происходят землетрясения в одном месте?) и случайность их проявления. Целью такого анализа может быть предсказание будущего (когда произойдет следующее землетрясение?), но чаще средние показатели, тенденции и периодичность используются для получения информации о природе самого процесса. Если, например, в результате такого «гармонического» анализа мы установили, что фактическая периодичность некоторых особенностей приливов соответствует вычисленной, исходя из гравитационной теории, на основании относительных движений Земли, Солнца и Луны, вряд ли останется место для сомнений в том, что прили-

вы обусловлены гравитационным притяжением Солнца и Луны. Аналогичным образом было установлено два одновременно осуществляющихся движения земных полюсов, одно из которых имеет периодичность в один год (и, следовательно, предположительно связано с метеорологическими явлениями), тогда как период другого составляет 430 суток, причем увеличение интервала времени в последнем случае увязывается с вязкой податливостью Земли.

Ряд Фурье. Рассмотрим функцию $y = f(t)$ в пределах интервала от $t = 0$ до $t = 2\pi$. (Если эту функцию определять в интервале от 0 до T , получим новую переменную $t' = 2\pi t/T$, изменяющуюся по величине от 0 до 2π , в то время как t меняется от 0 до T ; этой переменной можно заменять t в приводимых ниже выкладках.) Если функция $f(t)$ удовлетворяет нескольким не очень строгим условиям¹, то в соответствии с теоремой Фурье ее можно раскрыть в бесконечный ряд вида

$$y = f(t) = a_0 + a_1 \cos t + b_1 \sin t + \dots + a_n \cos nt + b_n \sin nt + \dots,$$

где

$$a_0 = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} f(t) dt$$

представляет среднюю величину $f(t)$ в рассмотренном интервале, а

$$a_n = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(t) \cos nt dt,$$

$$b_n = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(t) \sin nt dt.$$

¹ Она должна иметь непрерывную первую производную и, самое главное, конечное число максимумов и минимумов в интервале от 0 до 2π .

Эту функцию можно раскрыть и иначе:

$$y = f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} c_n \sin(nt + \varepsilon_n),$$

где c_n и ε_n — соответственно амплитуда и фаза «гармонической» составляющей $f(t)$ в момент nt .

Легко показать, что

$$c_n = (a_n^2 + b_n^2)^{1/2} \quad \text{и} \quad \varepsilon_n = \operatorname{tg}^{-1}(a_n/b_n).$$

В деталях функция $f(t)$ неизвестна. Вместо непрерывной регистрации y мы можем определить лишь конечное число значений y через правильные интервалы времени. Предположим, что осуществлялась некоторая нециклическая последовательность событий, так что $y_0 = y_r$. Можно показать, что

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{1}{r} \sum_{i=1}^r y_i, \\ a_n &= \frac{2}{r} \sum_{i=1}^r y_i \cos nt_i, \\ b_n &= \frac{2}{r} \sum_{i=1}^r y_i \sin nt_i, \end{aligned}$$

где $t_i = 2\pi i/r$ ($i = 0, 1, \dots, r$). Таким образом, по наблюдаемым значениям y_i можно вычислить амплитуды c_n и фазы ε_n . Можно показать, что если время серии y_i в интервале около nt имеет скрытую периодичность, то c_n будет близка к другим амплитудам.

Случайные события. Распределение Пуассона. У совершенно случайных событий полностью отсутствует периодичность. Нет, например, никакой правильности в падении на лицевую и обратную сторону монеты при неоднократном ее метании. Удобный способ проверки случайного характера геологических событий заключается в сопоставлении количества их проявлений в единицу времени (например, числа землетрясений в год) с тем же количеством,

предсказанным по функции распределения Пуассона. Распределение Пуассона, которое в особенности приложимо к редким событиям, т. е. проявляющимся с малой вероятностью, гласит, что если вероятность проявления одного события в интервале времени δt составляет $m\delta t$, то вероятность n событий во время δt будет

$$P(n, \delta t) = \frac{(m\delta t)^n e^{-m\delta t}}{n!}.$$

Так, если среднее количество извержений одного конкретного вулкана в год равно 1 ($m = 1$), то вероятность трех извержений в течение одного года будет

$$P(3, 1) = \frac{1^3 e^{-1}}{3!} = 0,0613,$$

а вероятность полного отсутствия извержений в течение того же года составит

$$P(0, 1) = \frac{1}{e} = 0,3679.$$

Таким образом, $0! = 1$. Вероятность отсутствия извержений в два последующих года будет

$$P(0, 2) = \frac{1}{e^2} = 0,135.$$

При ином подходе вероятность $F(t)$ того, что интервал между двумя событиями будет продолжительностью t или короче, составляет

$$F(t) = 1 - e^{-nt}.$$

Распределение Пуассона приложимо лишь к совершенно независимым событиям в том смысле, что проявление одного из них не должно никоим образом влиять на вероятность следующего события. Как показал Викман при рассмотрении деятельности нескольких вулканов, последовательность вулканических извержений явно подчиняется распределению Пуассона, так что их вероятность в данном году или месяце оказывается независимой от извержений, происшедших в прошлые годы или месяцы.

Все попытки установить периодичность проявления землетрясений потерпели неудачу. Вероятно, они относятся к числу некоррелируемых событий, более или менее следующих распределению Пуассона. Трудности интерпретации землетрясений обусловлены двумя причинами. Первая из них заключается в проявлении вслед за главным толчком целого ряда относительно слабых толчков. Вторая причина заключается в неопределенности географического распределения землетрясений. Поскольку землетрясение не обязательно повторяется точно в одном и том же месте, то случайность их проявления в пространстве может одновременно содержать и случайность проявления во времени. При современном уровне знаний, вероятно, возможно предсказать общее количество землетрясений данной величины, которые должны проявиться в пределах всей Земли в некоторый данный период времени. Однако пока еще нельзя предсказать, когда в конкретном участке произойдет следующее землетрясение.

Спектры «мощности». В геологических и геофизических процессах обычно одновременно проявляется большое количество независимых переменных. Как правило, с увеличением числа переменных, определяющих некоторые явления, последние становятся труднее предсказать, а данные по последовательности их проявления приобретают запутанный характер. Результаты наблюдений обычно также осложнены воздействием на исследуемые явления посторонних факторов более или менее случайного характера. Например, наблюдающаяся высота прилива может частично зависеть от направления ветра в момент наблюдения. Среднегодовую температуру в некоторой точке на поверхности Земли и ее вариации во времени приходится оценивать по данным, которые зависят от суточных и сезонных изменений, а также

от колебаний температуры, определяющихся случайными изменениями погоды. Таким образом, многие геологические и геофизические временные серии, отражающие последовательность наблюдений во времени, осложняются некоторым «шумом», проявляющимся в неправильных или случайных колебаниях по амплитуде и фазе. Анализ Фурье недостаточно учитывает особенности таких случаев, для оценки которых, вероятно, необходимы более совершенные методики статистического характера.

Кривые регистрации некоторого явления, осложненного случайными компонентами или «шумами», при их наращивании будут иметь несколько иной облик, поскольку на них могут появляться пики различной высоты, случайно распределенные во времени. Представим теперь, что кривая, отражающая поведение переменной $x(t)$, разделена на отрезки равной длины T . Каждый из таких отрезков может быть проанализирован в отдельности с определением амплитуды всех его компонентов ряда Фурье (a_n, b_n). Коэффициенты, полученные для отдельных отрезков кривой, будут различны, и их значение можно оценить статистическими методами. В результате такого анализа выявляются общие особенности отдельных отрезков.

Для того чтобы облегчить рассмотрение интересующих нас функций, сделаем некоторые допущения. Допустим, что среднее значение переменной $\langle x(t) \rangle$ по времени равно 0 и что этот ряд имеет «стационарный характер», т. е., иными словами, его статистические свойства (среднее значение, дисперсия) не изменяются во времени. Рассмотрим один из отрезков записи ряда Фурье:

$$x(t) = \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos 2\pi f_n t + b_n \sin 2\pi f_n t),$$

где $f_n = n/T$, как это принято обычно. Допустим, что P_n определяется

как квадрат n -го компонента:

$$P_n = (a_n \cos 2\pi f_n t + b_n \sin 2\pi f_n t)^2.$$

Среднее значение P_n по времени, указываемое в скобках типа $\langle \rangle$, будет

$$\langle P_n \rangle = \frac{a_n^2 + b_n^2}{2},$$

поскольку

$$\langle \cos^2 2\pi f_n t \rangle = \langle \sin^2 2\pi f_n t \rangle = \frac{1}{2},$$

$$\langle \cos 2\pi f_n t \sin 2\pi f_n t \rangle = 0.$$

Теперь нам необходимо найти общие особенности всех отрезков записи функции. Для этого определяем среднюю величину $\langle \bar{P}_n \rangle$ для всех отрезков записи и записываем ее в форме $\langle \bar{P}_n \rangle$. «Спектр мощности», или «спектральная плотность», G_f в интервале частоты Δf_n от f_n до f_{n+1} тогда определится выражением¹

$$G(f) \Delta f_n = \langle \bar{P}_n \rangle.$$

Нетрудно показать, что сумма $\langle \bar{P}_n \rangle$ для всех значений n представляет просто среднее квадратичное $x(t)$, так что

$$\begin{aligned} \bar{x}^2(t) &= \sum_n \langle \bar{P}_n \rangle = \\ &= \sum_n G(f) \Delta f_n = \int_0^\infty G(f) df. \end{aligned}$$

Из этого выражения следует, что G имеет размерность переменной x в квадрате, деленную на частоту или умноженную на время. Из определения G очевидно, что $G(f)$ при некотором конкретном значении частоты f_m будет увеличиваться пропорционально средней величине $\langle \bar{P}_m \rangle$.

Этим в свою очередь подразумеваются большие значения амплитуд a_m и b_m во всех или большей части отрезков записи. При подобных соот-

ношениях f_m будет значимой частотой.

В деталях вычисление спектральной плотности производится довольно сложно, и здесь оно не приводится. $G(f)$ тесно связано с другой функцией $C(\tau)$, называемой автокорреляционной, или функцией автоковариации, которая также помогает оценить самосогласованность некоторой записи событий. Предположим, что мы сопоставляем записи $x(t)$ и $x(t + \tau)$, из которых вторая получена простым смещением начала времени на величину τ , и получаем затем произведение этих функций. Среднее значение по времени такого произведения и будет функцией $C(\tau)$:

$$C(\tau) = \langle x(t) x(t + \tau) \rangle.$$

Для каждого избранного значения τ величина $C(\tau)$ будет различной. Максимальное ее значение соответствует

$$C(0) = \langle x^2(t) \rangle.$$

Если эта функция выражается синусоидальной кривой с периодом T_n , то она должна точно воспроизводиться при смещении на T_n и вновь достигать максимума, т. е.

$$C(T_n) = C(0).$$

Величины τ , при которых автокорреляционная функция достигает максимума, должны находиться в некоторой связи с важнейшими частотами записи. Можно показать, что $G(f)$ выводится непосредственно из $C(\tau)$.

$$G(f) = 4 \int_0^\infty C(\tau) \cos 2\pi f_n \tau d\tau.$$

Геологические приложения. Периодичность оледенений. В гл. 1 уже упоминались чередовавшиеся в последние 3 млн. лет ледниковые и межледниковые фазы, которые совместно образуют ледниковый период. При оледенении, по крайней мере в северном полушарии, на кон-

¹ $\Delta f_n = f_{n+1} - f_n = \frac{n+1}{T} - \frac{n}{T} = \frac{1}{T}.$

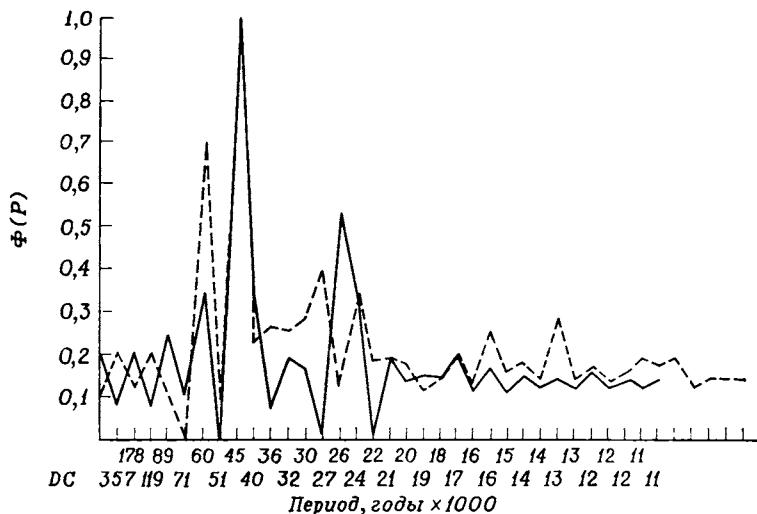
тинентах возникает огромный ледниковый покров, подобный существующему в настоящее время в Гренландии и Антарктиде. Для накопления таких ледниковых покровов прежде всего необходимо, чтобы выпадение снега зимой преобладало над его таянием в течение лета. Следовательно, образованию ледников способствуют обильное осаждевание осадков зимой и относительно холодные летние периоды. Поскольку температура Земли и атмосферы определяется солнечной радиацией (гл. 11), любой астрономический эффект, понижающий температуру летом, может содействовать наступлению оледенения, даже если он обуславливает наряду с этим несколько более теплые зимы. Существует несколько таких эффектов, связанных с динамикой системы Земля — Солнце — Луна и особенно с возмущениями движения Земли, обусловленными ее несферической формой.

Существование сезонов года связано с тем, что ось вращения Земли ориентирована неперпендикулярно плоскости земной орбиты (эклиптики). В настоящее время этот наклон составляет $23,5^\circ$; такую же величину имеет угол между плоскостью земного экватора и эклипкой. Неравное гравитационное притяжение Солнца и Луны с двух сторон экваториальной выпуклости (к Солнцу и от него) приводит к возникновению скручивающего усилия, которое привело бы к исчезновению наклона земной оси, если бы его приложить к невращающейся Земле. Однако гироскопический эффект приводит к тому, что ось вращения нашей планеты описывает в пространстве конус относительно нормали к плоскости эклиптики. Это обуславливает постепенное смещение во времени равноденствий, т. е. моментов смены зимы весной и лета осенью. Такой астрономический эффект называется прецессией равноденствия. Кроме того, совместные воздействия Солнца и Луны

вызывают слабые периодические изменения в величине самого наклона земной оси. При увеличении этого наклона сезонные различия становятся более заметными. И наконец, колебания эксцентricности или эллиптичности земной орбиты влияют как на общее количество поступающей на Землю солнечной радиации (в связи с изменением расстояния между Солнцем и Землей), так и на продолжительность сезонов года. Перечисленные астрономические явления имеют различные периоды. Полный цикл изменения эксцентricности совершается за 92 тыс. лет. Периодичность прецессий равноденствия составляет 26 тыс. лет, тогда как цикличность вариаций наклона земной оси равна 40 тыс. лет.

Расчет вероятных вариаций интенсивности солнечной радиации в некоторой точке Земли, обусловленных перечисленными выше периодическими астрономическими процессами, представляет довольно трудную задачу. Эта проблема изучалась Миланковичем, а позднее ван Верком. Кривые изменения солнечной радиации суммарно отражают эффекты нескольких перечисленных астрономических движений в их сложном взаимодействии. Для того чтобы перейти от таких кривых солнечной радиации к действительным изменениям температуры на поверхности Земли или океана, приходится решать другую, еще более сложную задачу, поскольку температура зависит не только от солнечной радиации в данной точке, но также и от общего характера и интенсивности циркуляции атмосферы и океана, которые определяются бесчисленными факторами, зависящими от локальных климатов.

Изменение температуры в океанах за последние несколько миллионов лет зафиксировано глубоководными осадками. Известно, что изотопное отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в раковинах различных организмов (например, пела-



ФИГ. 4-21. Сопоставление спектров интенсивности солнечной радиации (сплошная линия) у 65° с. ш. за последние 360 тыс. лет и вариаций отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в колонке осадков (пунктирная линия) длиной 1430 см (P 6304-9) (Kemp W. C., Eger D. T., J. Geophys. Res., 72, 1967).

гических фораминифер) зависит от температуры воды в период развития этих организмов. Для оценки вариаций температуры воды можно также прибегать к данным об относительной распространенности в конкретных слоях осадков видов фораминифер с различной теплолюбивостью. Кривые распределения таких форм в зависимости от глубины в колонках осадков можно рассматривать как спектры мощности и подвергать анализу Фурье. В качестве переменной предпочтительнее использовать глубину, а не время. Приняв некоторую постоянную скорость седиментации, можно сопоставлять спектры мощности, построенные по распределению организмов, с кривыми вариаций солнечной радиации. На фиг. 4-21 сопоставляются результаты подобных расчетов для колонки глубоководного осадка из центральной части Карибского моря. При этом сделано допущение, что длина колонки (1430 см) соответствует 360 тыс. лет, т. е. что скорость седиментации составляла приблизительно $4 \cdot 10^{-3}$ см/год. Если интервал

времени определен в данном случае правильно и если подобное же распределение обнаружится в других колонках, можно будет прийти к выводу, что изменения температуры, зафиксированные в осадках, действительно связаны с вариациями движений Земли.

Однако нельзя считать, что рассмотренные выше изменения температуры непосредственно обусловлены такими колебаниями климата, как ледниковые периоды. Несомненно, рассмотренные движения Земли должны были осуществляться в течение гораздо большего периода, чем последние несколько миллионов лет. Таким образом, наступление плейстоценового ледникового периода было обусловлено какими-то еще дополнительными причинами. В числе таких причин уже рассматривались независимые от движения Земли изменения интенсивности солнечной радиации, изменения среднего превышения суши, локальные вариации климата, обусловленные блужданием полюса Земли, и т. д. Следует отметить, что изотопное отношение

$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в окаменелостях, по-видимому, свидетельствует о непрерывном понижении температуры океана начиная с мелового времени. В связи с этим можно предполагать, что изменения климата разного направления, сопровождающиеся сменой оледенения и межледниковых периодов, вероятно, все-таки контролировались преимущественно движениями самой Земли.

Периодичность проявления орогений.

В Западной Европе нижнедевонские отложения отделены от подстилающих их силурийских пород крупным несогласием. Другое крупное несогласие отделяет пермские отложения от средне- и позднекарбоновых.

В Южной Европе значительная деформация проявлялась в течение всего кайнозоя. Таким образом, в фанерозойское время здесь проявились три крупные орогении: каледонская (около 500—400 млн. лет назад), герцинская (известная также под названием варисской, хотя первый термин относится преимущественно к Западной, а второй — к Центральной Европе), проявившаяся примерно 300 млн. лет назад, и альпийская, максимум которой приходится на период от верхнего олигоцена до раннего миоцена (около 30 млн. лет назад).

Фазы орогений, которые установлены в Европе, представляют собой хорошо изученные события относительно небольшой продолжительности¹, проявившиеся во времени без видимой закономерности. Их многократность привела к представлению о том, что орогеническая деформация может быть периодическим явлением. Штилле полагал, что орогении одновременно проявляются во многих

частях мира, и рассматривал их как планетарные события. Для их характеристики он использовал такое выражение, как «пульс» Земли.

Установить периодичность проявления орогений в лучшем случае необычайно трудно, а практически, видимо, невозможно. Прежде всего, чтобы установить с определенной степенью уверенности период орогении T , необходимо иметь детальную запись для гораздо более продолжительного времени, чем T . Эта запись, следовательно, должна охватывать докембрий, составляющий главную часть истории Земли. Однако, как известно, во многих отношениях докембрий остается недостаточно изученным, и, в частности, точное датирование орогении докембрия все еще представляет в настоящее время очень трудную проблему. Радиометрические определения абсолютного возраста относятся ко времени кристаллизации или перекристаллизации минералов и горных пород и далеко не во всех случаях характеризуют момент их деформации. В немногих хорошо изученных случаях установлено, что деформация явно сопровождается магматической деятельностью (особенно внедрением гранитов) и метаморфизмом. Таким образом, по гранитоидам, вероятно, можно приблизительно определять возраст деформации. Следует, однако, тут же заметить, что возраст пегматитов не обязательно соответствует моменту максимума орогении. В принципе датирование орогении производится посредством сопоставления возраста наиболее молодой осадочной толщи, подвергшейся деформации, и наиболее древних осадков, несогласно залегающих на деформированных толщах. Однако, как правило, в докембрийских толщах в результате длительной эрозии удалены все посторогенные осадки.

Значительную трудность представляет также количественная оценка интенсивности эпизода орогении. В оса-

¹ Данные определения абсолютного возраста показали, что каледонская орогения в типичном районе ее проявления — Шотландии состоит из ряда эпизодов складчатости, метаморфизма и внедрения магматических пород, которые в целом обнимают период времени свыше 100 млн. лет.

дочных толщах весьма обычны относительно слабые и местные несогласия. Трансгрессии и регрессии моря часто не сопровождаются деформациями, и с ними связаны лишь признаки восходящих и нисходящих движений. Важное значение имеет масштаб проявления деформации по площади. Однако каким образом сопоставлять важность интенсивной деформации в пределах небольшого района с относительно спокойными деформациями, проявившимися в пределах значительной большей площади? Количественный показатель «мощности» (энергия на единицу времени), затрачиваемой при деформации, пока не найден. При отсутствии такого показателя никакой строгий анализ, по существу, невозможен.

Вся сумма геологических наблюдений позволяет в принципе утверждать, что лишь очень немногие участки Земли оставались тектонически совершенно спокойными в течение всего фиксируемого в них геологического времени. Вместе с тем в большинстве случаев наблюдаются лишь признаки относительно слабых и медленных вертикальных восходящих и нисходящих движений. В отдельных регионах удается установить периоды, иногда продолжительные, в течение которых проявлялась более интенсивная деформация (например, весь юрский период западной части США или большая часть кайнозоя в Калифорнии), однако в таких районах лишь очень редко удается распознать больше двух наложенных друг на друга интенсивных деформаций различного возраста. При этом признаки ранних деформаций обычно оказываются очень сильно затупеванными. Интенсивная деформация может проявиться в некоторое время лишь в пределах одного какого-нибудь участка. В пределах площадей размером в 1—2 тыс. кв. км вокруг такого участка могут совершенно отсутствовать признаки этой деформации, так что ее никак нельзя

рассматривать как мировое явление. Единственное исключение из этого положения представляют позднекарбоновые орогении, установленные во многих районах в пределах обоих полушарий, причем трудно считать, что эти деформации не отражали некоторого глобального события. В заключение отметим, что пока еще не удалось достоверно установить периодичность проявления орогении. Это объясняется, вероятно, как проблемами в геологической летописи, так и отсутствием какого-либо надежного количественного показателя оценки интенсивности орогенической деятельности.

Рекомендуемая литература

- Aldrich L. T., Wetherill G. W., Davis G. L., Tilton G. R.*, Radioactive ages of micas from granitic rocks by Rb-Sr and K-A methods, *Am. Geophys. Union Trans.*, 39, pp. 1124—1134, 1958.
- Arkell W. J.*, The Jurassic System in Great Britain, Oxford, New York, pp. 1—37, 1933.
- Arkell W. J.*, Jurassic Geology of the World, Oliver and Boyd, London, pp. 3—14, 1956.
- Armstrong R. L.*, A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth, *Rev. Geophys.*, 6, pp. 175—199, 1968.
- Barber N. F.*, Fourier methods in geophysics, in: *Methods and Techniques in Geophysics* (ed. by S. S. Runcorn), Interscience, New York, 2, pp. 123—204, 1966.
- Barrell J.*, Rhythms and the measurement of geologic time, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 28, pp. 745—904, 1917.
- Blackman R. B., Turkey J. W.*, The Measurement of Power Spectra, Dover, New York, 1958.
- Chapman S., Bartels J.*, Geomagnetism, Clarendon Press, Oxford, 1940.
- Curtis G. H., Evernden J. F., Lipson J.*, Age determination of some granitic rocks in California by the potassium-argon method, California State Div. Mines Special Rept., № 54, 1958.
- Darwin C.*, The Origin of Species, 6th and final ed., J. Murray, London, 1872.
- DeSitter L. U.*, Structural Geology, 2nd ed., McGraw-Hill, New York, 1964.
- Eicher D.*, Geologic Time, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1968.

- Faul H.*, Ages of Rocks, Planets, and Stars, McGraw-Hill, New York, 1966.
- Folinsbee R. E.*, *Baadsgaard H.*, *Lipson J. P.*, Potassium-argon time scale, Rept. Intern. Geol. Congr., 21st session Norden, pt. 3, pp. 7—17, 1960.
- Folinsbee R. E.*, Potassium-argon dates of upper Cretaceous ash falls, Alberta, Canada, Ann. N.Y. Acad. Sci., 91, pp. 352—359, 1961.
- Gilluly J.*, Distribution of mountain building in geologic time, Geol. Soc. Am. Bull., 60, pp. 561—590, 1949.
- Gilluly J.*, The tectonic evolution of the Western United States, Geol. Soc. London Quart. J., 119, pp. 133—174, 1963.
- Glaessner M. F.*, The base of the Cambrian, J. Geol. Soc. Australia, 10, pp. 223—239, 1963.
- Harland W. B.*, *Smith A. S.*, *Wilcock B.*, eds., The phanerozoic time scale, Geol. Soc. London Quart. J., 120S, 1964.
- Holmes A.*, The duration of geological time, Nature, 87, pp. 9—10, 1911.
- Holmes A.*, A revised estimate on the age of the earth, Nature, 159, pp. 127—128, 1947.
- Holmes A.*, A revised geological time scale, Trans., Edinburgh Geol. Soc., 17, pp. 183—216, 1959.
- Hubbert M. K.*, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, Geol. Soc. Am. Bull., 48, pp. 1459—1520, 1937.
- Kittel C.*, *Knight W. D.*, *Ruderman M. R.*, Berkeley Physics Course, 1, Mechanics, McGraw-Hill, New York, 1962.
- Knopf A.*, Measuring geologic time, Sci. Monthly, 85, pp. 225—236, 1957.
- Kulp J. L.*, Geologic time scale, Science, 133, № 3459, pp. 1105—1114, 1961.
- Kummel B.*, History of the Earth, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1961.
- Lomnitz C.*, Statistical prediction of earthquakes, Rev. Geophys., 4, pp. 377—393, 1966.
- Lyell C.*, Elements of Geology, 6th ed., Appleton, New York, 1886.
- Munk W. H.*, *MacDonald G. J. F.*, The Rotation of the Earth, Cambridge, New York, 1960.
- Rankama K.*, Progress in Isotope Geology, Interscience, New York, 1963.
- Savage D. E.*, *Curtis G. H.*, *James G. T.*, The potassium-argon dates and the Cenozoic mammalian chronology of North America, Am. J. Sci., 262, pp. 145—198, 1964.
- Tilton G. R.*, Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages, J. Geophys. Res., 65, pp. 2933—2945, 1960.
- Tilton G. R.*, *Hart S. R.*, Geochronology, Science, 140, pp. 357—366, 1963.
- Toulmin S.*, *Goodfield J.*, The Discovery of Time, Harper and Row, New York, pp. 141—231, 1965.
- Van Woerkom A. J. J.*, The astronomical theory of climatic changes, in: Climatic Change, Evidence, Causes and Effects (ed. by H. Shapley), Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1953.
- Wells J. W.*, Coral growth and geochronometry, Nature, 197, pp. 948—950, 1963.
- Wetherill G. W.*, ed., Geochronology of North America, Natl. Acad. Sci. Natl. Res. Council, Nucl. Sci. Ser., Rept. 41, 1965.
- Wickman F. E.*, Repose period patterns of volcanoes, Arkiv. Mineral. Geol., 4, pp. 291—301, 303—317, 319—335, 337—350, 351—367, 1966.
- Woodford A. O.*, Historical Geology, Freeman, San Francisco, 1965.
- Zeuner F. E.*, The Pleistocene Period, Hutchinson, London, 1959.

Когда мы пытаемся расшифровать какую-либо геологическую запись и на основе этого сделать выводы о происходивших в то время геологических процессах, нам снова и снова приходится задавать вопросы: «При каких же условиях могли образоваться минерал X или минеральная ассоциация Y ?» или «Какие минералы или минеральные ассоциации могут существовать при таких-то и при таких-то условиях?» Без ответа на эти вопросы едва ли удастся прочесть запись геологической истории по минералам и породам.

В принципе ответ на подобные вопросы следует из законов квантовой механики, статистической механики и термодинамики. В этой главе мы поставили своей целью дать краткий обзор термодинамических соотношений, представляющих наибольший интерес для геологов.

Геологи имеют дело в основном с растворами. Океан — это очень сложный водный раствор, и его необходимо всесторонне изучать, чтобы понять особенности осадочных процессов. Жидкости того или иного вида циркулируют в земной коре. Многие метаморфические реакции происходят в присутствии некоторых количеств поровых растворов, заполняющих небольшие промежутки между отдельными зернами; эти поровые растворы играют исключительную роль в кинетике перекристаллизации. Экономически важные месторождения многих металлов образова-

лись при участии горячих, или гидротермальных, водных растворов. Магма представляет собой многокомпонентный силикатный раствор, включающий H_2O и CO_2 . Большинство распространенных минералов (полевые шпаты, оливины, пироксены, слюда и т. д.) — это твердые растворы. Поскольку существование растворов обуславливается общей тенденцией любых объектов к «смешиванию», определяемой энтропией, в нижеследующем обзоре мы сосредоточим основное внимание на энтропии.

Некоторые фундаментальные соотношения; свободная энергия и химический потенциал

Свободная энергия Гиббса G^1 , определяемая внутренней энергией U , энтропией S , объемом V , температурой T и давлением P , получается из соотношения

$$G = U + PV - TS.$$

Исходя из законов термодинамики, легко показать, что при любом спонтанном процессе, происходящем при постоянных P и T , функция G дол-

¹ Иногда называемая свободной энтальпией для отличия ее от свободной энергии Гельмгольца F , определяемой соотношением $F = U - TS$. Энтальпия H определяется из уравнения $H = U + PV$.

жна уменьшаться; это значит, что свободная энергия продуктов реакции должна быть меньше свободной энергии реагентов или исходных материалов. Изменение свободной энергии ΔG при реакции, равное свободной энергии продуктов реакции с вычетом свободной энергии реагентов, для спонтанной реакции должно быть отрицательным. Если $\Delta G = 0$, то говорят, что реагенты и продукты реакции находятся в равновесии. Первый закон гласит, что изменение внутренней энергии системы U должно быть равно теплоте, полученной системой (TdS), плюс работа, совершенная при этом ($-PdV$), т. е. $dU = TdS - PdV$. Тогда из определения G следует, что

$$dG = -SdT + VdP$$

и

$$\left(\frac{\partial G}{\partial P}\right)_T = V \text{ и } \left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_P = -S. \quad (5-1)$$

Следовательно,

$$\left(\frac{\partial \Delta G}{\partial P}\right)_T = \Delta V \text{ и } \left(\frac{\partial \Delta G}{\partial T}\right)_P = -\Delta S, \quad (5-2)$$

$$d(\Delta G) = -(\Delta S) dT + (\Delta V) dP, \quad (5-3)$$

где символ Δ относится к разности между продуктами реакции и реагентами.

В системах переменного состава, таких, как растворы, удобно ввести понятие химического потенциала μ_i компонента i , определяемого соотношением

$$\mu_i = \left(\frac{\partial G}{\partial n_i}\right)_{P, T, n_j}$$

где n_i — число молей компонента i , а n_j означает число молей любого другого компонента. Химический потенциал компонента i в растворе, таким образом, представляет собой изменение свободной энергии раствора, когда к нему при постоянных значениях T и P добавляется небольшое количество компонента i и при этом все другие компоненты остаются неизменными. В случае чистого вещества μ — свободная энергия одного мо-

ля. При постоянных значениях P и T

$$dG = \sum_i \mu_i dn_i,$$

где суммирование проводится по всем компонентам.

Теперь предположим, что в реакции (например, плавлении) при постоянных значениях T и P небольшое количество (dn_i) компонента i переходит из фазы α (например, твердой фазы) в фазу β (например, расплав). Тогда изменение свободной энергии dG при реакции будет равно

$$dG = \mu_i^\alpha dn_i + \mu_i^\beta dn_i.$$

Чтобы эта реакция происходила спонтанно, необходимо, чтобы было $dG < 0$ или $\mu_i^\alpha > \mu_i^\beta$. При равновесии

$$dG = 0 \text{ или } \mu_i^\alpha = \mu_i^\beta.$$

Таким образом, компонент i самопроизвольно переходит из фазы α в фазу β , если его химический потенциал в фазе α больше, чем в фазе β . Чтобы две фазы были в равновесии, необходимо, чтобы химические потенциалы всех без исключения компонентов в обеих фазах были равны. Очевидно, что химический потенциал так же влияет на химический перенос, как температура на перенос тепла.

Основные переменные параметры

Наиболее важные переменные параметры в геологических процессах — это температура и давление. Из уравнения (5-2) ясно, что повышение давления будет сдвигать реакцию в том направлении, для которого величина ΔV отрицательна; повышение же температуры будет сопровождаться сдвигом в направлении, характеризующемся положительным значением ΔS . Таким образом, высокие значения P и T наиболее предпочтительны соответственно для фаз с малым значением объема (высокой плотностью) и высоким значением

энтропии. Многие вещества, представляющие интерес для геологов, характеризуются большим объемом и высоким значением энтропии и наоборот; в этих случаях повышение температуры и повышение давления оказывают противоположные эффекты на вещество.

В условиях Земли влияние давления, по всей вероятности, в целом более существенно, чем влияние температуры. Это обусловлено тем, что скорее всего температура в любых участках Земли нигде не превышает нескольких тысяч градусов, в то время как давление в центре Земли, очевидно, достигает $3,5 \cdot 10^6$ бар¹. Рассмотрим, например, реакцию превращения с довольно типичными значениями $\Delta S = -0,5$ кал/град и $\Delta V = -1$ см³, происходящую в нижней мантии, где, скажем, $T = 3000^\circ \text{C}$ и $P = 10^6$ бар. По сравнению с аналогичной реакцией, происходящей на поверхности Земли ($T = 0^\circ \text{C}$, $P = 1$ бар), свободная энергия при реакции в мантии изменяется на $0,5 \cdot 3000 = 1500$ кал благодаря изменению температуры и на $-1 \cdot 10^6$ бар \cdot см³ = $-23\,900$ кал благодаря изменению давления². Последняя величина сопоставима с энергией связи, поэтому можно ожидать, что под действием давления в глубоких слоях Земли могут произойти коренные минералогические изменения. В верхней мантии и коре, где $P < 10^5$ бар, температура и давление приводят обычно к сравнимым по величине эффектам.

Другие переменные

Из-за наличия гравитационных сил энергия какого-либо тела массы m зависит от его положения в пространстве. Энергия, необходимая для поднятия этого тела на высоту dh , равна $mgdh$, где g — локальное зна-

чение ускорения силы тяжести (гл. 10). Таким образом, свободная энергия фазы с массой M , содержащей n_i молей компонента с молекулярным весом M_i , зависит от положения этого объекта следующим образом:

$$\left(\frac{\partial G}{\partial h} \right)_{P,T} = gM = g \sum_i n_i M_i.$$

Отсюда следует, что

$$\left(\frac{\partial \mu_i}{\partial h} \right)_{P,T} = gM_i. \quad (5-4)$$

Это соотношение нам понадобится позднее, когда мы будем рассматривать распределение элементов в земной коре.

Потенциальная энергия атома или иона в твердом теле зависит от числа его ближайших соседей (гл. 2). В результате этого энергия частицы на поверхности, где она окружена соседями только с одной стороны, отличается от энергии частицы, находящейся где-нибудь внутри тела, и для образования новой поверхности нужна некоторая энергия. Свободная энергия, таким образом, зависит от площади поверхности A :

$$\left(\frac{\partial F}{\partial A} \right)_{P,T} = \sigma, \quad (5-5)$$

где σ — поверхностное натяжение; в случае кристаллов эта величина зависит от кристаллографической ориентации поверхности. Для данной массы или объема вещества площадь поверхности увеличивается с уменьшением размеров зерен. Таким образом, мелким зернам отвечает более высокая энергия, чем крупным. Этот эффект играет важную роль при образовании зародышей, т. е. в начальный момент роста фазы, образующейся, например, путем кристаллизации из расплава.

Энтропия

Как мы уже убедились, объем и энтропия являются очень важными термодинамическими параметрами.

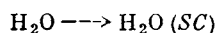
¹ 1 бар = 10^6 дин/см² = 0,987 атм.

² 1 кал = 41,8 бар \cdot см³.

Первый из них определяется очень легко; на втором же следует остановиться несколько подробнее. Энтродпия может быть вычислена несколькими способами, чаще всего ее получают интегрированием величины удельной теплоемкости C_P по всем температурам от 0°K до T :

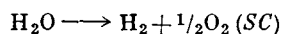
$$S = S_0 + \int_0^T \frac{C_P}{T} dT,$$

где S_0 — энтродпия при 0°K . Энтродпия кристаллических веществ при 0°K обычно равна нулю, за исключением нескольких особых случаев. Энтродпийная единица (1 эн. ед.) равна 1 кал/град·моль. Посмотрим, как изменяется энтродпия при следующих реакциях (SC означает стандартные или нормальные условия: $P = 1$ бар, $T = 298^\circ\text{K}$):



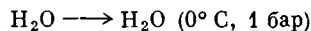
Жид-
кость Газ

$$\Delta S = +28,39 \text{ эн. ед.}$$



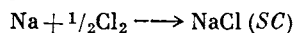
Газ Газ Газ

$$\Delta S = +10,61 \text{ эн. ед.}$$



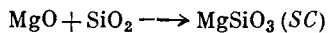
Твердая
фаза Жид-
кость

$$\Delta S = +7 \text{ эн. ед.}$$



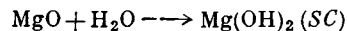
Твер-
дая
фаза Газ Твер-
дая
фаза

$$\Delta S = -21,54 \text{ эн. ед.}$$



Твер-
дая
фаза Твер-
дая
фаза Твердая
фаза

$$\Delta S = -0,1 \text{ эн. ед.}$$



Твер-
дая
фаза Газ Твердая
фаза

$$\Delta S = -36,45 \text{ эн. ед.}$$

По этим данным уже можно составить некоторое представление об энтродпии. Энтродпия возрастает, когда в результате реакции происходит переход от более упорядоченного состояния (твердой фазы) к менее упорядоченному состоянию (жидкости или газу). Энтродпия меняется очень незначительно в случае реакции, происходящей между твердыми телами. Если же мы возьмем одну газовую

молекулу и разорвем ее, энтродпия снова увеличится. Отсюда можно заключить, что энтродпия каким-то образом связана с разупорядочением.

Энтродпия, кроме того, связана с объемом. Для отдельной фазы при постоянной температуре

$$\left(\frac{\partial S}{\partial V}\right)_T = \frac{\alpha}{\beta},$$

где α — коэффициент теплового расширения, а β — коэффициент сжимаемости. Последний из них всегда, а первый, как правило, положителен, поэтому обычно энтродпия возрастает с увеличением объема. Во многих реакциях, представляющих интерес для минералогии (например, $\text{MgO} + \text{SiO}_2 = \text{MgSiO}_3$), параметры ΔV и ΔS имеют одинаковые знаки, и ве-

личина ΔS может быть приближенно оценена по значениям ΔV , α и β . Напомним еще раз о фундаментальном свойстве энтродпии, отмечавшемся ранее; оно заключается в том, что изолированная система с данными энергией и объемом самопроизвольно стремится перейти в состояние с максимальной энтродпией. Равновесие устанавливается в том случае, когда энтродпия максимальна.

Интерпретация энтропии с позиций статистической теории

В статистической механике энтропия определяется из соотношения

$$S = k \ln \Omega, \quad (5-6)$$

где k — постоянная Больцмана¹, равная $1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град, а Ω — число квантовых состояний, допустимых в системе. Слово «допустимых» означает возможных при данных макроскопических ограничениях, наложенных на систему, таких, как общий объем или полная энергия.

Представление о квантовых состояниях можно получить на примере атома водорода. Волновое уравнение Шредингера имеет множество различных решений, каждому из которых отвечают разные «орбитали», т. е. пространственные распределения электрона. Большинство этих решений, или «квантовых состояний», соответствует различным значениям энергии; состояния с одинаковым значением энергии называются вырожденными. Каждое состояние водородного атома описывается совокупностью трех квантовых чисел.

Для системы, состоящей из N идентичных атомов, где N достаточно велико, порядка числа Авогадро ($6,02 \cdot 10^{23}$), уравнение Шредингера содержит $3N$ переменных (по три координаты для каждой из N частиц). Каждое решение, или квантовое состояние, определяется $3N$ квантовыми числами и связано с определенным значением полной энергии, хотя при этом многие состояния могут иметь одинаковые значения энергии. Одна и та же полная энергия может согласовываться с огромным числом различных способов распределения энергии между отдельными частицами, составляющими систему. Каждое квантовое состоя-

ние характеризуется своим собственным, отличным от других распределением частиц в пространстве.

Связь между энтропией и числом квантовых состояний вытекает из свойства энтропии стремиться в изолированной системе к максимальному значению. Из нескольких событий то происходит чаще, которое имеет большую вероятность; таким образом, сформулированное выше утверждение можно выразить иначе: изолированная система стремится самопроизвольно перейти в более вероятное состояние. Но вероятность осуществления состояния возрастает с увеличением числа способов, или «конфигураций», с помощью которых оно может быть достигнуто. Если бросать, например, две монеты, то конфигурация лицевая сторона — обратная сторона будет вдвое вероятнее конфигураций, когда обе монеты падают или лицевой стороной, или обратной стороной, поскольку конфигурация лицевая сторона — обратная сторона может быть получена двумя способами (первая монета падает лицевой стороной, вторая — обратной или первая монета падает обратной стороной, вторая — лицевой), а каждая из двух других конфигураций получается лишь одним способом. Таким образом, наиболее вероятным состоянием системы является такое, которому соответствует наибольшее число конфигураций, или квантовых состояний.

Квантовые состояния системы, образованной большим числом частиц, отличаются главным образом распределением частиц в пространстве и распределением их по возможным энергетическим уровням. Газ имеет больше квантовых состояний, чем твердое тело, поскольку молекулы газа могут находиться в любом месте ограничивающего их сосуда, в то время как в твердом теле молекулы находятся в определенных положениях в кристаллической решетке. Энтропия газа повышается с увеличением

¹ Постоянная Больцмана k связывается с газовой постоянной R и числом Авогадро N_A соотношением $R = N_A k$.

объема, поскольку в случае большого объема молекулы могут распределяться в пространстве большим числом способов, чем в случае малого объема. Газ стремится расширяться бесконечно, так как его энтропия будет все время увеличиваться по мере заполнения частицами газа всего объема, доступного для них.

Частицы, свободно перемещающиеся в трехмерном пространстве, имеют больше степеней свободы и больше квантовых состояний, чем частицы, которые могут перемещаться только в одном направлении. Число квантовых состояний растет также с увеличением числа типов колебаний, допустимых в системе; поэтому и трансляции, и колебания, и вращения — все дают вклады в энтропию.

В обычном кристалле при 0°K все частицы фиксированы в пространстве и все обладают одинаковой энергией колебаний. Поэтому существует лишь одно квантовое состояние, допустимое для системы, а поскольку $\Omega = 1$, согласно уравнению (5-6), энтропия должна быть равна нулю.

Таким образом, число Ω связано с числом степеней свободы системы, т. е. с полным числом параметров, необходимых для описания детального микроскопического поведения каждой частицы в системе. Любое ограничение, накладываемое на поведение частиц (например, приписывание им определенных позиций в решетке), уменьшает число степеней свободы Ω , а следовательно, и величину S . Высокое значение энтропии, или отсутствие ограничений, связано, таким образом, с представлениями об упорядоченности. Когда тасуют, например, колоду карт, существует большое число (52!) способов расположения отдельных карт. Это число сильно уменьшится, если потребовать, скажем, чтобы все карты одной масти оказались вместе в начале или в конце колоды. Поэтому

кристалл, содержащий два сорта атомов (например, Cu и Zn в сплаве), будет иметь высокое значение энтропии, если оба сорта атомов распределены по всем имеющимся позициям беспорядочно; энтропия будет ниже, если с каждым сортом атомов будут связаны решеточные позиции определенного типа. Два вещества будут смешиваться самопроизвольно, даже если для этого потребуются некоторая энергия, хотя бы уже потому, что попросту происходит увеличение энтропии на ΔS_m в результате увеличения беспорядочности в распределении двух сортов атомов или молекул. Это служит причиной образования растворов. Единственное ограничение связано с тем, что уменьшение свободной энергии ($-T\Delta S_m$), обусловленное смешиванием, должно быть больше или по крайней мере равно увеличению внутренней энергии (ΔU).

Больцмановское распределение

Рассмотрим изолированную систему, состоящую из невзаимодействующих частиц, с полной энергией E . Предположим, что для каждой частицы имеется совокупность доступных уровней энергии $\varepsilon_0, \varepsilon_1, \varepsilon_2, \dots, \varepsilon_i$; эти уровни обычно очень близки друг к другу, т. е. разность $\varepsilon_2 - \varepsilon_1$ гораздо меньше, чем E . Существует, очевидно, множество способов, которыми общая энергия E может быть распределена между N частицами; они могут, например, все иметь одинаковую энергию E/N или, напротив, большая часть частиц может иметь низкую энергию, а небольшое число частиц — гораздо более высокую и т. д. Обозначим через n_i число частиц, имеющих энергию ε_i . Каковы же будут значения $n_0, n_1, n_2, \dots, n_i$ в равновесии?

Мы уже отмечали, что равновесие в изолированной системе с данными E и V достигается в том случае, когда S , а следовательно, и Ω максималь-

ны. Здесь Ω — число способов, которыми частицы могут быть распределены по имеющимся энергетическим уровням, поскольку каждое распределение — это отдельное квантовое состояние. Таким образом ¹,

$$\Omega = \frac{N!}{(n_1!)(n_2!) \dots (n_i!)} \quad (5-7)$$

Поскольку числа N и E фиксированы, потребуем также, чтобы

$$\begin{aligned} \sum n_i &= N, \\ \sum \varepsilon_i n_i &= E. \end{aligned}$$

Значение n_i , отвечающее максимальному Ω и удовлетворяющее этим двум условиям, можно определить из соотношения

$$n_i = \frac{N}{f} e^{-\varepsilon_i/kT},$$

где «функция распределения» $f = \sum e^{-\varepsilon_i/kT}$. В этом выражении температура T появляется потому, что требуется выполнение условия $(\partial E/\partial S)_V = T$.

Если энергия отсчитывается от основного состояния или нижнего уровня ($\varepsilon_0 = 0$), число частиц на нижнем уровне равно

$$n_0 = \frac{N}{f}$$

и

$$n_i = n_0 e^{-\varepsilon_i/kT}. \quad (5-8)$$

Из уравнения (5-8) следует, что при $T = 0$ $n_0 = N$, а все остальные значения n_i равны нулю — все частицы находятся на самом нижнем энергетическом уровне.

¹ Предположим, мы хотим распределить четыре частицы по двум коробкам, одна из которых будет содержать три частицы, а другая — только одну. Согласно уравнению (5-7), это можно сделать следующим числом способов:

$$\frac{4!}{3!1!} = 4.$$

Полученный результат вполне очевиден, так как единственной частицей во второй коробке может быть либо 1-я, либо 2-я, либо 3-я, либо 4-я, и никаких других способов быть не может.

Величина $e^{-\varepsilon_i/kT}$ называется больцмановским множителем и играет очень важную роль, особенно в кинетических процессах, таких, как диффузия. Если, для того чтобы переместить атом из узла решетки (который, по определению, является позицией, отвечающей минимуму энергии) в интерстициальное положение, необходима энергия ε_i , доля атомов в кристалле, имеющих для этого достаточную энергию, будет составлять $e^{-\varepsilon_i/kT}$; эта величина и определяет, следовательно, скорость диффузии. Вообще говоря, она будет определять скорость всех процессов «возбуждения» (химических реакций, вязкого течения, электропроводности), при которых частицам требуется дополнительное количество энергии (энергии активации) для участия в процессе.

Функция распределения f играет очень важную роль, поскольку с ее помощью могут быть получены все термодинамические свойства. Так, свободная энергия Гельмгольца для одного моля равна просто

$$F = -RT \ln f.$$

К сожалению, во многих интересующих нас системах значения энергетических уровней известны недостаточно точно, что не дает возможности точно вычислить f .

Термодинамические функции твердых тел

В кристаллах основной вклад в величины Ω и f вносят колебания решетки (о них мы уже упоминали в гл. 4). Энергетические уровни «гармонического» осциллятора, подобного описанному на стр. 278, определяются путем решения соответствующего уравнения Шредингера

$$\varepsilon = h\nu (n + 1/2),$$

где h — постоянная Планка ($6,62 \cdot 10^{-27}$ эрг·с), ν — частота осцил-

лятора, а n — любое целое число от 0 до ∞ . Таким образом, все термодинамические свойства (E , S , \bar{F} , G и удельная теплоемкость C_v), обусловленные колебаниями, можно вычислить, если удастся перебрать все $3N$ типов колебаний. Заметим, что в нижнем состоянии, отвечающем $n = 0$, осциллятор все еще имеет некоторую энергию $\frac{1}{2}h\nu$, называемую энергией нулевого колебания.

В карбонатах и нитратах плоские группировки CO_3 и NO_3 могут осциллировать или вращаться вокруг оси, перпендикулярной плоскости группировки. Подобные вращения оказывают влияние на термодинамические свойства и, кроме того, повышают кристаллическую симметрию.

Порядок — беспорядок. В твердых телах определенный вклад в энтропию могут вносить явления порядка — беспорядка, а также образование дефектов. Явление порядка — беспорядка отчетливо проявляется на примере альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, в котором атомы Si и Al беспорядочно распределены по тетраэдрическим позициям при высоких температурах, но упорядочены при низких температурах. Разупорядочение увеличивает энтропию на величину

$$\Delta S = k \ln \Omega.$$

Если N атомов Al и $3N$ атомов Si беспорядочно распределены по $4N$ решеточным позициям, то

$$\Omega = \frac{(4N)!}{(3N)! N!}.$$

Согласно формуле Стирлинга, $\ln(x!) = x \ln x - x$ для больших значений x . Тогда

$$\Delta S = kN \ln \frac{256}{27} \approx 2,24R$$

на моль. Если, с другой стороны, беспорядочность ограничивается одной элементарной ячейкой, содержащей 3 атома Si и один атом Al, избыток энтропии для N ячеек ра-

вен

$$\Delta S = kN \ln \frac{4!}{3! 1!} \approx 1,38R.$$

Поскольку при высоких температурах наиболее предпочтительны состояния с высоким значением энтропии, разупорядочение будет распространяться по всему кристаллу по мере того, как будет повышаться температура; при высоких значениях T можно будет обнаружить ячейки, содержащие 0, 1, 2 или даже 4 атома алюминия.

Точное вычисление степени разупорядочения, наиболее предпочтительного при какой-либо данной температуре, довольно затруднительно, поскольку внутренняя энергия U также зависит от степени упорядочения (величина U должна быть минимальной в упорядоченном состоянии). Разупорядочение наступает тогда, когда температура T становится достаточно высокой для того, чтобы энергетический член $-T\Delta S$ стал больше, чем увеличение энергии ΔU , вызванное разупорядочением. Если на кристаллах, отожженных при известных температурах, удалось измерить степень упорядочения (например, по параметрам элементарной ячейки), то измерения на природных кристаллах могут дать значения температуры, при которой установилось равновесие, т. е. эта характеристика может быть использована в качестве естественного термометра.

Изотопическое разделение. Существует множество различного рода термометров, в основе которых лежит относительная изотопическая распространенность стабильных (т. е. нерadioактивных) изотопов в минералах. Изотопы (например, ^{16}O и ^{18}O) отличаются только своими массами. Ввиду того что их электронные структуры идентичны, они обладают одинаковыми химическими свойствами и не могут быть разделены химическими способами. Однако, поскольку массы их различны, частоты коле-

баний, а следовательно, и термодинамические свойства (растворимость, давление пара и т. д.) также различны. Легкая вода H_2^{16}O , например, имеет более высокое давление пара, чем более тяжелая вода H_2^{18}O , и дождевая вода соответственно содержит больше первого из этих компонентов, чем океаническая вода, из которой и получается дождевая вода в результате испарения.

Рассмотрим два химически различных кристалла, содержащих кислород (например, кварц и кальцит). При данной температуре свободные энергии соединений Si^{18}O_2 и Si^{16}O_2 несколько различны; это же справедливо и в отношении соединений $\text{CaC}^{18}\text{O}_3$ и $\text{CaC}^{16}\text{O}_3$. В соответствии с этим свободная энергия кристалла кварца (или кальцита), содержащего ^{18}O и ^{16}O , зависит от величины отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Эта зависимость неодинакова для кварца и для кальцита, так как частоты колебаний кислорода в этих структурах различны. В результате этого переход ^{18}O из одной фазы может понизить ее свободную энергию на величину, большую чем увеличение свободной энергии другой фазы, в которую переходит ^{18}O . Когда между двумя фазами установится равновесие (минимум полной свободной энергии), отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в двух фазах будет, вообще говоря, различным и, кроме того, будет зависеть от температуры. И наоборот, температура равновесия может быть определена из измерения величины этого отношения.

Эмпирически установлено, что тяжелые изотопы стремятся концентрироваться в тех соединениях, в которых их положение более устойчиво; например, отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ будет выше в кристаллах кварца, чем в водных растворах, из которых образовались кристаллы. Этот эффект ярче всего проявляется в тех случаях, когда изотопы элементов сильно различаются по атомным весам. Например, эффект гораздо сильнее для

$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ с отношением (18—16)/16, чем для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с отношением (87—86)/86; изотопическое разделение тяжелых элементов (начиная примерно с серы) в природе не наблюдается¹. Эффект полностью исчезает при высокой температуре, когда энергия осциллятора просто равна kT и не зависит от массы колеблющегося атома или от силовых констант.

О применении этого метода для определения палеотемператур в океане уже упоминалось выше. Использование изотопических отношений для определения температур перекристаллизации метаморфических пород будет рассмотрено в гл. 9.

Термодинамические свойства растворов

Предположим, что n_a молей компонента A растворены в n_b молях компонента B . Молярная доля x_a компонента A определяется из соотношения $x_a = n_a/(n_a + n_b)$; точно так же $x_b = n_b/(n_a + n_b)$. Для простоты положим $n_a + n_b = n$. Образование раствора, или смешение A и B , влечет за собой возникновение энтропии смешения ΔS_m , определяемой числом возможных конфигураций $n_a N$ молекул одного сорта и $n_b N$ молекул другого сорта, где N — число Авогадро. Таким образом,

$$\Delta S_m = k \ln \frac{(nN)!}{(n_a N)! (n_b N)!}.$$

Это выражение с помощью формулы Стирлинга может быть преобразовано в следующее:

$$\Delta S_m = -R [n_a \ln x_a + n_b \ln x_b].$$

Предположим, что в ходе реакции тепло не излучается и не поглощается, а также не меняется и объем («идеальный» раствор). Свободная

¹ За исключением тех случаев, когда оно обусловлено радиоактивной дезинтеграцией.

энергия смешения тогда просто равна $-T\Delta S_m$, а свободная энергия раствора равна

$$G = n_a \mu_a^0 + n_b \mu_b^0 + RT [n_a \ln x_a + n_b \ln x_b],$$

где μ_a^0 и μ_b^0 — химические потенциалы чистых веществ A и B соответственно.

Химический потенциал компонента A в растворе тогда равен¹

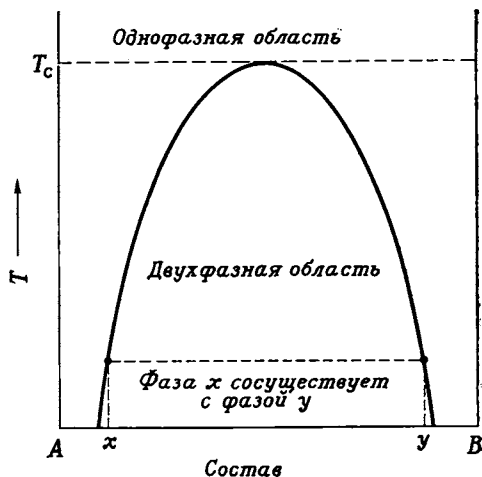
$$\mu_a = \left(\frac{\partial G}{\partial n_a} \right)_{P, T, n_b} = \mu_a^0 + RT \ln x_a. \quad (5-9)$$

В большинстве случаев это соотношение выполняется лишь в сильно разбавленных растворах. Твердые растворы альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и анортита $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ и растворы форстерита Mg_2SiO_4 и фаялита Fe_2SiO_4 почти идеальны при любых концентрациях.

Условие нулевой теплоты смешения редко выполняется точно, поскольку оно зависит от характера связи в смешанной и несмешанной конфигурациях (например, от идентичности энергий связи $A-A$, $B-B$ и $A-B$). Уравнение (5-9), вообще говоря, может быть заменено более общим выражением

$$\mu_a = \mu_a^0 + RT \ln \gamma_a x_a, \quad (5-10)$$

где γ_a — коэффициент активности компонента A ; $\gamma_a x_a$ называют обычно «активностью» компонента A . Коэффициенты активности являются функциями концентрации и приближаются к 1, когда $x_a \rightarrow 0$. Регулярные растворы — это растворы, в которых теплота смешения не равна нулю, но смешение все еще неупорядоченное. Можно показать, что для регулярного раствора $RT \ln \gamma_a = \alpha (x_b)^2$, $RT \ln \gamma_b = \alpha (x_a)^2$, где α пропорционально разности в энергиях связи $(AA) + (BB) - 2(AB)$ при условии, что эта разность меньше kT . Регулярные растворы устой-



ФИГ. 5-1. Фазовая диаграмма для системы $A-B$ с ненулевой теплотой смешения.

При высоких температурах положительная энтропия смешения приводит к полной взаимной растворимости, в то время как при низких температурах происходит разделение фаз.

чивы только выше определенной критической температуры T_c , ниже которой они не смешиваются и образуют два раствора с составами, зависящими от температуры (фиг. 5-1). Критическая температура T_c равна $\alpha/2R$. Твердые растворы калиевых и натриевых полевых шпатов и ильменита — гематита (FeTiO_3 — Fe_2O_3) относятся как раз к такому типу растворов. В последнем случае не смешиваемость и упорядочение железа и титана в фазах могут привести к интересному явлению самообращения остаточной намагниченности (гл. 12).

Теперь обратим внимание на уравнение (5-9). Рассмотрим, например, твердый раствор двух пироксеновых минералов: жадеита $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ и диопсида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, встречающийся в некоторых глубоко залегающих породах. Беспорядочное смешение этих двух компонентов осложняется наличием двух ионов в каждом компоненте; в твердом растворе оба иона — и Na, и Al — беспорядочно перемешиваются с двумя другими

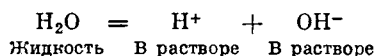
¹ Заметим, что $\frac{\partial}{\partial n_a} = \frac{\partial}{\partial x_a} \frac{\partial x_a}{\partial n_a}$.

ионами — Ca и Mg — во всех 4 N позициях. Химический потенциал жадеита в растворе, если считать раствор идеальным, можно записать в виде

$$\mu_j = \mu_j^0 + 2RT \ln x_j.$$

Подобное же выражение можно получить для диопсида. В общем случае, для того чтобы использовать уравнения для растворов (5-9) и (5-10) для описания поведения твердых тел, необходимо точно знать заселенности всех позиций.

Константы равновесия. Известные равновесные константы, такие, как растворимость продуктов и константы диссоциации, используемые для описания равновесия в растворах, естественно получаются из уравнений растворов. Рассмотрим, например, реакцию диссоциации воды



и предположим, что реакция ограничена в том смысле, что молярная доля воды равна 1, а раствор идеален в отношении H^+ и OH^- .

Для равновесия необходимо, чтобы

$$\mu_{\text{H}_2\text{O}} = \mu_{\text{H}^+} + \mu_{\text{OH}^-},$$

или, согласно уравнению (5-9),

$$\mu_{\text{H}_2\text{O}}^0 = \mu_{\text{H}^+}^0 + RT \ln x_{\text{H}^+} + \mu_{\text{OH}^-}^0 + RT \ln x_{\text{OH}^-}.$$

Следовательно,

$$\begin{aligned} RT \ln x_{\text{H}^+} x_{\text{OH}^-} &= \\ = \mu_{\text{H}_2\text{O}}^0 - \mu_{\text{H}^+}^0 - \mu_{\text{OH}^-}^0 &= \Delta\mu^0. \end{aligned}$$

Члены в правой части уравнения постоянны при постоянных температуре и давлении, поэтому

$$RT \ln x_{\text{H}^+} x_{\text{OH}^-} = -\Delta\mu^0 = \text{const}$$

и

$$x_{\text{H}^+} x_{\text{OH}^-} = \text{const}$$

при постоянных P и T .

Коэффициенты распределения. Минералы редко бывают чистыми. Они обычно содержат незначительные

примеси нескольких компонентов. Чем же определяется характер распределения этих второстепенных компонентов среди нескольких минералов, образующих породу?

Пусть i — второстепенный компонент двух минералов α и β , находящихся в равновесии; таким образом, $\mu_i^\alpha = \mu_i^\beta$. Предположим, что раствор компонента i в обоих минералах α и β идеален, что недалеко от истины, поскольку концентрация компонента i невысока. Таким образом,

$$\begin{aligned} \mu_i &= (\mu_i^0)^\alpha + RT \ln x_i^\alpha = \\ &= (\mu_i^0)^\beta + RT \ln x_i^\beta, \end{aligned}$$

где $\mu_i^{0\alpha}$ — химический потенциал кристалла α , содержащего только компонент i ; точно так же $\mu_i^{0\beta}$ — химический потенциал компонента i в форме β . Следовательно, коэффициент распределения $D = x_i^\alpha / x_i^\beta$ попросту равен

$$\ln D = \frac{(\mu_i^0)^\alpha - (\mu_i^0)^\beta}{RT} = \frac{\Delta\mu_i^0}{RT},$$

где $\Delta\mu_i^0$ — свободная энергия, необходимая для превращения кристалла, содержащего только компонент i , из формы α в форму β . Если мы рассматриваем, например, распределение Rb в альбите $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и ортоклазе KAlSi_3O_8 , $\mu_i^{0\alpha}$ и $\mu_i^{0\beta}$ соответствуют свободной энергии одного моля $\text{RbAlSi}_3\text{O}_8$, когда он имеет кристаллическую структуру и размеры элементарной ячейки альбита и ортоклаза соответственно. Поскольку ионный радиус Rb ближе к радиусу K, чем Na, $\Delta\mu_i^0$ будет отрицательным, и следует ожидать, что концентрация Rb в ортоклазе будет выше, чем в альбите. Подобно этому, распределение Rb между ортоклазом и слюдой будет определяться разностью в свободной энергии чистых рубидиевого полевого шпата и рубидиевой слюды.

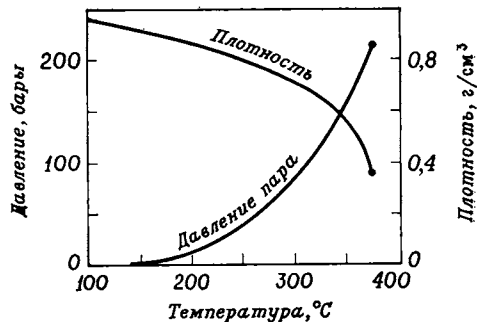
Водные растворы

Практически все минеральные реакции в осадочных и метаморфических условиях протекают с участием воды. Поскольку большинство минералов представляет собой неорганические соединения с существенно полярными химическими связями, они обладают вполне определенной растворимостью в воде, и вода является самым распространенным растворителем, влияющим на перенос вещества. Природа раствора при низкой температуре выяснена довольно хорошо, чего нельзя сказать о характере процессов при повышенных температурах, когда происходит большая часть реакций, представляющих интерес для геологии. Причина этого частично объясняется сложностью в проведении многих простейших физико-химических измерений в воде при высоких давлениях и температурах. Так, измерение электропроводности, оптического поглощения, электростатических потенциалов, растворимости и других параметров, столь важных в неорганической химии, непомерно усложняется с повышением значений T и P . Частично эта проблема попросту связана с отсутствием подходящих контейнеров, потому что пластмассы, стекла и даже благородные металлы разрушаются или слишком сильно растворяются или разъедаются. Постепенно, однако, подобные затруднения преодолеваются, и накапливаются необходимые данные. По мере этого растет и глубина наших знаний о таких сложных проблемах, как, например, образование рудных месторождений.

Вода

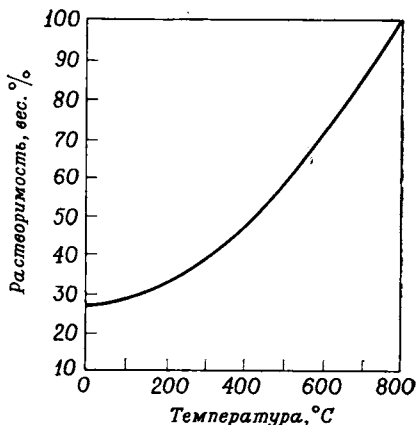
Довольно необычные свойства воды, такие, как ее существование в широкой области температур¹ и высокая

¹ Т. е. наличие большого интервала между температурами кипения и замерзания.

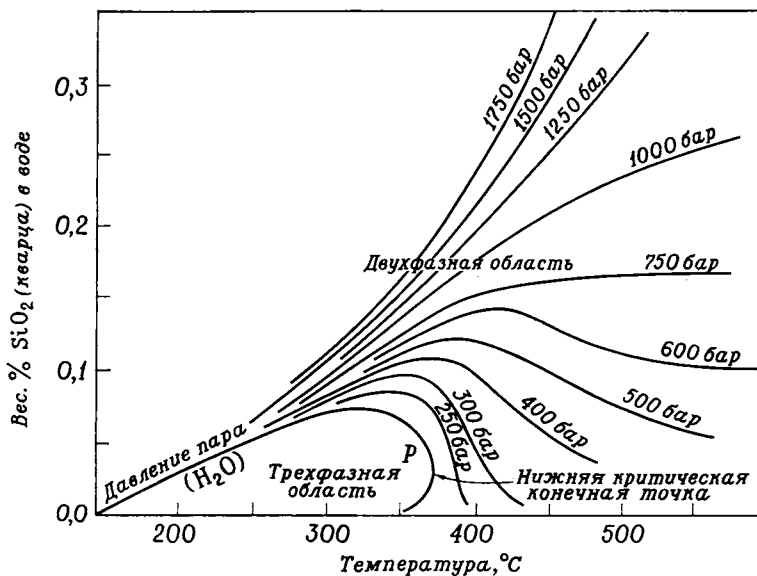


ФИГ. 5-2. Изменение плотности и давления пара для воды.

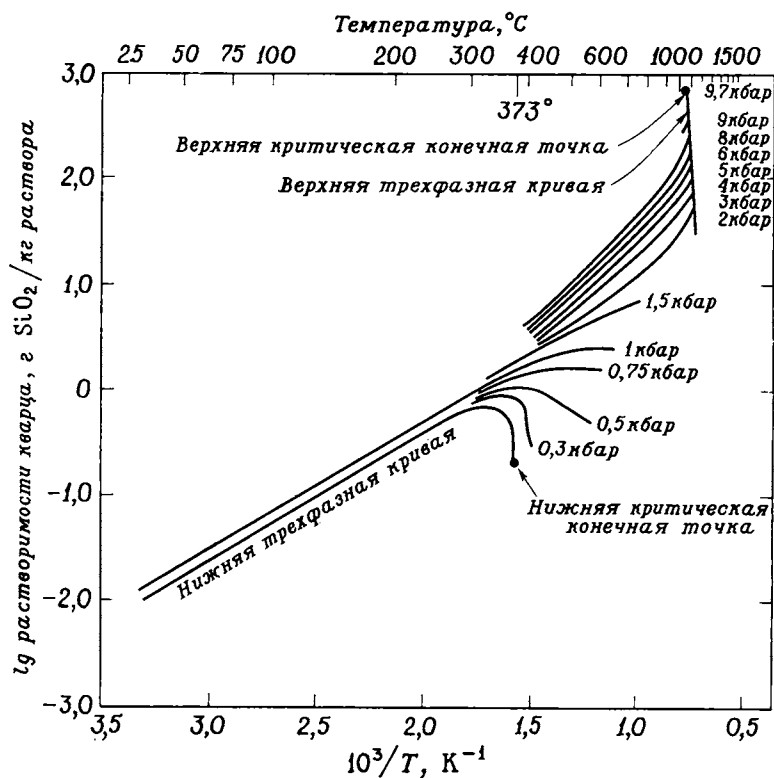
диэлектрическая постоянная, обусловлены способностью молекул воды образовывать сильные водородные связи. Полярность молекулы воды, проявляющаяся в связях $O-H$, и асимметрия неподеленных пар ведут к наличию такой связи, а также к способности воды эффективно взаимодействовать (сольватировать) с катионами и анионами. Без такой сильной гидратации растворимость была бы невысокой, поскольку энергия взаимодействия между растворителем и растворенным веществом должна компенсировать значительную энергию связи ионных твердых тел.



ФИГ. 5-3. Температурное изменение состава насыщенных растворов $NaCl$.



Фиг. 5-4. Изобарические кривые растворимости кварца в воде при низких температурах и давлениях.



Фиг. 5-5. Изобарические кривые растворимости кварца в областях двух критических точек (обратите внимание на логарифмическую шкалу растворимости).

Вода как жидкость может существовать до $374,15^{\circ}\text{C}$; при этом давление пара равно 221 бар. Это так называемая критическая точка воды, выше которой не наблюдается границы раздела между жидкостью и паром. Давление пара и плотность жидкости графически представлены на фиг. 5-2.

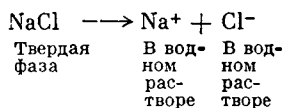
Растворимость минералов в воде может быть двух типов. Растворимость некоторых твердых тел, подобных NaCl , увеличивается вдоль кривой жидкость — пар, и критических явлений не наблюдается. Таким образом, в системе $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ до тех пор, пока присутствует твердая фаза NaCl , всегда имеется жидкая фаза, начиная от точки плавления льда до точки плавления NaCl . Кривая растворимости представлена на фиг. 5-3. Для большинства минералов, однако, характерно поведение, иллюстрируемое системой $\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Растворимость кварца уменьшается вдоль кривой жидкость — пар и приближается к нулю вблизи критической точки воды, на свойства которой мало влияет присутствие кварца. Тот факт, что эта критическая конечная точка наблюдается, обусловлен тем, что должна существовать и другая высокотемпературная конечная точка системы, связанная с жидким кремнеземом. Растворимости в этих двух областях показаны на фиг. 5-4 и 5-5.

Много данных по водным растворам,

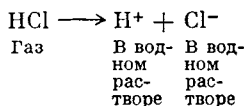
представляющим интерес для геологии, собрано Барнсом. Нужно заметить, что многие минералы растворяются инконгруэнтно, т. е. состав растворенного вещества отличается от состава фазы, подвергающейся растворению. Альбит, например, частично растворяется в воде таким образом, что оставшаяся нерастворенной часть оказывается обогащенной алюминием.

Водные растворы при высоких температурах

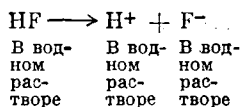
На наши представления о свойствах водных растворов простых неорганических соединений при высоких температурах некоторое влияние оказывают наши знания о поведении ионных растворов при обычных температурах. Мы знаем, что при растворении большинства простых солей образуются простые ионы, в то время как кислоты и основания разделяются на слабые и сильные в зависимости от степени их диссоциации. Можем ли мы считать, что эти хорошо установленные модели будут иметь место и при более высоких температурах, характерных для метаморфических и вулканических процессов? Поскольку мы рассматриваем эффекты, связанные с температурой, уместно выяснить, как в этом случае изменяется энтропия. Приведем некоторые типичные значения (все для 298°K):



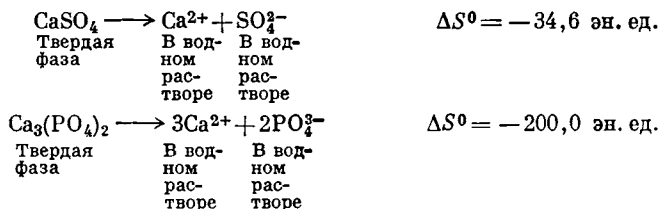
$$\Delta S^0 = -10,3 \text{ эн. ед.}$$



$$\Delta S^0 = -31,4 \text{ эн. ед.}$$



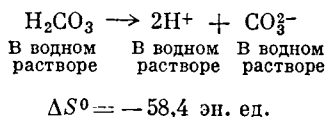
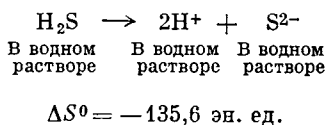
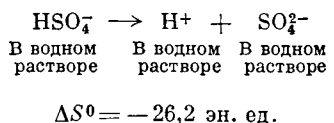
$$\Delta S^0 = -28,3 \text{ эн. ед.}$$



Когда эти соединения диссоциируют в воде, энергия для разрыва связей в твердом теле обеспечивается ион-дипольными взаимодействиями между молекулами воды и ионами. Таким образом, в то время как ионы твердого тела приобретают свободу и изменяют, следовательно, энтропию раствора, молекулы воды подходят к ионам и теряют свободу. Чем сильнее заряжен ион и чем он меньше, тем больше молекул воды с ним связано.

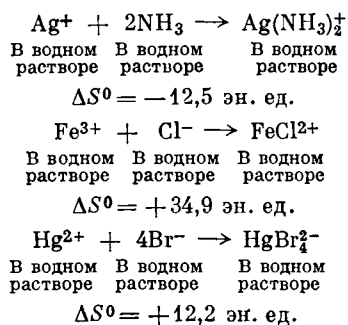
Подобную тенденцию можно с очевидностью вывести из нижеследующих цифр. В случае HF оба иона, и протон и ион фтора, сильно взаимодействуют с молекулами воды и процессу диссоциации отвечает высокое отрицательное значение ΔS .

Если же мы рассмотрим слабые кислоты, то обнаружим следующую тенденцию:



Сложные ионы в воде бывают двух типов — образованные из ионов и

нейтральных молекул и из катионов и анионов:



Обычно при образовании комплексов нейтральных молекул энтропия образования отрицательна, а при образовании катионных и анионных комплексов изменение энтропии положительно. В последнем случае полный заряд вещества уменьшается и, как правило, уменьшается и число сольватных молекул воды.

Видимо, с возрастанием температуры ионизация становится все менее предпочтительной; особенно это относится к высоким температурам и низким давлениям, когда у сольватирующих молекул воды очень сильно возрастает энтропия по сравнению с обычной водой. Объединение ионов, или комплексообразование, может также увеличиваться с повышением температуры.

Другое важное обобщение было сделано Бревером: по мере того как повышается температура, усложняется состав пара, находящегося в равновесии с твердым веществом. При низких температурах газовая фаза, находящаяся в равновесии с твердой, довольно проста и содержит лишь несколько молекулярных веществ. Но когда температура повышается,

увеличивается число различных молекул и, возможно, усиливается также полимеризация. Это ведет к тому, что равновесие может быть достигнуто за счет усложнения состава фазы. Таким образом, следует ожидать, что при высоких температурах флюидные фазы будут постепенно приобретать молекулярный характер, а сами молекулы по мере повышения температуры могут стать больше.

В настоящее время мы располагаем лишь ограниченными данными. В табл. 5-1 и 5-2 собраны данные по

ТАБЛИЦА 5-1

Константы диссоциации для KCl

Т, °С	Плотность флюидной фазы, г/см ³		
	0,3	0,5	0,7
Константа диссоциации К			
450	3,6·10 ⁻⁵	2,8·10 ⁻³	4,0·10 ⁻²
550	1,0·10 ⁻⁵	1,5·10 ⁻³	6,9·10 ⁻³
650	6,3·10 ⁻⁶	1,0·10 ⁻³	
750	3,7·10 ⁻⁶		

ТАБЛИЦА 5-2

Константы диссоциации для HCl

Т, °С	Плотность флюидной фазы, г/см ³		
	0,3	0,5	0,7
Константа диссоциации К			
400	4,0·10 ⁻⁶	1,1·10 ⁻⁴	7,0·10 ⁻³
500	2,7·10 ⁻⁶	6,3·10 ⁻⁵	2,9·10 ⁻³
600	1,8·10 ⁻⁶	2,9·10 ⁻⁵	1,0·10 ⁻³
700	6,7·10 ⁻⁶	1,4·10 ⁻⁵	

константам диссоциации для KCl и HCl, иллюстрирующие, помимо прочего, роль эффектов давления. Константа диссоциации К для KCl описывает равновесие



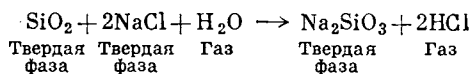
и определяется соотношением

$$K = \frac{[\text{K}^+][\text{Cl}^-]}{[\text{KCl}]},$$

где квадратные скобки применены для обозначения концентраций.

Плотность водяного пара 0,3 соответствует давлению около 280 бар при температуре 400° С и давлению около 1200 бар при 750° С. При 400° С плотность 0,7 соответствует давлению 1000 бар, а при 750° С плотность 0,5 соответствует давлению 2300 бар. Заметим, что если $K = 10^{-4}$, то в растворе KCl одномолярной концентрации будет диссоциировать только 1% молекул.

Преобладание молекул в высокотемпературных растворах (особенно при умеренных давлениях, когда плотность растворителя гораздо ниже единицы) ведет к очень интересным явлениям в химии. Например, реакция типа



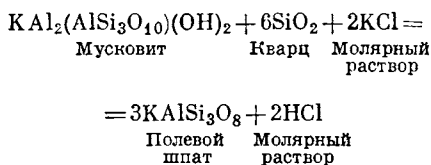
Твердая фаза Твердая фаза Газ Твердая фаза Газ

идет полностью при низком давлении газа и температурах порядка 600—700° С. Изменение энтропии при этой реакции +27 эн. ед. Нужно заметить, что в результате этой реакции получается больше молекул газа, чем предполагалось. Реакции подобного типа могут иметь некоторую связь с вулканическими процессами.

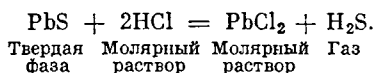
Рудные месторождения

Главная задача геологии — объяснить образование относительно крупных скоплений почти нерастворимых металлических сульфидов (Pb, Zn, Cu и др.), которые обычно встречаются в ассоциациях с силикатами, карбонатами и фторидами, в жилах или рассеянных включениях пород, окружающих плутонические интрузивы. Геологические исследования явно указывают на их водное или гидротермальное происхождение. Однако произведение растворимостей сульфида свинца при комнатной температуре $K = (\text{Pb}^{2+})(\text{S}^{2-})$ составляет лишь 10^{-28} . Это значит, что число ионов в воде, находящейся в равновесии с чистым PbS, исключительно

мало. Столь низкие растворимости многих металлических сульфидов всегда вызывают вопрос: как же они могут переноситься в больших количествах в водных растворах? Ведь для этого нужны гигантские количества воды. Недавно Хемли, Мейер, Ходжсон и Татчер провели эксперимент, позволяющий ответить на этот вопрос. Они исследовали реакцию



и показали, что при этой реакции образуется заметное количество HCl. Затем HCl реагирует с PbS:



Хлорид свинца гораздо более растворим, чем сульфид свинца, и при температурах порядка 500° С и давлениях 1000 бар была обнаружена довольно высокая концентрация (0,1) растворенного свинца. Ассоциация металлического сульфида, распространенных силикатных минералов и щелочно-галогидных растворов в геологии не считается необычной. Газово-жидкие включения в минералах, как правило, содержат очень большие количества галоидов. Хелгесон, используя вычислительную машину для расчета равновесия в растворе 13-компонентного вещества в NaCl—HCl—H₂O, находящегося в равновесии с галенитом вплоть до 350° С, показал, что этим раствором может переноситься вполне достаточное количество свинца (от 1 до 600 · 10⁻⁶), для того чтобы можно было говорить о гидротермальном происхождении рудного месторождения. Наиболее важными комплексами в этом процессе являются PbCl⁺, PbCl₂⁻, H₂S, HCl и NaCl.

Равновесие в многофазной системе

Обратимся теперь к рассмотрению некоторых правил, определяющих равновесие между двумя или более фазами. Исследуем такие относящиеся к геологии вопросы, как фазовые превращения (например, графит — алмаз), плавкость в многокомпонентной системе (например, кристаллизация магмы) и минеральные ассоциации метаморфических пород. Во многих случаях можно воспользоваться двумя простыми термодинамическими правилами — правилом фаз и уравнением Клаузиуса — Клапейрона.

Правило фаз

При изучении минеральных ассоциаций, например, в метаморфических породах возникает вопрос: «Находятся ли все минеральные фазы во взаимном равновесии?» Существует и другая проблема: «Сколько фаз может быть в равновесии при данном химическом составе системы?» Правило фаз дает частичный ответ на эти вопросы.

Представим себе систему, состоящую из *n* компонентов или химических веществ, каким-то образом распределенных по *φ* фазам, обозначаемым буквами α, β, . . . , φ. Пусть число возможных химических реакций среди *n* компонентов равно *R*.

Правило фаз, которое мы выведем чуть позже, устанавливает число независимых переменных, которые могут быть произвольно выбраны в системе, находящейся в равновесии. Это число называется вариантноностью системы. Интенсивные параметры — давление и температура — и переменные, описывающие состав каждой фазы, в различных фазах являются независимыми величинами.

Состав фазы адекватно описывается молярными долями каждого вещества или компонента в фазе. Поскольку

ку сумма молярных долей должна быть обязательно равна 1, для каждой фазы имеется $(n - 1)$ независимая переменная, определяющая состав. Полное число этих переменных, таким образом, равно $\phi (n - 1)$.

Если система находится в равновесии, температура во всех ее частях должна быть одинаковой. В противном случае теплота будет переходить от более нагретых точек к менее нагретым, что вызовет увеличение энтропии, и свойства системы будут зависеть от времени. Таким образом, достаточно одной переменной для определения температуры.

Обычно достаточно одной переменной и для описания давления, потому что, если давление неоднородно, вещество будет перемещаться (что снова поведет к увеличению энтропии), если только к системе не будут приложены соответствующие механические силы. В некоторых природных системах (например, в метаморфических породах) не обязательно, чтобы все фазы находились при одном давлении; вполне допустимо, например, чтобы жидкость, главным образом вода, заполняющая интерстиции в породах, находилась при более низком давлении, чем сами твердые фазы (гл. 9). Поэтому давление мы будем описывать только одной переменной. Полное число переменных, таким образом, равно $\phi (n - 1) + 2$.

Чтобы система была в равновесии, химические потенциалы всех веществ i должны быть одинаковыми во всех фазах; следовательно,

$$\mu_i^\alpha = \mu_i^\beta = \dots = \mu_i^\gamma \quad (i = 1 \dots n).$$

Полное число таких соотношений равно $n (\phi - 1)$. Если может происходить R различных реакций, для описания равновесия необходимо R дополнительных условий.

Вариантность, или число степеней свободы системы f , определяется разностью между числом переменных

и числом связей между ними:

$$\begin{aligned} f &= \phi (n - 1) + 2 - [n (\phi - 1) + R] = \\ &= n - R - \phi + 2. \end{aligned} \quad (5-11)$$

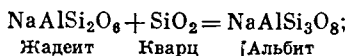
Если $f = 0$, то переменных как раз столько же, сколько связей между ними; в этом случае теоретически можно решить уравнения и вычислить значения каждой из переменных. Если $f < 0$, уравнений больше, чем переменных. Уравнения, вообще говоря, не могут выполняться, и нельзя считать, что система находится в равновесии. Если $f = 1$, можно выбрать одну произвольную переменную; все другие переменные можно будет тогда определить из условий равновесия. Равновесие возможно при любом значении этой переменной.

Следует помнить, что число 2, появляющееся в уравнении (5-11), до некоторой степени произвольно, поскольку оно имеет смысл только для тех случаев, когда для описания механических условий системы используется одно значение давления. Если рассматриваются и другие переменные (электрическое или магнитное поле, поверхностное натяжение и т. д.) или если система замкнута, т. е. если масса каждого компонента определена и постоянна, правило фаз (5-11) будет иметь различные формы. Данная форма справедлива, даже если некоторые компоненты (например, n_j) полностью отсутствуют в некоторых фазах (например, в фазе γ), поскольку число переменных уменьшится ($n_j^\gamma = 0$) на то самое число, на какое сократится число равновесных соотношений, устанавливающих равенство химических потенциалов.

Число $n - R$, обычно обозначаемое c , — это число независимых химических компонентов.

Посмотрим, как работает правило фаз. Если рассматриваемая система состоит только из альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, то $n = 1$, $R = 0$, $c = 1$, $\phi = 1$ и $f =$

$= 2$. Можно считать, что альбит будет устойчив в некоторой области давлений и температур. Теперь представим, что альбит находится в равновесии с жидкой фазой того же состава. Снова $c = 1$, но $\phi = 2$ и $f = 1$ (систему, для которой $f = 1$, называют моновариантной). Таким образом, только одна переменная, давление или температура, может быть выбрана произвольно, и этот выбор определяет другие переменные. На диаграмме, на которой P и T отложены по осям абсцисс и ординат соответственно, моновариантное равновесие представляется единственной кривой; все значения P и T в точках этой кривой отвечают равновесию. Кривая делит PT -плоскость на две области, в которых может существовать альбит в твердой и жидкой фазах соответственно. Для системы альбит — кварц — жадеит $n = 3$, но $R = 1$, поскольку возможна реакция



следовательно, $c = 2$, а f , как и прежде, равно 1. Это моновариантное равновесие (плавление альбита) может быть представлено кривой, описывающей равновесную температуру как функцию давления (или равновесное давление как функцию температуры).

Ясно, что в однокомпонентной системе может существовать не более трех фаз. Они сосуществуют при определенных значениях P и T (тройная точка).

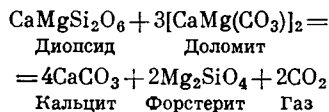
Для нахождения числа степеней свободы данной ассоциации фаз известного и определенного состава может быть использована упрощенная форма уравнения (5-11). Поскольку состав каждой фазы точно определен, уравнение не должно содержать переменных, характеризующих состав, и тогда полное число переменных сведется к двум. Число связей между переменными R — это число равно-

весных условий, связывающих свободные энергии фаз; оно равно числу возможных химических реакций между фазами. Таким образом, просто

$$f = 2 - R.$$

Это то же самое, что и уравнение (5-11), если мы будем считать каждую фазу «компонентом» и положим соответственно $n = \phi$.

Чтобы проиллюстрировать это положение, рассмотрим ассоциацию плагиоклазов в твердой и жидкой фазах. Между свободными энергиями для этих двух фаз нельзя установить никакой связи, кроме единственной точки, в которой свободные энергии и составы двух фаз равны (например, точка E на фиг. 6-4, a). Таким образом, $f = 2$ всюду, кроме одной точки, для которой $f = 1$. Можно еще рассмотреть минеральную ассоциацию форстерит — кальцит — доломит — диопсид — CO_2 (газ). В этом случае имеется одна реакция



и $f = 1$, как следует из уравнения (5-11) при $n = c = 4$ (CaO , MgO , SiO_2 , CO_2) и $\phi = 5$.

Правило фаз не позволяет определить, сколько фаз будет присутствовать в системе данного состава; оно просто устанавливает максимальное число фаз, которое может находиться в ней в равновесии. Это правило можно использовать для доказательства неравновесности (когда $f < 0$), но одного этого правила недостаточно для доказательства существования равновесия.

Ввиду того что давление и температура изменяются со временем, особенно в метаморфических условиях, маловероятно, чтобы даже удалось обнаружить неинвариантную систему, поскольку она должна была бы существовать при точно зафиксирован-

ных значениях P и T ; любое изменение этих переменных нарушит равновесие. Поэтому можно ожидать, что в породах будут обнаруживаться в основном ассоциации, для которых f по крайней мере равно 2. Значения $f = 1$ или $f = 0$ могут, следовательно, указывать на неравновесность системы. Ударение в предыдущей фразе следует сделать на слове, выделенном курсивом.

Уравнение Клаузиуса — Клапейрона

Уравнение Клаузиуса — Клапейрона описывает связь между давлением и температурой в случае моновариантного равновесия (плавление, фазовые превращения и т. д.). Оно следует непосредственно из уравнения (5-3). Если первоначально две фазы или более находятся в равновесии, то $\Delta G = 0$. Если они остаются в равновесии, когда изменяется давление, температура также должна измениться так, чтобы ΔG осталось равным нулю, т. е. $d(\Delta G) = 0$, и из уравнения (5-3) имеем

$$\frac{dT}{dP} = \frac{\Delta V}{\Delta S}. \quad (5-12)$$

При многих фазовых превращениях, представляющих интерес для геологов, величины ΔV и ΔS имеют одинаковые знаки¹, поэтому точки плавления или точки превращения при повышенных давлениях, как правило, выше. В превращениях с участием одних только твердых фаз (например, кварц — коэсит или кианит — силлиманит) dT/dP обычно имеет значения от 10 до 30 град/кбар при низких давлениях. Эта связь не является абсолютно линейной, поскольку ΔV и ΔS зависят от T и P

¹ Существуют хорошо известные исключения из этого правила, касающиеся плавления льда, а также гранита или базальта в присутствии значительного количества воды, достаточного для насыщения жидкости.

и наклон равновесной кривой, по крайней мере в случае плавления, уменьшается с увеличением давления.

Плавление в многокомпонентных системах

Ввиду очевидной важности явления плавления в образовании и кристаллизации магмы рассмотрим плавление несколько подробнее, начиная с двухкомпонентных систем с компонентами A и B .

Эвтектическое состояние. Предположим сначала, что твердые компоненты A и B взаимно нерастворимы, поэтому единственными твердыми фазами в данном случае будут чистый компонент A и чистый компонент B . Предположим далее, что компоненты A и B в жидкой фазе смешиваются в любых пропорциях и образуют идеальные растворы (отсутствует теплота смешения). Верхний индекс l указывает жидкую фазу, а индекс s — твердую; нижний индекс o относится к чистой фазе, а индекс m — к температуре плавления чистой фазы.

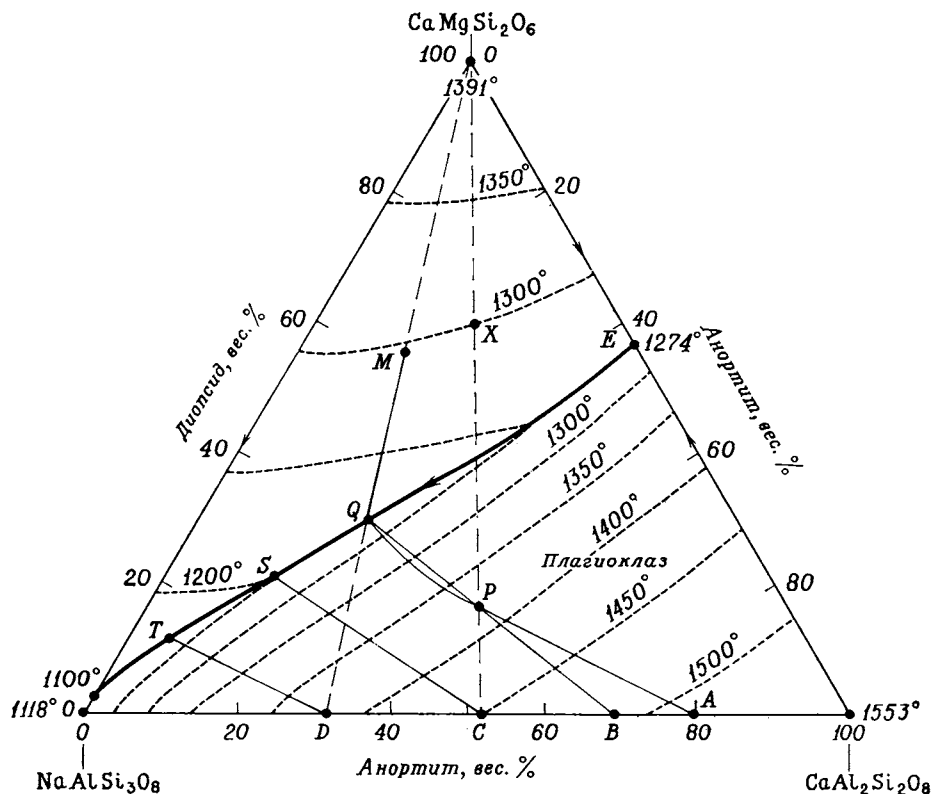
Начнем с чистой фазы A и ее точки плавления T_m . Мы имеем

$$\mu_{a, o, m}^l = \mu_{a, o, m}^s. \quad (5-13)$$

Теперь добавим к жидкой фазе некоторое количество B ; в результате этого молярная доля A в жидкой фазе вместо единицы станет равной x_a . Химический потенциал компонента A в жидкой фазе теперь в соответствии с уравнением (5-9) будет равен

$$\mu_a^l = \mu_{a, o}^l + RT_m \ln x_a$$

и, следовательно, будет меньше, чем $\mu_{a, o}^l$, потому что $x_a \leq 1$. Жидкая фаза в результате этого уже не будет находиться в равновесии с твердой; чтобы равновесие сохранилось, температура должна понизиться до значения T ($T \leq T_m$), которое мож-



ФИГ. 6-7. Диаграмма равновесной кристаллизации расплава в системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Bowen N. L., Z. Anorg. Chem., 94, 41, 1916). Состав в вес.%; пунктирные линии — изотермы равновесия кристалл — расплав; температура в °C.

корродированы, что рассматривается как признак реакции с расплавом (это соответствует, например, точке R фиг. 6-6). Однако, как это теоретически установлено, исходя из термодинамических соображений, при давлениях свыше 5 кбар MgSiO_3 начинает плавиться конгруэнтно. Этот факт подтвержден экспериментально. Таким образом, инконгруэнтное плавление в этой системе практически не имеет никакого значения для процессов плавления и кристаллизации магнезиальных пород в верхней мантии.

В системе Fe_2SiO_4 — SiO_2 отсутствует стабильная фаза промежуточного состава, и кристаллизация расплавов в конечном счете приводит к простой эвтектике.

Кристаллизация в трехкомпонентных системах с пироксеном. Система $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. На фиг. 6-7 приведена фазовая диаграмма системы плагиоклаз — диопсид при $P = 1$ бар. Типичные расплавы в плагиоклазовом поле этой системы по составу близки к составу в точке P ($\text{An}_{41}\text{Ab}_{41}\text{Di}_{18}$ в молекулярных отношениях)¹. При 1375° C из такого расплава начинает кристаллизоваться плагиоклаз. Установлено, что состав этого плагиоклаза отвечает An_{79} . Состав расплава

¹ Состав твердых растворов обычно выражается в молекулярных процентах, например $\text{An}_{81}\text{Ab}_{19}$. На фазовых же диаграммах, построенных по данным экспериментов, например фиг. 6-7, составы принято приводить в весовых процентах.

образуют дополнительный компонент AB (например, когда SiO_2 и MgO образуют энстатит MgSiO_3), соединение с вполне определенными свойствами, уже не являющееся только твердым раствором компонентов A и B . Может случиться так, что температуры и энтропии плавления компонентов A и B будут таковы, что кривая плавления будет лежать выше точки плавления компонента AB , где термин «точка плавления компонента AB » означает температуру, при которой компонент AB будет находиться в равновесии с жидкостью того же состава. В этих случаях говорят, что компонент AB плавится «инконгруэнтно», т. е. он распадается с образованием новых твердых и жидких фаз другого состава. В системе $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$ имеется два дополнительных соединения: форстерит Mg_2SiO_4 и энстатит MgSiO_3 . Последний плавится инконгруэнтно и образует форстерит + жидкая фаза, обогащенная SiO_2 (фиг. 6-7). Наоборот, когда расплав энстатита охлаждается, первым при температуре T образуется форстерит. При T_i , температуре инконгруэнтного плавления энстатита, твердый форстерит взаимодействует с жидкой фазой и образует энстатит. Если жидкая фаза в начальный момент содержит больше SiO_2 , чем энстатит, процесс кристаллизации будет идти далее после T_i до эвтектической температуры T_E , при которой кристаллизуются энстатит и кремнезем.

Ортоклаз плавится инконгруэнтно с образованием лейцита KAlSi_2O_6 и жидкой фазы. Как и в случае энстатита, расплав становится конгруэнтным при высоких давлениях. Инконгруэнтное плавление играет важную роль в кристаллизации некоторых вулканических пород (гл. 6).

Многокомпонентные системы. Расчеты и графическое представление экспериментальных данных сильно осложняются в неидеальных системах, содержащих три или более

компонента; но и в этой области в последние годы достигнуты значительные успехи. Обычно считают, что в таких сложных системах жидкие фазы обладают определенной структурой с определенным числом катионных и анионных позиций. К такой жидкости с «решеткой» могут быть применены модели статистического смешения с добавлением некоторых параметров, описывающих отклонение от идеальности. Для проведения всех необходимых вычислений, основанных целиком на наблюдающемся поведении всех возможных бинарных систем (скажем, $A - B$, $A - C$, $A - D$, $B - C$, $B - D$ и $C - D$ в четырехкомпонентной системе $A - B - C - D$), необходимо использование быстродействующей вычислительной техники. Попытки Бландера в этом направлении увенчались успехом, и недалеко тот день, когда можно будет предсказать поведение расплава многокомпонентной петрологической системы, подобной магме.

Устойчивость

Очень важно представить себе различие между равновесием и устойчивостью.

Равновесие описывает условия, при которых движущие силы, вызывающие реакцию или превращение, равны нулю. Эти движущие силы, как мы помним, зависят от условий, наложенных на систему. Если объем и энтропия системы постоянны, движущие силы, осуществляющие реакцию, изменяют внутреннюю энергию системы; при постоянных значениях P и T движущие силы изменяют свободную энергию и т. д. Если система находится в равновесии, никаких изменений не происходит.

Равновесие, однако, не всегда устойчиво. Можно провести аналогию между ним и округлым камнем, находящимся на вершине холма. Хотя камень вначале неподвижен (в равновесии), он может скатиться с холма (в неустойчивом равновесии).

веси), достаточно самого слабого возмущения, чтобы он скатился с холма вниз. Поэтому говорят, что камень находится в неустойчивом равновесии.

Не существует общего критерия устойчивости, охватывающего все возможные превращения, которые могут произойти в системе; система может быть устойчива по отношению к одной реакции, но неустойчива по отношению к другой. При комнатной температуре кварц устойчив по отношению к любым полиморфным превращениям, однако он неустойчив по отношению к растворимости в плавиковой кислоте.

Полезно провести различие между состояниями, лишь бесконечно мало отличающимися от первоначальных, и состояниями, заметно отличающимися от исходных. Первые из них называются «примыкающие состояния». В случае растворов, например, примыкающие состояния бесконечно мало могут различаться между собой по составу. Кристаллы в точке плавления и расплавы не являются примыкающими состояниями, поскольку их энтропии, объемы и другие параметры различаются на конечные величины.

Говорят, что фаза данного состава неустойчива, если любое возмущение, ведущее к примыкающему или непримыкающему состоянию, будет продолжать расти со временем. При постоянных значениях P и T это утверждение означает, что свободная энергия фазы больше, чем других фаз, отличающихся от данной бесконечно мало. Фаза называется метастабильной, если ее свободная энергия меньше, чем у любого примыкающего состояния, но больше, чем у некоторых других непримыкающих фаз. Фаза устойчива, или стабильна, если ее свободная энергия меньше, чем у любой другой возможной фазы. Камень на вершине холма неустойчив. Камень у подножия холма устойчив. Камень

на дне впадины на склоне холма находится в метастабильном состоянии, потому что он вернется на свое место на дно впадины, если его сдвинуть на бесконечно малое расстояние, но при достаточно большом смещении он выйдет из впадины и затем скатится вниз к подножию холма. Так, переохлажденная жидкость находится в метастабильном состоянии, потому что, хотя она и устойчива по отношению к примыкающим состояниям, возмущения, подобного введению центров образования фаз или «зародышей» твердой фазы, достаточно для того, чтобы произошла кристаллизация. Если исходить из математических представлений, то для осуществления стабильного и метастабильного состояний необходимо, чтобы свободная энергия была минимальной при данных значениях P и T . В первом случае минимум абсолютный, во втором — относительный или «локальный». Заметим, что условия устойчивости зависят от внешних связей. Для системы с постоянными объемом и энергией необходимым условием устойчивости является максимум энтропии. Для того чтобы отдельная фаза была устойчива по отношению к тепловым возмущениям, необходимо, чтобы удельная теплоемкость при постоянном объеме была положительна. В противном случае бесконечно малая флуктуация, переносящая тепло от A к B , вызовет охлаждение B и нагревание A , тем самым способствуя большему переносу тепла от A к B , в результате чего возмущение со временем будет возрастать. Можно показать, что для механической устойчивости необходимо, чтобы величина $(\partial V / \partial P)_T$ была отрицательной. Для устойчивости по отношению к составу раствора необходимо, чтобы значение $(\partial \mu_i / \partial x_i)_T$ было положительным для всех компонентов раствора; если же это условие не выполняется, различные компоненты будут диффундировать в раз-

личных направлениях и раствор распадется на две или более фазы различного состава. Несмешиваемость, как, например, в регулярных растворах, возникает в тех случаях, когда состав и температура таковы, что эти условия уже не удовлетворяются.

Большая часть минералов и минеральных ассоциаций на поверхности Земли, особенно в метаморфических породах, находится в метастабильном состоянии. Многие минералы неустойчивы по отношению к химическим реакциям с атмосферой.

Кинетика

Даже если минералы и породы образовались при равновесных или близких к ним условиях, многие из них не находятся в равновесии при условиях, существующих теперь там, где мы их обнаруживаем. Магнетит Fe_3O_4 , один из распространенных минералов, может взаимодействовать с атмосферным кислородом и образовывать гематит Fe_2O_3 . Алмаз неустойчив по отношению к своей менее плотной полиморфной модификации — графиту, а силлиманит может превращаться в кианит. Многие метаморфические породы могут возвращаться в свои предметаморфические формы. Высокотемпературные и высокобарные минералы удается обнаружить на поверхности Земли лишь потому, что все реакции, в результате которых они переводятся в свои более устойчивые формы, протекают слишком медленно. Все разнообразие пород на поверхности Земли и то, что мы имеем возможность исследовать геологические процессы, ведущие к их образованию, обусловлены исключительно медленным протеканием реакций.

Скорости реакций

Найдено, что скорости реакций, как и вообще любые скорости переноса (электропроводность, вязкое течение,

диффузия и т. д.), экспоненциально зависят от температуры, и скорость K имеет общую форму

$$K = K_0 e^{-E/RT},$$

где K и E — константы. Из подобной формы уравнения следует, что член $e^{-E/RT}$ — это больцмановский множитель, определяющий число частиц — молекул, ионов, электронов и т. д., — которые имеют требуемую энергию E для участия в процессе; эта энергия называется энергией активации. В сравнительно простом процессе диффузии в ионном твердом теле, например, энергия активации диффундирующего иона — это энергия, которую должен иметь ион для того, чтобы оставить свое первоначальное положение в решетке и преодолеть энергетический барьер, создаваемый ионами, непосредственно окружающими данный и отталкивающими его, когда он подходит к ним слишком близко. Скорость реакции будет, таким образом, зависеть, во-первых, от числа ионов, атомов или молекул, имеющих в любой момент времени необходимый избыток энергии, и, во-вторых, от скорости, с которой эти возбужденные частицы в действительности преодолевают энергетический барьер. Этот второй фактор должен описываться членом вида kT/h , где k и h — постоянные Больцмана и Планка соответственно (заметим, что отношение kT/h имеет размерность частоты). Скорость реакции может быть тогда выражена в общей форме:

$$K = \frac{kT}{h} K^*,$$

где K^* характеризует концентрацию возбужденных ионов. Теория Эйнштейна, касающаяся абсолютных скоростей реакции, основана на предположении, что K^* определяется, как и при обычном химическом равновесии, «свободной энергией активации» ΔG^* :

$$RT \ln K^* = -\Delta G^*,$$

где ΔG^* — разность молярных значений свободной энергии возбужденных понов и ионов, находящихся в равновесных позициях в решетке или, в общем случае, в их первоначальных состояниях.

Величину ΔG^* можно представить в виде трех членов:

$$\Delta G^* = \Delta E^* - T\Delta S^* + P\Delta V^*,$$

где ΔS^* и ΔV^* — энтропия активации и объем активации соответственно. Таким образом,

$$K = \frac{kT}{h} \left(\exp \frac{\Delta S^*}{R} \right) \left(\exp \frac{-\Delta E^*}{RT} \right) \times \left(\exp \frac{-P\Delta V^*}{RT} \right). \quad (5-16)$$

Точное значение ΔS^* не всегда ясно. В случае диффундирующего иона оно будет, по-видимому, соответствовать дополнительной трансляционной степени свободы, необходимой иону для перемещения по решетке. Если предположить, что знак ΔS^* совпадает со знаком ΔS — изменением энтропии самой реакции, то уравнение (5-16) даст объяснение, почему реакции обычно идут гораздо быстрее в направлении, характеризующемся возрастанием энтропии (например, плавление или испарение), чем в противоположном направлении (кристаллизация или конденсация).

Гомогенные системы. Скорость химической реакции, протекающей в отдельной гомогенной фазе (например, в водном растворе), описывается уравнением типа

$$\frac{dc_a}{dt} = K c_b^m c_c^n \dots,$$

где c_a, c_b, c_c — концентрации различных химических веществ, m и n — небольшие числа, а K — «константа скорости», которая экспоненциально зависит от температуры, а также от природы растворителя. Ее значение дается выражением вида, аналогичного уравнению (5-16).

Подобного же типа уравнение может описывать гетерогенные реакции

(те, что включают несколько фаз), идущие через посредство раствора. Так, когда арагонит CaCO_3 переходит при 100°C в кальцит CaCO_3 в результате растворения в водном растворе, из которого затем выпадает более устойчивый кальцит, можно установить, что скорость превращения пропорциональна произведению концентраций ионов Ca^{2+} и $(\text{HCO}_3)^-$ в растворе.

Гетерогенные системы. Гетерогенные реакции с участием двух и более фаз обычно идут в несколько отдельных этапов. Когда магнетит взаимодействует с кислородом, скорость образования гематита зависит от: 1) скорости, с которой молекулы кислорода ударяются о поверхность; 2) скорости, с которой молекулы O_2 разрываются; 3) скорости, с которой атомы кислорода присоединяются к атомам железа на поверхности, что сопровождается обменом электронами; 4) скорости, с которой или атомы кислорода диффундируют внутрь, или атомы Fe диффундируют к поверхности. Полная скорость реакции, естественно, определяется скоростью самого медленного этапа.

Диффузия. Диффузия в твердых телах — это обычно процесс, характеризующийся малыми скоростями. Скорость диффузии описывается коэффициентом диффузии D , определяемым из соотношения¹

$$q_i = -D \text{grad } a_i, \quad (5-17)$$

¹ Отметим сходство этого уравнения с уравнением теплопроводности (2-12). Если число диффундирующих частиц сохраняется, $\text{div } q_i = 0$, и концентрация определяется уравнением точно такой же формы, как и температура (уравнение (12-3)):

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}$$

для одномерного случая. Таким образом, время, необходимое для изменения концентрации, растет как квадрат расстояния, на которое распространяется диффузия, и изменяется обратно пропорционально константе диффузии.

где q_i — поток диффундирующих частиц типа i , пересекающих единичную поверхность в единицу времени (например, моль/см²·с), а a_i — активность компонента i или его концентрация, если i образует идеальный раствор в среде, через которую он диффундирует. Знак минус в уравнении (5-17) напоминает нам, что перенос происходит из области высокой активности в область низкой активности. Величина D , являясь отношением двух векторов, представляет собой тензор (см. стр. 119), и ее значение зависит главным образом от особенностей направлений в кристалле, в котором происходит диффузия. Как обычно, величина D зависит от температуры следующим образом:

$$D = D_0 e^{-E/RT}.$$

Энергии активации в случае диффузии в силикатах обычно составляют 20—100 ккал/моль или от 1,4 до $7 \cdot 10^{-12}$ эрг/атом (от 1 до 5 эВ). Энергия активации, как правило, возрастает с увеличением размеров и зарядов диффундирующих ионов. Во многих силикатах коэффициенты диффузии составляют от 10^{-20} до 10^{-6} см²·с⁻¹ при температурах 500—1000° С. Таким образом, диффузия в твердых телах — процесс медленный, и ее редко принимают во внимание при переносах материи на расстояния более нескольких сантиметров. Мы обычно обнаруживаем зональные кристаллы граната, плагиоклаза и т. д. размерами в 1 мм и меньше, в которых градиент концентрации сохраняется в течение миллионов лет.

Образование центров зарождения новой фазы. Когда образуется новая фаза, скажем путем осаждения из насыщенного раствора, некоторое число молекул растворенного вещества может ассоциироваться в соответствующую конфигурацию и образовывать зародыш новой фазы. Однако из-за наличия поверхностного на-

тяжения свободная энергия моля вещества в форме небольших зерен радиусом r превышает свободную энергию того же количества вещества, сконцентрированного в одном образце, на величину $\Delta G_s = 2\sigma V/r$, где V — молярный объем. Член $2\sigma V$ имеет обычно порядок 10^{-4} — 10^{-2} кал·см/моль, так что, если r , скажем, равно 10^{-6} см, величина ΔG_s довольно значительна. Для образования зародышей необходимо, чтобы маточный раствор был пересыщен; в противном случае небольшие ядра будут перераставаться в нем (из-за своей избыточной свободной энергии) с такой же скоростью, с какой они и образуются. Зародыши образуются, когда соответствующее число молекул растворенного вещества случайно на короткое время оказывается вместе; такое ядро продолжает существовать только в том случае, если оно сумело достичь некоторых критических размеров, при которых его тенденция к передиссоциации исчезает¹. Образование таких критических кластеров — явление довольно редкое, и поэтому возникновение активных центров представляет собой сравнительно медленный процесс, как об этом можно судить по так и незакристаллизовавшимся вулканическим стеклам. Существование на поверхности неустойчивых полиморфных модификаций (например, силлиманита и кристобалита) может быть обусловлено незначительной скоростью образования зародышей стабильной формы. Относительно медленный процесс образования активных центров, вероятно, ответствен также за часто наблюдающееся появление фаз в PT -полях, где они метастабильны по отношению к некоторым другим фазам. Например, кристобалит, высокотемпературная форма SiO_2 , быстрее об-

¹ Критический радиус r_c таков, что $2\sigma V/r_c$ равно разности химических потенциалов между растворенным веществом в пересыщенном растворе и в твердой фазе.

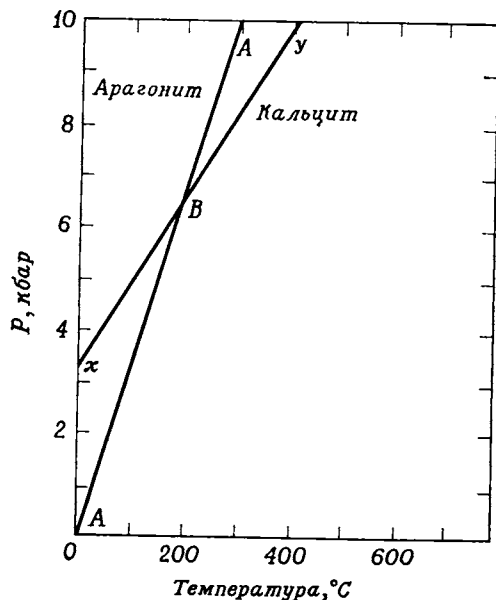
разуется из раствора или из аморфного кремнезема, чем кварц, даже в той температурной области, где кварц устойчив. Кристобалит может затем медленно переходить в кварц; в лабораторных экспериментах это превращение часто идет через промежуточную фазу — другую метастабильную полиморфную модификацию (кремнезем-К), не известную в природе.

Полиморфные превращения. Полиморфные превращения, за исключением так называемых превращений «смещения», происходят обычно медленно. При превращениях смещения (например, α — β -превращении кварца) не происходит изменения координационного числа, а лишь незначительно меняются длины связей и углы. В этом процессе не участвует диффузия, а поверхностная энергия на границе раздела двух фаз, по-видимому, мала, и поэтому образование зародышей не встречает никаких затруднений. Превращения смещения обратимы и происходят быстро. В некотором смысле подобный переход можно уподобить «собственному колебанию» кристалла.

Примером полиморфного превращения, представляющего значительный интерес для геологов, может быть переход кальцит — арагонит. При условиях, типичных для поверхности Земли, кальцит устойчив; арагонит же, обладая большей плотностью, чем кальцит, становится устойчивым при давлениях более 3,4 кбар при 0° С (наклон кривой метавариантного равновесия равен 16,6 бар/град). В океанических осадочных породах часто присутствуют обе формы, и в обеих из них могут сохраняться морские организмы. Во влажных отложениях арагонит быстро переходит в кальцит, за исключением тех случаев, когда этому препятствуют органические мембраны, такие, как выделения морских животных, предохраняющие их раковины от растворения. Экспериментальные исследо-

вания показывают, что при низком давлении в водном растворе легко синтезировать любую из этих форм CaCO_3 : высокие концентрации кальция и CO_2 предпочтительнее для кальцита, а высокие концентрации магния — для арагонита. В сухих условиях превращение происходит медленно, но может наблюдаться около 400° С; в этих случаях удается заметить, как в монокристалле арагонита образуются активные центры, а затем граница между арагонитом и вновь образовавшимся кальцитом медленно распространяется все на большую часть кристалла арагонита. Энергия активации в этом случае равна примерно 60 ккал/моль, что означает, что если на полное превращение одной фазы в другую при 400° С требуются часы или дни, то при температурах ниже 200° С процесс будет длиться тысячи лет.

Арагонит образуется и сохраняется в некоторых метаморфических породах, которые подвергались, как это устанавливается по минералогическим данным, давлению порядка нескольких килобар; такое давление обеспечивалось, вероятно, глубиной залегания. Вообразим теперь (фиг. 5-6), что отложения, содержащие кальцит, постепенно опускаются вниз и достигают глубины, на которой может образоваться арагонит. Затем выброс или эрозия медленно выносят назад на поверхность эти породы, в которых сохранился арагонит, и мы его обнаруживаем. Ни в один из моментов подъема породы не могли подвергаться нагреванию до температур, существенно превышающих 200° С на тех глубинах, где устойчивой фазой является кальцит. Температуре 200° С на равновесной кривой отвечает давление 6,7 кбар (точка В). Поскольку давление 1 кбар в породах возникает на глубине около 3,3 км, можно заключить, что температура не увеличивается с глубиной больше, чем на $(200/6,7) \cdot 3,3 \approx 10^\circ \text{C}$ на километр



ФИГ. 5-6. Фазовая диаграмма для системы кальцит — арагонит, на которой показаны равновесная кривая (xy) и PT -кривая, отвечающая термальному градиенту земной коры $\sim 10^\circ \text{C}/\text{км}$.

(обычно она увеличивается гораздо быстрее, чем здесь; см. гл. 11). Следует отметить, что изучение кинетики может пролить свет на исследование термальных и тектонических процессов.

Необратимые процессы

На предыдущих страницах мы рассматривали главным образом условия химического равновесия. Понятие равновесия включает в себе, как уже отмечалось ранее, постоянство энтропии, которая должна быть максимальной для данных E и V . О равновесных условиях нельзя, следовательно, говорить, если в системе происходит необратимый процесс, сопровождающийся увеличением энтропии. Примерами необратимых процессов могут служить перенос тепла при наличии градиента температуры или диффузия при градиенте концентрации. Выводы, полученные из изучения равновесных условий, мо-

гут все же оказаться полезными в случае незначительных градиентов (температуры или концентрации); геотермальный градиент ~ 20 град/км в лабораторных условиях соответствует разности температур лишь в $0,002^\circ$ между верхом и дном сосуда высотой 10 см. Тем не менее в масштабах Земли необратимые процессы могут оказаться очень существенными.

Из классической термодинамики следует, что для необратимого процесса $dS > dQ/T$. Для изолированной системы, у которой обмен тепла с окружающей средой отсутствует, $dS > 0$. Это неравенство, и оно ничего не говорит об истинной величине dS , кроме того, что эта величина положительна и больше минимума (dQ/T), отвечающего равновесию. Для того чтобы изучать необратимые процессы, необходимо, следовательно, расширить законы термодинамики. Можно предложить полезный дополнительный принцип, гласящий, что устойчивым состоянием системы, в которой происходит необратимый процесс (например, перенос тепла), будет такое, при котором прирост энтропии имеет минимальное значение, согласующееся с внешними связями, не позволяющими системе прийти в равновесное состояние (например, разность в температурах, подведенных к точкам системы). Не вдаваясь в обсуждение выводов, которые можно получить из этого и других принципов термодинамики необратимых процессов, достаточно сказать, что они в ряде случаев позволяют получить важные геохимические результаты: постоянный градиент температуры в растворе в общем случае приведет к градиенту концентрации, и наоборот. Это явление известно как эффект Соре, который в некотором отношении можно сравнить с концентрационным градиентом, обусловленным гравитационным полем, за исключением того факта, что последнее явление пред-

ставляет собой равновесный процесс; кроме того, гравитационные силы не смещают химического равновесия в реакциях, идущих с сохранением массы, в то время как во всех реакциях, в которых энтропия не сохраняется, равновесие смещается под действием температуры. Таким образом, и гравитационный, и температурный градиенты стремятся нарушить однородность состава, которая в противном случае будет сохраняться. Вспомним, что перенос тепла используется в химической промышленности в процессах очистки, таких, например, как разделение изотопов или выращивание больших синтетических кристаллов кварца из гидротермального раствора.

Теория эффекта Соре довольно сложна и здесь не будет рассматриваться¹. Мы лишь упомянем, что в бинарном растворе, находящемся в устойчивом состоянии, концентрация c_1 компонента 1 должна подчиняться соотношению

$$[c_1(1 - c_1)]^{-1} \text{grad } c_1 = -s \text{ grad } T,$$

где s — коэффициент Соре, зависящий как от материала, так и от коэффициента тепловой диффузии в растворе. Нам неизвестно ни одного экспериментального определения величины s в силикатных расплавах. Заметим, что эффект Соре вызывает обратный эффект Дюфора, согласно которому градиент концентрации вызывает градиент температуры.

Рекомендуемая литература

По химической термодинамике рекомендуются книги: *Lewis G. N., Randall M., Thermodynamics*, 2nd ed., revised by K. S. Pitzer, L. Brewer, McGraw-Hill, New York, 1961; *Denbigh K., The Principles of Chemical Equilibrium*, Cambr. Univ. Press,

1957; *Guggenheim E. A., Modern Thermodynamics by the Method of J. W. Gibbs*, Methuen, London, 1933; *Prigogine I., Defay R., Chemical Thermodynamics*, Longmans, Green and Co., New York, 1954; *Kern R., Weisbrod A., Thermodynamics for Geologists*, Freeman, Cooper and Co., San Francisco, 1967; *Turner F. J., Verhoogen J., Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd ed., McGraw-Hill, New York, 1960 (см. русский перевод: Тернер Ф., Ферхуген Дж., Петрология изверженных и метаморфических пород, ИЛ, М., 1961); *Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J., Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies*, Geol. Soc. Am. Memoir 73, 1958 (см. русский перевод: Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж., Метаморфические реакции и метаморфические фации, ИЛ, М., 1962); *Krauskopf K., Introduction to Geochemistry*, ch. 2 and 3, McGraw-Hill, New York, 1967; *Mason B., Principles of Geochemistry*, 3d ed., Wiley, New York, 1965.

Хорошим справочником по энтропии является книга: *Reif F., Statistical Physics*, 5, McGraw-Hill, New York, 1965.

Разнообразные числовые данные читатель найдет в работах: *Clark S. P., ed., Handbook of Physical Constants*, Geol. Soc. Am. Memoir 97, 1966 (см. русский перевод: Кларк С., ред., Справочник физических констант горных пород, «Мир», М., 1969); *Robie R. A., Waldbaum D. R., Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15° K (25° C) and one atmosphere (1.013 bars) pressure and at higher temperatures*, U.S. Geol. Surv. Bull. 1259, 1968.

Рекомендуются также книги: *Glastone S., Laidler K. J., Eyring H., McGraw-Hill*, New York, 1941; *Barnes H. L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Holt, Rinehart and Winston, Inc., New York, 1967 (см. русский перевод: Барнс Х., ред., Геохимия рудных месторождений, «Мир», М., 1970); *Bischoff J. L., Fyfe W. S., Catalysis inhibition and the calcite — aragonite Problem*, Am. J. Sci., 266, pp. 65—79, 1968; *Blander M., The topology of phase diagrams of ternary molten salt systems*, Chem. Geol., 3, pp. 33—58, 1968.

Brewer L., Undiscovered compounds, J. Chem. Educ., 35, pp. 153—156, 1958; *Helgeson H. C., Complexing and Hydrothermal Ore Deposition*, Pergamon Press, Oxford, 1964 (см. русский перевод: Хелгесон Г., Комплексообразование в гидротермальных растворах, «Мир», М., 1967); *Hemley J. J., Meyer C., Hodgson C. J., Thacher A. B., Sulfide solubilities in alteration-controlled systems*, Science, 158, p. 1580, 1967; *Strickland-Constable R. F., Kinetics and Mechanism of Crystallization*, Acad. Press, New York, 1968.

¹ С ней можно познакомиться в книге *De Groot S. R., Thermodynamics of Irreversible Processes*, North-Holland Publ. Co., Amsterdam, 1951.

Земная кора состоит преимущественно из продуктов многократного проявления вулканизма и плутонизма (глубинной магматической деятельности). Плутонические породы из семейства гранитов образуют непрерывные выходы на дневной поверхности континентальных щитов в пределах площадей в тысячи квадратных километров. Горные породы, возникшие при относительно молодых и современных эпизодах вулканической и интрузивной деятельности, хотя и распространены прерывисто, тем не менее в целом вносят внушительный вклад в продолжающую расти земную кору. Для иллюстрации этого положения приведем лишь один пример. В раннемеловое время в южной части Бразилии излились базальтовые лавы общим объемом более полумиллиона кубических километров. Большая часть этих вулканических пород изверглась в относительно короткий период времени 10 млн. лет (130—120 млн. лет назад). Такие грандиозные излияния отнюдь не уникальны. Такого же масштаба скопления базальтовых лав возникли в меловое время на плато Декан в Индии, а в третичное время покрыли значительную часть территории штатов Айдахо, Вашингтон и Орегон. Андская геосинклиналь в северной и центральной частях Чили на протяжении 3000 км при ширине 150—200 км выполнена мощной стратифицированной толщей юрских и меловых пород, представленных пре-

имущественно лавами среднего по содержанию кремнезема состава, называемыми андезитами, а также кислыми пирокластами. Общая мощность этих вулканических пород составляет не менее 35 км.

О магматических процессах мы знаем меньше, чем об их продуктах — изверженных горных породах. В настоящее время, как и в прошлом, в различных более или менее случайно расположенных участках, несомненно, протекают плутонические процессы. В ряде случаев проявления плутонизма предполагаются на глубине ниже поверхностных зон современной вулканической и сейсмической деятельности. Однако эти процессы не поддаются прямым наблюдениям. С другой стороны, вулканизм можно изучать непосредственно в процессе его проявления. В связи с этим мы начнем наш обзор магматических явлений с современных вулканических процессов.

Вулканизм

Вулканические извержения

Формы вулканических извержений многообразны. Один тип извержений — из кратера или из открытой трещины на поверхность поступает спокойно или очень бурно силикатный расплав. В расплаве содержатся растворенные газы, которые довольно спокойно отделяются при выходе лавы на поверхность и уменьшении

давления. Это явление похоже на выделение пузырьков углекислого газа в момент открывания бутылки с газированной водой. В извержениях другого типа участвуют преимущественно газы, выделение которых происходит внезапно, с разрушительной силой. Между этими двумя типами извержений существуют все постепенные переходы. Способ извержения, очевидно, в значительной степени обусловлен вязкостью магмы, которая в свою очередь зависит от ее состава. Расплавы, обогащенные SiO_2 , обладают очень высокой вязкостью, как и жидкий кремнезем в чистом виде. Это объясняется тем, что в обоих случаях расплавы в основном состоят из полимеризованных групп $[\text{SiO}_4]$. Легче происходит истечение газа из расплавов с небольшой вязкостью, как это видно на примере спокойного отделения пузырьков, столь характерного для базальтовых лав.

При нескольких спокойных извержениях базальтовых лав были установлены весовые соотношения газа и несущего его расплава. Содержание газовой фазы составляет от 0,5 до 1%. С другой стороны, в кратере Ниирагонго, расположенном в пределах Западно-Африканского рифта севернее озера Киву, существует лавовое «озеро» — скопление лавы, находящейся в состоянии белого каления при температуре около 1100°C . В подобном состоянии «озеро» находится непрерывно с тех пор, как этот вулкан был впервые изучен европейскими учеными еще в первые годы нашего столетия. Деятельность вулкана в этом случае выражается в непрерывном отделении пузырьков газа, в результате чего лава в озере перемешивается. Таким образом, величина отношения газ/лава в продуктах этого вулкана в настоящее время представляется совершенно неопределенной. Необходимо отметить, что количество тепла, излучаемого поверхностью лавового озера,

составляет $1 \text{ кал}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$, что приблизительно в 10^6 раз превышает нормальный тепловой поток (гл. 11). Точно не известно, каким образом это тепло переносится к поверхности. Вероятнее всего, это осуществляется посредством термической конвекции в вулканическом канале, чему в значительной мере способствует просачивание газовых пузырьков. Вулканические извержения происходят через разные интервалы времени. Крупнейший вулкан Гавайских островов Мауна-Лоа в течение прошлых двух столетий извергался через 3—4 года. Но ранее он в течение длительного времени находился в состоянии покоя, о чем свидетельствует глубокое выветривание вулканических потоков, излившихся на предшествующем этапе деятельности вулкана. Извержение расположенного поблизости вулкана Килауэа происходит несколько чаще, чем Мауна-Лоа, в среднем примерно 1 раз в 2—3 года. Объем лав, изливающихся из этого вулкана, относительно невелик. Так, в пределах вулканического цикла 1913—1924 гг. за период 1918—1921 гг. объем излившихся лав составил $0,1 \text{ км}^3$. Извержение других вулканов происходит реже. Между извержением Везувия, разрушившим Помпеи в 79 г. н. э., и следующим эпизодом его деятельности прошло около 1600 лет. Продолжительность одного извержения может колебаться от нескольких часов до нескольких лет. Общая продолжительность периодической деятельности вулканов точно не известна. Вероятно, период их жизни не превышает примерно 10^6 лет. Вулканические извержения обычно проявляются в определенной точке, вокруг которой и возникает вулканическая постройка «центрального типа». За счет базальтовых лав в связи с их малой вязкостью образуются «щитовые вулканы» с крутизной склонов не более 10° . В результате взрывных извержений вязких андезитовых

магм образуются вулканы с более крутыми склонами, получившие название *вулканы типа Фудзиямы*. С другой стороны, излияния базальтовых лав могут также происходить через трещины в ослабленных линейных зонах земной коры. Наиболее крупное зарегистрированное извержение этого типа произошло в 1783 г. в Исландии, когда из трещины Лаки длиной около 30 км излилось более 10 км³ базальтов, покрывших площадь около 500 км². Ни одно из 200 извержений, зарегистрированных в продолжительной истории вулканизма Исландии, не идет ни в какое сравнение с этим извержением.

Природа газовой фазы

Газы, выделяющиеся из вулканов, очевидно, играют очень важную роль при вулканических эксплозиях (взрывных извержениях). Эти газы несут в себе информацию о природе флюидов, которые, возможно, циркулируют на глубине, а также, как мы увидим далее, вероятно, сыграли решающую роль при формировании атмосферы и гидросферы; последние, по-видимому, преимущественно или даже исключительно имеют вулканическое происхождение (гл. 13). Все газы в пробах, отобранных непосредственно в вулканических жерлах и из охлаждающихся лавовых потоков, а также заключающиеся в пузырьках консолидировавшихся лав и извлеченные оттуда при нагревании образцов в вакууме, неизменно характеризуются примерно одинаковым составом. Главную роль в этих газах играют водород, кислород, углерод и сера. В конкретных образцах и пробах эти химические элементы связаны в те или иные молекулы, природа которых зависит от температуры, что в свою очередь обусловлено смещением химического равновесия. В вулканических газах неизменно присутствует вода, но при

высоких температурах проявляется ограниченная диссоциация молекул на H₂ и O₂. Сера может встречаться в виде H₂S, в самородном состоянии, в виде SO₂ или даже может быть представлена микроскопическими частицами сульфатов (преимущественно Ca, Na и K), вынесенными газами во взвешенном состоянии. Углерод присутствует в виде CO и CO₂. Исходя из рассмотрения термодинамических соотношений, представляется, что в смеси воды, серы и углерода, количества которых соответствуют содержаниям этих компонентов в вулканических газах, сера при высоких температурах должна присутствовать преимущественно в виде SO₂, а при низких — в форме H₂S. Свободный водород в заметных количествах должен появляться лишь при самых высоких температурах. Во всех случаях вулканические газы состоят преимущественно из H₂O; второй по количеству их компонент — CO₂. Величина отношения H₂O/CO₂ (по весу) обычно колеблется от 3 до 10. Помимо этих двух компонентов, в вулканических газах также обычно присутствуют сера, бор, азот, аргон и некоторые другие редкие газы. За счет хлора и фтора в вулканических газах появляются HCl и HF. Точно не известно, какая доля элементов, высвобождающихся в процессе извержения, имеет «ювенильное» происхождение. Так, возможно, значительная часть азота попадает в пробы вулканических газов из воздуха в процессе опробования или ранее, непосредственно в вулканическом жерле. CO₂ в некоторых случаях может появляться в вулканических газах в результате термического разложения карбонатов в процессе подъема магмы и проникновения ее сквозь осадочные и другие породы. Вода частично может иметь атмосферное происхождение. Просочившись на глубину, она могла вновь выноситься на поверхность с расплавом. Изучение изотопного

состава (дейтерий, отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), определенно свидетельствует, что значительная часть воды горячих источников вулканических областей имеет метеорное происхождение. Аргон вулканических газов, так же как и азот, вероятно, частично имеет атмосферную природу. По-видимому, однако, он в значительной степени представлен радиогенным изотопом ^{40}Ar , возникшим в результате распада ^{40}K в мантии.

В вулканических газах также присутствует неожиданно большое количество различных металлов. Это установлено исследованиями отложений вокруг мелких жерл (фумаролы), из которых длительное время после извержения происходит истечение газов, а также при изучении медленно охлаждающихся сплошных лавовых потоков и непосредственно вулканических кратеров. Во всех этих случаях установлено присутствие железа, меди, цинка, ртути и множества других металлов. Присутствие меди в форме хлорида установлено по характеристическим полосам спектра пламени, которое иногда наблюдается непосредственно в момент извержения базальтовых лав [предполагается, что это пламя горения (окисления) серы, происходящего при смешивании вулканических газов с воздухом]. Таким образом, представляется, что вулканические газы могут переносить многие из элементов, которые типичны для контактово-метаморфических пород и рудных жил.

Механизм извержения

Значительная часть нашей информации о природе вулканических извержений получена в результате непрерывных наблюдений за деятельностью двух близко расположенных гавайских вулканов — Мауна-Лоа и Килауэа. Из этих вулканов изливаются базальтовые лавы, имеющие небольшую вязкость. За несколько

недель перед извержением заметно возрастает частота проявления мелких землетрясений, фокусы которых располагаются на глубине 50—60 км, т. е. несомненно внутри мантии, поскольку в этом районе океаническая кора имеет толщину не более нескольких километров. Фокусы землетрясений постепенно перемещаются на меньшие глубины. Сеть чувствительных угломеров в этот период фиксирует постепенное разбухание вулканической постройки в целом, как будто в нее с глубины под давлением поступает жидкость. В конечном счете на вершине кратера или в некоторых точках по четким ослабленным линиям на склонах вулкана на дневную поверхность прорывается лава. Обычно излияние происходит в тех же точках, что и при прежних извержениях. Такие точки рассматриваются как выходы на поверхность залеченных трещин, протягивающихся в глубину вулканической постройки. На первой стадии извержения лава обычно интенсивно фонтанирует, что, видимо, определяется ее собственной кинетической энергией. Позднее извержение становится более спокойным, в излиянии лавы происходят перерывы, и в конечном счете оно затухает.

Состав лавы, изливающейся из одного вулкана, как это выясняется при изучении последовательных потоков, может значительно изменяться во времени даже в пределах десятилетий. Аналогичным образом синхронные потоки двух расположенных поблизости вулканов также могут значительно отличаться по составу. Обычно проявляется лишь слабая связь во времени между вулканической деятельностью двух расположенных рядом центров активности. Так, для Мауна-Лоа и Килауэа, кратеры которых отстоят друг от друга на 30 км, в их современной прерывистой деятельности не удалось установить корреляции. Все это позволяет предполагать, что

каждый вулкан питается из самостоятельного неглубокого резервуара, в котором магма в промежутке между извержениями последовательно преобразуется, например, в результате проявления фракционной кристаллизации. Советские ученые установили, что поперечные сейсмические волны (*S*-волны, которые не могут проходить сквозь жидкость), генерировавшиеся на одной стороне андезитового вулкана Ключевской Сопки на Камчатке, не регистрировались станциями, расположенными на другой стороне этого вулкана. Эти соотношения объяснимы «экранированием» волн магмой в резервуаре на глубине порядка 60 км.

Поскольку силикатные расплавы обладают меньшей плотностью, чем твердое вещество того же состава, восходящие движения магмы сквозь твердую земную кору обычно связывают с гравитационными силами. Действительно, контролирующая роль гравитации проявляется в том, что вулканы не поднимаются выше определенной высоты. При статических условиях высота h , до которой колонна жидкости с плотностью d_l может подняться над основанием колонны твердых пород мощностью H , определяется выражением

$$ghd_l = gHd_s,$$

где d_s — плотность твердой породы. Следовательно,

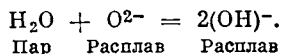
$$\frac{h-H}{H} = \frac{d_s-d_l}{d_l}.$$

Плотность базальтовой магмы d_l равняется 2,8 г/см³; плотность верхней мантии d_s , вероятно, близка к 3,3. Таким образом, $(d_s - d_l)/d_l = 0,15$. Следовательно, $h - H$, высота вулкана, составляет 0,15 H . Вулкан Мауна-Лоа на Гавайских островах возвышается над морским дном примерно на 8 км. Отсюда следует, что $H = 55$ км, что находится в хорошем соответствии с сейсмическими данными. Иными словами, гидро-

статическое давление колонны жидкости равняется давлению в источнике этой жидкости, обусловленному нагрузкой (мощность H) материала с плотностью d_s .

Масштабы вулканических эксплозий поражают, но механизм их недостаточно ясен. Катастрофическое извержение андезитового вулкана Кракатау (Индонезия) в 1883 г. было слышно в Австралии, почти за пять тысяч километров. Кроме того, возникшие при этом атмосферные звуковые волны обошли вокруг всего земного шара. При извержении в атмосферу было выброшено около 18 км³ твердых частиц всех размеров. Наиболее мелкие из этих частиц оставались в воздухе во взвешенном состоянии более года, обуславливая необычные метеорологические эффекты. Взрывная энергия эксплозии была оценена в 10²⁶ эрг. Вулканическое облако поднялось в высоту на 20 км. По наблюдениям скорости, с которой обломки пород летят вверх в момент эксплозивного извержения, можно грубо судить о давлении газа при взрыве. Обычно находят, что это давление должно быть порядка 10²—10³ бар. Каким же образом развиваются такие давления?

Эксперименты свидетельствуют, что растворимость воды в силикатном расплаве возрастает примерно пропорционально корню квадратному из величины давления воды в процессе предполагаемой реакции



При постоянном давлении растворимость по мере увеличения температуры уменьшается, а от состава расплава зависит слабо. При температуре 1100° С и давлении 1000 бар содержание воды в базальтовом расплаве может составлять около 3 вес.%. Парциальное давление воды в газовой фазе, находящейся в равновесии с базальтовым расплавом,

содержащим 1% воды, должно быть около 100 бар. Если это давление падает ниже указанной величины, происходит вскипание воды. Однако в статических условиях давление, развиваемое выделяющимися газами, не может превышать 100 бар без того, чтобы вода не переходила обратно в раствор. Для возникновения давления в 1000 бар внутри андезитового вулкана, видимо, необходимо присутствие избыточного количества воды, и, вероятно, ее содержание должно составлять 4—5%.

Теоретически высокое давление воды может развиваться в результате охлаждения и кристаллизации магмы. Поскольку вода не входит в минералы ранних стадий кристаллизации (оливин, пироксен, плагиоклаз, окислы титана и железа), ее концентрация в расплаве должна возрастать в процессе его кристаллизации. Давление паров при этом также должно увеличиваться и в некоторых системах, возможно, достигает очень высоких величин, порядка 10^3 бар. Когда давление воды уравнивается с внешним давлением, должно происходить вскипание и выделение ее из расплава. Такой процесс получил название ретроградного кипения, поскольку оно вызывается охлаждением. Можно представить себе магматический резервуар внутри вулкана, в котором происходит медленная кристаллизация, сопровождающаяся постепенным увеличением давления воды. На определенной стадии это давление превысит прочность вулканической постройки и снимется посредством эксплозии. Однако, судя по преимущественно стекловатому состоянию пирокластического материала при эксплозивных извержениях, как это, например, имело место при грандиозном извержении Кракатау, можно полагать, что эксплозивные извержения проявляются в то время, когда магма еще находится в существенно жидком состоянии. Ретроградное кипение

должно проявляться лишь после значительной раскристаллизации магмы. Таким образом, эта дилемма остается неразрешенной.

Механизм эксплозивных извержений, несомненно, должен также определяться кинетическими факторами, например скоростью образования газовых пузырьков. С такими кинетическими проблемами связано образование *палящих туч* (*nuées ardentes*). Впервые палящая туча наблюдалась при извержении Мон-Пеле на Мартинике в 1902 г. Она представляла собой облако твердых вулканических частиц высокой температуры, взвешенных в газе, которое внезапно выделилось из кратера и вследствие своей относительно высокой средней плотности быстро стекало вниз по склону вулкана. Скорость движения палящих туч чрезвычайно велика. Частично она стимулируется внутренними факторами. Очевидно, каждая частица в процессе движения выделяет газ, создавая столь интенсивную турбулентность, что даже относительно тяжелые твердые частицы не осаждаются, а продолжают двигаться с тучей. Когда, наконец, палящая туча приходит в состояние покоя, входившие в ее состав твердые частицы еще настолько горячи, что проявляют тенденцию к свариванию. За счет палящих туч, как полагают, обычно образуются так называемые сваренные туфы (игнимбриты). В деталях механизм извержения палящих туч еще остается загадочным. Следует, однако, заметить, что сваренные туфы по существу представляют главный продукт кислого вулканизма. Типичными представителями этих пород могут служить относительно маломощные прослои игнимбритов, развитые, однако, на огромных площадях и в целом слагающие большие объемы. Такие горизонты игнимбритов развиты в пределах Невады и Юты. Для всех игнимбритов характерно высокое содержание кремнезема.

Географическая корреляция вулканической и сейсмической деятельности

На Земле известно около 800 действующих вулканов. Значительно большее число вулканов извергалось настолько недавно, что они еще очень слабо эродированы. Географическое распределение вулканов далеко не случайно. Они совершенно отсутствуют на континентальных щитах и в наибольшей мере сконцентрированы в пределах «огненного кольца», опоясывающего Тихий океан. Сюда относятся вулканы западных окраин обеих Америк, Алеутских островов, Камчатки, Курил, Японии, Филиппин, Новой Британии, Новой Зеландии и Антарктиды.

Между современной вулканической и сейсмической деятельностью существует явная географическая корреляция. Многие действующие вулканы располагаются внутри или вблизи сейсмических поясов, в которых также концентрируются эпицентры зарегистрированных землетрясений (фиг. 8-77). В деталях, однако, эта корреляция далека от совершенства. Крупные сейсмические пояса имеют значительно большую протяженность, чем включенные в них зоны вулканизма. Так, в Тихоокеанском поясе на расстоянии 2000 км — между вулканом Лассен-Пик в северной Калифорнии и действующими вулканами центральной Мексики — неизвестны проявления вулканизма. Такие же перерывы наблюдаются в широтной сейсмической зоне, протягивающейся из западного Средиземноморья через Турцию, Иран, Памир и Гималаи к Индонезийской островной дуге. Несколько действующих вулканов расположено в Средиземноморье (Этна, Везувий и др.).

В пределах Кавказа также хорошо известно несколько недавно потухших вулканов; весьма многочисленны действующие вулканы в Индоне-

зии. Однако они совершенно отсутствуют на территории Турции и в высокогорных районах Центральной Азии. Даже при совпадении сейсмических и вулканических зон устанавливаются в более мелком масштабе некоторые несоответствия. В Новой Зеландии, например, вулканические извержения происходят гораздо реже, чем сильные землетрясения.

Вулканическая деятельность здесь ограничена пределами территории, размер которой не более 250×100 км (зона Уайракей — Таупо, фиг. 9-22), тогда как эпицентры крупных землетрясений очень четко локализируются вдоль зон дислокаций, протягивающихся на 1500 км через оба острова. Подобная зависимость обнаруживается и в Чили. В Атлантическом океане эпицентры многих землетрясений располагаются под гребнем срединного хребта или вблизи него; вместе с тем вулканические острова в этом океане располагаются и за сотни километров от срединного хребта.

Гавайские острова в Тихом океане последние несколько миллионов лет были районом непрерывной вулканической деятельности, однако эпицентры крупных землетрясений здесь практически не отмечались.

Вулканические извержения обычно предваряются и сопровождаются локальной сейсмической активностью. Однако нередко землетрясения играют лишь незначительную роль в процессе вулканической деятельности. При крупнейшем извержении вулкана Косигуина в Никарагуа в 1835 г. в течение трех дней было выброшено около 10 км^3 обломочного материала. При этом землетрясения были замечены лишь в день, предшествующий извержению. Сейсмическая активность, предшествующая извержениям гавайских вулканов, определяется большей частью лишь геофизическими приборами.

Наиболее крупные землетрясения

не связаны непосредственно с вулканическими извержениями. Существуют, однако, исключения. 20 февраля 1835 г. Консепсьон (Чили) и другие города южного побережья этой страны были разрушены землетрясением; это совпало по времени с пребыванием там корабля «Бигль». Свидетель события Ч. Дарвин¹ писал: «...в тот же самый час, когда обширный участок суши был значительно и навсегда приподнят, цепь вулканов, расположенных в Андах, в их части, обращенной к Чили, одновременно извергла столбы темного дыма, и в течение всего следующего года продолжалась их необычная активность... Таким образом, мы наблюдали поднятие суши, возрождение вулканической деятельности через давно существующие жерла и подводный взрыв (близ Хуан-Фернандеса), которые были составными частями одного грандиозного природного явления». Исходя из этих своих наблюдений, Дарвин² позднее писал: «Мне представляется, что эти явления доказывают повсеместную идентичность механизма, обуславливающего поднятие крупных участков суши и вулканические извержения».

22 мая 1960 г. в южной части Чили вновь произошло сильное землетрясение и опять наблюдались синхронные вулканические извержения, оказавшиеся, однако, менее продолжительными. Большинство вулканов оставалось в бездействии; на одном из них, расположенном в центре сейсмической области, произошло катастрофическое извержение, но лишь спустя 8 месяцев после землетрясения. Таким образом, даже в Чили связь между вулканической деятельностью и сейсмической активностью оказалась довольно косвенной.

¹ Darwin C., Journal of Researches, Hafner, London, 1839, reprinted 1952.

² Darwin C., Geological Observations, 3d ed. Smith Elder, London, 1891.

Вулканическая и тектоническая деятельность во времени

Если мы обратимся к геологическому прошлому, то опять сможем заметить некоторую общую географическую корреляцию между вулканической и тектонической деятельностью. Радиометрические определения абсолютного возраста магматических пород в общем свидетельствуют, что такая корреляция не столь совершенна, как об этом обычно думали ранее. Во многих складчатых горных поясах установлены крупные массы вулканических и плутонических пород. В некоторых из этих регионов вулканизм проявлялся преимущественно на ранней стадии прогибания и заполнения осадками геосинклинали, а позднее происходило складкообразование и подъем горных цепей. Более произвольно происходило внедрение гранитной магмы, которое обычно осуществлялось в течение одного или нескольких кратковременных периодов.

Континентальные щиты обычно рассматриваются как тектонически стабильные области. Можно предполагать, что они были устойчивыми и в дофанерозойское время. В пределах крупных областей, например в Канаде, Австралии и Африке, в последокембрийское время совершенно отсутствовала вулканическая деятельность. Местами в пределах щитов возникали региональные рифты и проявлялась пространственно связанная с ними вулканическая деятельность. Так, грандиозные излияния базальтов в южной Бразилии в течение мелового периода сопровождались возникновением крупнейших трещин и расширением щита. За пределами региона, покрытого базальтовыми покровами, западнее и южнее Рио-де-Жанейро эрозией вскрыты корни мезозойских вулканов, извергавших щелочную магму. Такого же типа вулканическая деятельность проявляется в настоящее

время вдоль Восточно-Африканского рифта в пределах Кении и Танзании. В недалеком прошлом вулканическая деятельность широко проявлялась в пределах Тихого океана. Все острова в этом океане имеют вулканическое происхождение. Многие из них окаймлены коралловыми атоллами. В настоящее время вулканические центры действуют лишь в Самоа, на островах Галапагос и Гавайских. Вероятно, лишь в связи с отсутствием соответствующей информации бассейн Тихого океана пока не рассматривают как регион интенсивного проявления тектонической деятельности.

Происхождение магмы (проблема плавления)

Поскольку точки плавления большинства минералов повышаются с давлением, предполагалось, что уменьшение давления на породы, температуры которых близки к точке плавления, могло вызывать генерацию магмы в верхней мантии. Однако оказалось трудным предложить какой-либо простой механизм локального уменьшения давления. Земля находится в состоянии гидростатического равновесия. Это означает, что на любой данной глубине давление определяется плотностью горных пород (или магмы) и ускорением силы тяжести, причем ни один из этих параметров не может измениться без соответствующего изменения массы и размеров Земли. Кроме того, почти идеальное изостатическое равновесие Земли (гл. 10) предотвращает локальные вариации давления на величину большую, чем, скажем, 100 бар, в любой фиксированной точке мантии; соответствующее изменение температуры плавления не может при этом превышать нескольких градусов. В принципе существует возможность уменьшения давления без значительного одновременного понижения температуры. Такие условия могут реа-

лизоваться в восходящей ветви конвекционной ячейки, функционирующей в твердой мантии. Однако конвекция предположительно также рассматривается как движущая сила тектонической деятельности, а выше уже отмечалось, что корреляция между магматической деятельностью, в частности вулканизмом, и тектоническими явлениями (развитие геосинклиналей, горообразование и сейсмическая активность) пока еще установлена плохо. Можно предположить, что в мантии происходят конвекционные явления различных типов, причем лишь при определенных условиях (например, при некоторых конкретных температурах, скоростях и направлениях течения) становится возможным значительное плавление. Не исключено, что магма может возникать в процессе простого восходящего движения блоков материала мантии, которые, подобно твердым каплям, поднимаются в земной коре. Такие «капли» могли перемещаться без бокового движения, которое весьма характерно для орогенических движений. Однако для решения этой проблемы в настоящее время отсутствуют надежные данные, поэтому все высказанные предположения имеют сугубо гипотетический характер. Нам достоверно известно лишь то, что магма образуется в результате плавления твердых горных пород в мантии и, вероятно, в наиболее глубоких частях земной коры. Однако мы еще не имеем какой-либо удовлетворительной модели, объясняющей механизм такого плавления.

Равновесие кристаллы— расплав в силикатных системах

Все обычные магмы представляют собой силикатные расплавы с незначительным количеством таких летучих компонентов, как H_2O , SO_2 или HF . Аналогичным образом и магма-

тические породы, как вулканические так и плутонические, состоят преимущественно из силикатов (включая кварц). Таким образом, в проблеме генезиса и эволюции магм и изверженных пород важнейшая роль принадлежит вопросам плавления многофазных силикатных систем и вопросам отделения силикатов из охлаждающихся расплавов (магм). Наиболее обширную информацию относительно поведения силикатов в процессе кристаллизации получают при экспериментальных исследованиях в области керамики и металлургии, а также при аналогичных собственно геохимических исследованиях. Все экспериментальные данные подобного рода относятся преимущественно к равновесиям между кристаллическими фазами и расплавами. В большинстве случаев они поддаются проверке и оценке с точки зрения положений классической термодинамики.

Термодинамические предпосылки

Эвтектическая кристаллизация.

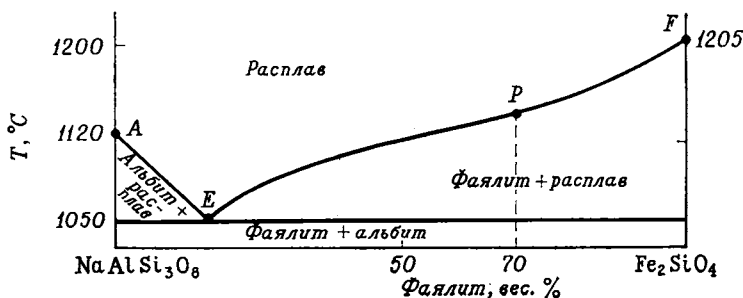
В двухкомпонентной системе $A - B$ при отсутствии тенденции к образованию твердых фаз с изоморфным вхождением в их состав обоих компонентов любой расплав промежуточного состава можно рассматривать как раствор A в B и наоборот. При некотором данном давлении молярная концентрация x_a компонента A

в расплаве при температуре T определяется уравнением (5-14), которое может быть записано следующим образом:

$$\ln \frac{1}{\gamma x_a} = \frac{\Delta S_a}{R} \left(\frac{T_{m,a}}{T} - 1 \right), \quad (6-1)$$

где $T_{m,a}$ — температура плавления компонента A , ΔS_a — энтропия плавления, а γ — коэффициент активности, отражающий в поведении системы отклонение от идеального (при котором $\gamma = 1$).

Характерный представитель силикатных систем этой группы — система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит) — Fe_2SiO_4 (фаялит) при атмосферном давлении (фиг. 6-1). Из уравнения (6-1) следует, что кристаллический фаялит может сосуществовать в равновесии с расплавом лишь при температурах ниже точки его плавления. По мере уменьшения содержания фаялита в расплаве температура на равновесной кривой также должна понижаться. В другой половине рассматриваемой диаграммы изображена кривая плавления смесей, обогащенных альбитом, которая понижается в сторону от точки плавления чистого альбита. Таким образом, на этой диаграмме существуют две кривые, встречающиеся в уникальной моновариантной эвтектической точке E . В этой точке жидкость E может сосуществовать с кристаллами альбита и фаялита при постоянной минимальной температуре. Рассматриваемая



Фиг. 6-1. Диаграмма равновесной кристаллизации расплава в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ (Bowen N. L., Schairer J. F., Proc. Natl. Acad. Sci., 22, 349, 1936).

диаграмма температура — состав подразделяется на четыре поля, в каждом из которых стабильна одна ассоциация фаз. Форма кривой ликвидуса FE (для случая идеальной растворимости) определяется только температурой и энтропией плавления фаялита и не зависит от природы «растворителя», в данном случае альбита.

Для большинства простых минералов магматических пород температуры плавления при атмосферном давлении установлены с точностью до нескольких градусов. Второй необходимый нам параметр ΔS_m можно вычислить по соответствующим теплостемностям кристаллической фазы и стекла того же состава. Эту величину можно получить и другим способом, а именно прямым калориметрическим определением дифференциальных теплот растворения данной кристаллической фазы и стекла в каком-либо растворителе, например HF . Однако данные по ΔS_m для минералов магматических пород очень немногочисленны. Приведем некоторые из них для давления $P = 1$ бар [кал/(моль·град)]:

Диопсид	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	$13,8 \pm 2$
Авортит	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	$16,1 \pm 2,5$
Кристобалит	SiO_2	$1,02$
Альбит	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	$9,75 \pm 0,5$
Савидин	KAlSi_3O_8	$9,98 \pm 0,5$

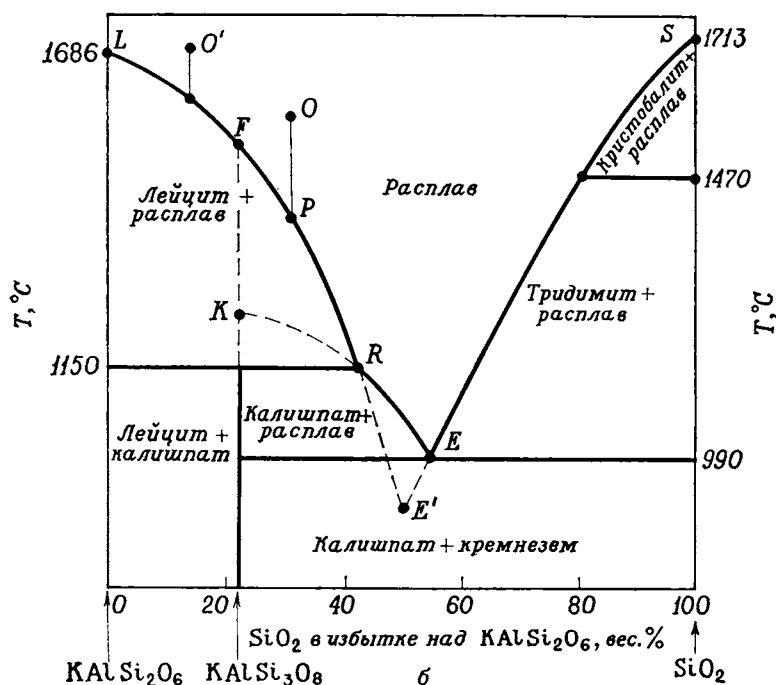
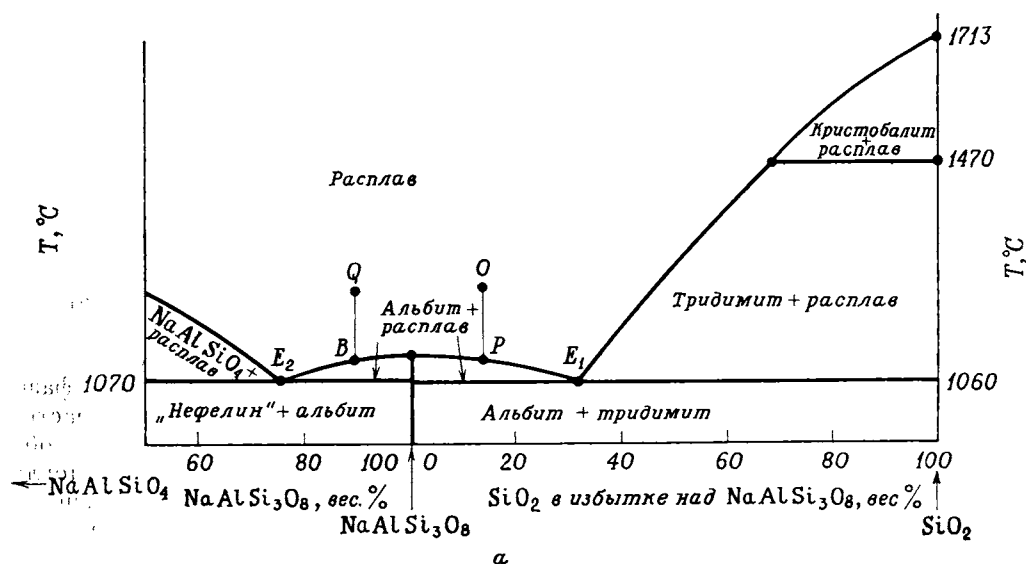
Практически большинство использованных стандартных величин ΔS_m силикатов было, наоборот, вычислено по экспериментально найденным кривым плавления двухкомпонентных систем. Так, еще много лет назад Боуэн определил эти параметры для альбита и фаялита, значения которых соответственно оказались равными 0,75 и 1,3 кал/(г·атом·град). ΔS_m для альбита, полученное недавно экспериментально, составляет 0,75 кал/(г·атом·град)¹. Отно-

сительно небольшая величина ΔS_m альбита в большей мере, чем его относительно небольшая температура плавления, обуславливает смещение точки E в сторону конечного альбитового состава на диаграмме фиг. 6-1.

Исключительно низкая энтропия плавления [$< 0,4$ кал/(г·атом·град)] чистого кремнезема связана со сложным полимерным строением силикатных расплавов. Этим же обстоятельством объясняются небольшие значения энтропии плавления щелочных полевых шпатов по сравнению с теми же величинами для окислов [например, 2 кал/(г·атом·град) для TiO_2 и Al_2O_3] и относительно простых силикатов [1—1,5 кал/(г·атом·град) для оливинов и пироксенов]. Эти соотношения накладывают важные ограничения на поведение магмы в процессе кристаллизации. Конечные остаточные жидкости, образующиеся в процессе кристаллизации магмы, и первые ее фракции, возникающие в самом начале плавления агрегатов силикатных минералов, должны обладать определенным сходством. А именно они должны быть относительно обогащены кремнеземом и «молекулами» щелочных алюмосиликатов.

Иконгруэнтное плавление. На фиг. 6-2 противопоставляются неперенные условия конгруэнтного и иконгруэнтного плавления. На каждой из двух приведенных на фигуре диаграмм отражена двухкомпонентная система, в которой один компонент представлен SiO_2 , а другой — щелочным алюмосиликатом (фельдшпатом). В каждой из этих систем возможно соединение промежуточного состава, а именно щелочной полевой шпат. На фиг. 6-2, а как правая, так и левая ветви линии ликвидуса опускаются до температур ниже точки плавления альбита еще до достижения состава $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Таким образом, в этом случае мы имеем дело по существу с двумя независимыми

¹ Значение энтропии на грамм-атом равно энтропии грамм-молекулы, разделенной на число атомов в химической формуле вещества.



Фиг. 6-2. Диаграммы равновесной кристаллизации расплавов в системах фельдшпатоид — кремнезем.

а — NaAlSiO_4 — SiO_2 [за исключением незначительных эффектов, обусловленных твердыми растворами (Barth T. F. W., Die Eruptivgesteine, in: Die Entstehung der Gesteine, Ein Lehrbuch der Petrogenese, Springer, Berlin — Göttingen — Heidelberg, 1960)]; б — KAlSi_2O_6 — SiO_2 (Schairer J. F., Bowen N. L., Proc. Comm. Géol. Finlande, 140, 72—75, 1947).

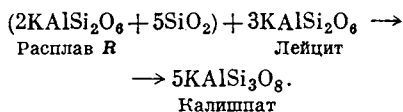
простыми эвтектическими субсистемами с эвтектическими точками E_1 и E_2 , температуры которых случайно почти совпадают.

В отличие от нефелина лейцит и кварц имеют близкие температуры плавления. Однако в связи с существованием промежуточного соединения $KAlSi_3O_8$ диаграмма плавления системы лейцит — кремнезем должна была бы иметь вид кривой $LE'S$ (фиг. 6-2, б). Эвтектическая точка этой системы E' должна быть смещена в направлении к конечному компоненту SiO_2 . В действительности, однако, при некоторой строго определенной температуре R соединение $KAlSi_3O_8$ инконгруэнтно плавится с образованием жидкости более кремнеземистого состава и лейцита (менее кремнеземистой кристаллической фазы). Явление инконгруэнтного плавления объясняется тем, что $KAlSi_3O_8$ сам по себе должен был бы плавиться конгруэнтно при несколько более высокой температуре K , располагающейся на диаграмме непосредственно ниже точки F на линии LE' , отвечающей составу этого соединения. Но в точке K равновесие между расплавом и кристаллами одинакового состава $KAlSi_3O_8$ оказалось бы метастабильным. Положение этой метастабильной точки плавления можно оценить в соответствии с уравнением (6-4), продолжив кривую ER до пересечения с вертикальной линией, отвечающей составу $KAlSi_3O_8$. Эта метастабильная температура плавления составляет $1200^\circ C$.

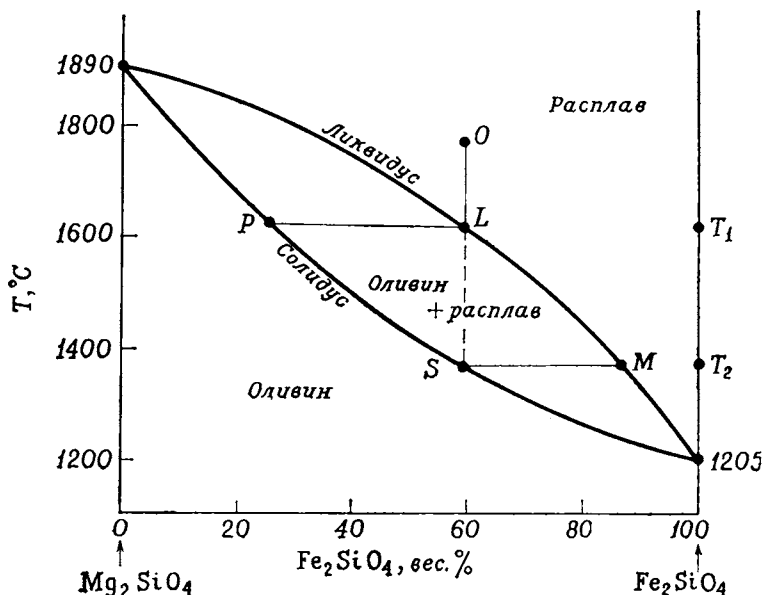
В соответствии с диаграммой фиг. 6-2, а некоторая жидкость O , по составу промежуточная между $NaAlSi_3O_8$ и SiO_2 , вначале просто охлаждается по линии OP , затем происходит изменение состава расплава в соответствии с движением по линии PE_1 , сопровождающееся кристаллизацией альбита. В конечном счете кристаллизация расплава заканчивается в точке E_1 с одновременным выделением альбита и крем-

незема в эвтектических соотношениях. Аналогичным образом и некоторая жидкость Q в субсистеме альбит — нефелин должна в конце концов измениться до состава E_2 . Состав расплава не может перемещаться из одной подсистемы в другую через «барьер», представленный альбитом $NaAlSi_3O_8$.

На диаграмме фиг. 6-2, б исходный расплав O охлаждается до температуры точки P , а затем изменяет свой состав вдоль линии PR с кристаллизацией лейцита. В моновариантной точке R сосуществуют три фазы. При этом лейцит начинает растворяться, тогда как $KAlSi_3O_8$ в изобилии кристаллизуется, чем обуславливается сохранение состава расплава точки R . Этот процесс выражается уравнением



После полного исчезновения лейцита расплав снова начинает охлаждаться, изменяя свой состав по линии RE с кристаллизацией калишпата. В конечном счете при постоянной температуре E происходит одновременно кристаллизация калишпата и кремнезема. В лейцит-полевошпатовой подсистеме инконгруэнтное поведение $KAlSi_3O_8$ обуславливает наиболее сложную последовательность кристаллизации расплавов по составу, близких к O' . В процессе этой кристаллизации состав расплава перемещается в поле подсистемы полевошпат — кремнезем, а заканчивается кристаллизация выделением смеси лейцита и калишпата в точке R . Если, однако, весь кристаллизовавшийся лейцит удалялся из расплава (кристаллизационное фракционирование) в момент, когда жидкость достигла точки P , то последующее изменение состава конечной фракции расплава должно происходить вдоль линии PRE , т. е. кристаллизация



Фиг. 6-3. Диаграмма равновесной кристаллизации расплава в системе Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 (оливины) (Bowen N. L., Schairer J. F., Am. J. Sci., 29, 163, 1935).

будет осуществляться так же, как на последних стадиях консолидации исходного расплава состава O . Таким образом, исходный расплав состава O' , который вначале был недо- насыщен кремнеземом, может в конечном счете в результате фракционирования обогащаться этим компонентом и на последних стадиях кристаллизации выделять свободный кремнезем. В сильно обогащенных калием вулканических породах ранние вкрапления лейцита заключены в стекловатой основной массе, содержащей избыточный кремнезем.

Кристаллизация твердых растворов. Изменение составов твердых растворов и расплавов, из которых они выделяются в двухкомпонентной системе при постоянном давлении и температуре T , характеризуется уравнением (5-15), которое можно также записать следующим образом:

$$\ln \frac{x_a^s}{x_a^l} = \frac{\Delta S_a}{R} \left(\frac{T_{m,a}}{T} - 1 \right), \quad (6-2)$$

$$\ln \frac{1-x_a^l}{1-x_a^s} = \frac{\Delta S_b}{R} \left(1 - \frac{T_{m,b}}{T} \right), \quad (6-3)$$

где x_a^s и x_a^l — молярные концентрации компонента A в твердой и жидкой фазах, ΔS_a и ΔS_b — молярные энтропии плавления компонентов a и b , а $T_{m,a}$ и $T_{m,b}$ — температуры плавления чистых конечных компонентов, причем $T_{m,a} > T_{m,b}$.

На фиг. 6-3 отображена кристаллизация минералов ряда оливина; компонент A — Mg_2SiO_4 (форстерит), а B — Fe_2SiO_4 (фаялит). Расплав состава O охлаждается до температуры точки L , в которой начинается кристаллизация оливина состава P . При дальнейшем охлаждении происходит одновременное и непрерывное изменение состава расплава и твердой фазы соответственно от L до M и от P до S ; при этом происходит понижение температуры от T_1 до T_2 . Во всех случаях в равновесных условиях существуют две гомогенные фа-

зы — твердая и жидкая. Кристаллизация оканчивается с исчерпанием последней фракции жидкости состава M . В этот момент состав гомогенной кристаллической фазы отвечает S . Максимальные расхождения между составом расплава и кристаллической фазы наблюдаются при температуре $(T_{m,a} + T_{m,b})/2$. Резкие различия состава жидкой и кристаллической фаз, выявляющиеся по уравнениям (6-2) и (6-3), определяют заметную разность величин энтропии плавления двух конечных членов минерального ряда.

Сосуществование жидких фаз. До сих пор мы принимали, что плавление в поликомпонентной системе приводит к образованию одной жидкой фазы, в стабильном равновесии с которой могут сосуществовать одна или несколько кристаллических фаз. Это положение действительно сохраняет силу для силикатных систем, приближенно отображающих состав обычных магм. Однако, как это четко показано исследованиями в области керамики, существуют довольно простые силикатно-окисные системы, в которых взаимная растворимость компонентов настолько далека от идеальной, что в них в пределах довольно большого интервала составов с кристаллической фазой могут сосуществовать две жидкости. Подобные соотношения установлены, например, в системах $\text{CaO} - \text{SiO}_2$, $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ и $\text{FeO} - \text{SiO}_2$ для составов с содержанием более 70—80 мол.% SiO_2 . При образовании некоторых рудных тел важную роль играет несмешимость силикатных расплавов с сульфидами, в связи с чем образуются две жидкие фракции — существенно силикатная (магматическая) и сульфидная, обогащенная такими малыми элементами, как медь, свинец, цинк и серебро. Установлены геологические свидетельства того, что в определенных условиях в магмах могут возникать две несмешиваемые жидкие фракции, одна из которых

состоит из силикатов, а другая — из окислов железа.

При высоких давлениях силикатные расплавы могут иметь высокое содержание воды. Содержание 5% воды довольно обычно для силикатных расплавов при давлении воды в несколько килобар и соответствует, вероятно, 30%-ной молекулярной концентрации этого компонента. В таких условиях температура плавления чистых силикатных фаз, например альбита или аноритита, может понижаться на несколько сотен градусов. При достаточно высоком содержании воды в системе в определенном поле условий $P - T$ кристаллы и водно-силикатный расплав могут сосуществовать со второй флюидной фазой, резко обогащенной водой в надкритическом состоянии.

Влияние давления. Плавление силикатов сопровождается увеличением молярного объема ΔV_m . В соответствии с уравнением Клаузиуса — Клапейрона температуры плавления возрастают с давлением:

$$\frac{dT_m}{dP} = \frac{\Delta V_m}{\Delta S_m}. \quad (6-14)$$

В табл. 6-1 такие изменения характеризуются градиентами для некоторых силикатов магматических пород. Во всех случаях величина dT_m/dP отражает вычисленный исходный наклон кривой плавления при атмосферном давлении; $\Delta T_m/\Delta P$ представляет собой измеренную среднюю скорость изменения температуры плавления с изменением давления до 20 кбар. Значение $\Delta T_m/\Delta P$ обычно меньше, чем начальный наклон кривой плавления, поскольку dT_m/dP обычно уменьшается по мере увеличения давления.

Поскольку градиенты для различных минералов сильно отличаются, условия плавления в многокомпонентных системах при атмосферном давлении нельзя экстраполировать в область высоких давлений глубоких частей земной коры и верхней мантии.

ТАБЛИЦА 6-1

Влияние высокого давления на температуру плавления (T_m) силикатов

Соединение	T_m при 1 бар, °К	ΔV_m при 1 бар, см ³ /моль	ΔS при 1 бар, кал/(моль · град)	dT_m/dP , °С/кбар	$\Delta T_m/\Delta P$, °С/кбар
				вычислен- ная	наблюдае- мая, до 20 кбар
Форстерит Mg_2SiO_4	2163	1,308	7,1	4,6	4,5
Энстатит $MgSiO_3$	1830		8,5	14	9
Диопсид $CaMgSi_2O_6$	1664	10	$13,8 \pm 2$	18	12
Альбит $NaAlSi_3O_8$	1378	10,226	$9,75 \pm 0,5$	25	10
Мусковит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2 +$ + кварц	1000 (метаста- бильный) ¹				6,5

¹ Мусковит + кварц остаются стабильными до температуры плавления лишь при давлениях выше 3—4 кбар.

В частности, различные значения dT_m/dP у форстерита и энстатита обуславливают смену инконгруэнтного плавления $MgSiO_3$ конгруэнтным при невысоких давлениях. Эти соотношения были предсказаны исходя из теоретических термодинамических соображений, а впоследствии были установлены экспериментально. Подобная смена поведения $MgSiO_3$ при плавлении происходит при давлениях приблизительно 2,5—5,5 кбар. При очень высоких давлениях температура плавления альбита может становиться выше, чем у анортита. В связи с этим должно происходить инконгруэнтное плавление альбита с образованием расплава и плотной фазы — жадеита $NaAlSi_2O_6$.

Важнейшие экспериментальные данные

Применение диаграмм фазовых равновесий. Диаграммы равновесий фиг. 6-1—6-3, на примере которых мы рассмотрели термодинамические особенности плавления и кристаллизации, в действительности строятся по данным прямого эксперимента. Например, температура кристаллизации смеси фаялита и альбита в весовых отношениях 70/30 (точка P ,

фиг. 6-1) определена вилкой двух значений: температурой появления первых кристаллов при охлаждении расплава и температурой окончательного исчезновения кристаллической смеси того же состава при нагревании. В обоих случаях кристаллы и расплав в целом сосуществуют в пределах интервала температур EP . Аналогичные данные, определенные для трехкомпонентных систем, наносятся на треугольные диаграммы¹. На таких диаграммах изображаются изотермы, проведенные через точки одинаковых значений температуры ликвидуса (фиг. 6-7). В других случаях приводят лишь немногие важнейшие значения температуры, а на границах полей стрелками указывают направление понижения температуры (фиг. 6-9).

Фазовые диаграммы наглядно отображают следующую информацию, имеющую петрологическое значение:

1. Последовательность фаз, которые становятся устойчивыми в процессе охлаждения расплава до ком-

¹ Так, на фиг. 6-7 точка X соответствует валовому составу $xNaAlSi_3O_8 - yCaAl_2Si_2O_8 - zCaMgSi_2O_6$, где x , y и z — весовые проценты компонентов ($x = y = 20$; $z = 60$). Расплав такого состава начинает кристаллизоваться при 1300°С.

натной температуры. Такая последовательность обычно называется «равновесной» кристаллизацией, т. е., строго говоря, последовательностью стабильных равновесий.

2. Прогрессивные изменения состава жидкости в случае периодического удаления в процессе охлаждения кристаллической фракции из некоторой специфической исходной жидкости. Удалившиеся кристаллы образуют новую систему, исходный состав которой отвечает составу расплава в момент фракционирования. Таким путем мы прослеживаем течение фракционной кристаллизации любого расплава изучаемой системы.

3. Последовательность стабильных фаз или их ассоциаций в процессе прогрессивного нагревания кристаллической смеси до полного ее расплавления. Этот ряд по существу имеет обратную направленность относительно двух серий, рассмотренных в пунктах 1 и 2. Периодическое удаление расплава (дифференциальное плавление) по мере увеличения температуры — процесс обратный по отношению к фракционной кристаллизации.

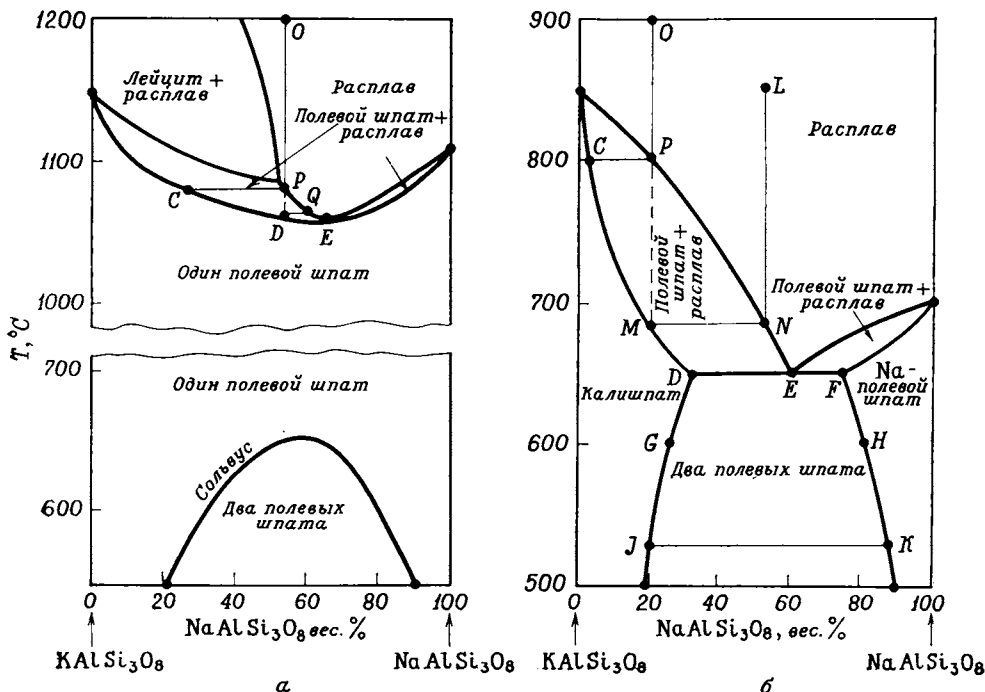
4. Влияние высоких давлений, появления других фаз (особенно воды) и вариаций парциального давления кислорода. Здесь мы воспроизводим несколько типичных диаграмм, опубликованных ранее в стандартных отчетах геофизической лаборатории института Карнеги в Вашингтоне и в *Geological Society of America Memoir* 97, 1966, и *U. S. Geological Survey Professional Paper* 4402, 1964. На диаграммах выделены поля, показывающие пределы вариаций состава расплавов, которые могут сосуществовать с отдельными кристаллическими фазами. Жидкость в поле, обозначенном «форстерит», может ассоциироваться с кристаллами этого минерала, тогда как жидкость состава, отвечающего точкам котектической кривой форстерит — пироксен

(граница между полями форстерита и пироксена), равновесна с обеими кристаллическими фазами. Кристаллизация форстерита ведет к изменению состава жидкости, обозначенного на трехкомпонентной диаграмме, по прямой линии, проведенной из точки форстерита (например, от L к M на фиг. 6-8).

Кристаллизация полевых шпатов.

Щелочные полевые шпаты. Некоторые особенности кристаллизации чистых щелочных полевых шпатов в системе с фельдшпатоидами, нефелином и лейцитом при атмосферном давлении иллюстрирует фиг. 6-2. При температурах ликвидуса и атмосферном давлении в ряду щелочных полевых шпатов $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 существует полная изоморфная смешимость. На диаграмме кристаллизации (фиг. 6-4, а) показана точка минимальной температуры E , отражающая отклонение от идеальной смешимости в твердой полевошпатовой фазе и (или) в жидкости. Изменение состава всех расплавов в этой системе происходит в направлении к составу, соответствующему точке E . Например, исходная жидкость O вначале охлаждается до температуры в точке P (присутствует только расплав), а затем изменяет свой состав в соответствии с линией PQ . По этой линии изменяется состав расплава, тогда как одновременно происходит кристаллизация полевого шпата, состав которого последовательно изменяется от C до D по соответствующей кривой. Конечный продукт кристаллизации рассматриваемого расплава должен быть представлен гомогенной кристаллической фазой состава D . В точке E может происходить кристаллизация лишь расплава точно такого же состава. Однако фракционирование обычно смещает состав поздних расплавов и кристаллических фракций в направлении к E .

При температурах ниже кривой солидуса в ряду щелочных полевых шпа-

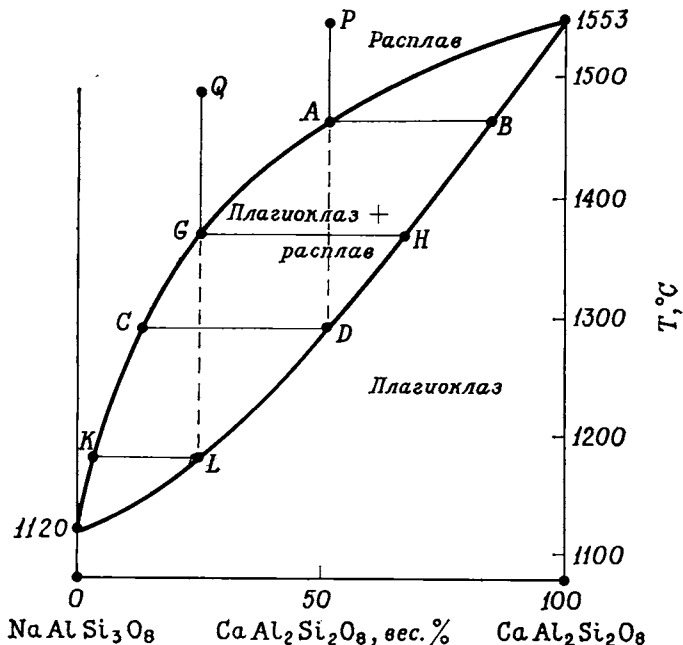


Фиг. 6-4. Диаграммы равновесной кристаллизации расплавов в системе KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.

а — при $P = 1$ бар (с изменениями, Bowen N. L., Tuttle O. F., J. Geol. 58, 489—511, 1950); б — при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 6$ кбар (схематически).

тов уже отсутствует полная смесимость конечных членов. Составы средней части этой изоморфной серии стремятся распасться на две сосуществующие твердые фазы, составы которых определяются кривой несмесимости, или *сольвусом*. Можно предполагать, хотя это и не установлено с полной определенностью, что с понижением температуры солидуса по мере увеличения давления воды до нескольких килобар линия сольвуса, поднимающаяся с увеличением давления, пересечет в конечном счете солидус, как это показано схематически на фиг. 6-4, б. В подобных условиях расплав состава O , охладившись до температуры P , начинает кристаллизоваться с выделением калиевого полевого шпата состава C . При дальнейшем охлаждении изменение жидкой и твердой фаз будет происходить непрерывно

соответственно по линиям PN и CM . В точке N кристаллизация прекращается. Жидкость состава L охлаждается до N , после чего из нее начинает выделяться полевой шпат состава M . По мере изменения состава расплава от N до E состав полевого шпата, кристаллизующегося из жидкости, одновременно изменяется вдоль линии MD до границы изоморфной смесимости. В точке E происходит эвтектическая кристаллизация двух твердых растворов D и F . Эта кристаллизация продолжается при постоянной температуре вплоть до того, как будет исчерпан весь расплав. Затем температура начинает понижаться вновь и одновременно происходит изменение состава стабильных сосуществующих фаз в соответствии с противоположащими кривыми сольвуса DGJ и FHK . Реальный способ проявления несме-

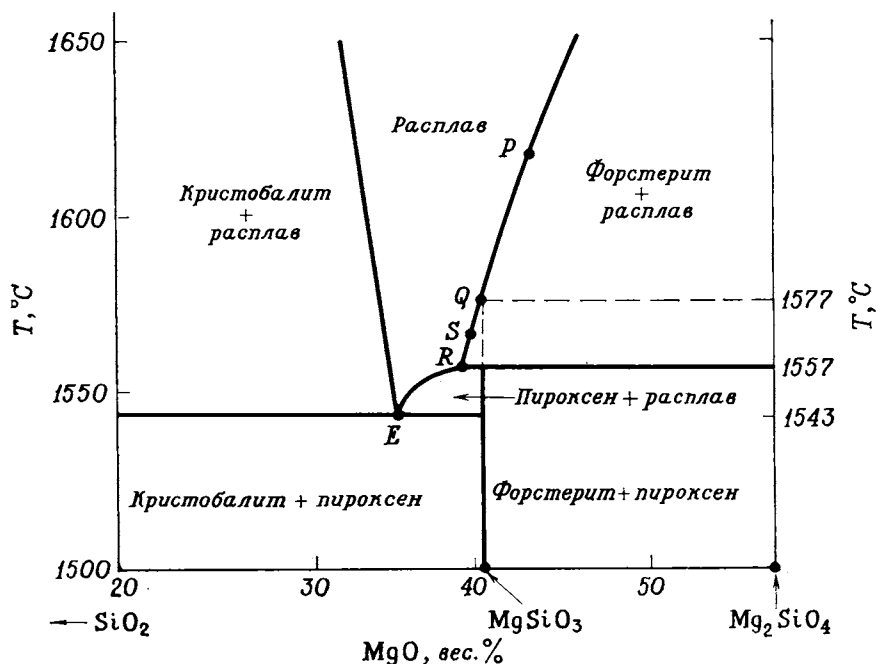


Фиг. 6-5. Диаграмма равновесной кристаллизации расплавов в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Bowen N. L., Am. J. Sci., 35, 583, 1913).

симости подобного рода определяется кинетическими особенностями диффузии ионов калия и натрия в твердой среде. В одних случаях эта несмесимость видна под микроскопом в виде сростаний двух полевых шпатов (пертит), а в других она определяется лишь рентгеновскими методами. При медленном охлаждении в глубинных условиях в природе обычно возникают визуально различимые пертитовые сростки щелочных полевых шпатов.

Плаггиоклазы. При температуре ликвидуса плаггиоклазы образуют непрерывный ряд твердых растворов $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит) — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит). Диаграмма фазовых соотношений плаггиоклазов при кристаллизации в условиях атмосферного давления, приведенная на фиг. 6-5, напоминает такую же диаграмму оливинов (фиг. 6-3). В процессе охлаждения расплава происходит следующее: жидкость $P \rightarrow A$ (охлаждение расплава), $A \rightarrow C$ (расплав с кри-

сталлами, состав которых одновременно изменяется в соответствии с движением по кривой солидуса от B к D). То же для жидкости Q : $Q \rightarrow G$, а $G \rightarrow K$ (расплав с кристаллами, изменяющими состав от H до L). Если при кристаллизации расплава состава P произойдет фракционирование жидкости состава G , отделившейся от кристаллической фракции состава H , то дальнейшее изменение состава расплава уже будет происходить по линии $G \rightarrow K$, а кристаллы одновременно будут изменять состав по линии $H \rightarrow L$. Таким образом, фракционная кристаллизация в процессе охлаждения расплава P должна приводить к обогащению поздних жидкости и кристаллических фракций альбитом (по мере того как они приближаются к K и L). При давлении воды $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ кбар рассматриваемая диаграмма по облику близка к приведенной на фиг. 6-5, но температура кристаллизации понижается примерно на 300°C . Пла-



ФИГ. 6-6. Диаграмма равновесной кристаллизации расплавов в системе Mg_2SiO_4 — SiO_2 (Bowen N. L., Schairer J. F., Am. J. Sci., 29, 157, 1935).

гиоклазовые расплавы в присутствии паров воды с подобными давлениями (что имеет место в лабораторных опытах) содержат значительно больше растворенной воды (8 или 9 вес. %), чем природные магмы. Подобный эффект воды может иметь лишь незначительное геологическое значение.

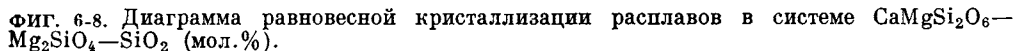
Кристаллизация оливинов. Наибольшее значение для интерпретации геологических соотношений в диаграмме кристаллизации оливина (фиг. 6-3) имеет факт обогащения поздних жидкостей и кристаллических фракций железом. Поскольку железистые силикаты обычно плавятся при меньших температурах, чем их магнезиальные аналоги, характерная особенность фракционной кристаллизации всех силикатных систем заключается в прогрессивном увеличении отношения Fe/Mg в последовательных фракциях остаточных жидкостей.

При атмосферном давлении в системе Mg_2SiO_4 — SiO_2 проявляется инконгруэнтное плавление соединений промежуточного состава (пироксена MgSiO_3), что приводит к возникновению несколько более кремнеземистого расплава (R на фиг. 6-6) и кристаллов Mg_2SiO_4 . Для этих условий диаграмма равновесия системы похожа на установленную для системы лейцит — кремнезем (фиг. 6-2, б). Эти соотношения использовались при объяснении эволюции магмы, в конечном счете приводящей к кристаллизации смеси пироксена и свободного кремнезема. Предполагалось, что бедные кремнеземом расплавы, например состава P форстеритовой части диаграммы, при удалении кристаллов оливина должны приобретать состав в интервале Q — P . В базальтах установлены признаки реакции между оливином и расплавом. Рано кристаллизовавшиеся крупные кристаллы оливина обычно бывают

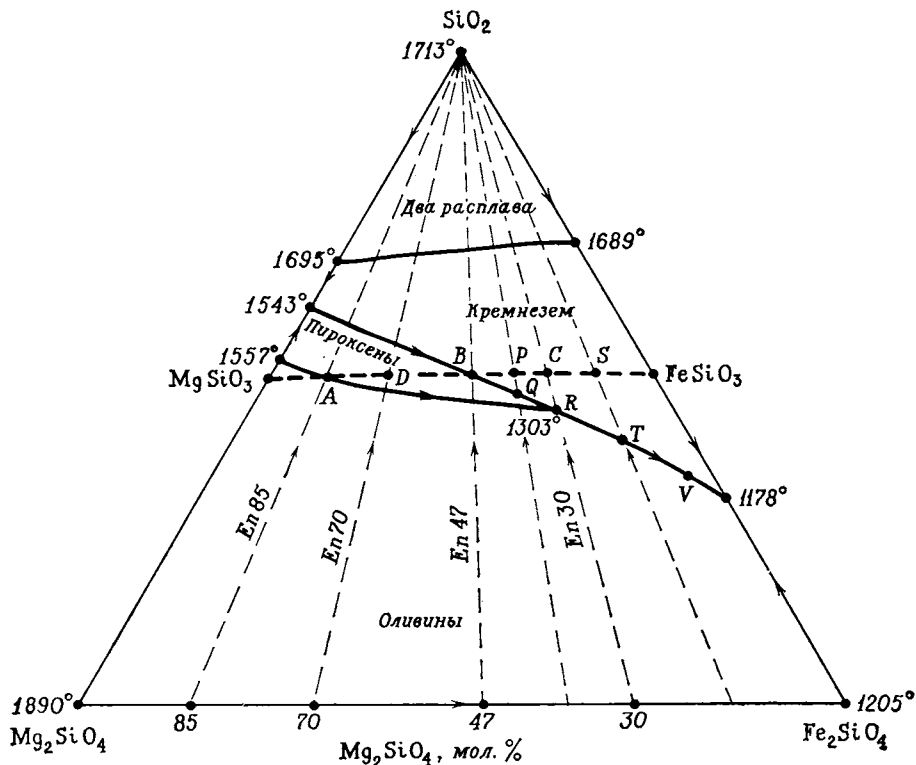
изменяется по кривой PQ , в то время как состав кристаллизующегося плагиоклаза изменяется в пределах отрезка $A - B$. По мере охлаждения расплава вдоль котектической линии от Q до S (1200°C) состав кристаллизующегося плагиоклаза в конечном счете достигает точки C ($\text{An}_{50}\text{Ab}_{50}$). В этой точке кристаллизуются остатки расплава. Расплав состава M ($\text{An}_{12}\text{Ab}_{28}\text{Di}_{60}$) в процессе охлаждения вдоль линии MQ от 1295 до 1216°C кристаллизуется с выделением диопсида. Затем в процессе изменения состава расплавов вдоль линии котектики от Q до T происходит кристаллизация плагиоклаза, состав которого последовательно изменяется от B до D ($\text{An}_{30}\text{Ab}_{70}$). В этой точке расплав оказывается полностью исчерпанным. Отметим, что в этой системе поздние фракции всех расплавов прогрессивно обогащаются альбитовым компонентом и плагиоклазовыми компонентами в целом. При давлении воды в несколько килобар котектика значительно смещается к плагиоклазовому концу диаграммы. При $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ кбар эвтектика анортит-диопсид имеет состав $\text{An}_{67}\text{Di}_{33}$ и кристаллизуется при температуре $T_E = 1095^\circ\text{C}$. При атмосферном же давлении эта эвтектика (E на фиг. 6-7) имеет состав $\text{An}_{43}\text{Di}_{57}$ и кристаллизуется при температуре $T_E = 1274^\circ\text{C}$. Примерно такое же, но менее заметное влияние оказывает изменение давления и на безводную систему. При давлении $P = 20$ кбар эвтектика имеет состав $\text{An}_{70}\text{Di}_{30}$ и $T_E = 1500^\circ\text{C}$.

Системы пироксен — оливин — кремнезем. Обычные безнатриевые пироксены магматических пород представлены моноклинными $\text{Ca} - \text{Mg} - \text{Fe}$ -пироксенами (авгитами) и $\text{Mg} - \text{Fe}$ -пироксенами (ромбическими энстатит-гиперстенами и моноклинными пижонитами). Поведение соответствующих систем, изученных в лабораториях, осложняется в ряде слу-

чаев кристаллизацией оливинов и кремнезема, все еще недостаточно ясным полиморфным поведением $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ и (при умеренном содержании кремнезема) возникновением двух несмешиваемых жидких фаз. На фиг. 6-8 и 6-9 отражены петрологически важные аспекты кристаллизации в системах с участием пироксенов при атмосферном давлении. Изоморфный ряд безжелезистых пироксенов при температурах ликвидуса имеет разрыв смесимости ($P_2 - P_3$ на фиг. 6-8) между составами $\text{Di}_{10}\text{En}_{90}$ и $\text{Di}_{40}\text{En}_{60}$. Все пироксены с молекулярным содержанием диопсида менее 60% ($P_4 - P_0$) плавятся инконгруэнтно. В связи с этим в расплавах такого состава первой кристаллизующейся фазой будет форстерит. Затем в процессе изменения состава жидкости вдоль границы между полями форстерита и пироксена первоначально кристаллизовавшийся форстерит исчезает. Таким образом, с жидкостью состава L в процессе понижения температуры происходит следующее: в интервале снижения температуры расплава до точки M происходит кристаллизация форстерита, а в пределах отрезка диаграммы от M до N кристаллизуется пироксен с одновременным растворением форстерита. При этом вначале происходит лишь кристаллизация пироксенов состава P_1 , который затем последовательно изменяется до P_2 . После этого происходит кристаллизация уже двух пироксенов состава P_2 и P_3 . Конечный продукт кристаллизации состоит из форстерита и пироксена состава P_2 и P_3 . Из расплава исходного состава M вначале должен выделяться пироксен состава P_1 . Состав жидкости в процессе кристаллизации этого расплава будет изменяться вдоль некоторой кривой MQ , пересекающей поле пироксена. При этом состав кристаллизующегося пироксена становится сильно обогащенным диопсидовым компонентом, как это в дей-



342



Фиг. 6-9. Диаграмма равновесной кристаллизации расплавов в системе Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 — SiO_2 (с изменениями, по Шереру).

в качестве первой кристаллической фазы выделяется кремнезем. Таким образом, состав расплава смещается к котектике пироксен-кремнезем, например по линии PQ , а затем изменяется по линии котектики вниз с одновременной кристаллизацией пироксена и кремнезема вплоть до достижения реакционной точки R . Только в этой точке осуществляется реакция с выпадением кремнезема и одновременной кристаллизацией железистого пироксена и оливина строго определенного состава. Конечный продукт кристаллизации представляет смесь этих трех фаз. Из расплавов, отвечающих составам пироксена с содержанием En менее 30 мол.%, вообще не происходит кристаллизации пироксена. Состав таких расплавов изменяется по ли-

нии STV с кристаллизацией вначале кремнезема (отрезок ST), а затем оливина (отрезок TV). Конечный продукт кристаллизации этих расплавов состоит из железистого оливина и кремнезема. В процессе равновесной кристаллизации всех расплавов по мере падения температуры происходит последовательное обогащение железом обеих характерных для этой системы кристаллических фаз, представляющих собой твердые растворы.

Использование силикатных систем в петрогенетической интерпретации магматизма. Результаты теоретических и экспериментальных исследований равновесий расплав — силикаты налагают некоторые строгие ограничения на любую модель генезиса магматических пород. Эти

данные позволяют предвидеть поведение обычных пород в процессе нагревания до температуры плавления, а также поведение магматических расплавов при охлаждении до температур ниже точек кристаллизации. Кроме того, они позволяют судить об интервалах температур и давлений, в пределах которых в равновесии с расплавом могут сосуществовать обычные магматические минералы и их ассоциации.

Ниже кратко рассмотрены следующие проблемы: 1) происхождение магм в результате плавления горных пород на большой глубине, 2) дифференциация магм в процессе фракционной кристаллизации, 3) преобразование магм в результате их реакций с окружающими твердыми породами.

Происхождение магм. Магмы могут возникать двумя путями:

1. Полное или почти полное плавление ранее существовавших пород. В этом случае наиболее вероятный исходный материал для расплавов — низкоплавкие коровые породы (граувакки, глинистые сланцы и граниты) или любые горные породы на очень больших глубинах (например, в мантии), где температуры настолько высоки, что независимо от состава пород вещество находится в состоянии, близком к плавлению.

2. Парциальное плавление (процесс, обратный фракционной кристаллизации), при котором низкоплавкие жидкие фракции отделяются от нерасплавившегося твердого остатка. Если наши предположения о том, что мантия состоит преимущественно из тяжелых силикатов, обогащенных магнием и железом, правильны, то, очевидно, за счет такого субстрата в результате дифференциального плавления могут возникать базальтовые магмы. С другой стороны, такой же процесс дифференциального плавления базальтовых (габброидных) пород может приводить к возникновению андезитовых или риоли-

товых (гранитных) магм. В любом случае приходится признавать, что магматическая фракция должна составлять лишь небольшую долю нерасплавившегося остатка. Однако последний находится на больших глубинах, и для таких предположений у нас отсутствуют данные.

Дифференциация магм. В настоящее время признают, что наиболее эффективный механизм магматической дифференциации, т. е. непрерывной эволюции магм некоторого единого общего состава, — это фракционная кристаллизация. Возможны также другие пути дифференциации, например разделение исходной магмы на несмешиваемые жидкие фракции или возникновение резких градиентов концентрации в жидких магмах. Однако обычно этим способом придают меньшее значение. Возникновение несмешиваемых расплавов возможно в очень специфических магмах, состоящих преимущественно из карбонатного вещества, кремнезема и железистых силикатов или даже полностью из окислов железа. Применительно к обычным магматическим породам в течение более чем полувека большинство геологов практически ставят знак равенства между фракционной кристаллизацией и магматической дифференциацией. Экспериментальные данные накладывают следующие ограничения на проблему дифференциации магм:

1. Ранние кристаллические фракции должны состоять из тугоплавких фаз: магнезиальных оливинов, пироксенов с высоким отношением Mg/Fe^{2+} и кальциевых плагиоклазов. Эксперименты при высоких давлениях свидетельствуют, что пироксены в таких фракциях, образующихся на большой глубине, вероятно, должны быть глиноземистыми, а в некоторых случаях они, вероятно, ассоциируются со шпинелью $(Mg, Fe) \cdot (Al, Fe)_2O_4$.

2. В расплавах, последовательно образующихся за счет базальтовой

магмы, должно происходить прогрессивное увеличение отношений $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$, Fe^{2+}/Mg и $(\text{Na} + \text{K})/\text{Fe}^{2+}$. В низкотемпературных дифференциатах содержание щелочных полевых шпатов и кварца (или нефелина) должно возрастать за счет железо-магниевого силикатов (фиг. 6-1 и 6-7).

3. В индивидуальных кристаллах плагиоклаза и оливина обычно обнаруживается концентрическая зональность состава. В плагиоклазах от центра к периферии зерен увеличивается отношение NaSi/CaAl , а в оливинах в этом же направлении возрастает отношение Fe^{2+}/Mg . Нормальную зональность такого типа вполне можно было предвидеть исходя из экспериментальных данных (фиг. 6-3 и 6-5). Эта зональность означает, что равновесие кристаллов с расплавом частично нарушалось в связи с небольшой скоростью диффузии ионов в быстро растущих кристаллах и в прилегающей к ним жидкости.

Нередко удается наблюдать обратную или ритмическую зональность, которая свидетельствует, что в процессе кристаллизации имеются отклонения от простой модели охлаждения расплава при постоянном давлении. Зональность кристаллов изменяет общее направление эволюции остаточного расплава и таким образом влияет на процесс дифференциации.

4. На стадии эволюции расплава, когда уже выделилось много кристаллического материала, концентрация воды в нем может достигать таких значений, что появятся водные кристаллические фазы, например роговая обманка и слюды. В конечном счете магма может сильно пересыщаться водой, и при низких давлениях в ней в результате вскипания будет возникать вторая существенно водная флюидная фаза. Кристаллизация водных минералов несколько отодвигает во времени стадию вскипания магмы.

5. Остаточные расплавы обедняются малыми элементами, которые могут легко замещать главные элементы в ранних кристаллических фазах. Так, магний в оливине замещается никелем, Sr^{3+} замещает Fe^{3+} в силикатах и железорудных минералах, а в плагиоклазах кальций замещается стронцием. Малые элементы, которые не могут изоморфно входить в состав ранних кристаллических фаз, должны накапливаться в остаточных расплавах. Эти элементы могут входить в состав низкотемпературных кристаллических фаз. Так, Ba^{2+} может замещать K в полевых шпатах, а литий и рубидий могут замещать магний и калий в биотите. Другие же элементы продолжают иногда концентрироваться в водном флюиде и отделяются вместе с ним при вскипании на поздних стадиях эволюции магмы. В эту группу входят, например, V, Be, Ta, Zr, Sn и целый ряд других элементов. Некоторые факторы, контролирующие эти процессы, будут рассмотрены ниже.

6. Относительные количества остаточных расплавов должны последовательно уменьшаться по сравнению с объемом исходной магмы.

7. Масштаб дифференциации высокотемпературного расплава, например базальтового, для которого потенциальный интервал температур фракционной кристаллизации составляет несколько сотен градусов, должен быть больше, чем у таких низкотемпературных магм, как гранитная.

Универсальную модель петрогенезиса магматических пород сформулировал Боуэн в классической «Эволюции магматических пород», опубликованной в 1928 г. В этой концепции роль исходного материнского расплава приписывается базальтовой магме. Все остальные магмы, в том числе и гранитная, считаются продуктами фракционной кристаллизации исходного базальта. Эта концепция как ортодоксальная догма

в течение длительного времени была принята англо-американскими геологами; исключением был, вероятно, лишь Холмс. Идеи Боуэна подтверждены огромным количеством экспериментальных данных. Они позволяют удовлетворительно объяснить многие особенности химизма и минерального состава обычных изверженных горных пород. В настоящее время никто не отрицает важной роли дифференциации базальтовой магмы, осуществляющейся посредством фракционной кристаллизации и приводящей к возникновению более кремнеземистых и щелочных вторичных магм, частично даже гранитного типа. Однако сейчас уже нельзя больше признавать дифференциацию базальта как *универсальный* механизм магматической эволюции.

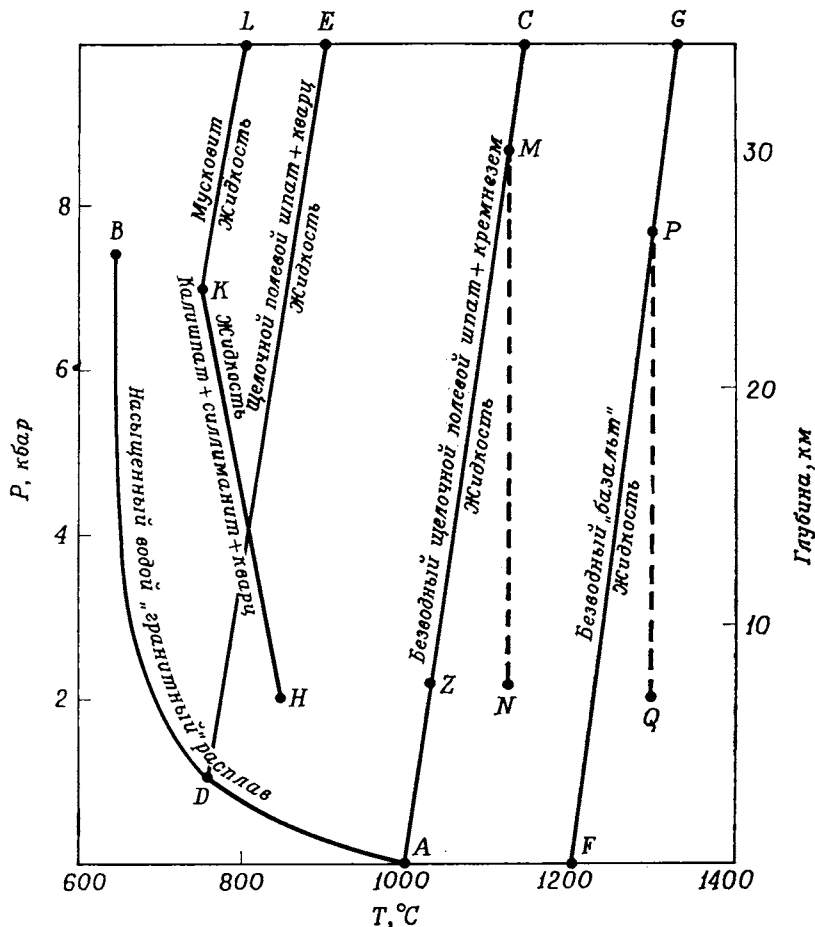
Магматическая ассимиляция. Применительно к объяснению разнообразия магматических пород некогда очень широкой популярностью пользовались представления об ассимиляции, которые конкурировали с концепцией магматической дифференциации. В соответствии с этими представлениями поднимающаяся магма, особенно в крупных гранитных батолитах, прокладывая себе путь, расплавляя твердые породы земной коры. При этом происходила ассимиляция вещества этих пород и возникали расплавы нового состава. Действительно, в краевых частях многих гранитных плутонов обнаруживаются многочисленные доказательства интенсивных реакций между вмещающими породами и магмой. Однако Боуэн поколебал господствующее ранее представление, что все такие признаки обусловлены процессом плавления. Его эксперименты создали два ограничения возможности плавления в результате подъема магмы в состоянии кристаллизации:

1. В момент кристаллизации высокотемпературных фаз магма может расплавлять лишь породы, состоя-

щие из низкотемпературных минералов. При постоянном давлении необходимое для такого плавления тепло поступает в результате кристаллизации термически эквивалентных количеств тех фаз, с которыми магма уже находится в равновесии. Таким образом, базальтовая магма может превратить гранит или граувакку в жидкость, но в то же самое время из нее должны осадиться термически эквивалентные количества кальциевого плагиоклаза, оливина или пироксена. В связи с этим остаточный расплав, не изменяясь в количестве, должен сильно измениться по составу и стать более «гранитным».

2. Расплав, находящийся в равновесии с низкотемпературными фазами, не может превратить твердый агрегат высокотемпературных фаз в жидкость того же состава. Так, гранитная магма, из которой кристаллизуются кислый плагиоклаз и роговая обманка, не может расплавить даже самого малого количества базальта. В результате взаимной диффузии вещества между расплавом и вмещающей твердой породой в последней могут возникать фазы, равновесные с гранитной магмой, например щелочные полевые шпаты, роговая обманка и биотит. В результате этого процесса гранитные расплавы соответственно обедняются натрием, калием и кремнием и, наоборот, обогащаются кальцием и магнием. Кроме того, отдельные обломки вмещающих пород могут механически рассеиваться в гранитной магме. Это приводит к загрязнению (контаминации) гранитов, однако возникающая при этом контаминированная порода по существу никогда в целом не находилась полностью в расплавленном состоянии.

Главная трудность в проблеме ассимиляции заключена в вопросе о количестве тепла в магме, которое должно обеспечить плавление ассимилируемого материала. Это тепло



Фиг. 6-10. Приближенные кривые плавления.

AB — насыщенные водой наиболее легкоплавкие смеси альбита, калишпата и кварца (идеальный гранит); DE — смесь альбита, калишпата и воды (недоусыщенная водой) при давлениях более 1 кбар; AC — безводный «гранит»; FG — безводный «базальт»; HKL — мусковит или химически эквивалентные продукты его дегидратации.

связано с «перегревом» магмы, т. е. с разностью между реальной энтальпией расплава и его энтальпией в момент начала кристаллизации. В равновесии с выделившимися из них кристаллами жидкости не могут быть перегретыми. Кривые плавления некоторых специфических смесей силикатов на диаграмме температура — давление (фиг. 6-10) имеют положительный наклон порядка 8—25 град/кбар (стр. 334). Такие магмы при быстром подъеме с глубины могут расплавлять выделившиеся из

них и взвешенные в них кристаллы, после чего магма становится перегретой. На диаграмме такому процессу соответствуют, например, перемещения вдоль линии MN или PQ. Такие магмы, даже гранитные, соответствующие точке N, могут ассимилировать низкоплавкий материал, особенно осадки, обогащенные глинистыми минералами и слюдами, а также метаморфические породы, в состав которых входят водные силикаты, например слюды и роговая обманка. Максимальный эффект та-

кого рода ассимиляции возможен в довольно маловероятной ситуации, при которой вмещающие породы сами уже достаточно сильно прогреты и температуры в них близки к точке плавления. Если мы примем величину удельной теплоемкости для магмы и вмещающей породы в 0,25 кал/г·град, а теплоту плавления в 70 кал/г, то определенный объем магмы N при охлаждении до точки ее кристаллизации Z , т. е. на 50° , сможет расплавить вмещающую породу в количестве 15—20% от объема расплава. Однако величина этого эффекта должна быть уменьшена, если учесть адиабатическое охлаждение восходящей магмы.

Большая часть наших знаний о плавлении в условиях высоких давлений получена при экспериментах, проводившихся при постоянно поддерживаемом высоком давлении воды, эквивалентном общему давлению в системе. Многие из этих экспериментов были посвящены поискам минимальной кривой плавления «гранита» (смеси кварца и щелочных полевых шпатов). На фиг. 6-10 такая минимальная кривая плавления гранита показана линией AB . Роль таких расплавов в плутонических условиях сомнительна. В большинстве магм содержание воды значительно меньше, чем в расплавах, находящихся в контакте с обособленной фазой паров воды, как это имеет место в упомянутых экспериментах.

Химизм процессов отделения малых элементов

Распределение малых элементов в земной коре в общем отражает их классификацию на сидерофильные, халькофильные и литофильные элементы, предложенную Гольдшмидтом (гл. 13). Сидерофильные элементы — платина и никель, которые предположительно концентрируются в земном ядре, встречаются в рудах, ассоциирующих с наиболее глубин-

ными плутоническими породами. Такого же рода аналогии приложимы и к магматическим сульфидным рудам халькофильных элементов, например меди. В гранитоидах, которые считаются продуктами плавления земной коры, установлены наибольшие концентрации литофильных или оксифильных элементов, например вольфрама и урана.

Многие опубликованные данные по распределению элементов между твердыми и жидкими фазами в процессе фракционной кристаллизации магмы или плавления пород соответствуют хорошо известным правилам Гольдшмидта:

1. Два взаимозамещающих элемента могут образовать серию твердых растворов, если они имеют близкие ионные радиусы (Mg^{2+} , Fe^{2+} в оливине; Na^+ , Ca^{2+} в плагиоклазе).

2. Если два элемента одинакового заряда имеют близкие ионные радиусы, то рано кристаллизующаяся фракция относительно обогащается тем элементом из этой пары, у которого ионный радиус меньше (например, предпочтительное вхождение Mg^{2+} по сравнению с Fe^{2+} в ранние оливины).

3. Если два иона близкого размера отличаются по заряду, то ранняя кристаллическая фракция должна обогащаться элементом с большим зарядом (например, предпочтительное вхождение Ca^{2+} по сравнению с Na^+ в ранние плагиоклазы).

Однако несомненно существуют многочисленные исключения из этих правил. Например, при рассмотрении диаграммы кристаллизации щелочных полевых шпатов (фиг. 6-5) можно видеть, что к одной ее стороне действительно приложимо правило Гольдшмидта, но в другой половине диаграммы за точкой минимума плавления проявляется прямо обратное соотношение.

Необходимо принимать во внимание несколько упорядоченную структуру силикатных жидкостей. Поскольку

теплота плавления незначительна по сравнению с энергией кристаллических решеток, можно полагать, что силы связи в структурах расплавов должны быть того же порядка, что и в твердых веществах. Если бы это было не так, то плавление твердых веществ должно было бы осуществляться лишь при огромных температурах. Большинство свойств расплавов свидетельствует о том, что они по структуре очень близки к твердым веществам, в результате расплавления которых они возникли. Непосредственное окружение некоторого иона в расплаве и близком к нему твердом веществе обычно вполне сходно, однако длина связей в расплаве укорачивается, а среднее координационное число уменьшается.

В последнее время о структуре силикатных расплавов кое-что становится известным преимущественно из данных спектрографии, в том числе рентгеновской (мёссбауэровские спектры). Эти данные позволяют более уверенно применять законы термодинамики при рассмотрении процессов плавления. В свете этих данных появляется даже возможность объяснить казавшиеся ранее аномальными соотношения и предсказать с известной точностью поведение сложных силикатных расплавов в процессе их кристаллизации. Изложенное можно кратко проиллюстрировать двумя примерами:

1. Температура плавления никелевого оливина Ni_2SiO_4 значительно меньше, чем у обычного магнезиального оливина Mg_2SiO_4 . Диаграмма кристаллизации твердых растворов $(\text{Mg}, \text{Ni})_2\text{SiO}_4$ очень похожа на такую же диаграмму для обычных магнезиально-железистых оливинов $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ (фиг. 6-3); при этом Mg_2SiO_4 в обоих случаях выступает в качестве тугоплавкого конечного члена. Тем не менее величина отношения Ni/Mg в магнезиальном оливине, первой силикатной фазе, кри-

сталлизующейся из базальтовой магмы, значительно больше, чем в находящейся в равновесии с этими кристаллами жидкости (в породе, представленной тонкозернистой основной массой). Эти соотношения объясняются с точки зрения теории кристаллического поля с учетом следующих обстоятельств: а) структуры расплавов $(\text{Mg}, \text{Ni})_2\text{SiO}_4$ и базальтовой магмы заметно различаются, поскольку в последнюю входят такие компоненты, как щелочи и алюминий; б) никель предпочтительнее входит в позиции шестерной координации, чем тетраэдрической. Именно такие позиции с четверной координацией характерны для базальтовых расплавов, а не для жидкостей $(\text{Mg}, \text{Ni})_2\text{SiO}_4$. Для магния не характерно предпочтительное вхождение в позиции определенной координации.

2. Ионы с особыми свойствами — очень крупные, очень мелкие или с необычной валентностью — проявляют тенденцию к образованию отдельных соединений даже при низких концентрациях. Обычно они остаются в магматической жидкости до очень поздних стадий и входят в состав самостоятельных кристаллических фаз в пегматитах (грубозернистых полевошпатовых жильных породах, формирующихся из конечных остаточных гранитных магм). К этой группе элементов относятся Li , Be , U , Ta , Sn и др. Низкая их концентрация, постепенно изменяющаяся в сторону насыщения, благоприятствует медленному росту крупных и совершенных кристаллов вокруг немногочисленных центров кристаллизации. Именно это ведет к формированию промышленно-ценных пегматитов. Вероятно, крупные кристаллы возникают в связи с наличием в структуре минералов, особых межатомных расстояний, что в свою очередь обуславливает равномерное возникновение центров кристаллизации. Образование центров кристал-

лизации минералов редких элементов может стимулироваться кристаллами какой-либо обычной фазы. В этом случае мелкие кристаллы, содержащие редкие элементы, спорадически вырастают на гранях зерен породообразующих минералов, распределяясь по всему объему породы.

Магматические породы

Доступные непосредственному изучению продукты магматической деятельности представлены телами изверженных горных пород. Изучение их природы и происхождения составляет сущность магматической петрологии. Вопросы происхождения и эволюции изверженных пород и их родоначальных магм изучаются как путем непосредственных наблюдений над вулканическими процессами, так и по данным о химизме равновесий кристаллы — расплав в силикатных системах.

Несмотря на значительное разнообразие химического состава у магматических горных пород неожиданно обнаруживается в общем простой минеральный состав. Большинство изверженных пород представляет собой простые комбинации немногих главных фаз: полевых шпатов, пироксенов, оливина, роговой обманки, биотита, кварца, нефелина (или других фельдшпатоидов), окислов железа и титана. Химические факторы обуславливают взаимную несовместимость некоторых из перечисленных фаз, особенно оливина или нефелина с кварцем. Четкие тенденции к взаимной ассоциации одних и, наоборот, к взаимоисключению других минералов не находят какого-либо простого объяснения с точки зрения химизма. Так, в кислых породах устойчиво ассоциируются кварц и щелочной полевой шпат, а в основных породах — оливин, пироксен и кальциевый плагиоклаз. Антипатические пары минералов — оливин и ортоклаз, кварц и пироксен и др.

В свое время Боуэн подчеркнул значение таких тенденций минерального состава магматических пород. Оказалось, что ассоциирующиеся фазы кристаллизуются в системах силикат — расплав в одних и тех же интервалах температур. Антипатические фазы, как это было установлено лабораторными опытами, кристаллизуются при значительно различающихся температурах. В этих соотношениях можно видеть наиболее убедительные доказательства магматического происхождения plutonических изверженных пород, в том числе и гранитов.

Классификация и номенклатура

В классификации и номенклатуре магматических горных пород принимаются во внимание их химический (особенно содержание SiO_2) и минеральный составы, а также их структуры. Между этими признаками наблюдается явная простая корреляция. Основные породы сложены преимущественно пироксеном, оливином и кальциевым плагиоклазом, причем в связи с обилием первых двух минералов они приобретают темную окраску. Кислые породы имеют светлую окраску и состоят преимущественно из щелочных полевых шпатов, натрового плагиоклаза и кварца. Между этими двумя крайними типами располагаются породы с промежуточными характеристиками. К их числу относятся и упоминавшиеся уже андезиты, широко распространенные в Андах. Каждая группа пород, выделенная по химическому составу, имеет определенные пределы вариаций структуры, отражающей природу слагающих ее минералов и особенности режима охлаждения.

В связи с такой простотой общих вариаций магматических пород представляется прямо-таки парадоксальной неизменная сложность существующих классификаций, количество

которых достигает дюжины. Это обусловлено стремлением отразить все небольшие отклонения от явно простых и немногочисленных главных серий. Сложность и многоочленность номенклатуры нередко создают неопределенности. Даже такие широкораспространенные термины, как «базальт» и «гранит», не имеют общепринятого точного определения. Другой отрицательный момент заключается в произвольности резких разграничений отдельных типов пород, между которыми в природе существуют в действительности совершенно постепенные взаимные переходы. Как бы мы ни определяли базальт и андезит, какое бы содержание SiO_2 ни приняли в качестве границы между этими двумя типами пород, мы не можем не признать, что в природе попросту отсутствует такая реальная граница. При любом определении нам удастся выявить огромное множество базальтов и андезитов. Вместе с тем известны лавы, содержащие от 52 до 54% кремнезема. Такие породы переходного состава иногда представляют единственный продукт деятельности некоторых вулканов.

При обсуждении главных проблем петрологии магматических пород сложная номенклатура не только не нужна, но и нежелательна. Здесь можно ограничиться немногими названиями с довольно гибким значением, обеспечивающими характеристику как уникальности отдельных пород, так и их взаимных постепенных переходов во многих природных ассоциациях. Классификация, приведенная в табл. 6-2, очень проста и учитывает лишь главнейшие минералы обычных пород каждого класса. Так, все базальты, например, содержат порообразующие лабрадор, пироксен (главным образом авгит), оливин и второстепенные фазы, особенно окислы железа и титана, а также апатит. Эти сведения известны каждому геологу; вместе с тем

каждый геолог сознает, что в базальтах могут присутствовать и другие минералы, помимо перечисленных. Однако введение дополнительных обычно малоизвестных характеристик, отражающих вариации отношения щелочи/кремнезем в базальтах или присутствие небольших количеств нефелина, роговой обманки, биотита или щелочного полевого шпата, будет не столько способствовать, сколько мешать работе.

Отметим, наконец, что между вулканическими и плутоническими породами также нет резкой границы. Особенности процесса охлаждения расплавов обуславливаются частично глубиной становления, а частично размерами магматического тела. Структуры вулканических пород отражают быстрое охлаждение и отвердевание на земной поверхности или в непосредственной близости от нее. Типичные продукты такого процесса представлены тонкокристаллическими или даже стекловатыми породами, в крайнем выражении они состоят почти из одного стекла (обсидиан), возникающего за счет сильно вязких кислых магм. Сама по себе стекловатая фаза представляет метастабильную жидкость чрезвычайно высокой вязкости. Многие вулканические породы имеют порфировую структуру (гл. 3). Крупные хорошо образованные кристаллы вкрапленников (фенокристов) в большинстве случаев возникают в результате медленной кристаллизации на глубине до излияния лавы на поверхность. Обычно вкрапленники представлены высокотемпературными фазами, например оливином или кальциевым плагиоклазом. В вулканических породах обычно также имеются сферические или эллипсоидальные пустотки, заполненные газом. Все эти особенности отсутствуют у большинства плутонических пород, которые имеют более крупно- и равномернозернистое сложение. Медленное охлаждение после отвердева-

ТАБЛИЦА 6-2

Номенклатура обычных магматических пород (в скобках даны главные силикатные фазы)

Основной состав 45% SiO ₂		Кислый состав → 75% SiO ₂		
Вулканические породы	Базальты (кальциевый плагиоклаз, пи- роксен, оливин)	Андезиты Дациты (средний плагио- клаз, пироксены, роговая обманка)	Риолиты (кварц, щелоч- ной и полево- й шпат, натровый плагиоклаз)	
	Натровые ба- зальты (со сред- ним или натро- вым плагио- клазом)	Трахиты (щелочной по- левой шпат, пироксены) Фонолиты (щелочной поле- вой шпат, не- фелин, натро- вые пироксены)		
	Нефелиниты (нефелин, оли- вин, пироксе- ны, немного кальциевого плагиоклаза)			
Плутонические породы	Перидотиты или ультрама- фические породы (оливин, пирок- сены)	Габбро (кальцевый плагиоклаз, пироксены, оливин)	Диориты (средний пла- гиоклаз, рого- вая обманка)	Гранодиориты (кварц, средний или натровый плагиоклаз, ка- лишпат, рого- вая обманка, биотит)
		Сиениты (щелочной по- левой шпат, роговая обман- ка, биотит) Нефелиновые сиениты (с нефелином и натровыми пи- роксенами)	Граниты (кварц, кали- шпат, натровый плагиоклаз, биотит, роговая обманка)	

ния допускает различные микропро-
явления химических реакций веще-
ства в связи с изменением условий:
реакции между прилегающими друг
к другу зернами различных минера-
лов, распад твердых растворов на
два компонента (пироксены и щелоч-
ные полевые шпаты). В плутониче-
ских породах в отличие от вулкани-
ческих большее распространение по-
лучают водные минералы, например
биотит и роговая обманка. Это, ве-
роятно, обусловлено тем, что повы-

шенное давление в глубинных усло-
виях благоприятствует сохранению
в магме растворенной в ней воды.
Все перечисленные положения, хотя
и имеют нередкие исключения, пре-
доставляют надежную основу для
подразделения магматических пород
на два взаимно переходящих друг
в друга класса — вулканические и
плутонические.

Между типами пород, расположенны-
ми в отдельных горизонтальных гра-
фах табл. 6-2, существуют постепен-

ные переходы. Существуют также и переходы между типами пород в вертикальном направлении, например между щелочными и олигоклазовыми базальтами, трахитами и натровыми риолитами, диоритами и сиенитами. Ознакомившись с литературой, цитированной в конце этой главы, читатель встретится со многими дополнительными наименованиями пород.

Химический состав

С термодинамической точки зрения образец изверженной горной породы любых размеров представляет собой гетерогенную систему, состоящую из ряда фаз (минералов и стекла, если оно только присутствует). Эту систему можно охарактеризовать с двух сторон: 1) природа и количественные соотношения ассоциирующихся фаз и 2) валовый химический состав. Природа и состав отдельных фаз обычно известны лишь по оптическим данным, в последние годы дополняемым часто рентгеновскими, а также по представительным химическим анализам минералов. Химический анализ пород в целом выражается в весовых процентах дюжины главных окислов. В последние годы он также иногда дополняется спектрографическими определениями (в млн⁻¹) содержаний элементов-примесей: Ba, Sr, Pb, Co, Ni, V, Cr, Zr, Th и др. Все больше появляется также определений отношения изотопов главных элементов, особенно Si и O, а также радиоактивных изотопов, например ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. В настоящее время существует огромное количество сведений о химическом составе горных пород и меньшее, но быстро возрастающее число анализов минералов изверженных пород. Состав породы можно выражать тремя характеристиками: 1) химическим составом (непосредственные данные анализа); 2) модальным составом, выражаемым в вес.% минералов, слагающих породу; 3) нормативным

составом, выражаемым в вес.% идеальных фаз (получается в результате пересчета химического анализа).

Нормативный состав большинства магматических пород выражается следующими идеальными фазами:

Q	Кварц	SiO ₂
Or	Ортоклаз	KAlSi ₃ O ₈
Ab	Альбит	NaAlSi ₃ O ₈
An	Анортит	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Ne	Нефелин	NaAlSiO ₄
Di	Диопсид	Ca (Mg, Fe)Si ₂ O ₆
Hu	Гиперстен	(Mg, Fe)SiO ₃
Ol	Оливин	(Mg, Fe) ₂ SiO ₄
Mt	Магнетит	Fe ₃ O ₄
Hm	Гематит	Fe ₂ O ₃
Il	Ильменит	FeTiO ₃
Ap	Апатит	Ca ₅ (PO ₄) ₃

Оливин и нефелин несовместимы с кварцем, причем нефелин несовместим также с гиперстеном. Породы с нормативным кварцем называются пересыщенными, а породы с нормативным оливином или нефелином — недосыщенными кремнеземом. Присутствие в нормативном составе гематита свидетельствует о повышенной окисленности породы. В нормативный состав иногда также приходится включать дополнительные фазы.

В табл. 6-3 на примере немногих представительных образцов характеризуются общие пределы вариаций состава обычных магматических пород.

Типы магматизма

Ассоциации магматических пород

Мы уже знаем, что магматическая деятельность неизменно проявляется локально, в пределах некоторых ограниченных площадей, а во времени она в известной мере имеет характер случайного явления. Эти два обстоятельства позволяют выделять специфические *петрогенетические провинции*, пространственно ограниченные регионами размером обычно

ТАБЛИЦА 6-3

Химический и нормативный минеральные составы некоторых типичных магматических пород, вес. %

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	42,86	48,04	50,02	60,31	66,57	72,80
TiO ₂	2,94	1,83	2,23	1,02	0,60	0,46
Al ₂ O ₃	11,46	12,04	15,05	17,53	15,14	13,12
Fe ₂ O ₃	3,34	2,35	3,77	3,30	1,15	1,32
FeO	9,03	8,80	7,37	3,85	1,90	1,62
MnO	0,13	0,17	0,17	0,16	0,06	0,04
MgO	13,61	14,41	7,01	2,59	0,56	0,60
CaO	11,24	8,76	10,17	5,97	1,50	2,20
Na ₂ O	3,02	1,60	2,05	3,20	4,18	3,63
K ₂ O	0,93	0,30	0,33	1,20	5,02	3,71
H ₂ O	0,56	1,63	1,65	0,90	3,01	0,24
P ₂ O ₅	0,52	0,12	0,27	0,14	0,19	0,04
Прочие: CO ₂	0,30				BaO 0,25	BaO 0,06
Сумма	99,94	100,05	100,09	100,17	100,13	99,84
Q			6,30	19,50	16,9	32,34
Or	5,56	1,67	1,67	7,12	29,5	21,68
Ab	5,76	13,62	17,29	27,04	35,6	30,39
An	15,29	24,74	31,14	28,72	7,0	8,62
Ne	10,51					
Di	29,43	14,20	13,84	0,86		1,83
Hу		27,47	17,72	9,01	3,0	1,79
Ol	20,79	9,51				
Mt	4,87	3,25	5,57	4,78	1,6	1,86
Il	5,62	3,50	4,26	1,93	1,2	0,91
Ap	1,34	0,34	0,67	0,34	0,3	
Сумма	99,17	98,30	98,46	99,30	95,1	99,42

1. Сильно недосыщенная лава нефелинитового семейства, серия Гонулулу, Оаху, Гавайские острова (Winchell H., Geol. Soc. Am. Bull., 58, 30, № 13, 1947).
2. Несколько недосыщенный оливиновый базальт, вулкан Халеакала, Мауи, Гавайские острова (MacDonald G. A., Katsura T., J. Petrol., 5, 122, № C-122, 1964).
3. Пересыщенный базальт (толеит), вулкан Вайнаа, Оаху, Гавайские острова (MacDonald, Katsura, ibid., № C-27, 1964).
4. Пироксеновый андезит, северо-восточная часть Японии (Kawano Y., Yagi K., Aoki K., Sci. Rept. Tohoku University, ser. 3, 7, № 1, 32, 1961).
5. Трахит, Большой Водораздельный хребт, Квинсленд Австралия (Stevens N. C., Proc. Roy. Soc. Queensland, 87, № 4, 46, № 3, 1965).
6. Роговообманково-биотитовый гранодиорит (гранит), гора Хейл, батолит Южной Калифорнии (Larsen E. S., Geol. Soc. Am. Mem. 29, 91, 1948).

порядка первых тысяч квадратных километров, внутри которых становление взаимосвязанных пород происходило в ограниченные периоды времени продолжительностью, вероятно, несколько миллионов лет. Горные породы отдельной провинции обычно имеют некоторые общие характеристики, позволяющие предполагать для них общность происхождения. Вместе с тем в породах одной провинции обнаруживаются также значительные различия в химическом и минеральном составе, позволяющие предполагать или эволюцию некоторой *примитивной* (первичной) *магмы*, или независимые эпизоды возникновения расплавов в разные моменты в одной и той же обстановке. Горные породы отдельной провинции обычно рассматривают как совокупный продукт единого цикла магматической деятельности. Наиболее общие черты таких циклов повторяются в других провинциях. В связи с этим все конкретные петрогенетические провинции в общем удается отнести к одному из десятка выделяемых типов.

В течение прошедшего полувека усиленно изучались закономерности петрогенезиса магматических пород. В систематизации этих данных проявилась тенденция к выделению ограниченного количества ассоциаций пород, известных любому геологу. Ниже приводится перечень наиболее важных из них.

Существенно вулканические ассоциации. 1. Широко распространенные слабо пересыщенные базальты с небольшими колебаниями состава в ассоциации с резко подчиненными количествами андезитов и риолитов. Подобные магмы внедряются в обстановке относительно малых глубин в виде силлов с подчиненными количествами дифференциатов гранитного состава.

2. Базальты, преимущественно насыщенные или близкие к насыщенным кремнеземом, перекрывающие

или подстилающие рыхлые осадки океанического дна и слагающие вулканические острова.

3. Щелочные базальты, недосыщенные кремнеземом, нефелинсодержащие базальтоиды (семейства нефелинитов) с подчиненными количествами трахитов, фонолитов или натровых риолитов. Породы этой ассоциации имеют всемирное распространение. Они проявляются в континентальных провинциях самого различного возраста и на многих срединно-океанических островах.

4. Андезиты (лавовые потоки и туфы) и риолиты (преимущественно пирокласты), слагающие толщи выполнения геосинклиналей и ассоциирующиеся с альбитизированными базальтами; повторно извергаются в течение складчатости и подъема геосинклинальных осадков и несколько позднее.

5. Сильно щелочные базальтовые лавы, сопровождающиеся (иногда доминирующими) калиевыми базальтами, трахитами и другими лавами с чрезвычайно высоким отношением K_2O/Na_2O . Провинции этого типа характерны почти исключительно для континентальных областей. Они приурочены к тектонически устойчивым регионам или территориям в пределах проявления только рифтовых движений крупного масштаба. Однако на некоторых немногочисленных океанических островах (например, Тристан-да-Кунья) также развиты лавы с аномально высоким содержанием калия.

Существенно плутонические ассоциации. 1. Гранодиоритовые мигматиты континентальных щитов и глубоко эродированных древних горных хребтов. В мигматитовых комплексах гранодиоритовый и метаморфический материал непосредственно ассоциируются, хотя и проявляется их сегрегация во всех масштабах — от штуфа до батолита.

2. Дискретные батолиты, обычно состоящие из многих индивидуальных

плутонов, по составу колеблющихся от габбро и диорита до гранита, но со значительным преобладанием в целом гранодиоритов. Такие батолиты обычно инъецируют смятые в складки геосинклинальные толщи.

3. Огромные расслоенные пластообразные интрузивы базальтового состава. Индивидуальные слои в таких массивах представлены перидотитами, пироксенитами, хромититами, габбро (преобладают), плагиоклазовыми породами (анортозитами) и в незначительном количестве гранитами.

4. Пластовые или линзовидные тела перидотитов и их гидратированных эквивалентов (серпентинитов), внедрившиеся в геосинклинальные осадки и лавы на стадиях до складчатости или ранней складчатости. Эти породы обычно ассоциируются с кремнеистыми морскими осадками (кремнистыми сланцами) и альбитизированными базальтами.

5. Докембрийские батолиты анортозитов (лабрадоровых пород), ассоциирующихся с подчиненными количествами габбро, пироксеновых сиенитов и пироксеновых гранитов.

6. Мелкие интрузивы щелочных, часто фельдшпатойдных, плутонических пород и карбонатитов (кальцитовых и доломитовых пород, которые, как теперь считается, кристаллизовались из карбонатных расплавов). Такие тела самого различного возраста обычно секут стабильные блоки, сложенные докембрийскими гнейсами и гранитами. В некоторых случаях они определенно представляют собой малоглубинные плутонические эквиваленты вулканических ассоциаций, охарактеризованных выше в пунктах 3 и 5.

Типы магм

В начале нашего столетия было широко распространено мнение, что базальты, наиболее обильные излившиеся породы на Земле, имеют весь-

ма однородный состав и поступают на поверхность из одного общего источника, а именно из базальтового слоя, расположенного повсеместно на планете в нижней части земной коры. Однако детальные исследования Шотландской третичной вулканической провинции, проведенные в 20-х и начале 30-х годов, выявили колебания состава базальтов, которые оказались слишком большими, чтобы их можно было объяснить, исходя из такой упрощенной модели. Для объяснения таких различий состава Кеннеди предложил концепцию двух независимых типов базальтовой магмы. Под *толеитовой* понималась базальтовая магма, насыщенная или даже несколько пересыщенная кремнеземом. Другой тип — *щелочно-базальтовая* (или оливин-базальтовая) магма — означал расплавы, обогащенные (по сравнению с толеитовыми) щелочами и сильно недосыщенные кремнеземом. По имеющимся в то время химическим анализам два выделенных типа базальтовой магмы представлялись, за немногими исключениями, необычайно постоянными и четкими.

При дальнейших систематических петрологических исследованиях два типа базальтовой магмы Кеннеди были установлены в самых различных регионах — Тихом океане, Австралии, США и т. д. Однако по мере накопления химических анализов резкая граница между базальтами толеитового и щелочного типов начала стираться. Стало очевидным существование несомненных отклонений от двух противопоставляемых рядов базальтоидов. В настоящее время петрологи преимущественно занимают одну из двух позиций. Сторонники одной точки зрения пошли по пути выявления тонких различий между двумя первоначально выделенными типами базальтовой магмы и уточнения границы между ними. Различить эти два типа магм по новым признакам сможет лишь

геохимик или счетно-решающее устройство. Другие исследователи стали выделять дополнительные типы магм: высокоглиноземистую андезитовых провинций, нефелинитовую щелочных вулканических комплексов, экзотический тип магмы, за счет которой возникли резко обогащенные калием безнатровые породы Лейцит-Хилс в Вайоминге, а также океанический толеитовый тип с очень высоким отношением Na/K , соответствующий наиболее распространенным базальтам, развитым на океаническом дне. Другие типы магм, не имеющие важного самостоятельного значения, были выделены для интерпретации ассоциаций пород, в составе которых преобладают соответственно андезит-риолиты, гранодиориты и перидотиты.

Значительная часть исследований и дискуссий в современной петрологии концентрируется вокруг определения и количества главных типов магм, а также вокруг вопросов о возможных способах их возникновения и эволюции. В настоящей книге подчеркивается уникальность каждой петрографической провинции; при этом авторы склоняются к мысли о многочисленности вполне четких типов магм.

Распределение малых элементов и изотопов

Относительные содержания малых элементов и изотопный состав некоторых других элементов, например кислорода, углерода и стронция, в обычных магматических породах устанавливаются в виде определенных типов, характер которых зависит от трех факторов: унаследованности от исходной породы, за счет которой возникли первичные магмы; распределения в последовательных сериях жидких и кристаллических фракций, возникающих в процессе дифференциации; радиоактивного распада неустойчивых ядер, привно-

сящего некоторый временной элемент в наблюдающиеся соотношения изотопов.

Химизм первичной магмы в определенных пределах несомненно зависит от состава исходного для нее субстрата. Так, некоторые элементы, например K, Rb, Li, Th, U, предпочтительно входящие в жидкую фазу, должны в меньших количествах присутствовать в исходном субстрате, чем в непосредственно отделившейся от него магме. С другой стороны, парциальное плавление не должно сопровождаться заметным фракционированием стабильных изотопов. В связи с этим изотопный состав таких элементов, как O, Si, C, S, в исходном субстрате и возникшей за счет него магме должен быть по существу одинаковым. На этом положении основано использование современного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах, которое с учетом величины Rb/Sr экстраполируют во времени до момента возникновения магмы. Не исключено, что в таком допущении имеются уязвимые моменты. В исходном субстрате радиогенный ^{87}Sr мог занимать непрочные позиции в решетках минералов и в связи с этим предпочтительнее концентрироваться в жидкой фракции, отделяющейся от нерасплавившегося твердого остатка. При оценке значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в первичных магмах следует учитывать, что оно определяется воздействием двух факторов — времени и обстановки формирования расплава.

Соотношения малых элементов и изотопов в процессе дифференциации магмы зависят от распределения элементов и изотопов между кристаллами и жидкостью в серии их последовательных фракций (гл. 5). Параллельно с накоплением одних (Si, Na, K) и уменьшением содержания других (Mg, Fe, Ca) главных элементов в расплаве по мере дифференциации магмы происходит также увеличение

относительного содержания одних малых элементов (Rb, Ba, Li, Th, U и т. д.) и уменьшение содержания других (Ni, Co, V, Cr). Аналогичным образом в более поздних магматических жидкостях изменяются и отношения между парами связанных друг с другом элементов. Например, отношения Rb/Sr, Ba/Sr, Ca/Ni возрастают, тогда как отношение K/Rb заметно уменьшается. Вариации всех этих параметров, связанных с распределением малых элементов в любой серии горных пород, дают ценную информацию о самом процессе дифференциации магмы. Так, резкое обеднение никелем свидетельствует об удалении рано кристаллизующегося оливина, тогда как аналогичное уменьшение содержания ванадия коррелируется с ранней кристаллизацией магнетита, что в свою очередь определяется окислительной обстановкой в магме. Концентрацию SiO_2 в андезитовых магмах связывают с выпадением магнетита. Если это предположение правильно, то мы вправе ожидать обнаружения андезитовых дифференциатов, обедненных ванадием.

Начинают выясняться и особенности фракционирования изотопов при дифференциации магмы. Так, в процессе дифференциации базальтовой магмы до остаточных гранитных расплавов величина $\delta_{34\text{S}/32\text{S}}$ (стандарт — метеоритный FeS) увеличивается от $\pm 0,1$ до $+7\%$, а величина $\delta_{18\text{O}/16\text{O}}$ (стандарт — морская вода)¹ может возрастать от $+5,5$ до $+8\%$. Поскольку отношение Rb/Sr по мере эволюции магмы увеличивается, величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в древних конечных дифференциатах должна быть значительно выше, чем в породах, непосредственно отражающих состав современной первичной магмы. Эти величины можно использовать для графического построения изохрон,

которые датируют момент дифференциации.

Можно предполагать, что соотношения малых элементов будут значительно изменяться при контаминации первичной магмы в результате более поздних реакций с вмещающими породами. Так, например, величины отношений неустойчивых и дочерних ядер, участвующих в радиоактивном распаде ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Th/U), должны подвергаться резкому изменению при взаимодействии молодых магм с древними породами в глубоких частях континентальной земной коры.

Если по соотношениям малых элементов, наблюдающимся в первичных магмах, можно оценивать пределы вариаций состава исходного для них субстрата, то в равной мере справедливо и обратное положение об ограниченности вариаций состава магмы, возникающей за счет определенного субстрата. Магмы наиболее «примитивного» состава, с незначительными содержаниями K, Rb, Li, минимальными величинами Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (после корректировки на возраст), высоким отношением K/Rb представлены базальтами глубоководных участков океанического дна. Эти особенности, предположительно унаследованные от исходного субстрата, могут характеризовать состав верхней мантии, по крайней мере под океанами. Такие же черты состава свойственны каменным метеоритам, особенно относящимся к классу хондритов. А это в свою очередь подкрепляет широко распространенную идею, основанную на многих независимых соотношениях, о родстве состава мантии и хондритов. Тем не менее существуют некоторые необъяснимые аномалии. Так, отношение Rb/Sr в хондритах может быть значительно больше (от 0,17 до 0,30), а $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ заметно больше, чем во многих океанических базальтах. Кроме того, величина отношения K/U в хондритах гораздо выше, чем

¹ $\delta_{18\text{O}/16\text{O}} = 1000 \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ в породе}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ в стандарте}} - 1 \right)$.

в большинстве земных пород (гл. 11). Не забывая об упомянутых и других аномалиях, геохимии рассматривают определенные соотношения малых элементов и изотопов как признаки возникновения магматических пород за счет исходного субстрата, располагающегося в мантии. Херли, например, полагает, что в настоящее время величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантийном субстрате колеблется от 0,702 до 0,705 и в течение 4,5 млрд. лет возросла на 0,004. Аналогичная величина отношения Rb/Sr составляет, по его мнению, 0,02. Исходя из данных по метеоритам и базальтам, Тейлор полагает, что для вещества мантии характерны следующие соотношения изотопов (в ‰): $\delta_{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}}$ — от +5,3 до +6,3; $\delta_{^{34}\text{S}/^{32}\text{S}} = \pm 0,1$; $\delta_{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}$ — от —16 до —25 (углеродистые хондриты имеют резко отличающуюся величину $\delta_{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}$ — от —4 до —11). Содержание K_2O в магмах, отделившихся от мантии, должно быть небольшим, но не менее обычного для хондритовых метеоритов (примерно 0,11 вес. %). Отношение K/Rb должно быть несколько меньше, чем в хондритах (в среднем 300).

Было бы ошибочным считать такую простую модель универсальной. Вряд ли мантия, даже в наиболее верхней части, гомогенна. Кроме того, мы полагаем, что в ней проявляются внутренние нарушения, обусловленные конвекцией. По крайней мере в некоторых участках мантии должны сохраняться породы, возникшие в качестве тугоплавкого остатка после отделения легкоплавких составных частей с образованием магматических расплавов. Не следует также забывать о магмах, которые по соотношениям малых элементов и изотопов похожи на каменные метеориты.

Другим потенциальным источником магмы могут быть глубокие уровни континентальной земной коры. Здесь магма могла генерироваться за счет

древних гранито-гнейсов и метаморфических пород частично осадочного происхождения, выходы которых мы в настоящее время непосредственно наблюдаем на континентальных щитах. Особенностью химизма генерировавшихся из этого источника магм должно быть повышенное содержание в них Si, K, Rb, Li, Th, U и многих других малых элементов. В породах подобного происхождения должны быть также повышенные значения отношений Rb/Sr (>1 во многих гранитах) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (в среднем 0,71—0,73 в докембрийских силикатических породах и более 0,8 в некоторых древних гранито-гнейсах), а также высокие значения $\delta_{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}}$ (от +8 до +10 в гранитоидах и до +25 в кремнеземистых осадках). Во многих древних гранитах и метаосадочных породах выявлены резко повышенные содержания ^{34}S , в некоторых случаях $\delta_{^{34}\text{S}/^{32}\text{S}}$ достигает +30. Величины отношения K/Rb в целом проявляют тенденцию к уменьшению и обычно составляют 200—230.

При рассмотрении вопроса о распределении малых элементов и изотопов в магматических породах приходится все-таки констатировать, что наши современные знания в этой области еще несовершенны и не позволяют точно судить о местоположении исходного источника магмы и его химизме.

Как правило, приходится обсуждать альтернативные варианты. В настоящее время петрологи выдвинули несколько общих моделей петрогенезиса, которые подлежат проверке на внутреннюю самосогласованность и дальнейшему усовершенствованию в свете новых данных из ряда независимых источников. В связи с этим первостепенную важность приобретают данные о взаимных ассоциациях и относительных объемах обычных магматических пород, а также о порядке их появления во времени.

Базальтовые провинции

Гавайские острова

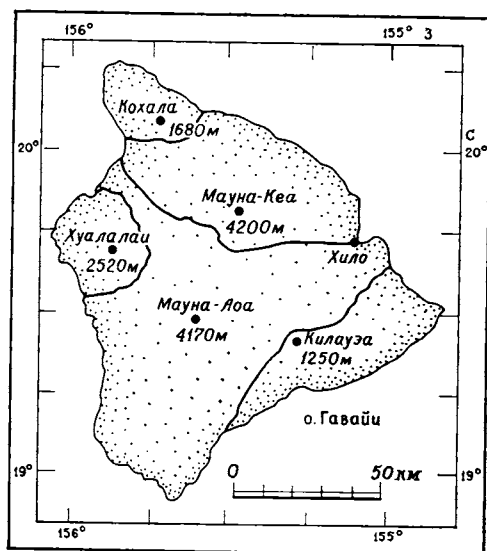
История геоморфологического и вулканического развития. В средней части Тихого океана, между 20 и 30° с. ш., расположен подводный хребт со средними отметками около 5000 м ниже уровня моря, протягивающийся более чем на 2000 км от атолла Мидуэй на юго-восток, к острову Гавайи. Местами наиболее возвышенные части этого хребта выступают над поверхностью океана в виде вулканических островов (фиг. 4-3). В юго-восточной части вершины хребта образуют Гавайские острова. Этот архипелаг, протягивающийся на 1000 км, образует срединно-океаническую базальтовую провинцию, характер которой может быть проиллюстрирован на примере двух крупнейших островов — Гавайи в юго-восточном конце цепи и Оаху в 200 км северо-западнее, в середине цепи.

Гавайи, крупнейший остров архипелага, образован слившимися верши-

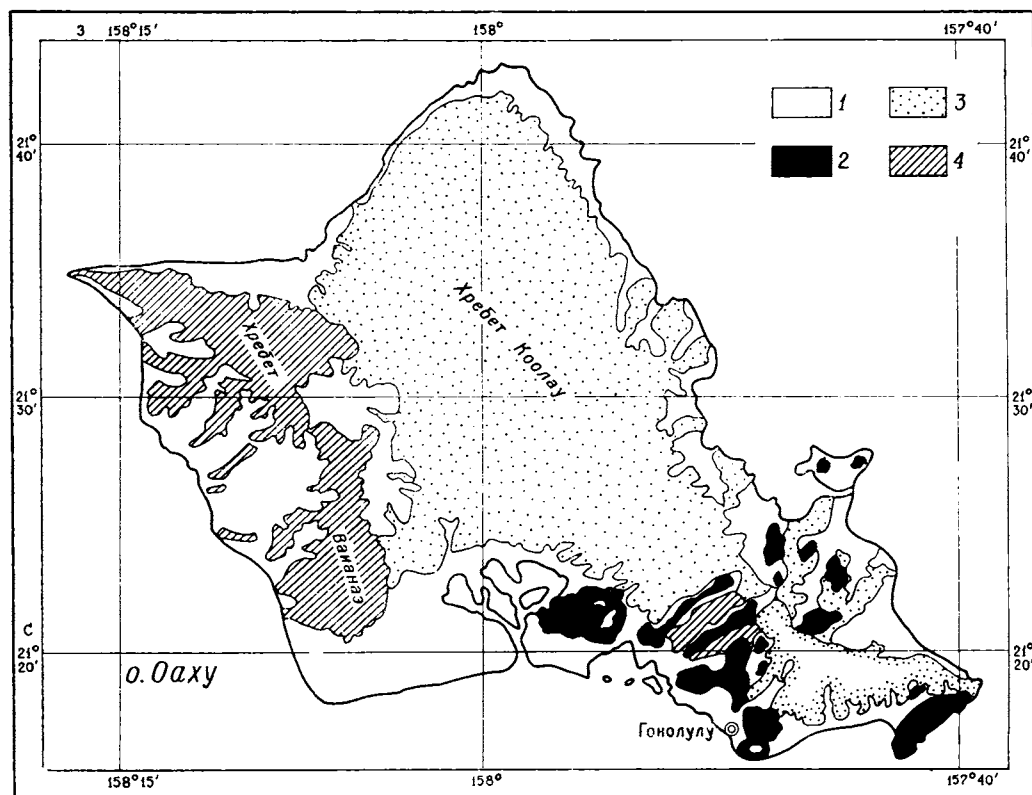
нами пяти вулканов (фиг. 6-11), совместный рост которых продолжался менее 1 млн. лет. Все вулканы, за исключением Кохалы, действовали в современный период; при этом два самых южных извергались на протяжении всего исторического времени. Единственное в историческое время извержение вулкана Хуалалаи произошло в начале прошлого столетия. Три вулканические серии Оаху (фиг. 6-12) сформировались за период от миоцена до современного, однако в историческое время извержения здесь не происходили.

Общий объем крупнейшего вулкана Гавайи Мауна-Лоа, включая подводную его часть над основанием хребта, составляет 40—50 тыс. км³. По форме это щитовой вулкан (фиг. 6-13, а), т. е. уплощенный купол, поверхность которого наклонена в сторону моря под углом 7—8°. Вершина его возвышается почти на 4200 м над уровнем моря. На вершине располагается кальдера — депрессия шириной 3 км и глубиной 300 м с крутыми стенками и плоским дном. Эта кальдера представляет главный центр извержений вулкана. На склонах вулкана по линейным радиальным трещинам (рифтам) располагаются кальдеры меньших размеров, также служившие центрами извержений.

Меньшие, но все же внушительные размеры имеет также щитовой вулкан Килауэа (фиг. 6-13, б), возвышающийся над уровнем моря на 1250 м, имеющий свою кальдеру и рифтовые зоны с дополнительными кратерами, протягивающиеся от вершины к морю в юго-восточном и юго-западном направлениях. Три северных вулкана, из которых наиболее крупный Мауна-Кеа возвышается на 4200 м, глубоко эродированы. Такой же характер имеют скопления вулканического материала на острове Оаху, где максимальные превышения над уровнем моря составляют около 1000 м.



Фиг. 6-11. Схема расположения вулканических центров на острове Гавайи.



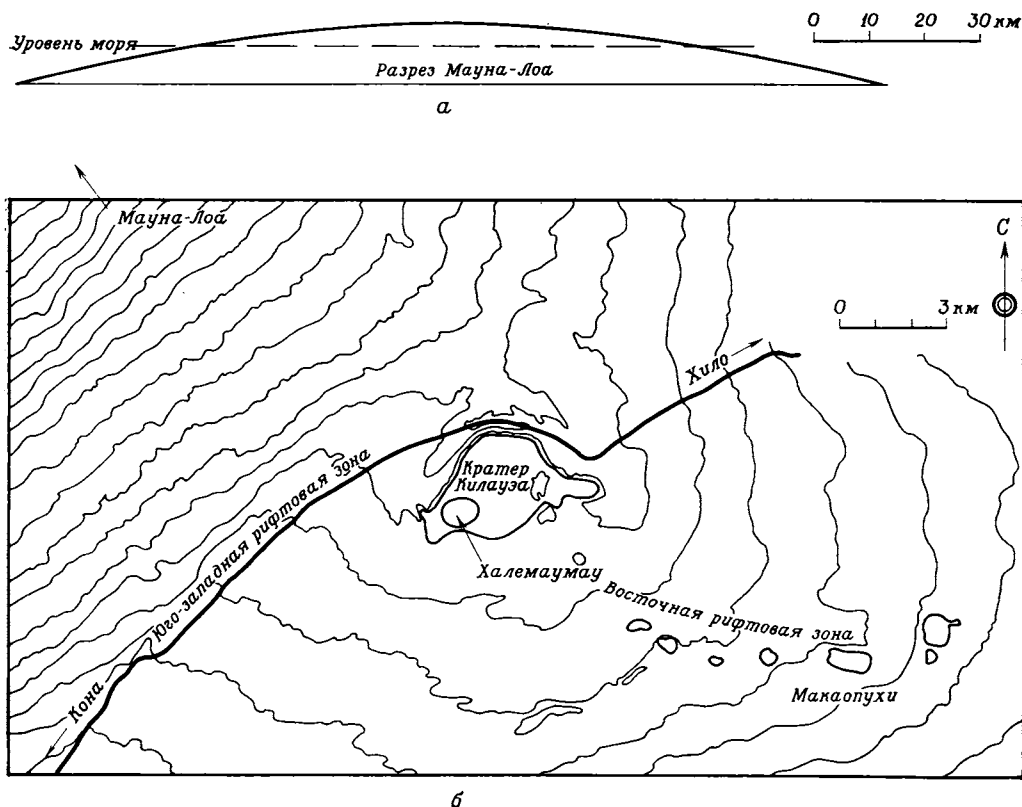
Фиг. 6-12. Распределение вулканических образований на острове Оаху, Гавайские острова (Wentworth C. K., Winchell H., Geol. Soc. Am. Bull., 58, 51, 1947).

1 — осадочные породы; 2 — серия Гонолулу; 3 — серия Коолау; 4 — серия Вайнаэ.

Общая схема эволюции вулканизма установлена в результате сопоставления истории развития отдельных более древних и относительно полно развившихся вулканов северо-западных островов архипелага с относительно молодыми, еще находящимися в процессе развития вулканами собственно острова Гавайи, которые иллюстрируют лишь ранние стадии вулканического цикла провинции. **Примитивные гавайские базальты** в последние годы привлекали пристальное внимание исследователей, занимающихся проблемами выделения типов магм и петрогенезиса.

1. Базальты Килауэа и Мауна-Лоа необычайно однородны. Обычно они классифицируются как «оливиновые

толеиты». В большинстве потоков присутствует значительное, но не обильное количество магнезиального оливина в виде ранних крупных корродированных кристаллов. За исключением участков с необычно высокой концентрацией оливина, нормативный состав базальтов устойчиво характеризуется большим содержанием гиперстена, небольшим (но значимым) количеством кварца и отсутствием оливина или нефелина. По любым существующим определениям породе такого состава следует называть толеитовой. В подчиненных количествах встречены обогащенные оливином базальты и в качестве другой крайней разновидности — гиперстеновые базальты лишь с край-



Фиг. 6-13.

а — схематический поперечный разрез вулкана Мауна-Лоа, Гавайские острова (масштаб дан для вертикальных расстояний, а горизонтальные искажены); б — кальдера и вулканические трещины (рифты) вулкана Килауэа, Гавайские острова (MacDonald G. A., Eaton J. P., U.S. Geol. Surv. Bull., 1061-B, 21, 1957).

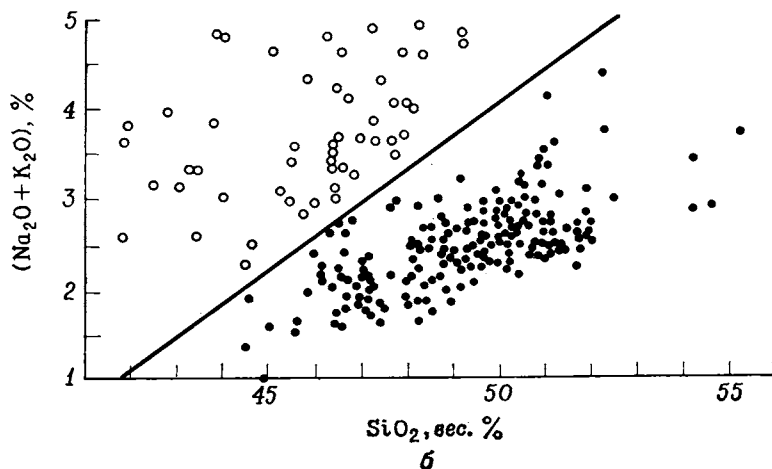
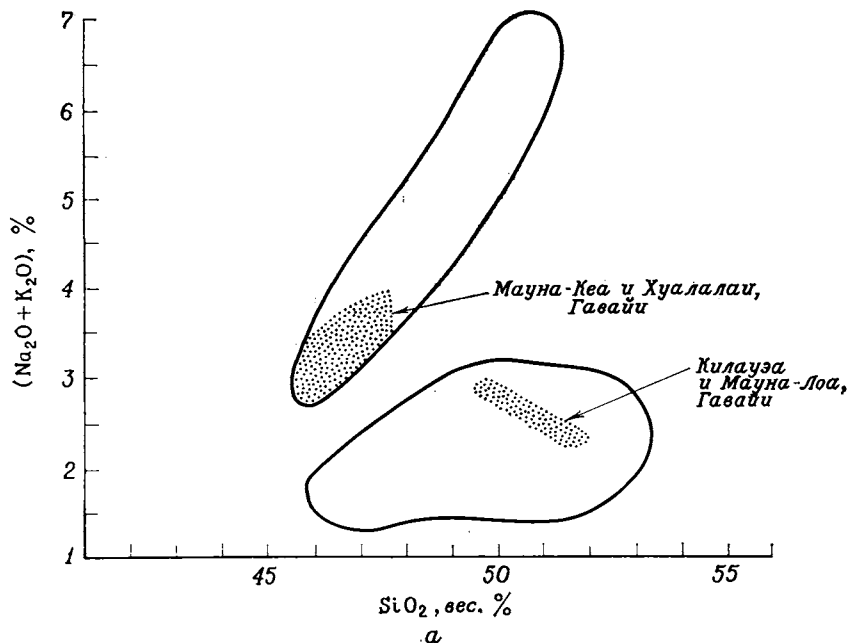
незначительным количеством оливина. В общем такой же характер имеют лавы раннещитовой стадии Кохалы и вулканов Вайнаэ и Коолау на острове Оаху (фиг. 6-12). Эти породы также должны классифицироваться как оливиновые толеиты.

2. В других гавайских вулканах вскрытые части первичного щита сложены базальтами, явно недосыщенными кремнеземом. В нормативном составе лав Мауна-Кеа устойчиво обнаруживается около 10% оливина и следы нефелина. Эти породы нельзя относить к толеитам.

3. Нижние части большинства гавайских вулканов слагаются лавами оливиновых толеитов типа развитых на Мауна-Лоа и Килауэа. Однако су-

ществуют также крупные вулканические постройки, в которых наиболее нижние вскрытые части щита сложены породами иного типа — недосыщенными базальтами с обильным нормативным оливином. На поздних стадиях жизни некоторых вулканов извергались сильно щелочные базальтовые лавы, соответствующие нефелинитам и базальтам с нормативным нефелином. Эти породы составляют лишь небольшую долю всего вулканического материала Гавайской провинции.

4. Двадцать лет назад Тилли показал четкие химические различия толеиговых и щелочных базальтов на вариационной диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — SiO_2 (фиг. 6-14, а). Одна-



ФИГ. 6-14. Соотношения суммы щелочей и кремнезема (вес.%) в гавайских базальтах. а — по Тилли (Tilley C. E., Geol. Soc. London Quart. J., 106, 42, 1950); б — по Мак-Доналду и Касуре (MacDonald G. A., Katsura T., J. Petrol., 5, 87, 1964).

ко при нанесении на эту же диаграмму значительно большего количества анализов гавайских базальтов, имеющих в настоящее время, различия между двумя типами стираются. Линия АВ, проведенная на последнем графике Мак-Доналдом, должна характеризовать искусствен-

ность выделения двух типов базальтов. Тем не менее эта линия проходит по участкам диаграммы с наименьшей плотностью фигуративных точек (по доступным в настоящее время анализам). Кроме того, большинство (хотя и не все) примитивных базальтов располагается на гра-

фике в нижней части правого сектора. Эти соотношения служат основанием для общепринятого мнения о том, что первичная магма гавайской провинции относится к типу толеитовой. Однако эта толеитовая магма заметно отличается от той, с которой мы встретимся при характеристике существенно базальтовых продуктов вулканизма на континентах и свит силлов в других регионах. Кроме того, и на самих Гавайских островах существуют вулканы, например Мауна-Кеа, на которых постулируемый первичный оливиновый толеит, возможно, и присутствует, но, во всяком случае, не вскрыт эрозией.

5. Если все гавайские базальтовые расплавы имеют общее происхождение, то, очевидно, роль исходной магмы следует отвести оливиновому толеиту. В настоящее время большинство петрологов или придерживаются такой точки зрения, или склоняются к ней. Однако существует и альтернативная возможность. Так, Пауэрс предполагает, что материал для извержений из отдельных вулканических центров поступал из обособленных магматических камер, возникающих и развивающихся самостоятельно в течение примерно столетия. При справедливости этого предположения не может быть и речи об однородной материнской магме регионального распространения. Заметные различия в составе между оливиновыми толеитами, оливиновыми и нефелиновыми базальтами могут просто отражать разницу во времени и месте. Исследователи, усматривающие однородную простоту в схеме генезиса магмы под Гавайскими островами, может быть, ищут порядок там, где его очень мало, и отрицают элемент случайности, который, возможно, существует.

Дифференциация гавайских магм. На поздних стадиях развития многих гавайских вулканов извергались лавы, отличающиеся по химическому

составу от примитивных базальтов. Такие лавы представлены слегка недосыщенными базальтами с аномально натровым плагиоклазом (олигоклазом или андезином), а также довольно редкими трахитами и риолитами. По сравнению с примитивными базальтами эти породы обогащены ($K_2O + Na_2O$), обеднены ($MgO + FeO + Fe_2O_3$) и имеют более высокое отношение $(Fe_2O_3 + FeO)/MgO$. Олигоклазовые базальты содержат SiO_2 несколько больше, а трахиты и риолиты значительно больше, чем примитивные базальты. Все эти вариации химического состава одинаковой направленности побуждают предполагать, что рассматриваемые расплавы представляют поздние жидкие фракции, отделившиеся от базальтовой магмы в результате фракционной кристаллизации (дифференциации). Эту концепцию принимают большинство геологов. Она также согласуется с небольшим объемом и поздним проявлением рассматриваемых лав. Для иллюстрации различий химического состава ассоциирующихся магматических пород обычно прибегают к диаграммам соотношений заметно изменяющихся химических параметров. Такие диаграммы называются вариационными. Одна диаграмма этого рода уже использована выше для демонстрации различий величины отношения щелочи/кремнезем в гавайских базальтах (фиг. 6-14). В другом типе вариационных диаграмм (*AFM*) используются весовые проценты окислов:

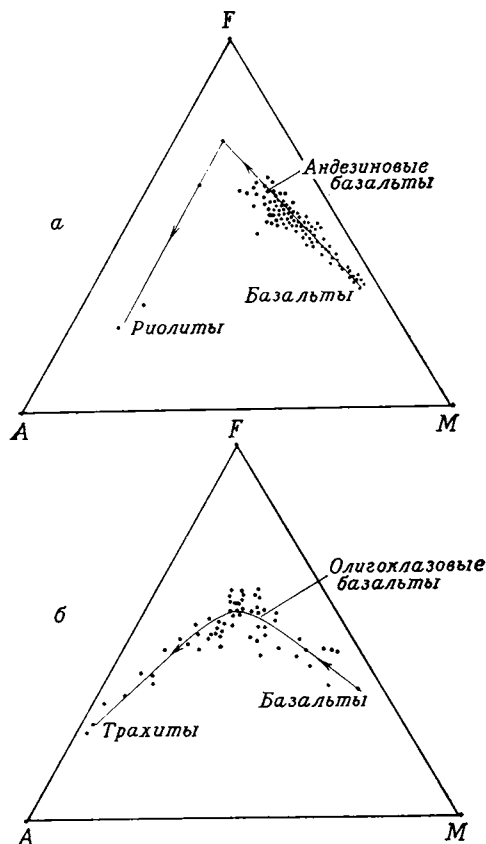
$$A = Na_2O + K_2O,$$

$$F = FeO (Fe^{2+} \text{ и } Fe^{3+}, \text{ пересчитанные на } FeO),$$

$$M = MgO,$$

$$A + F + M = 100.$$

На фиг. 6-15 приведены диаграммы *AFM*, отражающие вариации состава толеитовых и щелочных базальтов и соответствующих им поздних дифференциатов. Если мы правильно интерпретируем малораспространенные



Фиг. 6-15. Диаграммы состава AFM (окислы, вес.%) гавайских лав.
 а — толеитовые базальты и их дифференциаты;
 б — щелочные базальты и их дифференциаты (с изменениями, MacDonald G. A., Katsura T. J. Petrol., 5, 87, 1964).

относительно щелочные породы как магматические дифференциаты, то кривые на фиг. 6-15 соответствуют последовательности жидких фракций, отделившихся от кристаллизующихся магм исходного базальтового состава. Скопления ранних высокотемпературных минералов должны быть комплементарны к поздним жидким фракциям. Исходя из экспериментальных данных, в числе таких минералов можно ожидать магнезиальный оливин, авгит и основной плагиоклаз. В некоторых базальтовых потоках действительно встречаются обильные вкрапленники или

грубозернистые агрегаты названных минералов, особенно оливина и авгита. Вкрапленники оливина в таких породах, так же как и в примитивных толеитовых базальтах, проявляют тенденцию образовывать округлые «корродированные» формы, что позволяет предполагать их позднюю реакцию с расплавом, пересыщенным кремнеземом (например, в точке R фиг. 6-6 или вдоль линии MN фиг. 6-8). Данные по минеральному составу и структурам пород, таким образом, вполне соответствуют соотношениям, предсказанным исходя из экспериментов.

При недавних извержениях вдоль юго-восточной рифтовой линии Килауэа дополнительные мелкие кратеры периодически вновь заполнялись лавой. В двух из них под консолидированной коркой возрастающей мощности еще сохранилась на глубине жидкая лава. Здесь удалось детально опробовать естественный разрез мощностью 75 м полностью отвердевшего доисторического лавового озера. Полная консолидация таких лавовых озер осуществляется за 40 или 50 лет. Однако даже за такой короткий период времени происходит заметная дифференциация, обусловленная погружением крупных рано кристаллизовавшихся кристаллов магнезиального оливина. Доисторическое лавовое озеро выполнено килауэйским оливиновым толеитом, первичный состав которого зафиксирован верхней быстро закалившейся коркой. В этой корке присутствует 5—8% вкрапленников оливина. На глубине 25—30 м содержание оливина уменьшается до 2%. Причину этого легко можно видеть: в нижней (25 м) части разреза вкрапленники оливина составляют от 15 до 20% объема породы. В этом случае мы реально видим зафиксированную консолидацией картину медленного опускания тяжелых кристаллов оливина в менее плотной жидкой среде под влиянием силы тяжести, т. е.

давно знакомый нам механизм фракционной кристаллизации. Стекло, соответствующее остаточной жидкости, которое было выделено из обедненной оливином верхней части разреза килауэйского лавового озера, имеет «гранитный» состав $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{SiO}_2$, предсказанный много лет назад Боуэном для поздних жидких фракций в базальтовых системах.

Остатки вещества мантии. В недосыщенных щелочных породах нефелинитового семейства повсеместно во всем мире встречаются обломки ультраосновных пород диаметром до нескольких сантиметров весьма характерного минерального состава: сильно магнезиальный оливин, пироксены (энстатит MgSiO_3 и диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, оба маложелезистые) и хромовая шпинель ($\text{Mg, Fe (Al, Cr)}_2\text{O}_4$). В этом отношении и Гавайи не представляют исключения. Обломки такого состава в изобилии присутствуют, например, в нефелинитах серии Гонолулу. Эти обломки (ксенолиты) явно чужды включающей их магме. Наиболее вероятный их источник — сама мантия. Обычно они интерпретируются как нерасплавленный остаток материала мантии, от которого уже отделилась базальтовая жидкость. В туфах одного небольшого вулкана около Гонолулу в изобилии присутствуют обломки породы совершенно иного типа. Эта порода состоит из граната и глиноземистого авгита. Экспериментально было установлено, что подобная комбинация минералов кристаллизуется из базальтового расплава при давлениях порядка 20—30 кбар. Если состав мантии местами приближается к базальтовому, то на глубинах 70—100 км стабильная комбинация фаз должна быть представлена гранатом и пироксеном.

Каково бы ни было происхождение отмеченных выше ксенолитов, не приходится отрицать, что источник гавайских магм располагается в верх-

ней мантии. Мощность земной коры здесь невелика, не более 10 км, а фокусы сейсмической активности, предшествующей извержениям, располагаются на значительно большей глубине. Таким образом, имеются основания полагать, что химические особенности примитивных гавайских магм унаследованы от исходных для них пород мантии. В толеитовых и олигоклазовых базальтах острова Гавайи определены значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7071 (\pm 0,0003)$ и $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,024 - 0,038$. В нефелинитах Оаху величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0,7031. В свете сказанного ранее подобные низкие величины этих отношений не представляют неожиданности. Во всех гавайских лавах, от базальтов до нефелинитов и трахитов, на редкость устойчиво сохраняется величина отношения $\text{Th}/\text{U} = 4,1$. Это позволяет предполагать унаследованный характер рассматриваемого отношения, что в свою очередь позволяет думать об однородности исходного субстрата.

Петрогенетическая модель гавайского вулканизма. Можно предложить следующую схематическую модель петрогенезиса гавайских вулканических пород, соответствующую наиболее достоверным данным, имеющимся к настоящему времени:

1. В течение прошедшего миллиона лет во многих точках ниже Гавайской цепи в подкоровых слоях на глубине 50—60 км многократно генерировалась магма оливиновых толеитов. Такие центры генерации магмы, отстоящие друг от друга обычно на расстояние не более нескольких десятков километров, в течение всего периода своего существования сохраняли обособленность.

2. Каждая магматическая камера представляла материал для ограниченно-го во времени цикла вулканической деятельности продолжительностью в одно-два столетия. Затем в том же месте возникала новая камера, и вулканический цикл повторялся.

3. В каждом вулканическом центре к моменту завершения общего периода его деятельности состав магмы изменялся. Вместо оливиновых толеитов в это время изливались щелочные оливиновые базальты или даже, после продолжительного перерыва в вулканической деятельности, сильно недосыщенная нефелинитовая магма. Такие магмы, возможно, возникают за счет толеитовой в результате глубинной дифференциации, точная природа которой пока не установлена. Однако более вероятно независимое происхождение поздних магм вследствие изменения в месте их зарождения физических условий. Причины такого изменения условий пока не известны; возможно, например, увеличение глубины источника расплавов.

4. Как в толеитовых, так и в щелочно-оливиновых базальтовых магмах происходила некоторая дифференциация, преимущественно связанная с отделением оливина от расплава, что приводило к возникновению лав с более натровым полевым шпатом. Конечный продукт дифференциации щелочной ветви представлен трахитом, а в толеитовом ряду — риолитом. Количественная роль этих поздних фракций незначительна.

Срединно-Атлантические провинции

Срединно-Атлантический хребет. Единственная вулканическая порода, развитая в Срединно-Атлантическом хребте по всей его протяженности, как об этом свидетельствуют многочисленные дражные пробы, — слабо пересыщенный толеитовый базальт. Минеральный состав этих базальтов однородный и простой: лабрадор, кальциевый авгит и устойчивая небольшая примесь оливина. В большинстве химических анализов проявляется особенность состава, свойственная лишь некоторым континентальным базальтам (см. ниже

разд. «Континентальные базальтовые провинции»), а именно очень высокое содержание Al_2O_3 , колеблющееся от 15 до 20%. Базальты глубоководных частей Атлантики вместе с тем имеют химический состав (табл. 6-4, анализ 1), совершенно не свойственный континентальным их представителям и, наоборот, близкий к известному для лав со дна Тихого и Индийского океанов. К числу таких характеристик относятся исключительно низкие содержания K_2O ($<0,2\%$), Ti, Rb, Sr, Th, U, Zr; чрезвычайно высокие отношения Na/K (>10) и K/Rb (возможно, до 1300) и, наоборот, крайне низкие величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7016—0,7027) и Rb/Sr ($<0,01$). Вероятно, все эти параметры отражают общий химический состав субокеанической мантии более четко, чем близкие, но не столь резко выраженные химические особенности гавайских лав. Совершенно определенно можно утверждать, что по особенностям химизма срединно-атлантические океанические базальты во многом аналогичны каменным метеоритам. В связи с этим некоторые авторы рассматривают океанические толеиты как наиболее примитивный тип базальтов, самый близкий по составу к веществу верхней мантии, и по существу считают их материнскими для всех остальных базальтовых магм (например, гавайских), проявляющихся в океанических бассейнах. Возможно также другое предположение. Если между различными базальтовыми магмами океанических провинций отсутствует прямая связь, источник океанических толеитов должен располагаться в мантии глубже, чем уровни зарождения относительно щелочных базальтовых магм.

Острова вдоль Срединно-Атлантического хребта. Вдоль Срединно-Атлантического хребта и поблизости от него располагаются вереницей группы вулканических островов, в том числе острова Вознесения,

ТАБЛИЦА 6-4

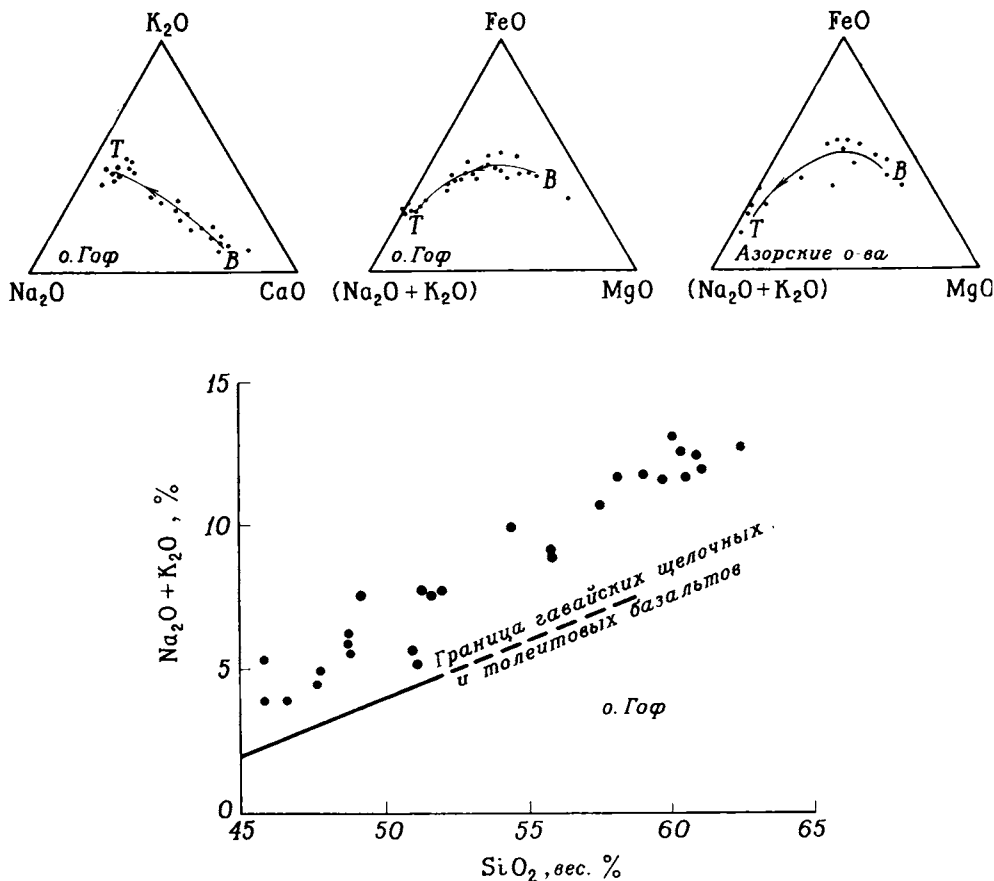
Химический и нормативный минеральные составы некоторых базальтов и ассоциирующихся с ними пород области Срединно-Атлантического хребта, вес. %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,94	47,7	47,5	56,3	61,5	47,07	49,48	60,59	72,4
TiO ₂	1,51	3,2	3,8	1,8	0,3	1,66	9,53	1,25	0,18
Al ₂ O ₃	17,25	15,2	16,7	17,8	18,3	14,86	13,12	15,07	11,5
Fe ₂ O ₃	2,01	2,3	3,2	2,9	2,6	4,08	5,63	2,31	0,6
FeO	6,90	8,7	7,4	4,7	2,8	7,20	9,61	5,73	1,3
MnO	0,17					0,17	0,23	0,19	0,06
MgO	7,28	9,7	5,1	2,3	0,2	8,52	5,33	1,73	0,11
CaO	11,86	8,9	9,7	4,7	1,5	11,47	10,41	4,94	0,92
Na ₂ O	2,76	2,7	4,0	4,8	7,0	2,24	2,99	4,29	4,5
K ₂ O	0,16	1,6	2,6	4,7	5,8	0,20	0,27	1,59	3,6
H ₂ O						2,25		1,84	4,9
P ₂ O ₅	0,16					0,18	0,35	0,43	0,03
Сумма	100,00	100,00	100,0	100,0	100,0	99,90	100,00	99,96	100,40
Q							3,30	15,42	30,5
Or		9,5		27,8	34,5	1,11	1,67	9,45	21,1
Ab		21,9		38,4	48,9	18,34	24,63	36,15	38,2
An		24,5		13,3	1,1	30,30	20,85	17,24	0,6
Ne		0,6		1,1	5,6				
Di		15,8		8,1	5,5	20,70	23,04	4,21	3,5
Hu						14,93	10,79	9,04	
Ol		18,4		3,6	0,1	2,78			
Mt		3,2		4,2	3,7	6,03	7,89	3,25	0,9
Il		6,1		3,5	0,6	3,19	4,71	2,43	0,4
Ap						0,34	0,67	1,01	
Сумма		100,0		100,0		97,72	97,55	98,20	95,3

1. Средний состав (пересчитано на сумму без воды) десяти океанических толеитов из Атлантического и Тихого океанов (Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G., Geol. Soc. Am. Bull., 76, 723, 1965).
2. Щелочной оливинный базальт (среднее из двух анализов, пересчитано на сумму без воды), остров Гоф (Le Maitre R. W., Geol. Soc. Am. Bull., 73, № 2, 1328, 1962).
3. Щелочной оливинный базальт (среднее из четырех анализов), острова Тристан-да-Кунья (Dunne J. C., в работе Le Maitre R. W., ibid., № 4, 1335).
4. Лавы, приближающиеся по составу к трахиту (среднее из двух анализов, пересчитано на сумму без воды), остров Гоф (Le Maitre R. W., ibid., № 4, 1328).
5. Трахит (среднее из трех анализов, пересчитано на сумму без воды), остров Гоф (Le Maitre R. W., ibid., № 6, 1328).
6. Оливинный толеит, вулкан Тингмули, Исландия (Carmichael I. S. E., J. Petrol., 5, № 1, 439, 1964).
7. Безоливиновый толеит (пересчитано на сумму без воды), вулкан Тингмули, Исландия (Carmichael I. S. E., ibid., № 4, 454).
8. Андезит, вулкан Тингмули, Исландия (Carmichael I. S. E., ibid., № 14, 442).
9. Стекловатый риолит, вулкан Тингмули, Исландия (Carmichael I. S. E., ibid., № 23, 443).

Св. Елены, Гоф, а также Азорские острова и остров Тристан-да-Кунья с ныне действующими вулканами. Извергавшиеся из всех этих вулка-

нов лавы похожи на поздние щелочные оливинные базальты Гавайских островов, но они еще более щелочные и сильнее недосыщены кремнеземом



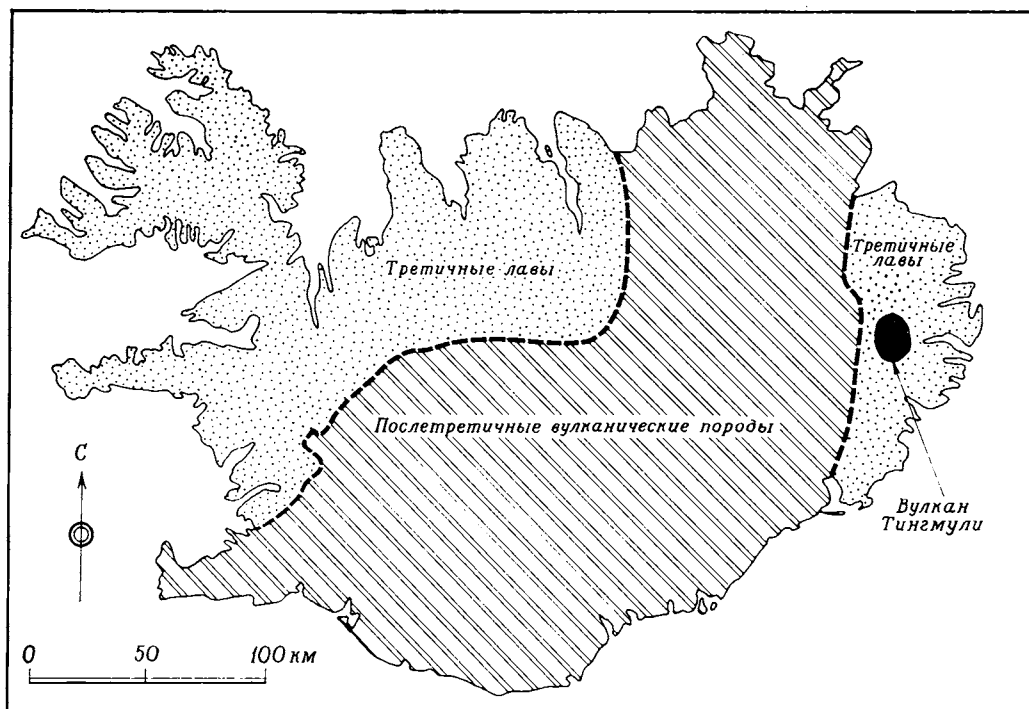
Фиг. 6-16. Вариационная диаграмма (окислы, вес.%) вулканических пород острова Гоф и Азорских островов.

B — базальты; *T* — трахиты (Le Maitre R. W., Geol. Soc. Am. Bull., 73, 1962).

(табл. 6-4, анализы 2, 3). Эти лавы очень близки к среднему типу щелочно-базальтовой магмы. Поздние дифференциаты очень небольших объемов в этой провинции представлены сильно щелочными трахитами (табл. 6-4, анализы 4, 5), фонолитами или натровыми риолитами. В общем картина вариаций состава лав похожа на установленную для Гавайских островов, но в целом состав вулканитов здесь еще более отклоняется от толеитовых базальтов. Вариационные диаграммы лав острова Гоф приведены на фиг. 6-16. Отметим в нормативном составе (табл. 6-4, анализы 2, 4, 5) устойчивую недосыщен-

ность кремнеземом, увеличение содержания щелочей ($or + ab + ne$), уменьшение количества ($Mg + Fe$) ($di + ol$) и $Ca(an + di)$ по мере проявления прогрессивной дифференциации вдоль линии базальт — трахит. В лавах Тристан-да-Кунья проявилось наиболее необычное для океанических базальтов повышенное содержание K_2O . Заметим, однако, что у континентальных базальтов подобные и даже большие содержания K_2O вполне обычны (см. табл. 6-4, анализ 3).

Исландия. Этот вулканический остров площадью 50 000 км² (фиг. 6-17) расположен на Срединно-Атлантиче-



Фиг. 6-17. Распространение третичных и более поздних лав в Исландии (Walker G. P. L., Geol. Soc. London Quart. J., 114, 368, 1959).

ском хребте. Четвертичные лавы центрального пояса, протягивающегося с юго-запада на северо-восток и включающего многочисленные действующие центры извержений, перекрывают третичные лавы огромной мощности, которые в настоящее время хорошо обнажаются в пределах поясов восточного и западного побережий. Здесь можно видеть, что третичные лавы полого падают внутрь острова под более молодые породы. В восточном разрезе мощность вскрытых эрозией третичных лав составляет 5 км. Эта толща сложена сотнями вулканических потоков мощностью порядка 10 м, которые иногда имеют региональное распространение и прослеживаются на расстояния свыше 20 км. Среди вулканитов резко преобладают базальтовые лавы. В большинстве случаев они относятся к типу пересыщенных кремнеземом безоливиновых

пород, но заметную роль играют также слегка недосыщенные оливиновые базальты. Все лавы относятся к числу толеитовых. Примерно 10% толщи составляют риолиты и андезиты (в соотношении 3:1). Эти более кремнеземистые породы приурочены к нескольким вулканам центрального типа, каждый из которых был постепенно погребен под окружающими толщами базальтов, имеющих региональное распространение. Два таких вулкана, повторно вскрытых и частично рассеченных эрозией в настоящее время, были детально изучены Уокером и Кармайклом. Один из них — Тингмули диаметром около 10 км сложен толеитами (50%), риолитами (21%), андезитами (18%), а также обломочными и другими породами (4%). Данные по химизму этих пород в кратком виде представлены в табл. 6-4 (анализы 6—9) и на фиг. 6-18.

Оливин-толеитовый или толеитовый состав исходной магмы можно предполагать в связи с тремя обстоятельствами: огромными объемами базальтов такого состава, однородным составом и некогда полностью жидким их состоянием (о чем свидетельствует повсеместное тонкозернистое сложение лав). Неизменно близкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяют предполагать общее происхождение для всех пород этой вулканической серии. Трудности интерпретации относительно больших объемов кремнеземистых лав снимаются, если учесть концентрацию поздних дифференциатов лишь в отдельных вулканических центрах, подобных Тингмули. Исходя из этого соображения, Кармайкл предложил простую модель дифференциации расплава:

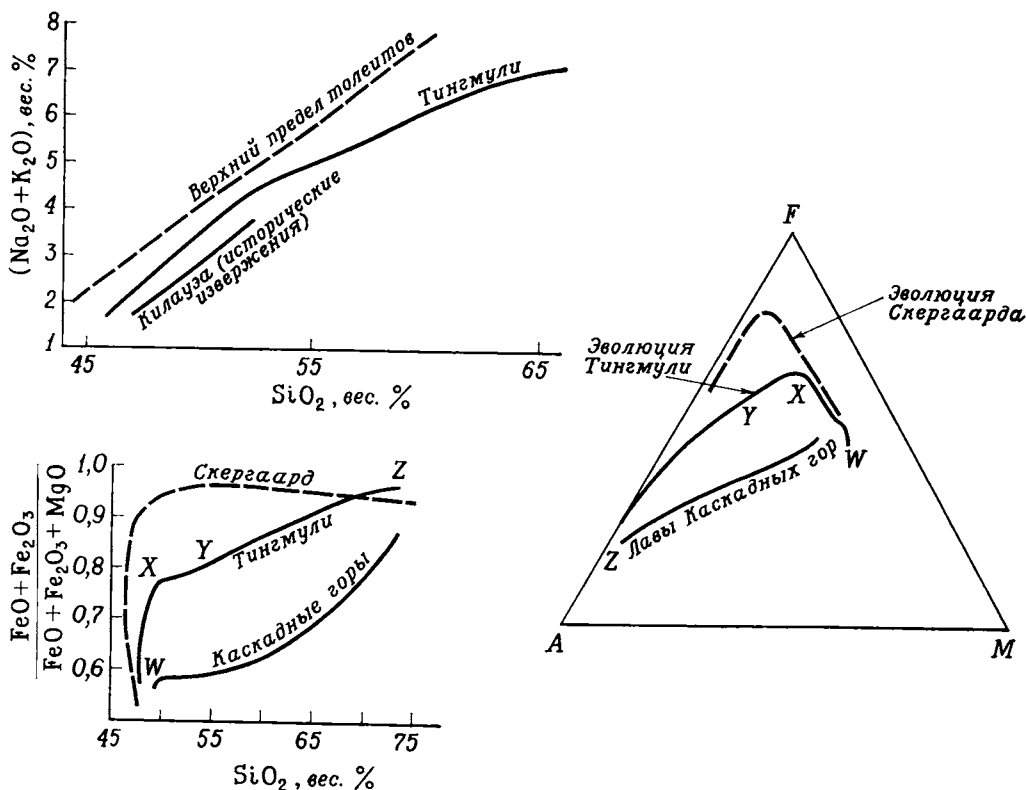
Оливиновый толеит \rightarrow Толеит \rightarrow

\rightarrow Андезит \rightarrow Риолит

Кривая изменения состава остаточных расплавов на вариационной диаграмме *AFM* (фиг. 6-18) отражает довольно сложно изменяющийся ход кристаллизации, который независимо установлен микроскопическими наблюдениями

WX: оливиновые толеиты. Происходит кристаллизация магнезиального оливина, приводящая к увеличению содержания SiO_2 (48,2 \rightarrow 49,6) и отношения Fe/Mg в расплаве.

XY: толеиты и базальтовые андезиты. Кристаллизация оливина закончилась, и в качестве наиболее ранней фазы на первом этапе кристаллизуется магнетит. Содержание SiO_2 резко возрастает (49,6 \rightarrow 54,8), а ве-



ФИГ. 6-18. Вариационные диаграммы лав третичного вулкана Тингмули в Исландии (Carmichael I. S. E., J. Petrol., 5, 48, 450, 1964).

личина отношения Fe/Mg почти не изменяется. Кристаллизация кальциевого плагиоклаза приводит к увеличению содержания нормативного щелочного полевого шпата в расплаве.

YZ: андезиты и риолиты. На этом этапе уже не происходит ранней кристаллизации магнетита, в связи с чем в расплаве начинает увеличиваться отношение Fe/Mg. Фракционирование определяется преимущественно кристаллизацией полевых шпатов, которая обуславливает соответствующее увеличение содержания SiO_2 и нормативного щелочного полевого шпата в конечных порциях расплава.

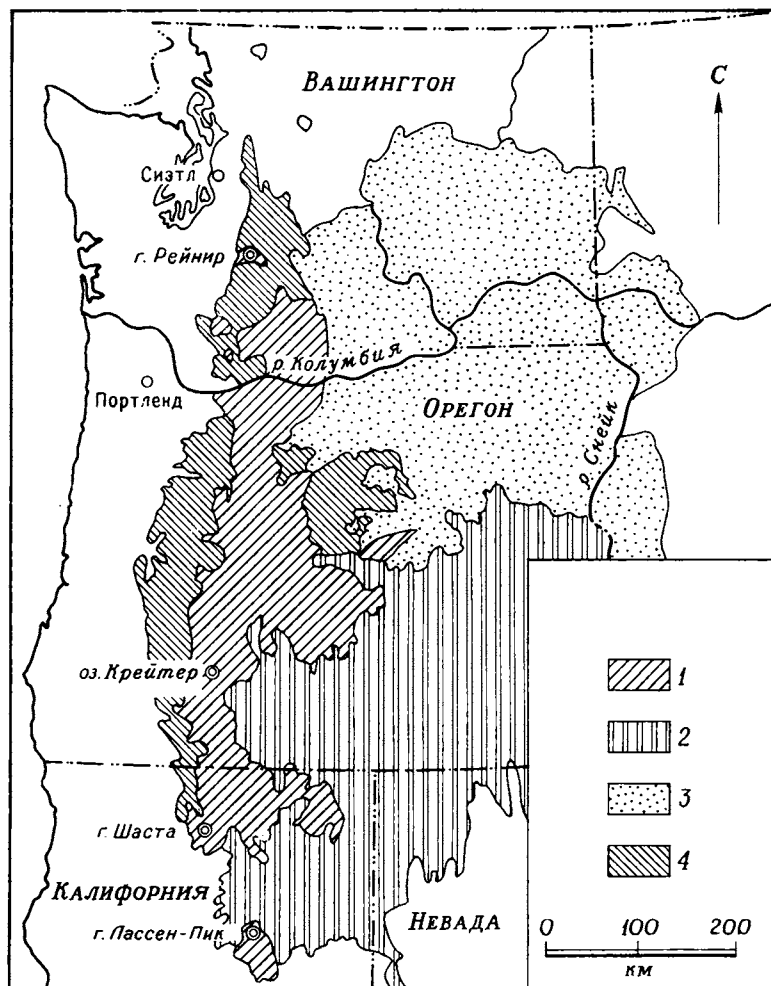
Континентальные базальтовые провинции

Первичные магмы океанов всегда базальтовые; высказывалось даже мнение, что существует лишь одна родоначальная океаническая магма — «океанический толеит». Иная ситуация наблюдается на континентах. Здесь существуют крупные области, в которых извергались андезитовые и риолитовые лавы и туфы, сопровождающиеся лишь незначительными количествами базальтов. Среди плутонических пород гранодиорит-гранитные серии также преобладают над породами базальтового состава. И тем не менее базальтовые лавы остаются наиболее значительными по своему общему объему континентальными вулканическими породами. Существуют также огромные плутонические пластообразные тела, для которых в качестве исходной можно предполагать лишь базальтовую магму. В некоторых континентальных базальтовых провинциях первичная магма и ее дифференциаты в общем похожи на охарактеризованные выше океанические серии. Однако это сходство не столь велико, чтобы можно было говорить об их идентичности.

Потоки базальтов северо-запада тихоокеанского побережья США. В штатах Вашингтон и Орегон, а также и в прилегающих частях штатов Калифорния и Айдахо, начиная с раннего миоцена, непрерывно проявлялась вулканическая деятельность — извергались базальты, андезиты и риолиты. При этом в течение длительных периодов извержения происходили на очень обширных площадях, изливались огромные количества лав почти исключительно базальтового состава. Так, плато реки Колумбия в восточной части Вашингтона (фиг. 6-19) представляет собой прогибающийся бассейн площадью 100 000 км², заполненный на глубину в среднем 1—2 км почти горизонтальными потоками пересыщенных кремнеземом толеитовых базальтов (табл. 6-5, анализ 3). К числу особенностей химизма некоторых других континентальных базальтов относятся большие значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7079)¹ и Rb/Sr (0,18). Все эти извержения происходили в миоцене, причем наибольший объем излившегося материала приходится на последнюю четверть этого периода.

Южнее, на плоскогорьях Орегона и в восточной части Каскадных гор, такого же масштаба извержения толеитовых базальтов происходили в течение плиоцена и в четвертичном периоде. По своему химизму эти породы отличаются от базальтов провинции Колумбия-Ривер. В отношении кремнезема состав базальтов непостоянен — от недосыщенного до слабопересыщенного; установлено чрезвычайно высокое (17—19%) содержание в них Al_2O_3 (табл. 6-5, анализы 1,2). Лавы аналогичного состава широко распространены и в других регионах (например, в Япо-

¹ Потоки толеитовых базальтов бассейна Параны в Бразилии имеют однородное и более низкое исходное значение этого отношения — 0,7057, что свидетельствует о возникновении магмы в мантии.



ФИГ. 6-19. Распределение третичных и четвертичных вулканических пород на северо-западе тихоокеанского побережья США.

1 — андезиты Высочайших Каскад (плиоцен — атропоген); 2 — плато-базальты Орегона (миоцен — антропоген); 3 — базальты реки Колумбия (миоцен — плиоцен); 4 — андезиты западной части Каскадных гор (эоцен — олигоцен).

нии). В связи с этим некоторые петрологи выделяют особый тип родоначальной для них магмы — «высокоглиноземистый базальт». На плоскогорьях Орегона, так же как и в других частях мира, высокоглиноземистые базальты сопровождаются значительными, хотя и подчиненными количествами андезитов и риолитов. Эти породы обычно рассматриваются как дифференциаты преобладающих здесь базальтов, так же как

в Исландии. Однако возможна и другая последовательность: локальные извержения риолитов без предшествующего им появления андезитовых лав, т. е. риолитовые магмы могут иметь независимое происхождение.

Диабазовые силлы Тасмании. Во многих базальтовых провинциях расплавы или значительная их часть не достигали поверхности, а перемещались на некоторой глубине

ТАБЛИЦА 6-5

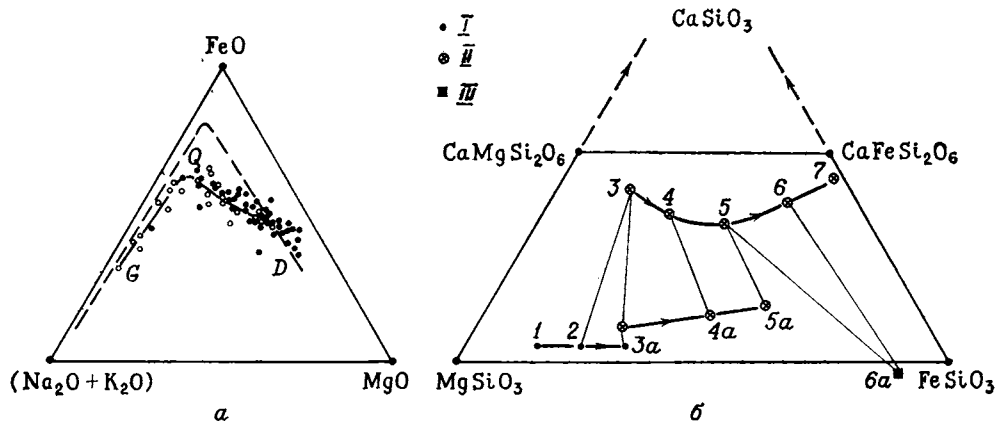
Химический состав некоторых континентальных базальтов, диабазов и связанных с ними дифференциатов, вес. %

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,27	49,15	50,0	58,35	53,18	68,94
TiO ₂	0,89	1,52	3,2	1,15	0,65	0,79
Al ₂ O ₃	18,28	17,73	13,5	16,27	15,37	11,27
Fe ₂ O ₃	1,04	2,76	1,9	1,01	0,76	3,80
FeO	8,31	7,20	12,5	7,38	8,33	4,03
MnO	0,17	0,14	0,25	0,15	0,15	0,14
MgO	8,96	6,91	4,4	3,07	6,71	0,35
CaO	11,32	9,91	8,3	6,30	11,04	3,20
Na ₂ O	2,80	2,88	2,9	4,24	1,65	2,50
K ₂ O	0,14	0,72	1,4	1,75	1,03	3,20
H ₂ O	0,22	0,65	0,9	0,20	1,12	1,92
P ₂ O ₅	0,07	0,26	0,7	0,18	0,08	0,18
Сумма	100,47	99,83	99,95	100,05	100,07	100,32

1. Высокоглиноземистый базальт, нагорье Медисин-Лейн, северо-восточная Калифорния (Yoder H. S., Tilley C. E., J. Petrol., 3, № 16, 362, 1962).
2. Средний состав высокоглиноземистых базальтов плоскогорий Орегона (Waters A. C., Crust of the Pacific Basin, Geophys. Mono. № 6, 165, 1962).
3. Базальт Янима (среднее из четырех анализов), плато реки Колумбия (Waters A. C., ibid. 164).
4. Андезит, вулкан Ньюберри, центральная часть Орегона (Williams H., Geol. Soc. Am. Bull., 46, № 6, 295, 1935).
5. Диабаз (средний состав закаленной краевой фации), Тасмания (McDougall I. D., Geol. Soc. Am. Bull., 73, 294, 1962).
6. Гранитоидный дифференциат диабаза, Тасмания (McDougall I. D., ibid., 297).

в боковом направлении, образуя интрузивные пластовые тела обычно большой мощности и протяженности. Подобные образования юрского возраста установлены в Тасмании. Здесь силлы диабазов — гипабиссальных базальтовых пород с характерной относительно крупнозернистой микроструктурой — образуют непрерывные выходы на поверхность на площади более 15 000 км². Мощность некоторых из этих пластообразных тел достигает нескольких сотен метров. Вмещающие породы силлов — пористые континентальные, песчаники небольшой плотности. Оторочки закали силлов, соответствующие по составу исходной магне, отвечают пересыщенным толеитам с обычно высоким содержанием крем-

незема (табл. 6-5, анализ 5). Как и во всех интрузивах мира такого типа, в силлах Тасмании обнаруживается вертикальная зональность состава, обусловленная гравитационным осаждением ранних кристаллов (магнезиальных оливина и пироксена). Накопление этих минералов в основании силлов обуславливает в этом участке валовой состав, отвечающий недосыщенному оливиновому диабазу. Наоборот, на верхних уровнях диабазы настолько обогащены кремнеземом, что как в действительном, так и в нормативном их составах появляется кварц. В полном соответствии с экспериментально обоснованной теорией в кварцевых диабазах верхних частей силлов плагиоклаз обогащен натровым ком-



Фиг. 6-20. Дифференциация диабазов Тасмании.

a — диаграмма состава *AFM* (окислы, вес. %), *D* — диабаз, *Q* — дифференцированные кварцевые диабазы, *G* — гранитные породы. Пунктирной линией показана эволюция магмы близкого типа в Скергаардском габбровом интрузиве, Гренландия (*McDougall I.D.*, Geol. Soc. Am. Bull., 73, 303, 1962); *b* — ход кристаллизации пироксенов (в направлении, показанном стрелками) по мере прогрессивной дифференциации диабаза до конечного гранитного остатка. Поперечные линии соединяют точки составов сосуществующих минералов (*McDougall I.D.*, *ibid.*, 290). *I* — ортопироксен; *II* — клинопироксен; *III* — оливин.

понентом, а пироксены — железистым. Щелочи и вода здесь концентрируются в точках кристаллизации последних фаз — роговой обманки и биотита; в ассоциации с этими минералами появляется щелочной полевой шпат. Конечные дифференциаты, отжатые от почти полностью закристаллизовавшихся масс в сегрегационные жилы и локальные обособления в кровле мощностью 100 м, по составу отвечают гранитам (табл. 6-5, анализ 6). Такая эволюция химического и минерального составов (фиг. 6-20) очень близка к предсказанной по экспериментам с пироксеновыми расплавами. Вначале сосуществуют два пироксена — обогащенный и обедненный конечным диопсидовым членом $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (см. разрыв смесимости $P_2 - P_3$ на фиг. 6-8).

По мере развития фракционирования в обоих пироксеновых фазах устойчиво увеличивается отношение Fe/Mg (см. серию $\text{Mg} - \text{Fe}$ -пироксенов на фиг. 6-9). В остаточных гранитоидах обедненный кальцием пироксен вытесняется железистым оливином (отрезок RT на фиг. 6-9),

совместно с которым продолжает кристаллизоваться другой пироксен, последовательно приближающийся к конечному составу $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$. Затем жидкость перемещается за пределы поля оливинов и из конечного остаточного расплава кристаллизуется лишь единственная железо-магнезиальная фаза — пироксен, очень близкий по составу к конечному члену $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$.

Особенности распределения малых элементов в диабазах Тасмании и их дифференциатах всюду постоянны и очень близки к установленным для континентальных диабазов и базальтов в целом. Величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7115), Th/K ($4,9 \cdot 10^{-4}$), U/K ($1,3 \cdot 10^{-4}$) и Rb/Sr (0,2) очень велики и соответствуют коровому источнику расплава. Об этом же свидетельствует и низкая величина отношения K/Rb (200—220).

Континентальные щелочные базальты. Значительная часть континентальных базальтов попадает в категорию толеитовых. Однако существуют многочисленные относительно небольшие, но встречающиеся во всех частях мира провинции, в которых

наибольший объем имеют лавы сильно щелочных недосыщенных кремнеземом базальтов. Поздние их дифференциаты представлены трахитами и фонолитами в значительной мере так же, как это уже указывалось выше для близких ассоциаций островов в области Срединно-Атлантического хребта.

Для некоторых локальных провинций довольно характерно очень резкое преобладание K_2O над Na_2O . Существуют отдельные центры или субпровинции, в которых главным или даже единственным типом основных лав оказываются нефелиниты или их более редкие калиевые аналоги — лейцитовые базальты. В таких центрах или в расположенных под ними эродированных близповерхностных кольцевых комплексах мы встречаем наиболее удивительные магматические породы — карбонатиты, которые состоят почти исключительно из карбонатов, преимущественно кальцита и доломита. По сравнению с океаническими толеитами континентальные базальты в общем имеют большее содержание K_2O и TiO_2 и гораздо большее содержание Rb, Sr, Ba, Th, U, P, Zr, Ta, Nb и связанных с ними элементов. Концентрация таких элементов в щелочных дифференциатах может достигать чрезвычайно большой величины. Карбонатиты интенсивно эксплуатируются как руды Ta, Nb, P и Ba. Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатитах позволяет весьма обоснованно считать, что эти породы имеют первично-магматическое происхождение, причем поразившие их расплавы возникли, вероятно, в глубоких частях мантии. Величина $\delta_{18O/16O}$ в них колеблется от +6 до +8,5‰, т. е. в тех же пределах, что и у первичных базальтовых магм. Величина $\delta_{13C/12C}$ в карбонатитах изменяется в пределах от —5 до —8; подобный изотопный состав углерода вообще неизвестен ни у каких других земных

пород, и по этому параметру карбонатиты соответствуют лишь углеродистым метеоритам и близки к природным алмазам.

Первичные базальтовые магмы

Общую картину происхождения первичных магм можно представить следующим образом. Во многих магматических провинциях наиболее вероятны первичные магмы базальтового состава. Каждому из различных циклов магматической деятельности в каком-либо из таких регионов может соответствовать своя магма. В одних случаях такую первичную магму можно отнести к толеитовой, а в других — к щелочно-базальтовой, а иногда, вероятно, и к нефелинитовой. Это, однако, вовсе не означает, что магмы, относимые к одному типу, но разделенные в пространстве и во времени, имели общий источник или даже общее происхождение. В первичных магмах, которые по общим свойствам отнесены к толеитовым, легко обнаруживаются значительные вариации. Так, диабазы и их малые гранитные дифференциаты, представленные среднекембрийскими силлами Нью-Джерси, Южной Африки, Тасмании и Антарктиды, необычайно похожи друг на друга. Все они имеют типичный толеитовый состав. Тем не менее породы Тасмании отличаются чрезвычайно высоким отношением $SiO_2/(K_2O + Na_2O)$ и уникальными соотношениями малых элементов. Существуют также довольно отличающиеся от упомянутых диабазов, но все-таки относящиеся к категории толеитовых оливиновые базальты Килауэа.

Однако ряд других пород весьма близкой природы (например, лавы Тингмули в Исландии) гораздо богаче железом и имеют столь большое содержание Al_2O_3 , что их можно уже называть высокоглиноземисты-

ми базальтами. Эти важные различия первичных толеитовых базальтовых магм несомненно имеют большее значение, чем тот факт, что у всех них отношение $\text{SiO}_2/(\text{K}_2\text{O} + \text{SiO}_2)$ выше (хотя в ряде случаев лишь крайне незначительно), чем у пород, относимых к щелочным базальтам. Вероятно, у базальтоидов проявляются даже более четкие различия по другим химическим параметрам. Например, в группе щелочных базальтов и нефелинитов такие различия гораздо резче выражены в содержании SiO_2 , величинах $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$. Как в толеитовых, так и в щелочных базальтах установлены широкие вариации соотношений малых элементов, содержание которых предположительно коррелируется с разнообразием исходного для базальтовых магм субстрата.

Наконец, весьма вероятно, что даже в пределах одной магматической провинции природа первичной магмы в одном источнике время от времени изменялась. Возникают возможности появления различных взглядов на идентификацию и вероятные соотношения первичных базальтовых магм в одной провинции. Так, гавайские лавы некоторые авторы связывали с дифференциацией первичных магм двух типов, «толеитового» и «щелочно-оливиново-базальтового», из которых второй считался производным от первого. Противоположная концепция принадлежит Пауэрсу и предполагает самостоятельную генерацию (в мантии) каждой магматической камеры, поставлявшей извергаемый материал в течение короткого вулканического цикла продолжительностью 100—200 лет. Читатель может сам избрать наиболее удовлетворяющую его модель. Авторы, однако, более склонны принять концепцию Пауэрса, чем представления о двух первичных магмах, обусловивших всю вулканическую деятельность Гавайской про-

винции в течение периода в несколько миллионов лет.

Базальтовые магмы в основном, а возможно, и всегда, поступают из мантии. Нет никаких оснований полагать, что внешняя часть мантии непременно должна быть более гомогенной, чем земная кора. Различия исходного для магм субстрата можно также увязывать с глубиной. В число вероятных источников базальтовых расплавов в мантии можно включить перидотиты, аналогичные каменным метеоритам по составу, но вероятны также и гранат-пироксеновые и полевошпатово-пироксен-гранатовые породы, более близкие по составу к базальтам. Парциальным плавлением исходного субстрата разных типов в пределах глубин от 40 до 100 км и определенным направлением фракционирования можно объяснить происхождение всех известных разновидностей первичных базальтовых магм. При локальном плавлении участков мантии, сложенных обогащенным калием материалом (вероятно, магнезиальные слюды и амфиболы), могли возникать небольшие порции экзотических магм, редкие проявления которых на поверхности весьма необычны, но обладают очень устойчивыми особенностями химизма. Так, породы этого типа, представленные чрезвычайно обогащенными калием лейцитсодержащими лавами, известны в Лейцит-Хилс, Вайоминг, а также в уединенной цепи возвышенностей в Западной Австралии.

Представляется весьма маловероятной возможность увязать явления генерации магмы с какой-либо единой моделью состава мантии, даже если его удастся обосновать в качестве наиболее вероятного в ходе различных экспериментов. Если каждый магматический цикл представляет уникальное событие, то, строго говоря, число типов первичных базальтовых магм должно быть бесконечным.

Андезит-риолитовые и гранодиорит-гранитные магматические провинции

Главные вулканические породы орогенных зон — андезиты и риолиты, а плутонические — преимущественно гранодиориты и граниты. Явно вне связи с этими кислыми породами здесь встречаются также ультраосновные тела, которые мы в дальнейшем будем называть альпинотипными. В большинстве орогенных поясов появляются также базальтовые лавы, которые в течение ограниченных периодов времени даже доминировали в некоторых провинциях.

Западноамериканская Кордильерская суперпровинция

В течение минувших 200 млн. лет тихоокеанские границы американских континентов были местом непрерывной орогенической и магматической деятельности. Весь этот пояс в целом можно рассматривать как своего рода суперпровинцию, в пределах которой в виде линейных серий геосинклиналей и вытянутых бассейнов располагаются отдельные провинции с индивидуальными особенностями состава и истории развития.

Андская провинция Чили. К числу упомянутых провинций относится Андская геосинклиналь северной и центральной частей Чили, образующая сегмент южноамериканских Кордильер протяженностью 3000 км и шириной от 100 до 150 км. Она заполнена юрскими и меловыми осадочными и вулканическими породами общей мощностью 30 км или более. Осадки имеют континентальное или мелководное морское происхождение. Вулканические породы, составляющие основную массу продуктов заполнения геосинклинали, представлены преимущественно андезитовыми потоками и покровами

риолитовых туфов. Интрузивная деятельность проявилась в ограниченные интервалы времени. Становление крупных плутонов гранодиоритового семейства происходило в три обособленных эпизода, каждый из которых был синхронен со своим орогенным периодом (подъем и эрозия). Эти три орогении последовательно осуществились в самом конце юры (125 млн. лет), в среднем и позднем мелу (110—90 млн. лет) и в раннетретичное время (60—30 млн. лет). Позднее последнего эпизода складкообразования и подъема геосинклинального заполнения в эоцене вдоль гребня Анд возобновилась вулканическая деятельность, продолжающаяся и в настоящее время. Продукты этого последнего этапа вулканизма в северной части Чили (и в Перу) представлены грандиозными покровами риолитовых туфов, занимающими площадь 70 000 км². В южной части провинции в Чили продукты извержения действующих вулканов представлены преимущественно андезитами и базальтами.

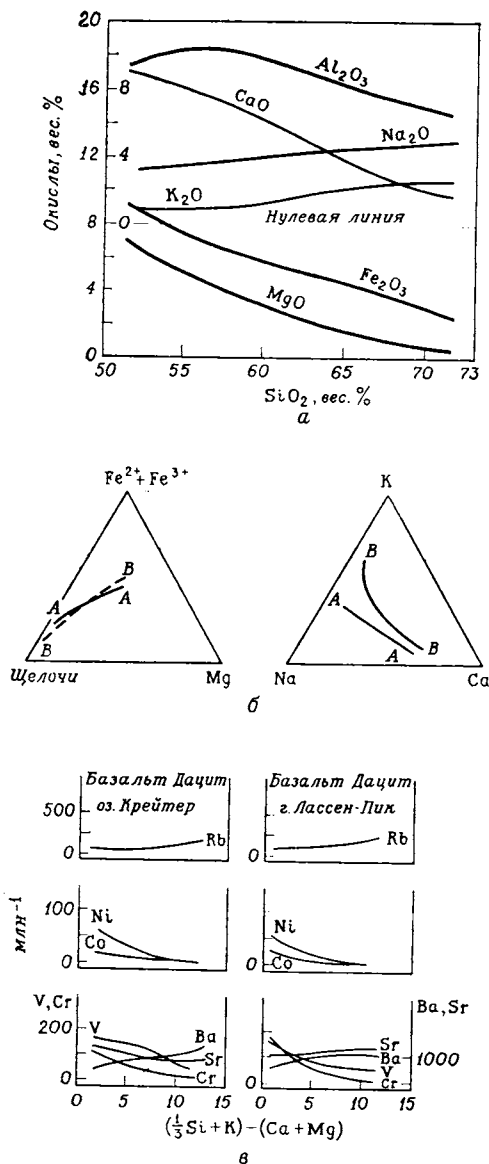
Четвертичная провинция Высоких Каскад, северо-запад США. На расстоянии 1000 км, от канадской границы до северной Калифорнии, отдельные вершины Каскадных гор представляют собой четвертичные вулканы, частично действовавшие в историческое время. Примерно от центра штата Вашингтон и до вулканов Шаста и Лассен-Пик в Калифорнии продукты извержений этих вулканов сплошь покрывают полосу шириной 50—100 км, протягивающуюся параллельно тихоокеанскому побережью и отстоящую от него на 150 км. Эта полоса называется вулканической провинцией Высоких Каскад (фиг. 6-19). У западной ее границы развиты погружающиеся под вулканы огромные массы третичных лав и вулканического обломочного материала, преимущественно андезитового состава. Восточная граница провинции определяется

довольно условно, поскольку здесь четвертичные вулканы залегают над кровлей плиоценовых высокоглиноземистых плато-базальтов восточной части Орегона, где вулканическая деятельность местами, вероятно, продолжалась и в четвертичное время. Южные вулканы провинции Высоких Каскад — Шаста и Лассен-Пик — располагаются непосредственно на фундаменте, сложенном метаморфизованными палеозойскими и мезозойскими осадками и интрузивными гранодиоритами.

Вулканы Высоких Каскад представляют собой впечатляющие скопления андезит-дацит-риолитовых продуктов извержений, часто достигающие высоты 3000—4000 м. Каждый центр извержений сохраняет свою индивидуальность. В вулканах Шаста и Лассен-Пик лишь на последних стадиях деятельности начали доминировать дациты и риолиты; все более ранние лавы здесь были андезитовыми, частично обнаруживающими постепенный переход к базальтам. Гора Мазама в Орегоне, в провальном кратере которой располагается озеро Крейтер, представляла собой андезитовый конусовидный вулкан высотой от 2500 до 3000 м, который извергался в последние тысячи лет и покрыл крупную территорию плащом сваренных дацитовых туфов общим объемом порядка 40 км³. В классической литературе неизменно указывается, что базальты играют значительную роль среди продуктов извержения вулканов Каскадных гор. Их значение в этой вулканической провинции, вероятно, преувеличено. Многие из пород, отнесенных к базальтам, в действительности являются базальтовыми андезитами (с содержанием SiO₂ от 53 до 57%) того же типа, что и доминирующие в третичных — современных вулканических провинциях Центральной Америки. В частности, такой же состав имеют лавы новообразованного мексиканского вулкана Парикутин.

Очень широко представлены андезиты с содержанием SiO₂ 60—63%. Почти исключительно такого состава андезиты слагают, например, вулкан Рейнир. Вариации химического состава вулканических пород провинции Высоких Каскад отражены в табл. 6-6 и на фиг. 6-21. Такой же примерно характер изменений химического состава вулканитов в целом наблюдается и во многих других риолит-андезитовых провинциях. Однако в деталях не только каждая провинция, но и каждый вулканический центр внутри нее имеют индивидуальные особенности химизма.

Батолиты Сьерра-Невады и Южной Калифорнии. В Калифорнии в пределах двух обширных площадей каждая из которых имеет размеры примерно 600 × 100 км, обнажаются два существенно гранодиоритовых батолита, получивших название батолитов Сьерра-Невада и Южнокалифорнийского. Эти батолиты при внедрении деформировали и регионально метаморфизовали геосинклинальные осадки и вулканические породы (преимущественно андезиты) позднепалеозойского и мезозойского возраста, которые были смяты в складки и претерпели подъем в поздней юре (невадская орогения). Для некоторых западных массивов, входящих в состав батолита Сьерра-Невада, так же как и для ряда других интрузивов, располагающихся далее на северо-запад от батолита, определен абсолютный возраст 140 млн. лет (поздняя юра). Вместе с тем плутоны восточного фланга Сьерры имеют раннеюрский абсолютный возраст (150—180 млн. лет). Однако становление главной массы интрузивных пород обоих батолитов, так же как и других плутонов на всем протяжении западной окраины континента, происходило в начале позднего мела (80—100 млн. лет). В период 1940—1950 гг. геологи проявляли большой интерес к про-



Фиг. 6-21. Вариационная диаграмма пород вулканической провинции Высоких Каскад.

a — вулканические породы озера Крейтер, Орегон (по Вильямсу); b — AA — озеро Крейтер и гора Шаста, BB — гора Лассен-Пик (Nockolds S. R., Allen R., Geochim. et Cosmochim. Acta, 4, 107, 111, 1953); c — озеро Крейтер и гора Лассен-Пик (Nockolds S. R., Allen R., ibid., 1953).

исхождению гранитоидов. Был широко распространен скептический взгляд на истинность магматической

природы семейства гранодиорит — гранит. Вслед за Ридом значительное число исследователей полагали, что многие «граниты» в действительности представляют собой метаморфизованные («гранитизированные») осадки, в которые привнесены K, Na, Si и другие элементы, необходимые для превращения осадка в породу гранитного состава. Во всех этих рассуждениях как источники, так и способы поступления вещества оставались совершенно неизвестными. Сейчас все эти представления стали менее модными. Применительно же к несомненно интрузивным плутонам сьерра-невадского типа гипотеза гранитизации совершенно несостоятельна. В краевых их частях обнаруживаются некоторые признаки локальных реакций, однако в изобилии наблюдаются доказательства насильственного внедрения массивов в подвижном, очевидно жидком, состоянии. Длинная ось батолита в целом ориентирована в северо-западном направлении параллельно региональному простиранию структур вмещающих пород. В контактах с отдельными плутонами при геологическом картировании обнаруживаются механические смещения, изгибы, а местами наглядные уменьшения мощности горизонтов вмещающих пород, которые (особенно известняки) вблизи интрузивов под их механическим воздействием приобретали пластическое течение. Такого же рода взаимоотношения в меньшем масштабе проявляются и при инъекциях жил и даек гранитоидов в трещины вмещающих пород. Здесь наблюдается краевое брекчирование как вмещающих, так и частично консолидированных интрузивных пород, а также текстуры течения, ориентированные параллельно контактам жил, но не обязательно согласные со структурами вмещающих пород. На верхних уровнях и в краевых частях некоторых массивов наблюдаются крупные останцы кровли

ТАБЛИЦА 6-6

Химический состав вулканических пород западноамериканской Кордильерской суперпровинции, вес. %

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55,04	58,03	55,83	63,16	68,72	74,24
TiO ₂	0,94	0,91	0,84	0,54	0,31	0,20
Al ₂ O ₃	18,82	16,99	18,01	18,22	15,15	14,50
Fe ₂ O ₃	1,92	3,52	2,63	1,36	1,16	1,27
FeO	5,69	4,38	4,07	3,33	1,76	0,67
MnO	0,07	0,16	0,08	сл.	0,11	0,06
MgO	5,68	3,50	5,12	2,30	1,28	0,25
CaO	7,17	7,35	7,40	5,24	3,30	0,11
Na ₂ O	3,88	3,18	3,64	4,06	4,26	3,00
K ₂ O	0,85	1,71	1,22	1,16	2,78	3,66
H ₂ O	0,16	0,21	0,98	0,50	0,74	2,04
P ₂ O ₅	0,21	0,09	0,11	0,14	0,09	0,07
BaO				0,05	0,07	0,18
SrO				0,04	0,03	сл.
Сумма	100,43	100,03	99,93	100,10	99,76	100,25

1. Базальтовый андезит, Парикутин, Мексика (Williams H., U. S. Geol. Survey Bull., № 965-B, 221, 1950).
2. Четвертичный андезит, восточная часть Никарагуа (Williams H., Univ. California Geol. Publ., 55, 39, № 11, 1965).
3. Базальтовый андезит, озеро Крейтер, Орегон (Williams H., Carnegie Inst. Washington Publ., 540, № 10, 1942).
4. Пироксеновый андезит, гора Сент-Хелина, Вашингтон (Verhoogen J., Univ. California Geol. Publ., 24, 293, № 4, 1934).
5. Дациит (с роговой обманкой и биотитом), вулкан Лассен-Пик, Калифорния (Williams H., Univ. California Geol. Publ., 21, 365, № 23, 1932).
6. Риолит, вулкан Лассен-Пик, Калифорния (Williams H., ibid., 300, 1932).

и рои относительно мелких блоков вмещающих пород, находящихся в различных стадиях метаморфизма и ассимиляции. Все эти взаимоотношения позволяют предполагать, что в данном случае проявлялся процесс «магматического обрушения», т. е. раздробления вмещающих пород и медленного поглощения их обломков восходящей магмой.

Наконец, пределы вариаций состава сьерра-невадского и южнокалифорнийского «гранитов» укладываются в ряд: вулканические дациты — риолиты и располагаются в экспериментально установленном поле низкотемпературного плавления кварц-полевошпатовых смесей. Таким образом, мы должны принять истинно

магматическое происхождение этих конкретных пород. Во вмещающих породах в непосредственном контакте с интрузивами и в темноцветных включениях основного состава, встречающихся в некоторых плутонах целыми рядами, проявляются как раз такие реакции, которые были предсказаны некогда Боуэном. Например, темноцветные ксенолиты состоят из агрегатов роговой обманки, биотита и андезина, т. е. фаз, характерных также и для включающих ксенолиты гранодиоритов.

Каждый из двух крупных калифорнийских батолитов в свою очередь состоит из многих индивидуальных плутонов, количество которых, вероятно, достигает 200—300. При

этом отдельные массивы имеют резкие границы с соседними. Площадь выходов отдельного крупного интрузива может достигать 500 км². Некоторые индивидуальные интрузивы внутри гетерогенны, причем центральные относительно поздние их части, как и следовало ожидать, имеют повышенные содержания кварца и щелочного полевого шпата по сравнению с краевыми зонами.

Главные породы обоих батолитов принадлежат к серии кварцевый диорит — гранодиорит — гранит. Их количественный минеральный (модальный) состав характеризуется обилием кварца (15—30%) и подчиненным содержанием щелочного полевого шпата по сравнению с плагиоклазом. Содержание кремнезема преимущественно колеблется в пределах от 60 до 70%, а сумма щелочей ($\text{Na} > \text{K}$) составляет 5—7%. По своему химическому составу эти породы идентичны некоторым вулканическим андезитам и риолитам. Кроме того, в подчиненных количествах (за исключением одного крупного плутона в Южной Калифорнии) присутствуют темноцветные породы, по составу отвечающие габбро или диориту.

Любые группы анализов или стандартных вариационных диаграмм показывают общее сходство химического состава пород обоих батолитов и андезит-дацитовых лав типа развитых в провинции Высоких Каскад. Однако между плутоническими и вулканическими провинциями существует три существенных различия. Во-первых, вулканическая деятельность и синхронные ей тектонические движения фактически проявлялись непрерывно в течение всей истории развития западноамериканской вулканической провинции, тогда как интрузивная деятельность осуществлялась лишь в течение нескольких четко ограниченных эпизодов. Гиллули, указав, что в значительно более обширном регионе «объем позднеме-

ловых плутонов в несколько сотен раз больше объема всех остальных гранитных массивов Запада США», пришел к выводу, что «плутонизм должен определяться процессами, временной масштаб которых имеет совершенно иной порядок по сравнению с вулканизмом и тектоническими явлениями» (*Gilluly, Geol. Soc. London Quart. J., 164, 168, 1963*). Аналогичным образом проявляются различия и в среднем составе серий наиболее распространенных типов пород. Так, в неовулканических регионах Никарагуа, Мексики, а также в Высоких Каскадах наибольший объем приходится на лавы базальтовых андезитов. Эти породы действительно более кремнеземистые, более «андезитовые», чем первичные толеитовые базальты других континентальных вулканических областей. Однако они заметно менее кремнеземистые и менее «гранитные», чем гранодиоритовые породы, преобладающие в двух калифорнийских батолитах. Вполне возможно объяснить возникновение еще более кислых (риолитовых) лав Исландии за счет толеит-базальтовой магмы. Значительно труднее сходным образом интерпретировать четвертичные лавы Высоких Каскад. Однако такую интерпретацию полностью отвергать нельзя, если учесть огромные массы синхронных базальтов, развитые на прилегающем с востока плато. Но каким же образом будем мы толковать гигантские массы двух калифорнийских батолитов в качестве дифференцированного остатка исходной основной магмы, признаки которой, несмотря на резкую постинтрузивную эрозию, все еще не проявились в районе с колебаниями рельефа в пределах 4000 м¹?

¹ Выше указывалось на наличие основных пород в калифорнийских батолитах, но, очевидно, объем их так мал, что авторы сочли возможным не учитывать их.—
Прим. перев.

У гранодиоритов калифорнийских батолитов установлены более высокие величины $\delta_{18O/16O}$ по сравнению с андезитами и риолитами, имеющими сопоставимые содержания кремнезема. Это в сильной мере побуждает предполагать независимость линий эволюции магмы рассматриваемых плутонических и вулканических пород.

Выводы. В прошедшие 200 млн. лет магматическая деятельность вдоль западной окраины обоих американских континентов осуществлялась с значительными локальными вариациями. Тем не менее, вероятно, в связи с отсутствием более полной информации пока можно высказать следующие соображения по поводу магматизма Кордильерской суперпровинции¹:

1. В ходе заполнения и ранней складчатости сильно вытянутых геосинклиналей суперпровинций в них практически непрерывно, лишь с локальными перерывами и вариациями, осуществлялась вулканическая деятельность. Продукты этой деятельности представлены преимущественно андезитами и риолитами; при этом каждый из этих двух типов пород преобладал в отдельных провинциях в разные периоды времени. Местами важную роль играли базальтовые лавы. Первичные минеральные ассоциации глубоко погребенных лав частично затушеваны метаморфизмом погребения, например, плагиоклазы в них широко замещены альбитом.

2. Плутоническая интрузивная деятельность ограничена немногими резко определенными во времени эпизодами. Самый важный из них, проявившийся в пределах наибольших пространств, приурочен к короткому отрезку времени (вероятно, около 20 млн. лет) в начале позднего мела. Максимальный объем среди плуто-

нических пород приходится на гранодиориты.

3. В течение ранне- и среднетретичного времени как в континентальных, так и в некоторых геосинклинальных областях осуществлялась почти непрерывная вулканическая деятельность. В этот период в отдельных регионах (например, на полуострове Олимпик в северо-западной части США) в изобилии изливались базальты, однако преобладающими для суперпровинции в целом оставались андезиты.

4. Общий подъем в конце плиоцена сопровождался возобновлением вулканической деятельности. Однако главными ее продуктами были уже базальтовые андезиты и базальты. Тем не менее на поздних этапах деятельности некоторых относительно крупных вулканов в заметных количествах извергались более кремнеземистые андезиты и риолиты.

5. Видимо, базальтовым, базальт-андезитовым и дацит-риолитовым магмам, по крайней мере частично, принадлежит самостоятельная роль. Независимой, вероятно, была и гранодиоритовая магма крупных плутонов, хотя она по генезису, возможно, и связана с дацит-риолитами.

Известково-щелочные магмы орогенных зон

Проблема соотношения с базальтовой магмой. Породы и магмы андезит-риолитового и диорит-гранитного рядов называются известково-щелочными в противовес щелочным магмам и породам — дифференциатам базальтоидного происхождения (трахиты, фонолиты и т. д.). По поводу генезиса известково-щелочных пород мнения разделились. Вряд ли можно сомневаться в том, что андезиты Исландии действительно представляют собой дифференциаты железистых толеитов. Аналогичным образом, близкое происхождение могут иметь андезиты, в подчиненных ко-

¹ Эти обобщения не следует распространять без убедительного обоснования на другие андезит-гранодиоритовые провинции.

личествах ассоциирующиеся с высокоглиноземистыми базальтами, как это имеет место, например, на плоскогорьях Орегона. В других районах, также с преобладанием базальтов, можно предполагать возникновение известково-щелочных расплавов в связи с ассимиляцией базальтовой магмой корового материала или в результате его плавления под воздействием базальтовой магмы. Отсутствие известково-щелочных пород в океанической обстановке свидетельствует в пользу предположения, что они действительно частично или полностью представляют собой продукты, возникающие за счет континентальной земной коры. Однако имеются также доказательства, более детально рассмотренные ниже, возникновения известково-щелочных магм в мантии независимо от базальтов.

Кислые известково-щелочные магмы. Сам по себе состав первичных гранодиорит-гранитных магм побуждает считать, что они возникают не в тех местах, где образуются базальтовые расплавы. Наиболее правдоподобно предполагать генерацию гранитоидных магм в глубоких частях земной коры, и в предлагаемой нами общей модели петрогенезиса предполагается возникновение кислых магм в результате массового плавления коровых пород. Высказывались различные соображения об исходном их субстрате. Наиболее убедительно, исходя из валового состава, распространенности и обстановки локализации такого субстрата, считать исходным материалом типичные породы, заполняющие геосинклинали (граувакки, глинистые сланцы, андезиты). Принятие этой концепции означает, что важную роль в возникновении гранитной магмы, по крайней мере в относительно позднее геологическое время, играло выветривание коровых пород, создававшее материал геосинклинальных осадков. При последую-

щем погребении эти породы частично дегидратировались, а минеральный состав их преобразовывался (метаморфизм). Было установлено, что в таких породах, нагретых при $P_{H_2O} = 2000$ бар (что соответствует глубине порядка 7–10 км) до 700–770° С, образуются жидкие фракции значительного объема, по составу относящиеся к гранодиоритам-гранитам. Исходя из этих экспериментальных данных, Винклер предложил простую модель, в соответствии с которой глубоко погребенные геосинклинальные осадки вначале метаморфизуются, а затем претерпевают парциальное плавление с образованием больших объемов гранодиоритовых расплавов (гл. 13).

Изотопный состав стронция во многих относительно молодых гранитах обычно соответствует только что упомянутому механизму образования кислых магм. Так, исходное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, выявленное в гранодиоритах батолита Сьерра-Невада, составляет 0,7073. По оценке Херли, значение этого параметра для геосинклинальных осадков в среднем должно быть не менее 0,708. Однако величину его следует несколько уменьшить, учитывая присутствие в геосинклинальных осадках вулканического материала. Данные по изотопному составу серы в гранитах очень немногочисленны. Тем не менее значения $\delta_{34S/32S}$, составляющие от +10 до +30‰, установленные у некоторых докембрийских интрузивных гранитов, можно объяснить лишь очень значительным вкладом вещества, возникшего в результате плавления осадков.

Генерированная из осадков гранодиоритовая магма при подъеме в земной коре может подвергаться фракционированию в направлении образования настоящих гранитных расплавов, составы которых, как это было установлено, всегда располагаются в поле минимума температур

ликвидуса системы кварц — альбит — ортоклаз (— анортит). В контакте с породами основного состава гранодиоритовая магма может, наоборот, в результате реакций ассимиляции контаминироваться и изменять состав в направлении увеличения основности.

Выше мы обсуждали кислые магмы лишь применительно к плутонической обстановке. Но каково же происхождение крупных скоплений кислых лав и туфов, относящихся к тому же примерно интервалу составов? Весьма соблазнительно считать эти две категории пород эквивалентными, особенно в связи с тем, что крупные извержения дацит-риолитового обломочного материала обычно независимы в пространстве и во времени от излияний андезитовых лав в тех же вулканических провинциях. Геохимические данные действительно свидетельствуют, что по крайней мере в некоторых регионах кислые вулканические породы соответствуют магмам, возникшим в результате плавления осадков, или хотя бы сильно контаминированы осадочным материалом. Так, установлена тесная преемственность химического состава, особенно в части малых элементов, между четвертичными риолитами и залегающими глубже них граувакками и глинистыми сланцами в геотермальной области Таупо на Северном острове Новой Зеландии. Эти риолиты представлены покровом игнимбритов и лавами общим объемом 15 000 км³. Вместе с тем андезиты, слагающие несколько внушительных вулканов, в целом имеют гораздо меньший объем. Следует заметить, что осадки, возможно послужившие исходным субстратом для кислой магмы, выполняют глубокий бассейн, в котором в настоящее время существует чрезвычайно большой вертикальный термический градиент.

Андезитовые магмы. Даже если судить только по их огромным объемам,

вряд ли можно сомневаться, что андезитовые магмы, преобладающие во многих орогенических провинциях и слагающие крупнейшие вулканические конусы, подобные Рейниру в Вашингтоне или Руапеху в Новой Зеландии, относятся к числу первичных. По сравнению с толеитовыми базальтами эти магмы имеют гораздо большие содержания SiO₂, Na₂O и Al₂O₃, но обычно значительно меньшее содержание K₂O. Вместе с тем относительно основные их типы, в том числе лавы Парикутина в Мексике и многих вулканов Никарагуа, близки к высокоглиноземистым базальтам, к которым их нередко и относят. Таким образом, возникает вопрос, имеется ли разрыв в составе базальтоидов и типичных андезитов (около 60% SiO₂) или между ними существуют непрерывные переходы через базальтовые андезиты? В пользу второго предположения определенно свидетельствуют некоторые особенности химизма базальтовых андезитов. Так, у лав Парикутина (54—58% SiO₂) очень низкие значения отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,7040—0,7043) и Rb/Sr (0,014—0,052). По этим параметрам они имеют даже более «примитивный» характер, чем континентальные толеитовые базальты. Кроме того, андезиты в отличие от риолитов настолько обеднены K, Rb, Th, U, Li и редкоземельными элементами, что никак нельзя признать возможность значительного участия в качестве исходного субстрата для первичных андезитовых магм того же материала, который служил источником гранитоидов.

В настоящее время многие геологи склоняются к мысли, что андезитовые магмы первичны и источник их расположен в мантии. Высказывалось даже конкретное предположение о том, что эти магмы образуются в результате плавления вещества мантии вдоль зоны Бениоффа — зоны фокусов глубинных землетрясе-

ний, которая наклонно протягивается под континенты от линии их сочленения с океанами. В соответствии с этой гипотезой генерация магмы должна происходить на необычно больших глубинах, порядка 80—200 км, поскольку именно таковы вертикальные расстояния от внутриконтинентальных вулканов до зоны Бениоффа. Подразумевается также, что составы мантии под краевыми частями континентов и под тонкой корой океанического дна резко различаются. Все эти представления хорошо увязываются с концепцией раздвигания дна океана (гл. 12). Пояса глубокофокусных землетрясений, наклоненные под континенты, можно интерпретировать как зоны, в которых «древняя» океаническая кора сталкивается вниз по нисходящему крылу конвекционной ячейки, восходящая ветвь которой, приуроченная к океаническим хребтам, поставляет материал для образования «новой» океанической коры. Поскольку вниз перемещается холодный материал, прогрев его до точки плавления может наступать на глубине, большей по сравнению с уровнями, на которых происходит магмообразование в восходящей ветви конвекционной ячейки. Вместе с тем состав погружающегося материала должен отличаться от обычного базальта в связи с присутствием в нем наряду с блоками океанической коры захваченного ими плаща осадков.

Все эти соотношения пока сугубо гипотетичны. Для того чтобы эта гипотеза приобрела большую убедительность, нужно, в частности, доказать повсеместную синхронность генерации андезитовой магмы и перемещения океанической коры на глубину. В качестве момента, побуждающего в известной мере сомневаться в только что обсужденной концепции, можно, например, упомянуть отсутствие каких бы то ни было признаков нисходящего дви-

жения материала (отсутствие землетрясений) под провинцией Высоких Каскад.

Ультраосновные породы в плутонических комплексах

Крупные тела перидотитов устойчиво проявляются в двух видах: 1) в виде стратифицированных слоев кристаллических кумулятов, осадившихся в огромных интрузивных пластовых массивах дифференцированных габбро (бушвелдский, или стиллуотерский, тип); 2) в виде пластовых тел и линз, становление которых происходило на ранних стадиях деформации геосинклинального заполнения (альпинотипные гипербазиты).

Комплекс Стиллуотер в Монтане

Докембрийский комплекс Стиллуотер представляет собой фрагмент наклоненного пластообразного тела, современные выходы которого имеют длину 50 км. В этом массиве существует закаленная базальная зона гиперстенового габбро, в которой зафиксирован состав магмы в момент ее интрузии. Как и во многих (хотя и не во всех) крупных интрузивах такого рода, первичная магма относится к типу высокоглиноземистого насыщенного толеита, сопоставимого с «высокоглиноземистым базальтом» Куно. Для этой магмы очень характерны низкие содержания Ti и K.

Состояние окисленности железа крайне низкое (атомное отношение $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,033$). Выше базальной зоны располагается горизонт почти чисто энстатитовой породы (пироксенита) и энстатитового перидотита (800 м), а затем следует чередование обогащенных плагиоклазом (анортозиты) и обогащенных пироксеном (габбро) слоев общей мощностью 4000 м. Верхняя часть

этого огромного массива удалена докембрийской эрозией.

Крупные стратиформные основные интрузивы интерпретируются как последовательность «слоев» кристаллов, выпадавших из медленных потоков магмы, двигавшихся над дном камеры и участвовавших в конвекционном движении расплава, обусловленном охлаждением магматической массы.

Текстуры течения, сохранившиеся в массиве Стиллуотер, с одной стороны, и наблюдающиеся в морских турбидитах (осадках придонных течений) — с другой, до неправдоподобности сходны. В породах Стиллуотера отчетливо распознаются косая слоистость, слоистость сортировки зерен по составу, промоины и оползневые структуры. Породы, образовавшиеся при таких процессах магматической седиментации, получили название кумулятов.

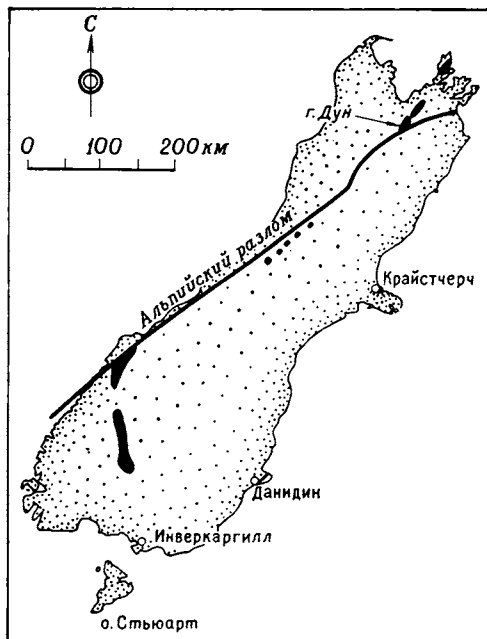
Обсуждать в деталях эволюцию магмы в Стиллуотере и близких к нему интрузивах здесь неуместно. Отметим лишь кратко по этому поводу следующее: 1) при изучении этих массивов снизу вверх вполне удается оценить общую последовательность дифференциации; 2) кристаллизация начинается с магнезиального пироксена, тогда как оливин играет относительно небольшую роль, что соответствует условиям высокого давления, при котором происходит конгруэнтное плавление $MgSiO_3$; 3) нижние слои пироксенитов как раз и представляют собой скопления таких ранних кристаллов, осевших на дно; 4) снизу вверх в разрезе стратиформного интрузива происходит увеличение отношений Fe/Mg , $(Na + K)/Ca$ и суммарного содержания SiO_2 ; 5) последовательность чередования полос разного состава довольно сложна, так что ее нельзя объяснить лишь простым механизмом осаждения кристаллов в основании ненарушавшихся конвекционных ячеек.

Гипербазитовый пояс юго-западной части Новой Зеландии

На Южном острове Новой Зеландии позднепалеозойские и мезозойские геосинклинальные осадки большой мощности с участием вулканических пород основного состава были интенсивно деформированы и смяты в складки в раннем мелу. На ранних стадиях опускания и складчатости, до стадии метаморфизма, который проявился одновременно с максимальной деформацией, вдоль длинной оси геосинклинали внедрилась крупная масса ультраосновного материала.

К моменту, когда завершились меловые деформации, эта масса представляла собой, очевидно, более или менее непрерывное пластовое тело длиной от 200 до 300 км и мощностью местами до 2—3 км, круто падающее параллельно структурному направлению смятых в складки вмещающих пород. Ультраосновной массив изначально (и в настоящее время) приурочен к определенному уровню в стратиграфическом разрезе, нижняя его граница приурочена к нижнепермской толще. Впоследствии ультраосновной массив был разобран на два крупных прерывистых сегмента в результате правостороннего смещения по крупной Альпийской зоне разлома, обнаруживающей признаки жизни и в настоящее время (фиг. 6-22).

Первичные породы массива представлены перидотитами, состоящими из четырех главных фаз: оливина ($Fo_{90} - Fo_{94}$), содержание которого обычно составляет 70—95%, энстатита ($En_{88} - En_{93}$), присутствующего почти повсеместно, хромового диопсида и, наконец, неизменно присутствующей в малых количествах хромовой шпинели. Оба пироксена характеризуются повышенной глиноземистостью (в энстатите содержание Al_2O_3 составляет 2—4%). При экспериментах такие глиноземистые



ФИГ. 6-22. Гипербазитовый пояс Южного острова Новой Зеландии (Coleman R. G., New Zealand Geol. Surv. Bull., № 76, 1966).

Массивы ультраосновных пород показаны черным.

пироксены кристаллизуются из магмезиальных расплавов при высоком давлении. В ультраосновных породах широко проявились грубая полостчатость и обрывочная расслоенность по составу, однако правильная расслоенность, подобная возникающей в кумулятах, практически не наблюдается. В тех же редких случаях, когда обнаруживаются ее признаки, появляются прослои с полевыми шпатами. Прослой или какие-либо тела габбро отсутствуют.

Относительно мелкие обособленные тела ультраосновных пород и внешние части более крупных интрузивов превращены в серпентиниты, состоящие из одного или нескольких серпентиновых минералов с примесью талька, тремолита и хлорита. Серпентинизация, т. е. процесс гидратации, проявляется в альпинотипных ультраосновных породах почти по-

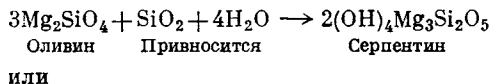
всеместно. Серпентинизация явно не связана с выветриванием или циркуляцией грунтовых вод. В распределении серпентина не обнаруживается никакой связи с рельефом, который в Новой Зеландии характеризуется относительно небольшими превышениями до 2000 м.

Долгое время считали, что становление тел альпинотипных ультраосновных пород происходило при температурах значительно ниже пределов существования магматических расплавов. Это мнение в значительной мере связано с повсеместным отсутствием высокотемпературного контактного воздействия таких тел на вмещающие породы. В качестве типичного примера низкотемпературного становления альпинотипных гипербазитов неоднократно упоминались именно породы новозеландского перидотитового пояса. Можно допустить, однако, что первоначальные высокотемпературные эффекты могли быть затупеваны или даже полностью исчезли в результате проявления двух процессов, характерных для перидотитов вообще и хорошо выраженных в Новой Зеландии в частности: 1) поздней низкотемпературной реакции гидратации, например серпентинизации внутри интрузивных тел, а также замещения приконтактных пород и их ксенолитов альбитом или водными кальциевыми алюмосиликатами; 2) подъема серпентинитовых масс под действием гравитационных сил в верхние менее прогретые уровни. При тщательном исследовании контактов новозеландских ультраосновных тел местами обнаруживаются реликты высокотемпературных контактово-метаморфизованных пород. В частности, встречены роговики, состоящие из ассоциации плагиоклаз — диопсид — гиперстен — роговая обманка и возникшие за счет базальтов. Предполагается, что температура образования этой минеральной ассоциации 700—800° С.

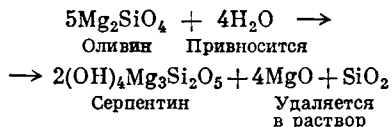
Проблемы петрогенезиса

В настоящее время в литературе, в частности в посвященной гипербазитам монографии под редакцией Уилли, еще горячо дебатировались следующие вопросы: Каков первичный источник альпинотипных ультраосновных пород? Кристаллизовались ли эти породы из истинной магмы — ультраосновных расплавов соответствующего состава? Можно ли вообще, и если можно, то каким образом, по альпинотипным породам судить о составе мантии? Что означает процесс серпентинизации и откуда поступают огромные количества воды, поглощаемые альпинотипными серпентинитами? Рассмотрим кратко эти вопросы, но в обратном порядке, поскольку проявления серпентинизации, очевидно, пространственно ближе к нам, нежели первичный источник ультраосновного материала.

Серпентинизация. Без труда можно написать уравнения реакций серпентинизации оливина в закрытой или открытой системах:



или



Первая реакция осуществляется с увеличением объема на 70%, вторая происходит без изменения объема. Легко можно предположить и другие реакции с участием MgSiO_3 или CO_2 . Однако ни одна из них, вероятно, не отражает целиком реально протекающего процесса. При рассмотрении этих реакций прежде всего возникают вопросы об объеме и источнике воды. Предполагают два источника — магматический и вмещающие осадочные породы (с погребенной в них морской водой). Все вопросы, возникающие при рассмот-

рении серпентинизации, взаимно связаны, и пока ни по одному из них нет общего мнения.

В настоящее время большинство геологов допускают возможность существенных изменений объема при серпентинизации. В пользу этого свидетельствуют некоторые структурные доказательства самого разного масштаба. Вместе с тем во вмещающих породах обычно отсутствуют признаки выноса из серпентинизированных гипербазитов SiO_2 и MgO в таких количествах, которые подразумеваются второй из приведенных выше реакций. Значительная часть увеличения объема может быть снивелирована в процессе медленного подъема твердого гипербазитового тела, синхронного с процессом серпентинизации. Тем не менее утверждение о выносе SiO_2 мы найдем, например, в работах Тейера, всю жизнь изучавшего альпинотипные перидотиты и не имеющего в этой области себе равного во всем мире:

«Имеющиеся химические и физические данные не позволяют однозначно решить этот вопрос. Я, однако, полагаю, что серпентинизация представляет собой процесс, протекающий по существу при постоянстве объема, что требует удаления из исходного перидотита около 30 вес. % двухвалентных окислов и SiO_2 ». (Thayer T. P., Am. Mineral., 51, p. 707, 1966.)

Взамен этого вещества, по мнению Тейера, серпентинизируемой породой поглощаются частично рассолы, погребенные во вмещающем геосинклинальном заполнении, а частично вода, выделяемая самой кристаллизующейся исходной магмой.

Для суждения о природе воды, поглощаемой при серпентинизации, можно пребегнуть к данным по изотопному составу водорода и кислорода в нематоморфизованных серпентинитах. В Северной Америке значение δ_D/H водорода метеорных грунтовых вод значительно варьирует в зависимости от температуры воз-

духа и географической широты. Величины этого параметра, определенные Веннером и Тейлором для геологически молодых серпентинитов западного побережья Северной Америки, колебались в тех же пределах, что и в метеорных грунтовых водах соответствующих регионов (Британская Колумбия — $\delta_{D/H}$ от -205 до -150 , Вашингтон и Орегон — от -140 до -108 , Калифорния — от -108 до -85). Таким образом, агентом серпентинизации, судя по этим данным, должны быть циркулирующие на глубине метеорные воды. С другой стороны, в океанических серпентинитах Срединно-Атлантического хребта обнаружена уникальная комбинация тяжелого водорода и легкого (но несколько варьирующего по изотопному составу) кислорода: $\delta_{D/H}$ от -70 до -49 ; $\delta_{18O/16O}$ от $+0,3$ до $+6,6$. Это свидетельствует об участии морской воды в серпентинизации. Важно также, что серпентиниты неизменно бывают обогащены бором по сравнению с перидотитами, а бор, как известно, накапливается в морской воде.

Существуют ли первичные перидотитовые магмы? В литературе, посвященной альпинотипным перидотитам, периодически обсуждаются две альтернативные концепции:

1. Интрузия ультраосновной магмы, обогащенной водой (которая затем участвует в серпентинизации), или экструзия такой магмы на дно океана в глубоководных его частях, например в тектонически активных океанических желобах. Температура такой магмы должна быть очень большой, вероятно, порядка 1400°C . Одно время это обстоятельство рассматривалось как непреодолимое затруднение в применении концепции жидкой ультраосновной магмы, пока в недавнем прошлом не были установлены признаки высокотемпературного метаморфизма в контакте с перидотитами. В настоящее же

время эта концепция находит поддержку многих геологов, поскольку обнаруживается все большее количество доказательств становления альпинотипных перидотитов при высоких начальных температурах (хотя и не достигающих 1400°C). Установленные признаки термического контактного воздействия перидотитов позволяют предполагать, что их температура была не больше, чем у пластовых тел диабазов и габбро (вероятно, около 1100°C). А «холодные» контакты во многих случаях отражают продолжающееся движение вверх уже отвердевшего интрузива в виде твердого тела серпентинитов. Кроме того, локализованное стратиграфическое распределение некоторых пластовых тел альпинотипных гипербазитов можно объяснять подводными извержениями потоков ультраосновной магмы или внедрением ее в виде силлов в глубоководные осадки. Однако предположения о становлении альпинотипных перидотитов непосредственно на дне моря противоречит высокая глиноземистость входящих в их состав пироксенов, которая свидетельствует о кристаллизации при давлениях порядка 10 кбар или более.

2. В соответствии с концепцией, долгое время считавшейся ортодоксальной и поддержанной Боуэном, все перидотиты возникли в результате гравитационного осаднения кристаллов оливина и энстатита в базальтовой магме. Внедрение альпинотипных перидотитов по этой концепции осуществлялось как выжимание мобильной кристаллической «каши» оливина и энстатита с интерстиционной базальтовой жидкостью, действующей в качестве смазки. Однако полевые наблюдения показывают, что признаки необходимых количеств такой смазки в альпинотипных гипербазитах отсутствуют. Возникает также вопрос: если все перидотиты имеют одинаковое происхождение, то почему же оливин-энста-

титовая ассоциация альпинотипных пород так устойчиво отличается от энстатитовых и полевошпатовых перидотитов, столь типичных для тел кумулятов? Кроме того, почему пироксены альпинотипных гипербазитов значительно более глиноземистые, чем в кумулятах? Вероятно, возражениям такого рода было придано необоснованно важное значение. Многие исследователи, практически работающие в этой области, отмечают, что различия между альпинотипными перидотитами и ультраосновными породами стиллуотерского типа не столь уж велики. Они полагают, что реальные различия заключаются в способах и обстановке становления пород. Альпинотипные перидотиты приобретают свой характерный облик в ходе серпентинизации, внутренней деформации и перемещения в плотном состоянии вверх по структурно ослабленным зонам в орогенных поясах. Вероятно, во всех этих дискуссиях мы начинаем забывать о значении почти универсальной ассоциации альпинотипных гипербазитов с альбитизированными подводными базальтами и глубоководными морскими кремнеземистыми осадками, т. е. об ассоциации, которая хорошо известна старшему поколению как штейнманновская тройца. Не могут ли альпинотипные перидотиты и подводные базальты быть попросту комплементарными продуктами дифференциации, обособленно отделившимися от кристаллизующихся интрузивных тел стиллуотерского типа на ранних стадиях орогения в тектонических поясах?

Альпинотипные перидотиты как вещество мантии. Совершенно иное представление об альпинотипных перидотитах получило распространение в течение последних двух десятилетий, особенно среди геохимиков. В соответствии с этой концепцией тела альпинотипных перидотитов рассматриваются как пластины твердых пород мантии, пластически вы-

жатые вверх на ранних стадиях геосинклинальной складчатости. По мнению Хесса и некоторых других исследователей, крупные тела серпентинитов некоторых островных дуг, особенно в Карибском море, представляют собой непосредственные выходы гидратированных пород мантии, не покрытой здесь корой.

Общая модель петрогенезиса магматических пород

Все научные модели имеют предположительный пробный характер. Тем более такой должна быть общая схема петрогенезиса магматических пород. Предлагаемая нами в качестве временной модели петрогенезиса схема включает следующие наиболее существенные положения:

1. Обычные магматические породы возникают из двух, а вероятнее — из трех фундаментально отличающихся серий первичных магм.
2. Одна из таких серий соответствует всему интервалу составов обычных базальтов — от щелочных до толеитовых и от высоко- до малоглиноземистых. Каждая магматическая камера первоначальной базальтовой магмы самостоятельно генерируется как первичный расплав в результате дифференциального плавления вещества внутри внешней части мантии. Состав этой магмы определяется локальным составом мантии в данной области генерации, температурой и давлением, а также факторами, связанными с временем и механизмами мобилизации и миграции по направлению к земной поверхности. О влиянии всех этих факторов можно высказывать различные предположения, но строгая их оценка крайне затруднительна. Сопоставление примитивных океанических и континентальных базальтов позволяет говорить об устойчивых разли-

циях мантийных пород под океанической и континентальной корой.

3. Вторая серия магм соответствует по составу ряду гранодиорит — гранит (соответственно дацит — риолит). И в этом случае каждая магматическая камера генерируется обособленно, но возникает она в результате плавления пород коры, преимущественно геосинклинальных осадков. В образовании некоторых относительно молодых гранитов, несомненно, участвовали продукты повторного плавления древних гранитов и метаморфизованных осадков, что должно было заметно увеличивать отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во вновь генерируемой магме.

4. В результате плавления глубоких частей земной коры или материала верхней мантии в орогенных зонах краевых частей континентов и островных дуг возникали огромные массы андезитовых магм относительно основного состава, переходных к толеитовым базальтам. Нельзя исключать возможность смешения таких магм с первичными более кислыми расплавами или возможность их изменений в результате реакции с «гранитными» породами нижней коры.

5. Главная причина вариаций ассоциирующихся друг с другом магматических пород заключается в фракционной кристаллизации основных магм. В деталях механизм такого фракционирования варьирует. Под воздействием гравитационных сил может происходить осаждение кристаллов тяжелых минералов на ранних стадиях эволюции магм; из закристаллизовавшихся в значительной мере тел могут выжиматься остаточные расплавы; миграция воды вверх может быть причиной переноса щелочей. Обычные серии дифференциации следующие:

- а) толеит → андезит → дацит → риолит
- б) оливинный толеит → натровый базальт → риолит

- в) оливинный базальт → натровый базальт → трахит → фонолит
- г) нефелинит → натровый базальт → трахит → фонолит
- д) нефелинит → нефелиновый сиенит
- е) гранодиорит → гранит
- ж) андезит → дацит → риолит

6. Магмы могут также преобразовываться в результате реакций ассимиляции с вмещающими породами в плутонической обстановке:

- а) базификации краевых пород в гранитных плутонах;
- б) преобразования базальтовой магмы в направлении к андезитовому составу в результате глубинных реакций с породами коры (осадки, граниты);
- в) реакции между щелочными базальтами и гранитами с образованием калиевых (часто лейцитодержащих) лав.

7. Ультраосновные породы стиллюотерского типа представляют собой скопления рано образовавшихся кристаллов, осадившихся в крупных пластообразных массах базальтовой магмы. С другой стороны, альпийно-типные перидотиты поступают непосредственно из участков скопления тугоплавкого остаточного материала в верхней мантии либо в виде кристаллической «каши» с небольшим количеством жидкой «смазки», либо в виде блоков твердой мантийной породы.

Модель петрогенезиса — логическое завершение главы о магматизме. Однако этим еще не исчерпывается существо проблемы. Имеется еще возможность, исходя из явлений магматизма, обсудить вероятный состав и в целом структуру глубоких частей земной коры и верхней мантии. К этим вопросам мы еще вернемся в завершающих главах книги.