

2015
456
В.В. Добровольский

А.Ф. Якушова

ГЕОЛОГИЯ



26.3

956

В.В.Добровольский, А.Ф.Якушова

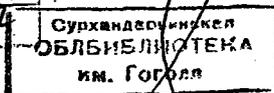
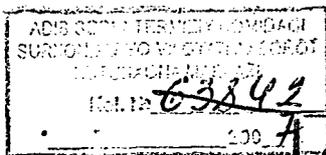
ГЕОЛОГИЯ

(МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ,
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ,
ГЕОТЕКТОНИКА)

Под редакцией
члена-корреспондента АН СССР
В. Е. Х а н а

Д о п у щ е н о
Министерством просвещения СССР
в качестве учебного пособия для студентов
педагогических институтов по географическим
специальностям

Хан В.В.
22/221



26.3

Д56

Рецензенты: доктор геолого-минералогических наук,
профессор Минского пединститута имени А. М. Горького
Б. Н. Гурский; кафедра геологии и географии Ворошилов-
градского пединститута

Д56 Добровольский В. В., Якушова А. Ф.
Геология: (Минералогия, петрография, геодинам.
процессы, геотектоника): Учеб. пособие для студен-
тов пед. ин-тов по геогр. спец. — М.: Просвещение,
1979. — 304 с., ил.

Настоящее пособие по геологии для студентов педагогических инсти-
тутов написано в соответствии с программой, утвержденной Министерством
просвещения в 1971 г. В пособии рассматриваются вопросы общей геоло-
гии — генетическая минералогия с основами петрографии, геодинамические
процессы, методы восстановления геологического прошлого Земли и осно-
вы геотектоники.

Д $\frac{60602-575}{103(03)-79}$ 32-79 4309000900

ББК 26.3

552

© Издательство «Просвещение», 1979 г.



ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс геологии — один из основополагающих в системе подготовки учителя географии. Его изучение способствует формированию диалектико-материалистического мировоззрения. Всеми своими положениями геология свидетельствует о материальности мира, научно объясняет катастрофические явления в природе, многочисленными фактами доказывает и объясняет эволюцию живых организмов и происхождение человека. В этом курсе студенты знакомятся с вещественным составом земной коры, с минеральными ресурсами современного промышленного производства. Сведения о составе и свойствах минералов и горных пород, о разнообразных полезных ископаемых приобретают особо важное значение в эпоху научно-технической революции. В материалах XXV съезда КПСС среди фундаментальных научных проблем, имеющих важное народнохозяйственное значение, указано на необходимость «расширить изучение земной коры и верхней мантии Земли в целях исследования процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых...»¹. Таким образом, основы геологии являются необходимой частью современного среднего образования, а учитель географии должен обладать достаточно высоким уровнем геологических знаний.

Геология как учебная дисциплина в педагогических институтах существенно отличается общим построением и соотношением основных разделов, с одной стороны, от геологических дисциплин, обязательных при подготовке специалистов геологов в университетах, горных и геологоразведочных институтах, а с другой, — от курсов геологии, существующих в учебных планах других негеологических вузов (инженерно-строительных, гидротехнических, сельскохозяйственных и пр.).

Настоящее пособие составлено в соответствии с программой по курсу «Геология» для географических специальностей педагогических институтов, утвержденной Министерством просвещения СССР. Отбор материала для данного пособия связан с определенными трудностями. Содержание этого курса должно отражать современное состояние геологии в целом, т. е. всех наук геологического цикла, и вместе с тем учитывать интересы профилирующей специальности и требования подготовки учителя географии. Учитывая лимит времени, отводимого

¹ Материалы XXV съезда КПСС, М., 1976, с. 215.

действующим учебным планом на курс геологин, необходимо избежать дублирования с другими дисциплинами, в частности с курсом «Общего землеведения», в котором рассматривается строение Земли, дается развернутая характеристика Мирового океана (в том числе химизм его воды, рельеф дна), имеется большой раздел о рельефе суши.

Пособие издается в двух книгах. Первая часть данной книги написана В. В. Добровольским, вторая часть — В. В. Добровольским и А. Ф. Якушовой, третья — А. Ф. Якушовой за исключением XV главы, написанной авторами совместно. Вторая книга целиком написана В. Д. Войлошниковым.

В процессе работы над рукописью авторы пользовались советами своих коллег — сотрудников кафедры геологии и геохимии ландшафта МГПИ имени В. И. Ленина и кафедры общей геологии МГУ. Ряд ценных замечаний был сделан доктором геолого-минералогических наук, профессором Б. Н. Гурским и коллективом кафедры геологии и географии Ворошиловградского педагогического института. Помощь в оформлении иллюстраций и рукописи была оказана доцентом МГПИ Р. П. Чупахиной и сотрудником кафедры динамической геологии МГУ Н. И. Быковой. Всем названным лицам и коллективам авторы выражают глубокую благодарность.

Особую благодарность авторы выражают научному редактору пособия члену-корреспонденту АН СССР, профессору В. Е. Ханну.

Все пожелания и замечания об улучшении книги просьба направлять в редакцию географии издательства «Просвещение».

Авторы



ВВЕДЕНИЕ

Геология — наука о Земле (от греч. *ге* — земля, *логос* — учение), точнее, земной коре, ее составе, строении и истории развития. В своих исследованиях геология опирается на комплекс наук — астрономию, геодезию, геофизику, географию и другие, изучающие Землю с различных точек зрения, а также на биологию, позволяющую познать эволюцию органического мира в ходе геологической истории. В настоящее время геология значительно дифференцировалась и представляет собой сложный комплекс взаимосвязанных наук.

Одно из важнейших направлений геологии — изучение вещественного состава земной коры. Этим занимаются науки геохимического цикла: петрография, изучающая горные породы, слагающие земную кору; минералогия, объект исследований которой — минералы, природные химические соединения — составные части горных пород; кристаллография и кристаллохимия — науки о природных кристаллах земной коры; геохимия, изучающая историю химических элементов и закономерности их распределения и миграции в земной коре.

Второе важное направление современной геологии — изучение разнообразных геодинамических процессов, протекающих как в глубине Земли (внутренние, или эндогенные), так и на ее поверхности (внешние, или экзогенные). С геологическими процессами связаны такие явления, как движения земной коры (тектонические движения), вулканизм, землетрясения. Геологические процессы и связанные с ними явления — предмет изучения самостоятельных, но взаимосвязанных наук: геотектоники и структурной геологии, изучающих условия залегания горных пород, их деформации и причины изменения структуры земной коры; вулканологии — науки о деятельности вулканов; сейсмогеологии — науки о геологических условиях возникновения землетрясений. Особое положение занимает геоморфология — пограничная наука между геологией и географией, изучающая рельеф, его происхождение и развитие.

Третье важное направление в геологии посвящено изучению истории и закономерностей развития земной коры со времени ее возникновения до наших дней. К этому направлению относятся стратиграфия, занимающаяся изучением последовательности накопления горных пород в земной коре и определением их возраста; палеогеография, рассматривающая изменения физико-географических условий земной поверхности в течение геологической истории; палеотектоника, изучающая эволюцию структуры земной коры. Важную роль в палеогеографии играет учение о фациях, посвященное изучению условий образования осадков, их состава и свойств. Для познания истории и закономерностей развития земной коры большое значение имеют палеонтология — наука об ископаемых остатках организмов и радигеология, изучающая распад радиоактивных элементов, содержащихся в горных породах, что дает возможность судить об абсолютном возрасте горных пород.

Самостоятельное направление, использующее данные всех предыдущих, представляет региональная геология, изучающая геологическое строение и историю развития крупных областей земного шара (например, геология СССР, США, Европы и др.) и земной коры в целом. К геологическим наукам относятся также гидрогеология — наука о подземных водах; инженерная геология и грунтоведение, изучающие свойства горных пород с целью определения возможности возведения на них различных сооружений; учение о полезных ископаемых, заключающееся в установлении закономерностей формирования и распределения в земной коре различных полезных ископаемых и создании теоретических основ и разработки методов их поисков.

Познание земных недр, игравшее важную роль на протяжении всей истории человечества, особое значение приобретает в эпоху научно-технической революции. Развитие современной индустрии неразрывно связано с эффективностью использования минерального сырья. Это особенно ярко проявилось на примере Советского государства. Планируя строительство социализма в нашей стране, В. И. Ленин указывал, что «разработка этих естественных богатств приемами новейшей техники даст основу невиданного прогресса производительных сил».¹ И действительно, за несколько десятков лет наша страна превратилась в могущественную державу с высококоразвитой промышленностью. Нарастающая мощь социалистической индустрии, высокие темпы выплавки черных и цветных металлов, производство химической продукции и минеральных удобрений, добычи нефти, угля и газа поддерживались напряженным трудом советских геологов, обеспечивавших минерально-сырьевую базу развивающейся промышленности первого в мире социалистического государства.

Развитие геологических наук имеет важное значение также для решения других народнохозяйственных задач: поисков пресных

¹ Ленин В. И. Полн. собр. соч., т. 36, с. 188.

подземных вод для целей питьевого и технического водоснабжения, орошения земель, инженерно-геологического обоснования строительства гидротехнических и промышленных сооружений и др.

КРАТКИЕ ВВОДНЫЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ И ЕЕ ВОЗРАСТЕ

Непосредственное изучение состава и строения вещества, слагающего земной шар, в настоящее время возможно до глубины 16—20 км, что составляет десятки доли процента от радиуса Земли.

Геологические методы всестороннего исследования вещества, слагающего земную кору, основываются на изучении разрезов шахт и рудников; кернов буровых скважин; естественных обнажений горных пород в берегах рек, морей, озер. Глубина шахт и рудников не превышает 2,0—2,5 км (редко больше), максимальная глубина пробуренных скважин — 9,5—10,0 км. Естественные обнажения горных пород в каньонах высочайших молодых гор по вертикали составляют около 1,5—2,5 км. В горных же сооружениях, созданных сотни миллионов лет назад и подвергавшихся длительным процессам разрушения, обнажаются более древние слои горных пород, смятые в сложные складки и поднятые при горообразовании с глубин 16—20 км. Таким образом, методы непосредственного исследования вещества охватывают лишь самую верхнюю часть земной коры. И только в вулканических областях по извергнутым из вулканов лавам, по включенным в них твердым обломкам глубинного вещества, называемым *к с е н о л и т а м и*, можно судить о составе вещества на глубинах 50—100 км. Наиболее глубинное (до 100—150 км) происхождение признается за включениями в кимберлитовых алмазоносных трубках.

Геофизические методы имеют важное значение в познании глубоких зон земной коры и Земли в целом. Среди комплекса геофизических методов наибольшее значение имеют сейсмический и гравиметрический.

Сейсмический (от греч. *сеймос* — трясение, землетрясение) метод основан на изучении скорости распространения упругих волн, возникающих в очагах землетрясений, расположенных на различных глубинах в земной коре и в подкоровой оболочке. Сейсмические волны дают возможность судить о неоднородном, оболочечном строении земного шара и состоянии вещества. Для изучения земной коры и верхней части подкоровой оболочки (мантии) применяется метод сейсмического зондирования, основанный на искусственных взрывах, вызывающих упругие волны, и регистрации их специальными приборами. Установлено, что земная кора имеет слоистое строение.

В основе **гравиметрического метода** лежит изучение распределения на поверхности Земли силы тяжести. Неравномерное распределение масс разной плотности в земной коре,

связанное с особенностями геологического строения, вызывает отклонения от нормального поля силы тяжести — гравитационные аномалии. По сейсмическим и гравиметрическим данным средняя плотность Земли равна $5,52 \text{ г/см}^3$. Она изменяется от $2,4\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$ в земной коре до $10\text{--}12,5 \text{ г/см}^3$ в ядре.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОГО ШАРА

На основании сейсмических данных выделяются три главные области земного шара, отделенные друг от друга четко выраженными сейсмическими раздѣлами первого порядка (рис. 1), где скорости сейсмических волн (V_p и V_s) резко изменяются:

1) земная кора (слой *A*), простирающаяся в среднем до глубин $5\text{--}10$ (12) км под дном океана, до $30\text{--}40$ км в равнинных платформенных областях и до $60\text{--}70$ км в горных районах;

2) мантия Земли (состоящая из слоев *B, C, D*), распространяющаяся от границы с земной корой до глубины 2900 км;

3) ядро Земли, расположенное в интервале глубин $2900\text{--}6371$ км. В нем выделяется внешнее ядро (слой *E*), переходный слой (*F*) и внутреннее ядро (*G*). Изменение скорости сейсмических волн при переходе из одного слоя в другой, плотности вещества и давления указаны в таблице 1.

В таблице указаны глубины каждого слоя Земли. Для континентальной коры взята средняя мощность в 40 км. Указаны сейсмические раздѣлы первого порядка, когда наблюдается резкий скачок скорости волн и изменение плотности. Это граница между земной корой и мантией (граница Мохоровичича — *M*) и между мантией и ядром.

Существенное значение в познании состава и состояния вещества, слагающего оболочки Земли, имеют давление и температура, нарастающие с глубиной. Средний тепловой поток, идущий с глупины, оценивается в $1,5 \times 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \text{ с}$. По дан-

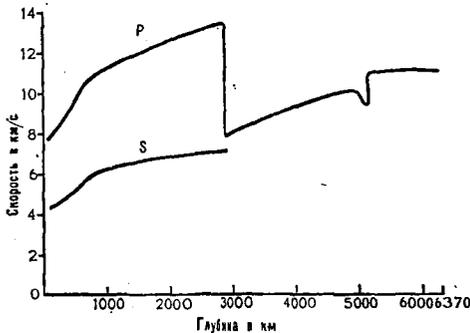


Рис. 1. График скорости распространения сейсмических волн (*P* и *S*) в пределах земного шара (по В. А. Магницкому)

ными Е. А. Любимовой, достаточно высокий геотермический градиент (нарастающие температуры с глубиной в градусах на единицу длины) наблюдается до глубин 1500 км, где температура достигает $+4000^\circ\text{C}$. Глубже градиент значительно уменьшается; предполагается, что в ядре Земли температура не превышает $+4500\text{--}5000^\circ\text{C}$. Произведены расчеты и анализ изменения внутрен-

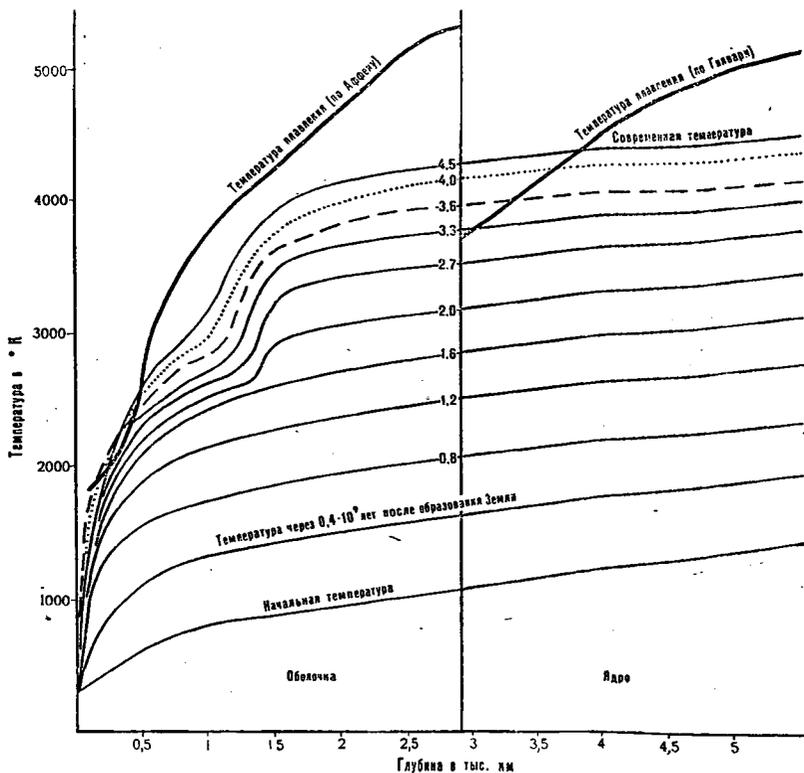


Рис. 2. Изменение внутренней температуры Земли со времени ее образования (T_0) до современности ($T > 4,5$ млрд. лет) (по Е. А. Любимовой)

ней температуры Земли со времени ее образования в сопоставлении с температурой плавления вещества (рис. 2). Такое сопоставление показало, что кривые современной температуры пересекаются с кривыми плавления вещества в двух областях — во внешнем ядре (слой E) и в верхнем слое мантии (слой B). О расплавленном состоянии вещества во внешнем ядре Земли свидетельствуют и сейсмические данные, а именно то, что поперечные волны в нем не распространяются (рис. 1).

В слое B верхней мантии наблюдается снижение скоростей поперечных сейсмических волн в интервале глубин от 80—120 до 200—250 км под континентами, от 50—60 до 300—400 км под океанами. Этот слой пониженных скоростей называют а с т е н о с ф е р о й (в переводе с греческого означает «слабый слой»). Он отличается от выше и ниже расположенных пород верхней мантии меньшей вязкостью, большей пластичностью и рассматривается как слой наиболее подвижного состояния вещества в мантии. Высказыва-

вается предположение о том, что астеносфера — это слой частично плавления вещества и состоит из смеси двух фаз: твердой и жидкой. Наличие жидкого выплавленного вещества в этом слое (меньше 10%) вызывает снижение скоростей сейсмических волн. Твердый наастеносферный слой верхней мантии вместе с земной корой называется литосферой (от греч. *литос* — камень).

Горные породы, развитые близ поверхности в горно-складчатых областях, и продукты извержений вулканов, а также ксенолиты в лавах дают возможность судить о химическом и минералогическом составе вещества земной коры и частично верхней мантии. Суждения о составе более глубоких зон Земли опираются на данные о составе метеоритов, образование которых рассматривается одновременно с планетами солнечной системы из одного протопланетного газово-пылевого облака. Наиболее близкими к среднему составу Земли считаются каменные метеориты, называемые хондритами (от греч. *хондрос* — зерно, крупинка). Но состав земной коры существенно отличается от хондритов значительно большим содержанием кислорода, кремния, натрия, калия и алюминия и меньшим железа и магния.

Такие отличия связаны с дифференциацией первичного исходного вещества планеты, при которой более легкие составные части накапливались сверху, а тяжелые — внизу. В настоящее время многие исследователи склонны считать, что исходный средний состав Земли сохраняется в нижней мантии. Дискуссионным явля-

Таблица 1

Распределение сейсмических скоростей, плотности и давления с глубиной

Оболочка	Слой	Глубина, км	v_p , км/с	v_s , км/с	Плотность г/см ³	Давление, кбар
Кора	A	0—40 (конт) 5—12 (ок)	5,5—7,0 (7,2)	3,2—4,3	2,4—2,9	10
Верхняя мантия	B	раздел Мохоровичича (раздел 1-го порядка) 40/12—420 410—1000	8,0—9,0	4,5—5,0	3,3—3,5 4,5	140 350
	C (Голицына)		9,0—11,4	5,0—5,4		
Нижняя мантия	D	раздел 2-го порядка 1000—2700 2700—2900	11,4—13,6	5,4—7,3	5,6	1360
	D ₁		13,6	7,3		
Внешнее ядро	E	раздел 1-го порядка 2900—4980 4980—5120	8,1—10,4	—	10,0	3200
	F		10,4—9,5	—		
Внутреннее ядро	G	5120—6370	раздел 1-го порядка 11,2—11,3		12,5	3610

ется вопрос о составе ядра. Высказываются различные точки зрения: 1) ядро состоит из железа с примесью (до 7—10%) никеля и, возможно, кремния или серы; 2) ядро состоит из «металлизированных» силикатов (их атомы раздавлены и часть электронов находится в свободном состоянии, как в металлах), в той или иной степени обогащенных железом; 3) внешнее ядро состоит из «металлизированных» силикатов, а внутреннее ядро — из железа с никелем. Широкое признание получила первая точка зрения.

Возраст Земли. Наиболее древние горные породы обнаружены в пределах Антарктиды и Охотского срединного массива, где их возраст определен изохронно-свинцовым методом (Э. В. Соболевич и др.) около 4000 млн. лет. М. И. Волобуев, С. И. Зыков и Н. И. Ступникова тем же методом определили возраст кристаллических сланцев Енисейского кряжа в 4200 млн. лет. Максимальные значения абсолютного возраста метеоритов, полученные в лабораториях СССР и за рубежом, достигают 4500—4700 млн. лет. Таким образом, можно предполагать, что Земля и другие планеты солнечной системы существовали уже 4500—4700 млн. лет назад. За максимальный предел возраста Земли многие исследователи склонны принять время возникновения тяжелых радиоактивных ядер, рассчитанное по данным о распределении свинца, урана и их изотопов в земной коре. Эти расчеты также приводят к значениям порядка 4,6—4,7 млрд. лет (возможно, до 5 млрд. лет).



Ч А С Т Ь I.

МИНЕРАЛОГИЯ

М и н е р а л ы — это природные химические соединения, состоящие из атомов нескольких или, реже, одного химического элемента. Большая часть минералов представлена твердыми телами, хотя среди природных химических соединений имеются жидкие и газообразные. Наука о составе, строении, свойствах и происхождении минералов называется **м и н е р а л о г и е й**.

Изучение минералов является одной из древних отраслей естествознания. Еще в отдаленном прошлом человеку необходимо было уметь распознавать и находить минералы для использования их в качестве орудий, а позже — для выплавления металлов. Само слово «минерал» имеет латинский корень «минера», т. е. руда.

Среди твердых минералов преобладают кристаллические образования. Поэтому, прежде чем перейти к систематическому обзору минералов, необходимо познакомиться с некоторыми сведениями из области кристаллографии.

Глава I. СВЕДЕНИЯ ИЗ КРИСТАЛЛОГРАФИИ

КРИСТАЛЛИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ЕГО СТРОЕНИЕ

Твёрдые вещества могут быть аморфными или кристаллическими. Для аморфного вещества характерно беспорядочное расположение слагающих его материальных частиц. В кристаллическом веществе материальные частицы расположены упорядоченно.

Закономерности внутреннего строения кристаллического вещества проявляются в его внешней правильной форме. **К р и с т а л л о м** называется кристаллическое вещество, имеющее форму естественного многогранника.

Таким образом, основной особенностью кристаллического вещества является упорядоченное расположение материальных частиц, образующих это вещество. Долгое время не знали, что это за частицы. Предполагали, что кристаллы состоят из мельчайших

молекул-кристаллов, которые располагаются особыми плоскими сетками, образующими пространственную решетку кристалла. Исходя из этих представлений, математики и кристаллографы блестяще разработали теорию кристаллического строения вещества. Однако непосредственно измерить эту пространственную решетку, установить действительное расположение атомов в кристаллическом веществе удалось лишь после открытия В. К. Рентгеном (1895)¹ X-лучей.

Длина волн рентгеновских лучей близка межплоскостным расстояниям кристаллической решетки. Это позволило М. Лауэ (1912) впервые использовать для исследования кристаллического вещества рентгеновские лучи и изучить кристаллическое строение каменной соли. В дальнейшем применение рентгеноструктурного анализа достигло высокого совершенства и сейчас является одним из важнейших способов изучения кристаллического вещества.

Кристаллы, состоящие из молекул, не играют существенной роли в строении земной коры. Поэтому рассмотрим связь между атомами (ионами). У атома на внешнем энергетическом уровне может быть от одного до восьми электронов. Когда на внешнем уровне находится предельно возможное количество электронов, то этот уровень очень устойчив. Такое положение у атомов инертных газов. Атомы всех других элементов имеют незавершенные энергетические уровни и стремятся к их завершению. Это и осуществляется при образовании химической связи между атомами. Известно несколько типов связи. Для минералов, из которых состоит земная кора, особо важное значение имеют ионная и ковалентная связь.

При сильном сближении атомов их электронные оболочки перекрываются. В этом случае электроны находятся в сфере воздействия обоих атомов. На участке взаимного наложения между центрами атомов создается двухэлектронное облако с увеличенной плотностью отрицательного заряда. Это способствует росту сил притяжения между ядрами и двойным облаком. Такая связь атомов, осуществляемая электронными парами, называется атомной или ковалентной. Химическая связь может также создаваться в результате передачи электронов от одного атома к другому с образованием противоположно заряженных атомов (ионов). Эта связь называется ионной. В минералах распространены различные сложные комбинации ионной и ковалентной связи.

Итак, структура кристаллического вещества образуется в результате взаимодействия атомов, слагающих это вещество. При этом атомы располагаются на определенных расстояниях друг от друга.

Вокруг каждого атома имеется определенная «сфера действия», внутрь которой другой атом не может проникнуть. Радиус этой сферы называют атомным или, если дается характеристика заря-

¹ Здесь и дальше год в скобках после имени исследователя обозначает год опубликования работы.

женного атома (иона), ионным. Величина радиуса очень мала и измеряется ангстремами (\AA) — десятиллионными долями миллиметра.

Атомные радиусы химических элементов заметно различаются между собой. Величина ионного радиуса отличается от атомного. На величину ионного радиуса оказывают влияние наружные электроны. Отрицательно заряженные ионы (т. е. имеющие избыточные электроны на внешней орбите) имеют больший радиус, чем положительно заряженные. Приведем величины ионных радиусов некоторых химических элементов.

Величина ионных радиусов, в \AA

$\text{S}^{2-} = 1,82$	$\text{Cl}^{1-} = 1,81$	$\text{K}^{1+} = 1,33$	$\text{Mg}^{2+} = 0,74$
$\text{S}^{6+} = 0,29$	$\text{O}^{2-} = 1,36$	$\text{Ca}^{2+} = 1,04$	$\text{Al}^{3+} = 0,57$
$\text{Fe}^{2+} = 0,80$		$\text{Na}^{1+} = 0,98$	$\text{Si}^{4+} = 0,39$
$\text{Fe}^{3+} = 0,67$			

Для катионов с переменной валентностью величина ионного радиуса уменьшается с возрастанием валентности. Так, радиус иона двухвалентного железа — $0,80 \text{\AA}$, трехвалентного — $0,67 \text{\AA}$.

Однако в результате энергичного взаимодействия ионов величина их радиусов может несколько уменьшаться. В этом случае происходят деформация «сфер действия», поляризация ионов (рис. 3).

Устойчивость кристаллохимических структур зависит от ионных радиусов. Структура будет устойчивой, если сфера действия катиона как бы соприкасается, контактирует со сферами анионов. Если же сферы анионов «сомкнутся», а имеющееся между ними пространство значительно меньше или, наоборот, превышает сферу действия катиона, то такая структура будет неустойчивой.

Условно представляя сферы действия ионов в виде шаров с размерами, пропорциональными ионным радиусам, мы можем моделировать различные кристаллохимические структуры. Количество противоположно заряженных ионов, приходящееся на один ион

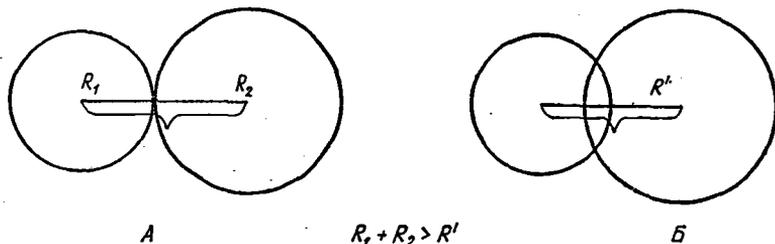


Рис. 3. Схема взаимодействия ионов без явления поляризации (А) и при наличии этого явления (Б)

в кристаллохимической структуре, называют **к о о р д и н а ц и о н н ы м ч и с л о м**.

Пространство между четырьмя соприкасающимися шарами меньше того, которое образуется между шестью или восемью шарами. Поэтому если радиус катиона значительно меньше радиуса аниона, то координационное число будет 4, а если отличие ионных радиусов не такое резкое, то могут возникнуть группировки с координационным числом 6 и 8.

Так как количество окружающих ионов и размеры внутренней пустоты взаимно связаны, то ясно, что координационное число определяется соотношением ионных радиусов. Если соотношение радиуса катиона к радиусу аниона близко или несколько превышает 0,4, то координационное число будет равно 4, при величине этого отношения в пределах 0,4—0,7 равно 6, при еще большей величине отношение радиусов равно 8.

Координацию иона с четырьмя другими противоположно заряженными можно представить не только моделью из шаров, но также в виде многогранника, вершины которого являются центрами шаров. Тогда четверная координация будет соответствовать тетраэдру, шестерная — октаэдру, восьмерная — кубу. Поэтому часто вместо четверной координации говорят тетраэдрическая группировка, вместо шестерной координации — октаэдрическая группировка.

Особое положение занимает ион водорода. Атом этого химического элемента состоит из одного протона и единственного электрона, вращающегося вокруг него. Следовательно, положительно заряженный ион водорода не имеет собственной электронной оболочки, а представляет собой просто протон. Благодаря своим ничтожным размерам он способен проникать в сферу действия других ионов.

Атомы и ионы, обладающие близкими величинами своих радиусов, могут замещать друг друга. Если вещества имеют одноподобный химический состав и близкие размеры составляющих их ионов, то эти вещества могут образовывать смешанные кристаллические структуры. Это явление носит название и **з о м о р ф и з м а**, а такие вещества называются изоморфными по отношению друг к другу. Изоморфизм дословно переводится как «равноформенность» (от греч. *изос* — равный; *морфе* — форма).

В природе изоморфизм весьма распространен и многие минералы являются изоморфными смесями. Например, распространенный минерал оливин — изоморфная смесь магнезиального силиката форстерита ($MgSiO_4$) и железистого фаялита ($FeSiO_4$).

Для формирования структуры исключительно важное значение имеют внешние физико-химические и термодинамические условия. Под влиянием изменения этих условий вещество одного и того же состава может образовывать различные структуры. Это явление получило название **п о л и м о р ф и з м а** (от греч. *полиморфос* — многообразный). Еще в начале прошлого века было замечено, что кристаллы серы, выпадающие из раствора, принадлежат к ромби-

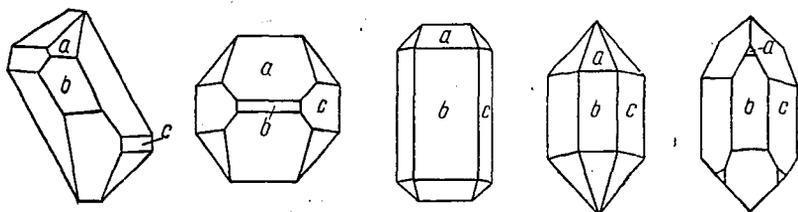


Рис. 4. Различный облик кристаллов кварца

ческой сингонии, а кристаллизующиеся из расплава — к моноклинной сингонии.

Полиморфизм широко распространен как среди природных, так и среди искусственных образований. Вещества одного состава, имеющие различную структуру, часто резко отличаются своими свойствами и признаками. Яркий пример этого — полиморфные модификации углерода. Алмаз и графит состоят из чистого углерода, однако имеют различную кристаллохимическую структуру. В результате особенностей расположения атомов алмаз является самым твердым из известных веществ на Земле, кристаллизуется в кубической сингонии, прозрачен, имеет большой удельный вес (3,5). Графит же очень мягок, обладает прекрасной спайностью, кристаллизуется в гексагональной сингонии, окрашен в черный цвет, отличается небольшим удельным весом (2,2).

ЗАКОН ПОСТОЯНСТВА УГЛОВ

Как у всякого многогранника, плоскости ограничения кристалла называются гранями. Пересекаясь, грани образуют ребра. Точки пересечения ребер — вершины.

У многих минералов встречаются самые разнообразные кристаллы. Например, у кварца известны крупные кристаллы, величины более 1 м, и мелкие, измеряемые сотыми долями миллиметра, игольчато-вытянутые и изометричные, призматические и плоские (рис. 4).

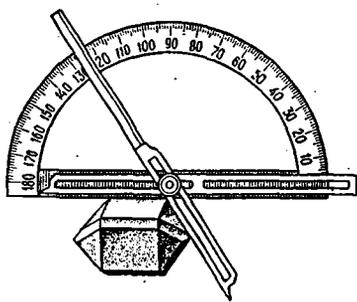


Рис. 5. Прикладной гониметр

Некоторые грани хорошо выражены в одних кристаллах, но плохо — в других. Количество и форма граней, их размеры в разных кристаллах кварца могут меняться в зависимости от условий образования. Но характерной особенностью роста кристалла является то, что при этом его грани перемещаются параллельно самим себе. Поэтому углы между соответствующими гранями в кристаллах одного состава остаются неизмен-

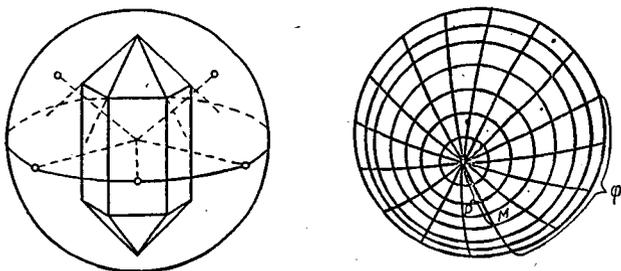


Рис. 6. Сферическая проекция граней кристалла (слева) и полярные координаты полюса грани M (справа)

ными. Это явление, обнаруженное датским ученым Н. Стенсенем (1669) и обобщенное для всех кристаллических веществ французским минералогом Р. де Лиллем (1772), получило название первого закона кристаллографии.

Установление этого закона имело исключительно важное значение, так как дало возможность точно характеризовать любые кристаллы посредством измерения.

Для измерения углов между гранями кристалла используют специальные приборы — гониометры. Они могут быть очень простой конструкции, как, например, прикладной гониометр (рис. 5). Для точных исследований применяют теодолитный двукружный гониометр.

В кристаллографии углы между гранями выражают величиной дополнительного угла, т. е. угла между нормальными к граням.

Если кристалл поместить в центр шара и построить нормали к граням из этого центра, то на шаровой поверхности будут получены точки пересечения нормальными. Эти точки называются полюсами граней, а вся совокупность полюсов граней — сферической проекцией кристалла (рис. 6). Используя градусную сеть, можно точно определять место каждой грани посредством сферических координат.

Для изображения результатов измерения на плоскости служит сетка Г. В. Вульфа. Эта сетка представляет собой стереографическую проекцию (рис. 7) системы меридианов и параллельных кругов на плоскость одного из меридианов, подобно тому как это имеет место на одном из географических полушарий.

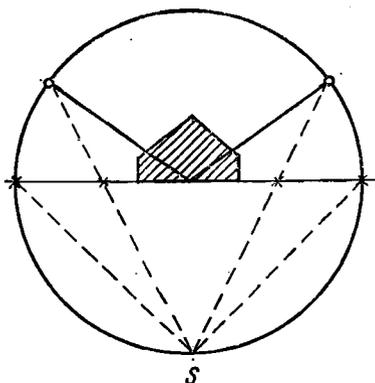


Рис. 7. Принцип стереографической проекции

199109

Сурхендадильская ОБЛАСТНАЯ БИБЛИОТЕКА
Кв. № 63842
200 7.

Сурхендадильская
ОБЛАСТНАЯ БИБЛИОТЕКА
им. Гоголя

СИММЕТРИЯ КРИСТАЛЛОВ

Симметрия (в переводе с греческого — гармония, соразмерность) — это определенная закономерность расположения фигур в пространстве. Симметрия очень распространена в природе, но нигде она не проявляется так широко, как в кристаллах. И это понятно, так как симметрия — характерная особенность кристаллов.

Симметричной считается фигура, которая может совмещаться сама с собой в результате одного или нескольких отражений. Эти отражения называются симметрическими преобразованиями, а точки, линии и плоскости, обеспечивающие эти преобразования, — элементами симметрии.

Мы познакомимся со следующими элементами симметрии.

Плоскость симметрии — это плоскость, при отражении в которой фигура совмещается со своим исходным положением (рис. 8). Плоскость симметрии — простейшее симметричное преобразование. В природе много фигур, обладающих одной плоскостью симметрии, в том числе среди животных организмов. В стереографической проекции на сетке Вульфа плоскость симметрии изображается дугой большого круга. Условный символ этого элемента симметрии — заглавная буква латинского алфавита *P*. Количество плоскостей симметрии записывается цифрой перед буквой, обозначающей этот элемент симметрии. В разных кристаллах неодинаковое количество плоскостей симметрии. Так, в кубе можно провести девять плоскостей симметрии (рис. 9), т. е. $9P$.

Отражение может осуществляться не только в плоскости, но и в точке (рис. 10). Отражение точки называют инверсией, соответствующий элемент симметрии — центром инверсии или центром симметрии. Он обозначается буквой *C*. В кристаллах не может быть более одного центра симметрии.

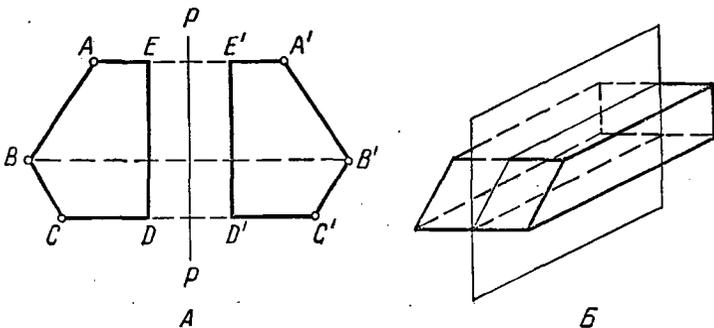


Рис. 8. Плоскость симметрии (А) и фигура, обладающая этим элементом симметрии (Б)

ри. Есть кристаллы, лишенные этого элемента симметрии.

Ось симметрии позволяет в результате вращения фигуры вокруг этой оси осуществлять совмещение. Число n , показывающее, сколько раз фигура совмещается с собой при повороте на 360° , называется порядком оси. Всякая фигура обладает бесчисленным количеством осей симметрии первого порядка, так как при повороте фигуры на 360° происходит совмещение. Если фигура не имеет других элементов симметрии, кроме осей первого порядка, то такая фигура называется асимметричной.

Ось второго порядка ($n = 2$) обуславливает совмещение при повороте на $360^\circ : 2 = 180^\circ$. Осей третьего, четвертого и шестого порядков соответствуют совмещения при повороте на 120° , 90° , 60° .

Ось симметрии обозначают обычно буквой L , а справа внизу ставят цифру порядка оси. Существуют оси симметрии второго, третьего, четвертого и шестого порядков (рис. 11), соответственно их обозначают L_2 , L_3 , L_4 , L_6 . На стереографических проекциях эти оси соответственно обозначают следующими значками:



В кристалле могут быть оси симметрии различных порядков. Цифра, стоящая перед обозначением оси симметрии, показывает количество этих осей в кристалле. Например, в кубе три оси симметрии четвертого порядка, проходящие через середины противоположных граней, четыре оси третьего

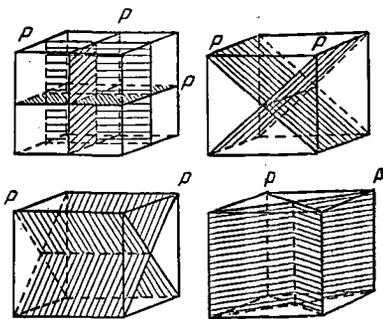


Рис. 9. Плоскости симметрии в кубе

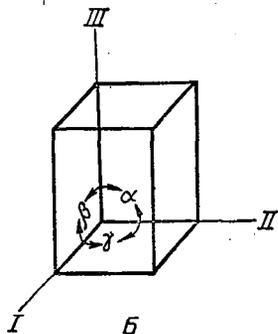
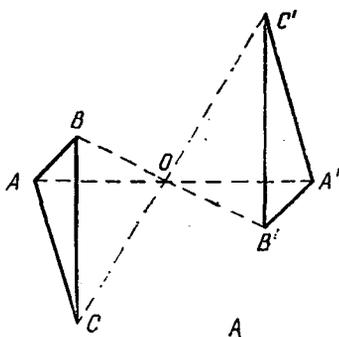


Рис. 10. Центр симметрии (A) и фигура, обладающая этим элементом симметрии (B)

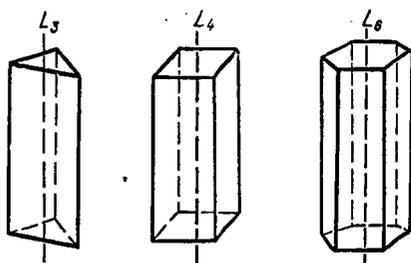


Рис. 11. Фигуры, обладающие осью симметрии третьего, четвертого и шестого порядков

порядка, которые проходят через противоположные вершины куба, и шесть осей второго порядка, проходящие через середины противоположных ребер (рис. 12). Всего в кубе следующее количество осей симметрии: $3L_4, 4L_3, 6L_2$.

Помимо рассмотренных выше наиболее простых элементов симметрии, есть более сложные — плоскость скользящего отражения, винтовая ось симметрии и др.

Кристаллы имеют чрезвычайно разнообразные формы. Эти формы можно определенным образом классифицировать по наличию тех или иных элементов симметрии. Комбинируя различным образом элементы симметрии, можно выделить группы (виды) симметрии.

Каждую группу обозначают особой формулой, составленной из символов симметрии. В первую очередь можно выделить группу асимметричных фигур, совмещающихся с собой лишь в результате поворота на 360° , т. е. имеющих элемент симметрии L_1 . Вторую группу образуют фигуры с более высоким уровнем симметрии, обладающие центром инверсии (C). Самостоятельные группы образуют фигуры, обладающие каждой одной осью симметрии или плоскостью симметрии. Так, выделяется пять групп: L_2, L_3, L_4, L_6 и P . Более сложные группы характеризуются уже несколькими элементами симметрии, например поворотной осью и центром инверсии, поворотной осью и плоскостью симметрии, несколькими перпендикулярными поворотными осями. Все более усложняя эти комбинации, можно получать новые группы симметрии.

Ограниченно ли количество новых групп? На первый взгляд кажется, что количество групп бесконечно. Однако имеются элементы симметрии, которые не могут существовать вместе, например, невозможно существование фигуры, у которой одновременно присутствуют L_4 и L_6 . Комбинации некоторых элементов симметрии обязательно порождают вполне определенные дополнительные эле-

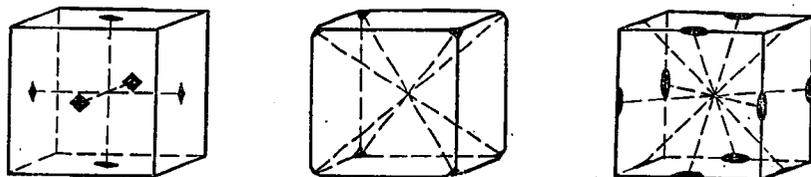


Рис. 12. Оси симметрии в кубе

менты. Так, всякая ось симметрии с центром инверсии обязательно обуславливает наличие плоскости симметрии, перпендикулярной к этой оси. Поэтому не может быть группы симметрии с формулой L_2C , а обязательно L_2PC .

Изучение этого вопроса позволило математикам и кристаллографам установить, что возможны лишь 32 группы симметрии. Эти 32 группы можно объединить в более крупные классификационные единицы, которые называются сингониями (от греч. *син* — вместе; *гония* — угол). Сингония буквально означает «сходноугольность». В каждой сингонии объединяются группы симметрии с одинаковой главной осью¹, а если ее нет, объединяются группы с одинаковыми неглавными осями. Выделяют следующие сингонии (по возрастанию уровня симметрии): 1) триклинная — нет осей симметрии выше L_1 ; 2) моноклинная — одна ось симметрии второго порядка или плоскость симметрии; 3) ромбическая — несколько (не более трех) осей симметрии второго порядка; 4) тетрагональная — одна главная ось четвертого порядка; 5) тригональная — одна главная ось третьего порядка; 6) гексагональная — одна главная ось шестого порядка; 7) кубическая — несколько главных осей третьего или четвертого порядка.

В свою очередь, сингонии можно объединить в следующие три категории. К категории низших сингоний относятся группы симметрии без главной оси (триклинная, моноклинная и ромбическая сингонии); к категории средних — группы симметрии с одной главной осью (тетрагональная, тригональная и гексагональная сингонии); к категории высших сингоний — группы симметрии с несколькими главными осями (кубическая сингония).

Симметрия неотделима от природы кристаллического вещества. Она проявляется не только во внешней форме, но и во всех свойствах кристалла как физического тела.

Характерная особенность кристаллического вещества — его векториальность, т. е. закономерное изменение свойств в разных направлениях. Если взять пластинку стекла, нанести на нее ровным слоем парафин и прикоснуться к стеклу раскаленной иглой, то возле иглы растает круг парафина, так как скорость распространения тепла в стекле во все стороны одинакова. Если такой опыт произвести с пластинкой кристаллического вещества, например пластинчатым кристаллом гипса, то растаявший вокруг иглы парафин будет ограничен не окружностью, а эллипсом. Это происходит в результате того, что теплопроводность в кристалле в разных направлениях меняется в соответствии с симметрией этого кристалла. Точно так же закономерно меняются в разных направлениях и другие свойства — скорость прохождения света, поглощение световых волн, упругость и т. д.

¹ К главным осям относятся оси симметрии третьего и более высокого порядка.

ЗАКОН РАЦИОНАЛЬНЫХ ОТНОШЕНИЙ И КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ФОРМЫ

В 1784 г. Р. Ж. Гаюи опубликовал работу, имевшую важное значение для кристаллографии. Он предположил, что кристаллы состоят из кристаллических молекул, которые, как кубики, слагают здание кристалла. Поэтому положение каждой грани можно выразить числом, а именно отношением количества таких кубиков по трем координатам, за которые принимают три ребра кристалла. Предположим, что изображенная на рис. 13 грань отсекает по оси X — p кубиков, по оси Y — q , по оси Z — r . Тогда положение грани можно охарактеризовать отношением $p : q : r$. Отношение этих трех чисел полностью характеризует положение любой грани. Открытие Гаюи получило название закона рациональных отношений. Числа отношения оказываются небольшими, если правильно выбрать единицу измерения. За эту единицу обычно принимаются отрезки, отсеченные от координатных осей особой гранью, которую называют единичной.

Числа p , q , r , отсекаемые гранью, называются ее параметрами. Оказалось, что удобнее пользоваться не параметрами, а обратными величинами: $\frac{1}{p}, \frac{1}{q}, \frac{1}{r}$. Эти три числа называют индексами грани и обозначают h, k, l . Переход от параметра к индексам несложен. Допустим, что для грани параметры равны $6 : 3 : 2$. Берем обратные величины: $\frac{1}{6} : \frac{1}{3} : \frac{1}{2} = 1 : 2 : 3$.

Индексы, заключенные в круглые скобки, представляют собой значение грани, ее символ. В рассматриваемом случае символ грани — (123) . Если грань отсекает отрезок оси X , направленный от центра координат на читателя, то индекс считается положительным; если грань отсекает отрезок за центром координат, индекс будет отрицательным. Положительные значения оси Y располагаются вправо от центра координат, отрицательные — влево. Положительные значения оси Z расположены вверх от центра координат, отрицательные — вниз (рис. 14). Положительный знак у индекса не отмечается, отрицательный — ставится над индексом. Так, символ грани $(1\bar{1}1)$ указывает, что она отсекает от оси Z отрезок ниже центра координат. Если грань параллельна какой-либо оси, т. е. ее параметр бесконечно велик (∞), то индекс будет равен $\frac{1}{\infty} = 0$.

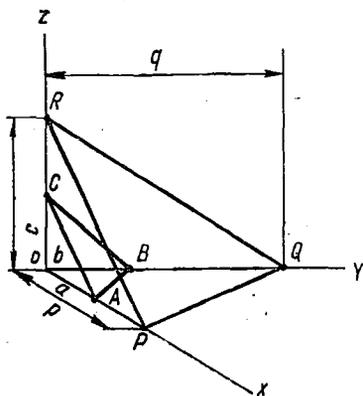


Рис. 13. Параметры грани

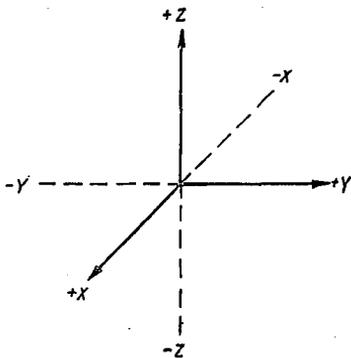


Рис. 14. Обозначения координатных осей

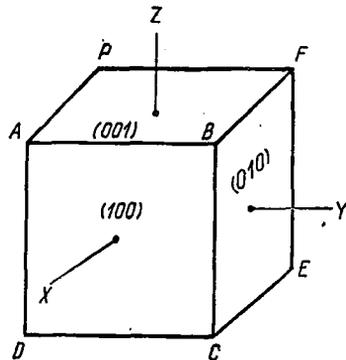


Рис. 15. Символы граней куба

Символ грани (100) свидетельствует о том, что эта грань параллельна второй и третьей осям координат (рис. 15).

Координатные оси обозначают либо через X, Y, Z , либо называют их первой, второй и третьей. Угол ZY обозначают α , угол ZX — β , угол XY — γ . Отрезки, отсекаемые единичной гранью от осей X, Y и Z , соответственно обозначают малыми буквами латинского алфавита a, b, c . Величина углов α, β, γ и осевых единиц a, b, c называется константами кристалла.

Чрезвычайно важным является выбор координатных осей и единичной грани. Это делается с учетом сингонии кристалла (рис. 16).

Кубическая сингония	$a = b = c; \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ.$
Тетрагональная сингония	$a = b \neq c; \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ.$
Ромбическая	$a \neq b \neq c; \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ.$
Моноклинная	$a \neq b \neq c; \alpha = \gamma = 90^\circ; \beta \neq 90^\circ.$
Триклинная	$a \neq b \neq c; \alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ.$

В гексагональной и тригональной сингониях четыре оси; за ось Z принимается главная (рис. 17): $a = b \neq c, \alpha = \beta = 90^\circ, \gamma = 120^\circ.$

При наличии определенных элементов симметрии из одной плоскости образуются закономерные фигуры.

Предположим, имеется плоскость, параллельная оси симметрии четвертого порядка. В результате симметрических преобразований возникает фигура, которая называется тетрагональной призмой. Если имеется плоскость, наклонная к оси L_4 , то будет образована другая фигура — тетрагональная пирамида. Такие фигуры, которые образуются из одной плоскости при помощи элементов симметрии той или иной группы, называются простыми формами.

Каждая грань простой формы имеет свой символ. Например, символ грани куба $ABCD$ — (100), грани $BCEF$ — (010), $ABFP$ — (001) и т. д. Для обозначения всей формы используют символ одной грани, но в фигурных скобках — {100}.

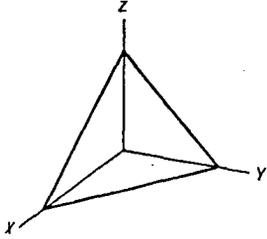
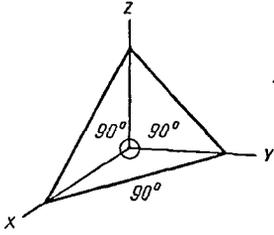
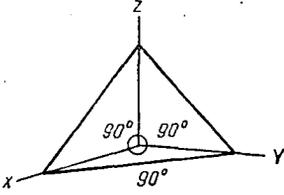
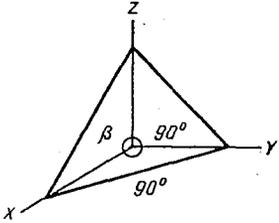
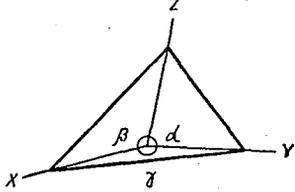
<p>Кубическая сингония</p>		$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a = b = c$
<p>Тетрагональная сингония</p>		$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a = b \neq c$
<p>Ромбическая сингония</p>		$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a \neq b \neq c$
<p>Моноклинная сингония</p>		$\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$ $a \neq b \neq c$
<p>Триклинная сингония</p>		$\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$ $a \neq b \neq c$

Рис. 16. Кристаллографические оси и единичные грани сингоний

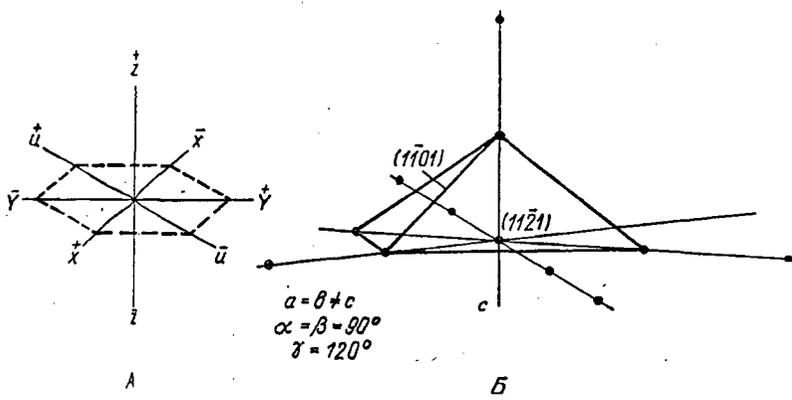


Рис. 17. Кристаллографические оси (А) и единичная грань (Б) гексагональной призмы

Таким образом, символ простой формы, которую мы называем кубом, — {100}, символ октаэдра — {111}, ромбододекаэдра — {110}. Простые формы, характерные для разных сингоний, показаны на рис. 18, 19, 20.

Природные кристаллы часто образованы гранями не одной, а нескольких простых форм. Сочетание нескольких простых форм общей сингонии, называется комбинацией. Известно 47 простых форм природных кристаллов. Их различные сочетания создают чрезвычайно большое количество комбинаций.

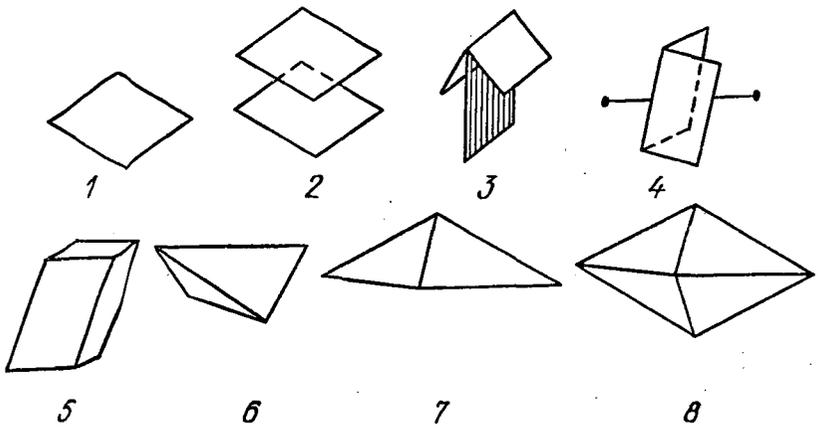


Рис. 18. Простые формы низших сингоний:

- 1 — моноклдр; 2 — пинаконт; 3 — днадр с плоскостью; 4 — днадр с осью; 5 — ромбическая призма; 6 — ромбический тетраэдр; 7 — ромбическая пирамида; 8 — ромбическая бипирамида

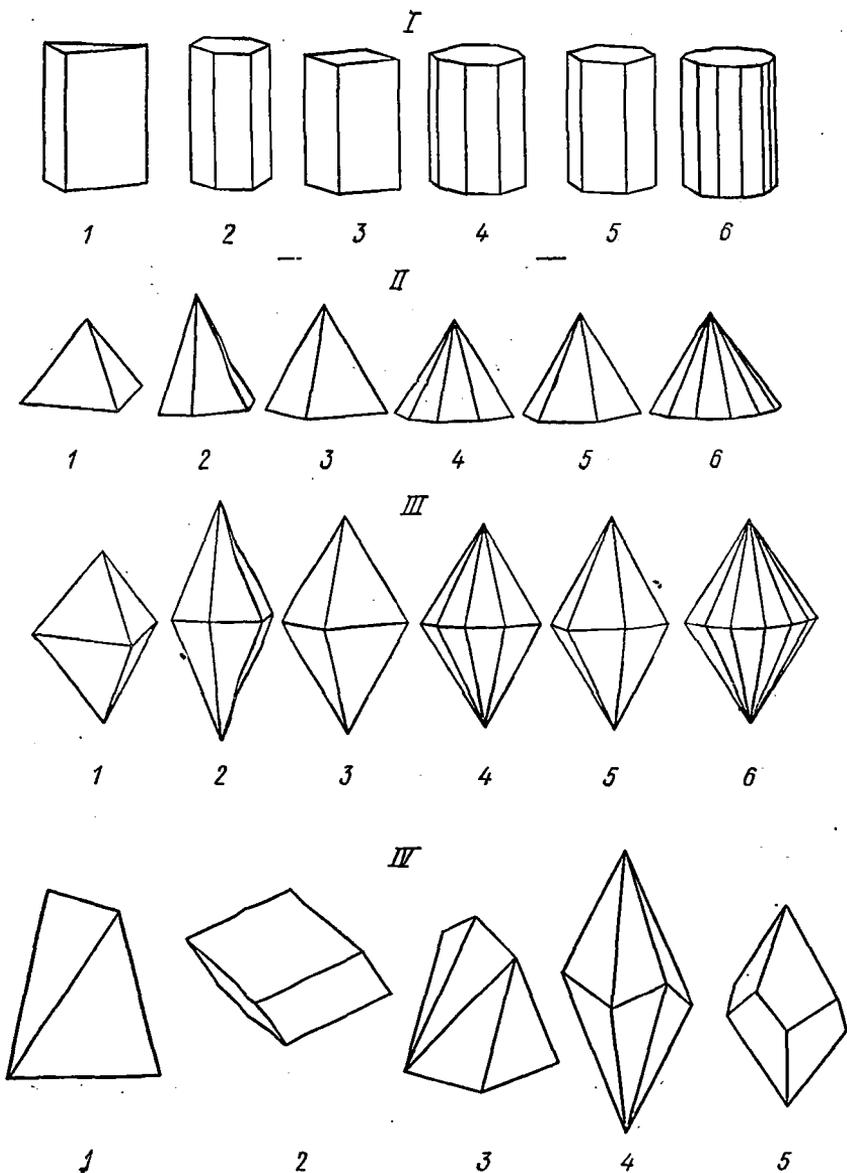


Рис. 19. Простые формы средних сингоний:

I — призмы: 1 — тригональная; 2 — дитригональная; 3 — тетрагональная; 4 — дитетрагональная; 5 — гексагональная; 6 — дигексагональная; II — пирамиды: 1 — тригональная; 2 — дитригональная; 3 — тетрагональная; 4 — дитетрагональная; 5 — гексагональная; 6 — дигексагональная; III — бипирамиды: 1 — тригональная; 2 — дитригональная; 3 — тетрагональная; 4 — дитетрагональная; 5 — гексагональная; 6 — дигексагональная; IV. 1 — тетрагональный тетраэдр; 2 — ромбоэдр; 3 — тетрагональный скаленэдр; 4 — дитетрагональный скаленэдр; 5 — тетрагональный трапецоэдр (правый)

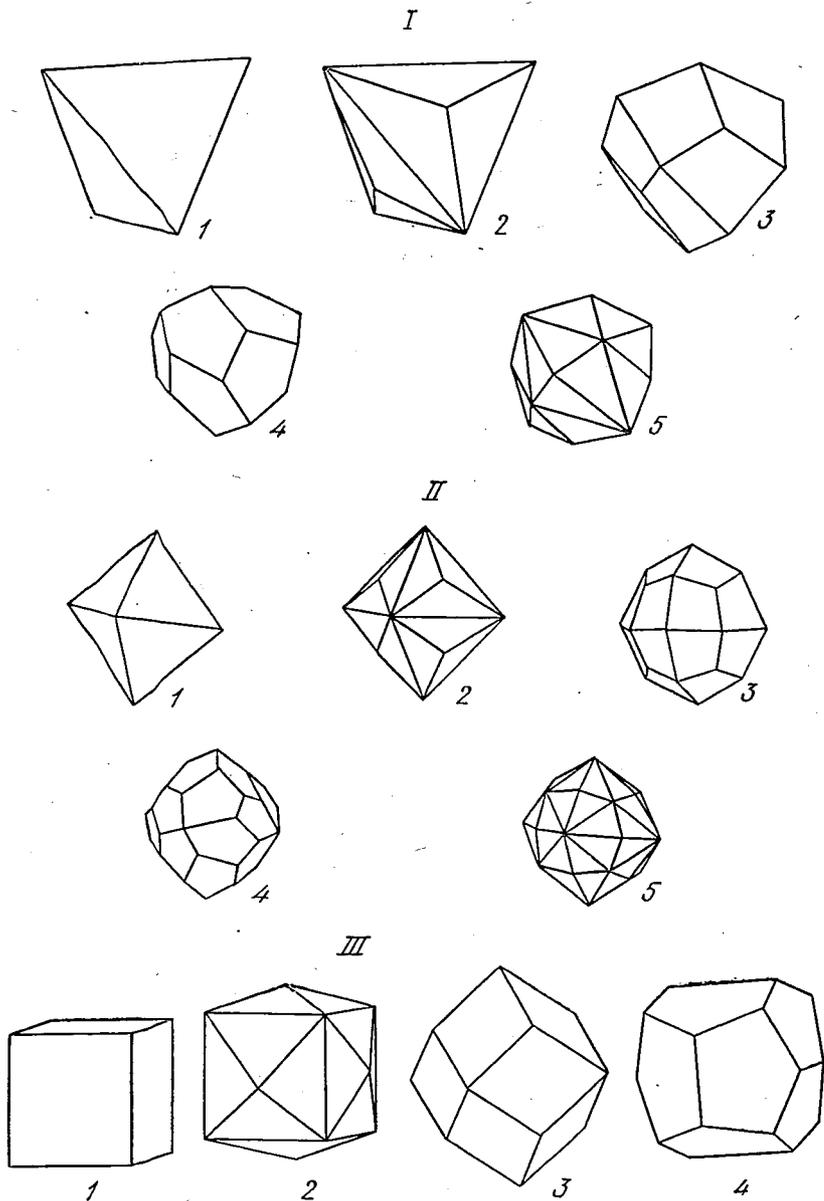


Рис. 20. Простые формы кубической сингонии:

I — ряд тетраэдра: 1 — тетраэдр; 2 — тригонритетраэдр; 3 — тетрагонритетраэдр; 4 — пентагонритетраэдр (правый); 5 — гексатетраэдр; II — ряд октаэдра: 1 — октаэдр; 2 — тригонтриоктаэдр; 3 — тетрагонтриоктаэдр; 4 — пентагонтриоктаэдр (правый); 5 — гексоктаэдр; III. 1 — куб (гексаэдр); 2 — тетрагексаэдр; 3 — ромбододекаэдр; 4 — пентагондодокаэдр

Глава II. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛОВ

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Как любое физическое тело, каждый минерал обладает определенными свойствами, весом, цветом, твердостью и пр. Сравнительное изучение этих свойств позволяет различать и диагностировать минералы. Физические свойства минералов, используемые для их определения, называются **д и а г н о с т и ч е с к и м и**.

Удельный вес минералов колеблется в широких пределах — от 19—21 (минералы группы самородной платины) до 1 и даже меньше (минералы группы озокерита). Обычно соединения тяжелых металлов обладают большим удельным весом, чем соединения легких элементов. Наряду с этим на величину удельного веса влияет плотность структуры. Например, алмаз благодаря своей плотной структуре почти в два раза тяжелее графита, хотя оба эти минерала состоят из одного и того же химического элемента.

Основная масса минералов имеет удельный вес 2,5—3,5; непрозрачные минералы обычно тяжелее прозрачных (рис. 21).

Удельный вес минерала в крупных штуфах в поле можно определить ориентировочно (легкий, тяжелый), а в лаборатории — точными методами, например пикнометрическим. В мелких обломках удобно разделение минералов в бромформе (жидкости с удельным весом 2,9) на две группы: легкие, которые плавают в бромформе, и тяжелые, которые в нем тонут.

Плотность кристаллохимической структуры минералов отражается также на их **твердости**. Твердость оценивают устойчивостью минералов к царапающему действию острого предмета. Точно твердость определяют глубиной черты, которую оставляет алмазная игла на поверхности минералов под определенной нагрузкой. Для определения твердости удобно пользоваться шкалой Мооса — набором из 10 минералов, расположенных по возрастанию твердости:

Тальк	— 1	Полевой шпат	— 6
Гипс	— 2	Кварц	— 7
Кальцит	— 3	Топаз	— 8
Флюорит	— 4	Корунд	— 9
Апатит	— 5	Алмаз	— 10

Для примерного определения твердости можно пользоваться следующими ориентирами. Твердость ногтя — около 2,5, оконного стекла — 5,5—6, напильника — около 7. Если минерал пишет на бумаге, то его твердость — 1.

Преобладают минералы с твердостью 3—7. Прозрачные минералы с высоким светопреломлением обладают высокой твердостью. Таковы гранаты, твердость их 7,5—8, топаз, турмалин и берилл — 8, корунд — 9, алмаз — 10.

Высокая твердость минерала не означает его устойчивости к раздавливанию. Некоторые минералы с высокой твердостью довольно хрупкие, например гранаты. При характеристике механических свойств минералов отмечаются не только твердость и хрупкость, но и другие особенности, свойственные некоторым из них, — упругость, ковкость.

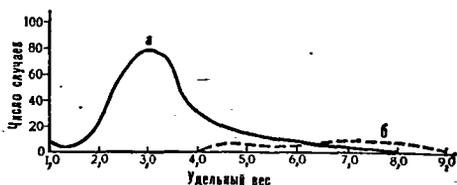


Рис. 21. Распространение минералов с различным удельным весом (по В. П. Петрову):

а — прозрачные минералы; б — непрозрачные минералы

Другим важным свойством минералов, обусловленным их строением, является спайность — способность раскалываться по определенным плоскостям, обычно вдоль одной из главных плоскостей кристаллохимической структуры. Поэтому плоскости спайности имеют гладкую блестящую поверхность и характеризуются простым кристаллографическим индексом. Так, кальцит обладает спайностью по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$, галенит — по кубу $\{100\}$, гипс — по пинаконду $\{010\}$.

По легкости образования плоскостей спайности при раскалывании минералов выделяют следующие категории спайности.

Весьма совершенная — минерал трудно расколоть по другим плоскостям, кроме спайных, а плоскости спайности имеют идеально гладкую поверхность (например, слюды).

Совершенная — минерал легко раскалывается, преимущественно по спайным плоскостям (кальцит, галенит).

Ясная — среди разных плоскостей излома можно заметить блестящие спайные плоскости (полевые шпаты, амфиболы).

Несовершенная спайность практически не обнаруживается при раскалывании минерала.

Для некоторых минералов характерна не спайность, а излом, т. е. неровная поверхность, образующаяся при разламывании. Среди видов излома различают раковистый (кремь), занозистый (асбест), крючковатый (самородное серебро), землистый (каолинит).

Излом, так же как и спайность, обусловлен особенностями строения минерала. Для минералов с совершенной спайностью в нескольких направлениях характерен ступенчатый излом, для минералов волокнистого строения типичен занозистый, а для аморфных минералов — раковистый излом.

Кристаллохимическая структура обуславливает оптические свойства минералов. Скорость распространения световых колебаний в кристалле зависит от плотности его структуры. Чем плотнее кристаллохимическая структура, тем медленнее распространяются световые лучи. Так как плотность структуры в разных направлениях в кристалле обычно неодинакова (за исключением кристаллов кубической сингонии), то и скорость света в кристалле

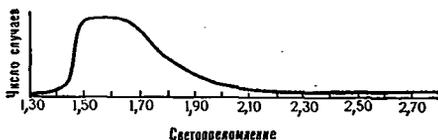


Рис. 22. Распространение минералов с различным показателем преломления (по Е. Ларсену и Г. Берману)

Поэтому прозрачные минералы с высокой плотностью структуры характеризуются значительным отклонением световых лучей. Это воспринимается глазом в виде красивой «игры света», характерной для драгоценных камней (топаза, алмаза, сапфира и др.). Преобладают минералы с показателем преломления от 1,500 до 1,700 (рис. 22).

Прозрачность. Минералы могут полностью поглощать или отражать световые лучи, а могут их пропускать. Многие минералы сильно поглощают свет, но в тонких пластинках все-таки слабо просвечивают. Выделяют непрозрачные, прозрачные и слабо прозрачные минералы. Примером непрозрачных минералов может служить большая часть сульфидов, самородные металлы. Прозрачными являются горный хрусталь, исландский шпат. Прозрачны в тонких осколках полевые шпаты, пироксены, амфиболы и многие другие минералы.

Блеск — это характеристика отражения световых лучей от поверхности минерала. Если поверхность гладкая, ровная, то происходит отражение параллельных лучей, воспринимаемое глазом в виде блеска. Если поверхность неровная, то световые лучи рассеиваются, выделяя при этом жирный, восковой и матовый блеск.

В случае гладкой поверхности блеск определяется величиной поглощения и преломления света. При этом важное значение имеет кристаллохимическая структура минерала. Непрозрачные минералы, обладающие гомополярным типом связи, имеют металлический блеск. В той или иной степени блеск прозрачных минералов зависит от их преломления, т. е. от плотности кристаллохимической структуры. Прозрачным минералам с величиной преломления в пределах 1,3—1,8 обычно свойствен стеклянный блеск (полевые шпаты, амфиболы, слюды). Для высокопреломляющих минералов с показателем преломления от 1,9 до 2,6 типичен алмазный блеск (касситерит, сфалерит, алмаз). У плохо прозрачных минералов с высоким преломлением (более 2,6) обычно полуметаллический блеск (гематит, киноварь).

Цвет минералов обусловлен избирательным поглощением отдельных интервалов волн видимой части спектра при отражении или пропускании света. В ряде случаев это связано с вхождением в кристаллохимическую структуру минерала определенных ионов.

будет меняться в разных направлениях.

Отношение между скоростью света в воздухе и в кристалле называется показателем преломления. Переход луча света из одной среды в другую, с иной плотностью сопровождается отклонением этого луча.

Например, если в структуру глиноземистых гранатов входит магний, то минерал имеет кроваво-красный цвет (пироп), а если позиции этого химического элемента заняты ионами кальция, то минерал имеет желтоватый или зеленоватый цвет (гроссуляр). В других случаях цвет минерала обусловлен механической примесью. Так, бесцветные кристаллы кварца благодаря примеси мельчайших кристалликов синего турмалина приобретает голубую окраску. Цвет некоторых минералов меняется под действием радиоактивного излучения. Например, бесцветный флюорит при этом приобретает фиолетовую окраску.

Для диагностики минералов особенно интересен цвет порошка минерала — цвет черты на матовой фарфоровой пластинке. При этом цвет черты не обязательно совпадает с цветом крупного образца. Например, цвет пирита в обломке или в кристалле латуно-желтый, а цвет черты этого минерала черный, с зеленоватым оттенком.

У некоторых минералов наблюдается ложная окраска. Она связана не с цветом самого минерала, а с наличием мелких включений или системы трещин. При этом происходит интерференция лучей света, которые отражаются как от поверхности минерала, так и от поверхности включений и трещин, что воспринимается глазом в виде радужной игры цветов. Это явление получило название и р и з а ц и и. Иризация весьма характерна для минерала лабрадорита, содержащего тончайшие включения пластинчатых кристаллов гематита по плоскостям спайности.

На поверхности воды иризирующие пленки образуют маслянистые жидкости (нефть, керосин). Такие же радужные пленки на поверхности минералов называются п о б е ж а л о с т ь ю. Побежалость типична для ковеллина, натечных форм гидрогоматита и гидрогоматита.

Существуют другие свойства и признаки, имеющие важное диагностическое значение. Одни минералы обладают магнитностью (магнетит, пирротин), другие — радиоактивностью (уранит), третьи способны к люминесценции (светятся под действием катодных и ультрафиолетовых лучей), как, например, кальцит и алмаз.

МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛОВ

Особенности кристаллохимической структуры минералов отражаются на их кристаллических формах. Однако далеко не все минералы, имеющие кристаллическое строение, встречаются в виде хороших кристаллов. Одни минералы обычно образуют зернистые массы, часто очень мелкокристаллические. Другие наблюдаются в виде довольно крупных кристаллов, но эти реальные кристаллы обычно имеют большие или меньшие отклонения от идеальных форм.

Кристалл может казаться совершенно иной сингонии благодаря

чающихся в виде хороших кристаллов. К о н к р е ц и и — округлые образования, возникающие в результате постепенного нарастания минералов от центра к периферии. Конкреции типичны для мелкокристаллических и аморфных минералов (например, гидротетита), хотя встречаются конкреции и хорошо окристаллизованных минералов (например, гипса). Одной из разновидностей конкреций являются о о л и т ы — мелкие конкреции с ясно выраженным концентрическим строением. С е к р е ц и и образуются в результате заполнения минералом пустот от стенок к центру (рис. 27). Крупные секреции называют ж е о д а м и. Выпадающие из растворов минералы образуют натечные формы, корки, налеты.

Глава III. РАСПРОСТРАНЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Общее число минералов не так уж велико — порядка 2000, из них широко распространены 400—500 видов. Уже теперь человек может искусственно синтезировать значительно большее количество соединений. По-видимому, ограниченное число минералов находится в связи, во-первых, с особенностями состава земной коры, а во-вторых, с определенными процессами, в результате которых возникают эти природные образования.

Рассматривая состав земной коры, видим, что восемь химических элементов практически слагают основную ее массу. Кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, калий, натрий и магний образуют более 99% массы земной коры. Но самое замечательное заключается в том, что наибольшим распространением пользуется кислород, который составляет почти половину массы коры. Если учесть объем, который занимают различные химические элементы благодаря своим ионным радиусам, земная кора предстанет перед нами как своеобразная твердая кислородная оболочка, состоящая в основном из кислородных ионов, занимающих более 90% всего объема, между которыми находятся остальные химические элементы. Итак, чем больше содержится химического элемента в земной коре, тем больше встречается минералов, в состав которых он входит. Например, известно более 1000 минералов, в состав которых входит кислород, несколько сотен минералов кремния, более 200 минералов железа и всего несколько минералов кадмия.

Разную способность химических элементов к образованию минералов в условиях земной коры иллюстрирует рис. 28. На этом графике по вертикальной оси в логарифмическом масштабе отложено число минералов, в состав которых входит данный элемент, а по горизонтальной оси нанесены химические элементы в порядке возрастания их атомного веса.

Верхняя горизонтальная пунктирная линия позволяет выделить группу химических элементов, образующих большое

Например, если в структуру глиноземистых гранатов входит магний, то минерал имеет кроваво-красный цвет (пироп), а если позиции этого химического элемента заняты ионами кальция, то минерал имеет желтоватый или зеленоватый цвет (гроссуляр). В других случаях цвет минерала обусловлен механической примесью. Так, бесцветные кристаллы кварца благодаря примеси мельчайших кристалликов синего турмалина приобретает голубую окраску. Цвет некоторых минералов меняется под действием радиоактивного излучения. Например, бесцветный флюорит при этом приобретает фиолетовую окраску.

Для диагностики минералов особенно интересен цвет порошка минерала — цвет черты на матовой фарфоровой пластинке. При этом цвет черты не обязательно совпадает с цветом крупного образца. Например, цвет пирита в обломке или в кристалле латунно-желтый, а цвет черты этого минерала черный, с зеленоватым оттенком.

У некоторых минералов наблюдается ложная окраска. Она связана не с цветом самого минерала, а с наличием мелких включений или системы трещин. При этом происходит интерференция лучей света, которые отражаются как от поверхности минерала, так и от поверхности включений и трещин, что воспринимается глазом в виде радужной игры цветов. Это явление получило название и р и з а ц и и. Иризация весьма характерна для минерала лабрадорита, содержащего тончайшие включения пластинчатых кристаллов гематита по плоскостям спайности.

На поверхности воды иризирующие пленки образуют маслянистые жидкости (нефть, керосин). Такие же радужные пленки на поверхности минералов называются п о б е ж а л о с т ь ю. Побежалость типична для ковеллина, натечных форм гидротематита и гидротематита.

Существуют другие свойства и признаки, имеющие важное диагностическое значение. Одни минералы обладают магнитностью (магнетит, пирротин), другие — радиоактивностью (уранинит), третьи способны к люминесценции (светятся под действием катодных и ультрафиолетовых лучей), как, например, кальцит и алмаз.

МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛОВ

Особенности кристаллохимической структуры минералов отражаются на их кристаллических формах. Однако далеко не все минералы, имеющие кристаллическое строение, встречаются в виде хороших кристаллов. Одни минералы обычно образуют зернистые массы, часто очень мелкокристаллические. Другие наблюдаются в виде довольно крупных кристаллов, но эти реальные кристаллы обычно имеют большие или меньшие отклонения от идеальных форм.

Кристалл может казаться совершенно иной сингонии благодаря

чающихся в виде хороших кристаллов. **К о н к р е ц и и** — округлые образования, возникающие в результате постепенного нарастания минералов от центра к периферии. Конкреции типичны для мелкокристаллических и аморфных минералов (например, гидротита), хотя встречаются конкреции и хорошо окристаллизованных минералов (например, гипса). Одной из разновидностей конкреций являются **о л и т ы** — мелкие конкреции с ясно выраженным концентрическим строением. **С е к р е ц и и** образуются в результате заполнения минералом пустот от стенок к центру (рис. 27). Крупные секреции называют **ж е о д а м и**. Выпадающие из растворов минералы образуют натечные формы, корки, налеты.

Глава III. РАСПРОСТРАНЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Общее число минералов не так уж велико — порядка 2000, из них широко распространены 400—500 видов. Уже теперь человек может искусственно синтезировать значительно большее количество соединений. По-видимому, ограниченное число минералов находится в связи, во-первых, с особенностями состава земной коры, а во-вторых, с определенными процессами, в результате которых возникают эти природные образования.

Рассматривая состав земной коры, видим, что восемь химических элементов практически слагают основную ее массу. Кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, калий, натрий и магний образуют более 99% массы земной коры. Но самое замечательное заключается в том, что наибольшим распространением пользуется кислород, который составляет почти половину массы коры. Если учесть объем, который занимают различные химические элементы благодаря своим ионным радиусам, земная кора предстанет перед нами как своеобразная твердая кислородная оболочка, состоящая в основном из кислородных ионов, занимающих более 90% всего объема, между которыми находятся остальные химические элементы. Итак, чем больше содержится химического элемента в земной коре, тем больше встречается минералов, в состав которых он входит. Например, известно более 1000 минералов, в состав которых входит кислород, несколько сотен минералов кремния, более 200 минералов железа и всего несколько минералов кадмия.

Разную способность химических элементов к образованию минералов в условиях земной коры иллюстрирует рис. 28. На этом графике по вертикальной оси в логарифмическом масштабе отложено число минералов, в состав которых входит данный элемент, а по горизонтальной оси нанесены химические элементы в порядке возрастания их атомного веса.

Верхняя горизонтальная пунктирная линия позволяет выделить группу химических элементов, образующих большое

Например, если в структуру глиноземистых гранатов входит магний, то минерал имеет кроваво-красный цвет (пироп), а если позиции этого химического элемента заняты ионами кальция, то минерал имеет желтоватый или зеленоватый цвет (гроссуляр). В других случаях цвет минерала обусловлен механической примесью. Так, бесцветные кристаллы кварца благодаря примеси мельчайших кристалликов синего турмалина приобретает голубую окраску. Цвет некоторых минералов меняется под действием радиоактивного излучения. Например, бесцветный флюорит при этом приобретает фиолетовую окраску.

Для диагностики минералов особенно интересен цвет порошка минерала — цвет черты на матовой фарфоровой пластинке. При этом цвет черты не обязательно совпадает с цветом крупного образца. Например, цвет пирита в обломке или в кристалле латуно-желтый, а цвет черты этого минерала черный, с зеленоватым оттенком.

У некоторых минералов наблюдается ложная окраска. Она связана не с цветом самого минерала, а с наличием мелких включений или системы трещин. При этом происходит интерференция лучей света, которые отражаются как от поверхности минерала, так и от поверхности включений и трещин, что воспринимается глазом в виде радужной игры цветов. Это явление получило название и р и з а ц и и. Иризация весьма характерна для минерала лабрадорита, содержащего тончайшие включения пластинчатых кристаллов гематита по плоскостям спайности.

На поверхности воды иризирующие пленки образуют маслянистые жидкости (нефть, керосин). Такие же радужные пленки на поверхности минералов называются п о б е ж а л о с т ь ю. Побежалость типична для ковеллина, натечных форм гидрогоематита и гидрогематита.

Существуют другие свойства и признаки, имеющие важное диагностическое значение. Одни минералы обладают магнитностью (магнетит, пирротин), другие — радиоактивностью (уранинит), третьи способны к люминесценции (светятся под действием катодных и ультрафиолетовых лучей), как, например, кальцит и алмаз.

МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛОВ

Особенности кристаллохимической структуры минералов отражаются на их кристаллических формах. Однако далеко не все минералы, имеющие кристаллическое строение, встречаются в виде хороших кристаллов. Одни минералы обычно образуют зернистые массы, часто очень мелкокристаллические. Другие наблюдаются в виде довольно крупных кристаллов, но эти реальные кристаллы обычно имеют большие или меньшие отклонения от идеальных форм.

Кристалл может казаться совершенно иной сингонии благодаря

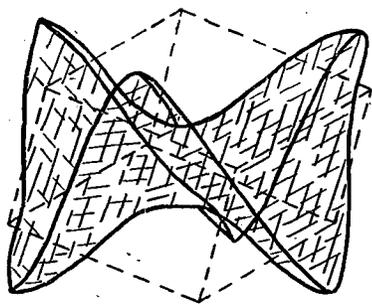


Рис. 23. Деформированный кристалл сидерита

развитию одной-двух граней за счет других или иметь изометрические очертания, равномерные по всем осям. Кристалл может быть вытянут по оси Z так, что будет напоминать иглу или волосок или сплюснен в пластинку, которая может быть толстой или тонкой. Некоторые кристаллы бывают деформированы, изогнуты (рис. 23).

Грани кристаллов неодинаковы. Некоторые блестящие, другие матовые, на третьих наблюдаются особые образования (штриховка, закономерные наросты или углубления), так называемые *в и ц и н а л и* (от лат. *vicinus* — сосед). Вицинали обычно являются плохо образованными, только намечающимися гранями.

При изучении реальных кристаллов важно описать их облик (габитус). При характеристике облика стараются дать какое-нибудь простое определение, сравнивая изучаемый кристалл с простой пространственной кристаллографической фигурой. Так, выделяют бипирамидальный, призматический габитус. Сравнение производят также по внешнему виду — чешуйчатый, листоватый, пластинчатый, столбчатый габитус и т. д.

Изолированные кристаллы встречаются в природе довольно редко. Значительно чаще они образуют разного рода *с р а с т а н и я*.

Известны закономерные сростания. Сростшиеся кристаллы, соответствующие грани которых расположены параллельно, называ-

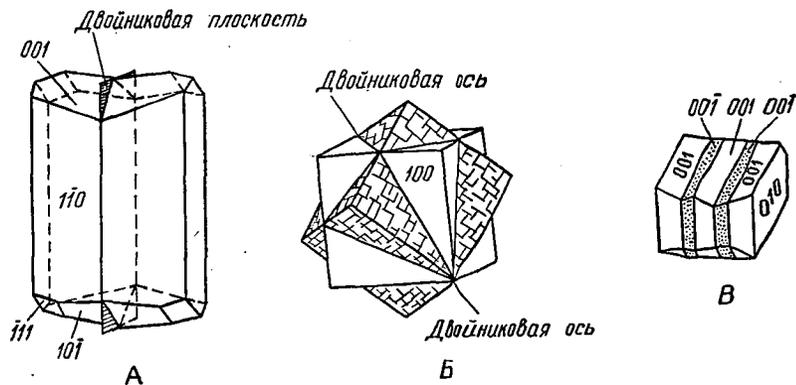


Рис. 24. Двойники кристаллов:

А — двойник сростания альбита; Б — двойник прорастания флюорита; В — полисинтетические двойники плагиоклазов

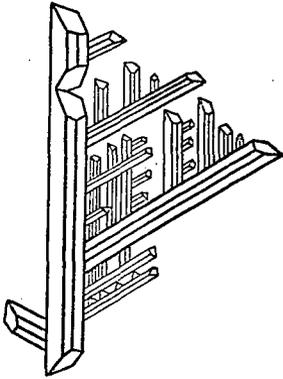


Рис. 25. Дендритовидные кристаллы самородной меди



Рис. 26. Друза кристаллов кварца

ются параллельными сростками. Но бывают такие закономерные сростания кристаллов, в которых один индивид может быть выведен из другого посредством поворота вокруг двойниковой оси на 180° или отражением в двойниковой плоскости. Такие сростания называют двойниками. Различают двойники сростания и прорастания (рис. 24). В зависимости от числа сросшихся индивидов выделяют простые и полисинтетические двойники. Некоторые минералы образуют двойниковые сростания наподобие ветвей дерева, так называемые дендритовые формы, характерные для самородных меди и золота, а также минералов группы гидроокислов марганца (рис. 25).

Незакономерные сростания (агрегаты) минералов весьма многообразны. Среди них наиболее распространены следующие.

Друза — группа сросшихся кристаллов, имеющих общее основание (рис. 26). Друзы характерны для многих минералов, встре-

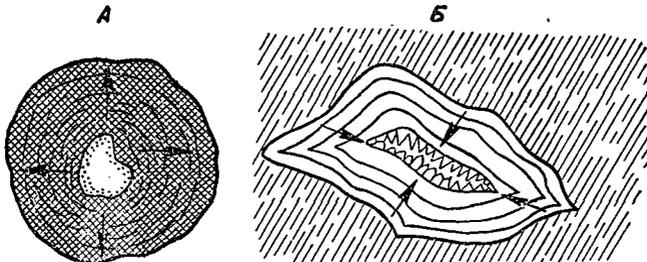


Рис. 27. Конкреция и секреция:

А — конкреция псиломелана. В центре — кварцевая песчинка;
Б — секреция халцедона. В центральной части — полость, ограниченная мелкими кристаллами кварца. Стрелки показывают направление роста минерального вещества

чающихся в виде хороших кристаллов. Конкреции — округлые образования, возникающие в результате постепенного нарастания минералов от центра к периферии. Конкреции типичны для мелкокристаллических и аморфных минералов (например, гидроталита), хотя встречаются конкреции и хорошо окристаллизованных минералов (например, гипса). Одной из разновидностей конкреций являются оолиты — мелкие конкреции с ясно выраженным концентрическим строением. Секрети образуются в результате заполнения минералом пустот от стенок к центру (рис. 27). Крупные секрети называют жемами. Выпадающие из растворов минералы образуют натечные формы, корки, налеты.

Глава III. РАСПРОСТРАНЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Общее число минералов не так уж велико — порядка 2000, из них широко распространены 400—500 видов. Уже теперь человек может искусственно синтезировать значительно большее количество соединений. По-видимому, ограниченное число минералов находится в связи, во-первых, с особенностями состава земной коры, а во-вторых, с определенными процессами, в результате которых возникают эти природные образования.

Рассматривая состав земной коры, видим, что восемь химических элементов практически слагают основную ее массу. Кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, калий, натрий и магний образуют более 99% массы земной коры. Но самое замечательное заключается в том, что наибольшим распространением пользуется кислород, который составляет почти половину массы коры. Если учесть объем, который занимают различные химические элементы благодаря своим ионным радиусам, земная кора предстанет перед нами как своеобразная твердая кислородная оболочка, состоящая в основном из кислородных ионов, занимающих более 90% всего объема, между которыми находятся остальные химические элементы. Итак, чем больше содержится химического элемента в земной коре, тем больше встречается минералов, в состав которых он входит. Например, известно более 1000 минералов, в состав которых входит кислород, несколько сотен минералов кремния, более 200 минералов железа и всего несколько минералов кадмия.

Разную способность химических элементов к образованию минералов в условиях земной коры иллюстрирует рис. 28. На этом графике по вертикальной оси в логарифмическом масштабе отложено число минералов, в состав которых входит данный элемент, а по горизонтальной оси нанесены химические элементы в порядке возрастания их атомного веса.

Верхняя горизонтальная пунктирная линия позволяет выделить группу химических элементов, образующих большое

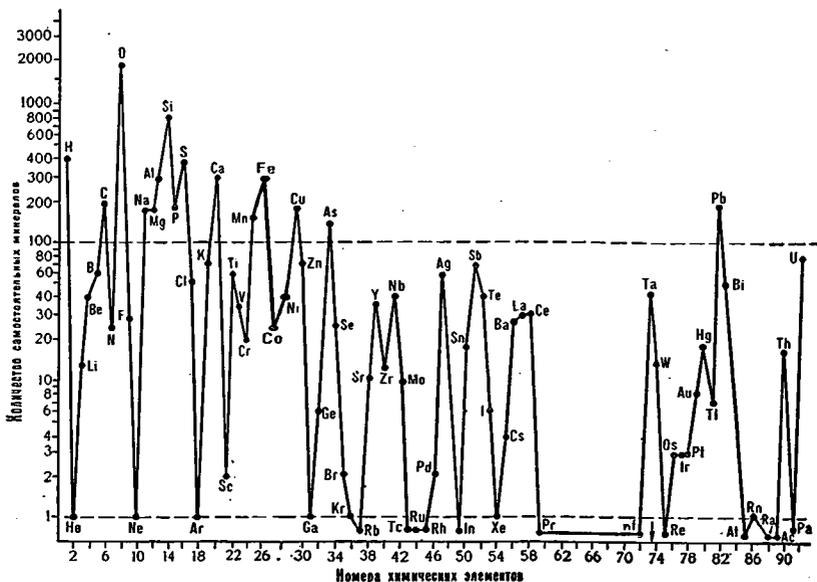


Рис. 28. Способность химических элементов к минералообразованию

количество минералов — от 100 и более. Сюда относятся O, H, Si, S, Ca, Fe, Al, C, P, Na, Mg, Mn, Pb и Au.

Нижняя пунктирная линия отделяет химические элементы, минералы которых отсутствуют или настолько редки, что до сих пор не обнаружены. Таковы Ga, Rb, In, Hf, Re, Ra, некоторые элементы группы редких земель и платины. Элементы группы инертных газов также не образуют природных соединений с другими элементами.

Как видно на рис. 28, большая часть химических элементов образует от нескольких до десятков минералов.

Следует отметить, что наряду с образованием самостоятельных минералов, в состав которых данный химический элемент входит в значительном количестве и может быть отражен в их формулах, этот же элемент может присутствовать в других минералах, изоморфно входя в их кристаллохимическую структуру или находясь в состоянии рассеяния. Это состояние, которое еще пока недостаточно хорошо изучено, особенно характерно для химических элементов, редко встречающихся в виде самостоятельных минералов или совсем их не образующих. Химические элементы, присутствующие в рассеянном состоянии, в формуле минерала не показывают.

Так как минералы — это химические соединения, то в основу их классификации положен химический состав. Выделяют следующие крупные группы (типы) минералов:

- 1) самородные элементы;

- 2) сернистые и близкие им соединения (сульфиды, арсениды, антимониды и др.);
 - 3) галогидные соединения;
 - 4) окислы и гидроокислы;
 - 5) кислородные соли, в том числе:
 - а) карбонаты;
 - б) сульфаты, хроматы, вольфраматы, молибдаты;
 - в) фосфаты, арсенаты, ванадаты;
 - г) силикаты
- и некоторые другие.

Среди всего многообразия минералов обратим внимание на следующие две категории — породообразующие минералы, составляющие основную массу горных пород, и минералы, имеющие промышленное значение, главным образом рудные. Они менее распространены по сравнению с породообразующими, хотя в отдельных местах встречаются в виде крупных скоплений (рудных залежей). Обзор минералов проводится в последовательности приведенной выше классификации.

Самородные элементы

В самородном состоянии (в химически свободном, а не в виде соединений с другими химическими элементами) на Земле обнаружено несколько десятков элементов. Их содержание невелико — примерно 0,1% от массы вещества литосферы, гидросферы и атмосферы, вместе взятых. Среди них около половины составляют азот и кислород, образующие газовую оболочку нашей планеты. Среди других самородных газов отметим водород и инертные газы, а среди твердых веществ — углерод, серу, золото, элементы платиновой группы и медь. Значительно менее распространены в самородном виде железо, ртуть, мышьяк, сурьма.

Некоторые химические элементы встречаются на нашей планете преимущественно в самородном состоянии. Их называют благородными элементами. Характерная особенность минералов этого типа — распространенные явления полиморфизма.

Остановимся на краткой характеристике самородных металлов. Для них характерен тип металлической связи в кристаллических структурах, поэтому они обладают соответствующими свойствами — электропроводностью, металлическим блеском, ковкостью. Среди самородных металлов часто встречаются твердые растворы (например, серебро в золоте, железо в платине и др.).

Золото. Этот химический элемент на Земле встречается главным образом в самородном состоянии. Известны лишь очень редкие соединения его с теллуром. Золото кристаллизуется в кубической сингонии, часто образуя хорошие кристаллы, обычно с преобладанием форм октаэдра, реже ромбододекаэдра и куба. Плоскости октаэдра часто несут разнообразные вивцинали. Кристаллы образуют двой-

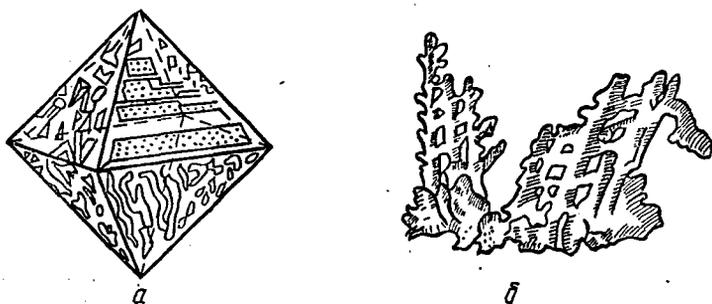


Рис. 29. Октаэдрический кристалл золота с вициналами на гранях (а) и дендриты золота (б)

ники и характерные дендритоподобные сростки (рис. 29). Для химического состава минерала типична постоянная примесь в виде твердого раствора серебра, реже меди. При содержании серебра более 15% минерал называют электрумом. С увеличением примеси серебра уменьшается интенсивность желтого цвета и появляется белый оттенок.

Характерными признаками являются высокий удельный вес (тонет в ртути) и высокая устойчивость к кислотам. Растворяется (и то с трудом) только в царской водке и цианистых соединениях.

Медь и серебро в самородном состоянии встречаются значительно реже. Они кристаллизуются также в кубической сингонии, образуют дендритовые формы, особенно типичные для меди.

Самородная платина в совершенно чистом виде встречается очень редко. Значительно большее распространение имеет минерал поликсен (от греч. *поли* — много; *ксенос* — чужой) — твердый раствор железа в платине, содержащий около 10% железа. Известны твердые растворы в платине палладия (до 40%), а также меди, никеля, иридия. Кристаллизуется в кубической сингонии, но кристаллы редки, обычны зернистые массы, иногда образующие самородки в несколько граммов. Цвет минерала стально-серый, в кислотах (кроме царской водки) не растворяется.

Самородное железо содержит примеси никеля (до 25% в железе из метеоритов), кобальта, меди и платины. Этот минерал в литосфере встречается очень редко, но представляет большой интерес, так как слагает основную массу металлических метеоритов. В метеоритном железе содержание никеля значительно выше — до нескольких десятков процентов. Самородное железо кристаллизуется в кубической сингонии, но для его высокотемпературной модификации, характерной для метеоритов, типичны вытянутые игольчатые образования, пересекающиеся под углом 60° и образующие своеобразную сетку так называемых видманштеттовых фигур.

Из самородных неметаллов в первую очередь следует назвать минералы углерода — алмаз и графит.

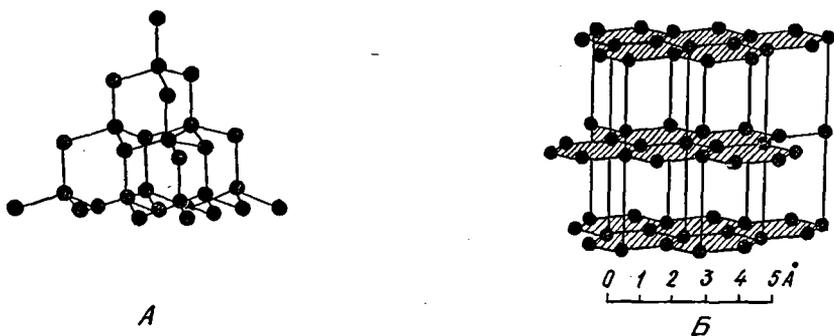


Рис. 30. Кристаллическая структура алмаза (А) и графита (Б)

В кристаллохимической структуре алмаза, основанной на атомной связи, каждый атом углерода прочно связан с четырьмя другими атомами, тетраэдрически расположенными вокруг него (рис. 30). Подобная структура обуславливает чрезвычайно высокую твердость и устойчивость по отношению к колебаниям температуры и давления, а также к воздействию кислот и щелочей. Название «алмаз» происходит от греческого слова «адамас» — неодолимый.

Алмаз кристаллизуется в кубической сингонии. Кристаллы обычно имеют октаэдрический габитус. Грани часто округлые (рис. 31). Минерал бесцветен, но под влиянием примесей может быть окрашен (например, черный алмаз — карбонадо). Характерные диагностические признаки — высокая твердость, большой удельный вес и голубовато-зеленые цвета люминесценции под действием ультрафиолетовых лучей. Единица массы алмазов — карат (0,2 г).

Алмаз не только дорогой драгоценный камень. Как самый твердый минерал на Земле, он имеет огромное значение в технике. Крупным успехом советских геологов явилось открытие месторождений отечественных алмазов. Достаточно сказать, что еще в 50-х годах наша страна покупала технические алмазы, а теперь имеет необходимое количество своих самородных алмазов и изготавливаемых путем синтеза.

Графит — вторая разновидность самородного углерода.

Каждый атом в структуре графита окружен тремя другими, лежащими в одной плоскости. В результате образуется серия гексагональных сеток, расстояние между которыми почти в три раза больше, чем расстояния между атомами в плоскости сеток (рис. 30). Это определяет основные свойства графита — его

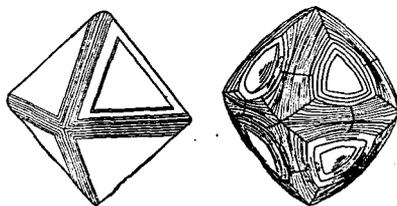


Рис. 31. Кристаллы алмаза

кристаллизацию в гексагональной сингонии, черный цвет (часто со стальным оттенком), низкую твердость и совершенную спайность по базопинакоиду (0001). Связь в кристаллической структуре графита близка к атомной, но в то же время имеет некоторые особенности, сближающие ее с металлической. Этим объясняется металлический оттенок в цвете графита, а также его высокая электропроводность. Для химического состава минерала типично значительное количество примесей (10—20% и более), которые после сгорания остаются в виде золы.

Графит имеет широкое и разнообразное применение в производстве — от металлургии (плавильные тигли) и атомной промышленности (графитовые замедлители) до изготовления карандашей.

Самородная сера представлена ромбической модификацией этого элемента. Ее кристаллохимическая структура очень сложна и основана на молекулярном типе связи. Так как молекулы электрически нейтральны, то сера является хорошим электроизолятором. В силу сравнительно непрочной молекулярной связи этот минерал обладает хрупкостью, низкой твердостью (1—2) и невысокой температурой плавления (+112,8 °С). Цвет желтый с различными оттенками в зависимости от наличия примесей. Кристаллы имеют бипирамидальный и столбчатый облик и в отдельных случаях достигают крупных размеров (в несколько дециметров).

Сера находит применение в химической промышленности — в производстве серной кислоты и других химикатов; для вулканизации резины с целью изготовления изделий различной степени эластичности; для производства взрывчатых веществ; в сельском хозяйстве как средство борьбы с вредными насекомыми.

Сернистые и близкие им соединения

К минералам этой группы относятся природные сернистые, а также мышьяковистые, сурьмянистые, селенистые и теллуристые соединения металлов. Сернистые соединения (сульфиды) резко преобладают. По подсчетам В. И. Вернадского, эти минералы составляют около 0,15% массы земной коры. Другие соединения содержатся в подчиненном количестве.

Для рассматриваемых минералов особенно типичны сульфиды тяжелых металлов. С этими элементами сера образует устойчивые соединения, почти нерастворимые в воде, в то время как сернистые соединения легких металлов I и II групп таблицы Д. И. Менделеева легко растворимы и в природе известны лишь в растворенном состоянии.

Особое положение занимает сероводород, большая часть сернистых соединений является его производным.

Кристаллическая структура сернистых и им подобных соединений относится к типу ионной (гетерополярной) связи, хотя имеет много общих черт с типом атомной (гомополярной) связи. Это обусловлено тем, что анионы серы, мышьяка, сурьмы, селена и теллура имеют большие радиусы и склонны к поляризации, а катионы ме-

таллов обладают способностью поляризовать противоположно заряженные ионы. В результате в кристаллической структуре происходит частичное объединение электронов соседних разноименных ионов. Поэтому сульфиды и им подобные минералы приобретают свойства, которые характерны для металлов, — металлический блеск, электропроводность и др. Это особенно характерно для сернистых соединений металлов IV периода таблицы Д. И. Менделеева.

Многочисленные сернистые минералы подразделяют на два класса:

1-й класс — простые сернистые и им подобные соединения;

2-й класс — сульфосоли, имеющие сложный состав.

Мы рассмотрим наиболее распространенные минералы, преимущественно из 1-го класса. Почти все эти минералы имеют важное народнохозяйственное значение, образуя руды цветных и редких металлов.

Галенит (свинцовый блеск) — PbS . Сингония кубическая. В кристаллохимической структуре каждый анион серы окружен шестью катионами свинца. Облик кристаллов кубический, реже октаэдрический (рис. 32). Обычно минерал встречается в виде вкраплений и сплошных масс, очень часто вместе со сфалеритом и другими сульфидами.

Цвет галенита свинцово-серый, черта серовато-черная, блеск металлический. Минерал обладает низкой твердостью (2—3) и хрупкостью. Характерные его признаки — прекрасная спайность по кубу и большой удельный вес. Растворяется в азотной кислоте.

Галенит образует основную массу свинцовых руд. Металлический свинец имеет разнообразное применение. Он идет на изготовление кислотоупорных изделий, применяется в электротехнике (аккумуляторы, покрытие электрокабелей), в строительной, химической, медицинской и оборонной промышленности. Свойство свинца задерживать радиоактивные излучения широко используется в атомной промышленности, а также при изготовлении оборудования для космических исследований.

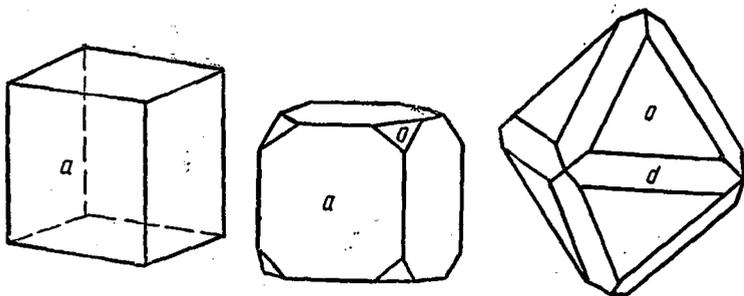


Рис. 32. Кристаллы галенита

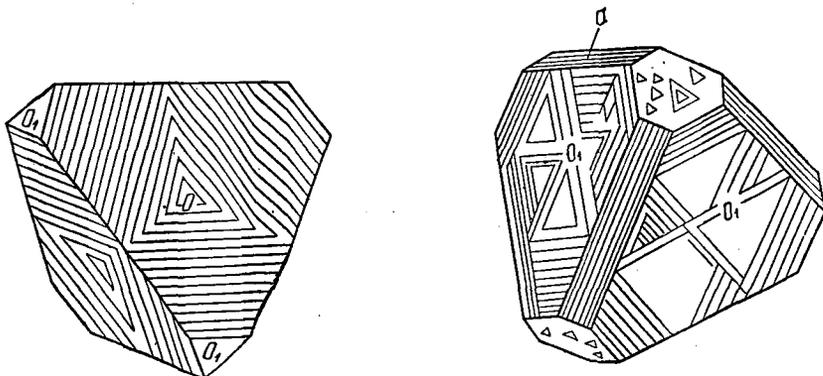


Рис. 33. Кристаллы сфалерита с вицинальной штриховкой на гранях куба (а) и тетраэдров (O и O₁)

Галенит состоит в основном из свинца и серы, но в нем всегда содержится некоторое количество примесей других химических элементов — селена, висмута, мышьяка, сурьмы, цинка, меди, железа. Особенно типично постоянное присутствие серебра, которое часто извлекают из галенитовых руд.

Сфалерит (цинковая обманка) — ZnS. Сингония кубическая. Для кристаллохимической структуры характерна тетраэдрическая координация. Облик кристаллов тетраэдрический. На гранях часто имеется вицинальная штриховка (рис. 33). Под микроскопом обнаруживаются полисинтетические двойники. Сфалерит образует выделения неправильных очертаний и крупные скопления.

Характерные диагностические признаки минерала — весьма совершенная спайность по ромбододекаэдру {110} и интенсивный алмазный блеск по плоскости спайности. Твердость минерала — 3—4. Он хрупок. Растворяется в концентрированной азотной кислоте. Цвет меняется в зависимости от количества примеси мелких выделений сульфида железа (пирротина) и некоторых других сульфидов. Разности, лишенные таких включений (клеюфаны), имеют желтоватый цвет и белую черту. В случае большого количества включений пирротина минерал приобретает черный цвет и коричневую черту. Такие разности называются марматитами. Обычно сфалерит имеет коричневый цвет.

Сфалерит — важнейший минерал цинковых руд. Значение цинка в современной жизни очень велико. Этот металл используется для предохранения железа от коррозии, употребляется в электротехнике. В виде сплава с медью (латунь) имеет широкое применение в машиностроении и приборостроении, в виде различных соединений используется в химической, строительной и медицинской промышленности.

Сфалерит богат примесями различных элементов. Часть их образует мелкие выделения самостоятельных минералов (сульфи-

дов железа, меди, иногда олова). Другие входят в кристаллохимическую структуру сфалерита в результате явлений изоморфизма. Некоторые из ценных редких металлов (кадмий, индий, галлий) извлекают из сфалеритовых руд попутно с получением цинка. Отметим, что кадмий в 70 раз дороже цинка, а индий — более чем в 10 000 раз.

Сульфиды меди. Х а л ь к о з и н (от греч. *халкос* — медь) — Cu_2S . Сингония ромбическая. Кристаллохимическая структура, несмотря на простой химический состав минерала, очень сложная. Обычно этот минерал образует не кристаллы, а вкрапления и сплошные тонкозернистые массы. Иногда встречается в виде псевдоморфоз по другим сульфидам (халькопириту, сфалериту и др.).

Цвет минерала серый, блеск металлический, черта темно-серая, твердость низкая (2—3). В кислотах хорошо растворим; растворяясь в азотной кислоте, окрашивает раствор в зеленый цвет, при этом на поверхность всплывает сера.

К о в е л л и н — CuS . Сингония гексагональная. Кристаллохимическая структура сложная. Кристаллы очень редки. Минерал встречается в виде порошковатых сажистых масс или тонких примазок. Характерным признаком ковеллина является темно-синий цвет, часто с побежалостью. Черта черная, блеск слабый, в порошковатых разностях отсутствует. Твердость очень низкая (1—2). Растворяется в горячей азотной кислоте.

Х а л ь к о п и р и т (медный колчедан) — $CuFeS_2$. Сингония тетрагональная. Кристаллохимическая структура напоминает структуру сфалерита: каждый ион серы окружают два иона меди и два — железа. Кристаллы встречаются довольно редко, они имеют октаэдрический или тетраэдрический облик. Обычно минерал образует выделения неправильной формы или массивные скопления. Под микроскопом в полированных шлифах часто обнаруживаются полисинтетические двойники.

Цвет халькопирита латунно-желтый, иногда с побежалостью, блеск металлический. Черта зеленовато-черная. Твердость — 3—4. Медленно растворяется в азотной кислоте.

Перечисленные выше сульфиды являются основным сырьем, из которого извлекают медь. При этом халькопирит слагает первичные руды, которые в результате последующих процессов могут перейти в более богатые медью руды, состоящие из халькозина и ковеллина. Подробнее этот процесс описан при характеристике выветривания сульфидных руд.

В развитии человеческого общества медь играла важную роль, и в настоящее время значение этого металла трудно переоценить. Вряд ли можно найти такую отрасль народного хозяйства, где бы она ни использовалась. В связи с широким спросом на медь и ограниченностью ее ресурсов остро стоит проблема заменителей этого металла.

Киноварь — HgS . Сингония тригональная. Кристаллохимическая структура сложная. Кристаллы имеют ромбоэдрический

облик, а когда развиты грани формы {0001} — таблитчатый. Типичны двойники прорастания. Образует мелкие вкрапления, примазки по трещинам, землистые скопления.

Признаки минерала не позволяют спутать его с другими. Киноварь имеет карминно-красный цвет и красную черту, алмазный блеск на гранях, низкую твердость (2), ясную спайность по призме {1010} и высокий удельный вес (8,09—8,20). При нагревании в открытой стеклянной трубке возгоняется с осаждением металлической ртути. Растворяется с трудом в царской водке.

Киноварь — основной источник получения ртути. Этот металл длительное время используется в химической и электротехнической промышленности, необходим для многих медицинских препаратов и применяется в военной промышленности.

Молибденит — MoS_2 . Любопытно, что название происходит от греческого слова *молибдос* — свинец. Сингония гексагональная. В кристаллохимической структуре слои ионов молибдена располагаются между двумя слоями анионов серы, параллельно базопинакоиду. Это отражается на весьма совершенной спайности по {0001}. Кристаллы молибдена редки, они имеют таблитчатый облик благодаря сильно развитым граням базопинакоида (рис. 34). Обычно минерал образует листоватые, веероподобные и сферолитовые агрегаты.

Цвет минерала свинцово-серый, с металлическим блеском, с чем, по-видимому, и связано его название. Черта серая. Твердость очень низкая (1), пишет на бумаге, как графит. В кислотах растворяется с очень большим трудом при кипячении.

Молибденит — единственный промышленный минерал молибдена, чем объясняется его исключительное значение. Молибден — важнейший элемент для современной сталелитейной промышленности. Применяется для изготовления танковой и корабельной брони, артиллерийских орудий и снарядов, высококочных металлообрабатывающих станков.

Антимонит (от лат. *антимоний* — сурьма) — Sb_2S_3 . Сингония ромбическая. В кристаллохимической структуре минерала выделяются вытянутые ленты гомополярно связанных атомов сурьмы и серы. Эти особенности структуры отражаются на внешнем облике кристаллов — они призматически вытянуты вдоль третьей кристаллографической оси, часто игольчатые (рис. 35), с вертикальной вицинальной штриховкой. В отдельных случаях кристаллы столь тонкие, что образуют спутанно-волокнистые агрегаты.

Цвет и черта свинцово-

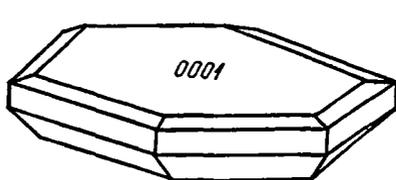


Рис. 34. Кристаллы молибденита



Рис. 35. Игольчатый кристалл антимонита

серые, блеск металлический. Твердость низкая (2—2,5), минерал хрупок, спайность совершенная по второму пинакoidу {010}. Легко плавится (в пламени свечи), растворяется в кислотах и KOH. Капля раствора KOH оставляет на минерале красное пятно. В антимоните присутствуют разнообразные элементы-примеси, среди которых типичны золото и серебро.

Сурьма широко используется для антифрикционных сплавов, необходима для изготовления типографического и электротехнического оборудования, применяется в химической и военной промышленности. Антимонит — основной источник сурьмы.

Висмутин — Bi_2S_3 . Минерал весьма напоминает антимонит. Он обладает аналогичной кристаллохимической структурой и ромбической сингонией, кристаллы также имеют удлинненно-призматический облик и совершенную спайность по {010}. Растворяется в азотной кислоте. От антимонита отличается отрицательной реакцией на KOH и более белым цветом с металлическим, свинцовым оттенком. Как и антимонит, висмутин содержит разнообразные элементы-примеси (Pb, Cu, Fe, As, Sb, Te и др.).

Извлечение висмута производится главным образом из висмутина. Висмут широко используется для изготовления легкоплавких сплавов, для производства стекол специального назначения, разнообразных химических и медицинских препаратов. Сплавы висмута находят широкое применение в электронной технике.

Сульфиды железа. Пирротин (от греч. *пир* — огонь; *пиррос* — огнецветный) — FeS . Содержание серы всегда несколько повышенное по сравнению с формулой. Сингония гексагональная. В кристаллохимической структуре каждый атом серы окружен шестью атомами железа. Кристаллы имеют табличатый по базопинакoidу облик, но они редки. Как правило, этот минерал образует выделения неправильной формы или сплошные массы.

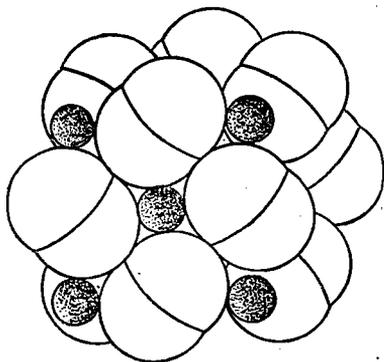


Рис. 36. Схема кристаллохимической структуры пирита. Видны сильно поляризованные группы двух ионов серы, комбинирующие с ионами железа

Цвет пирротина темно-бронзовый, часто с побежалостью. Черта темно-серая, блеск металлический. Твердость — 4. Характерной особенностью является магнитность, благодаря чему у минерала есть второе название — **магнитный колчедан**. В кислотах растворяется с трудом.

Пирит (железный, или серный, колчедан) — FeS_2 . Сингония кубическая. Кристаллохимическая структура характеризуется наличием сильно поляризованных пар двухвалентных ионов серы. Каждый ион железа окружен шестью такими парами (рис. 36).

Для пирита характерны хорошо

образованные кристаллы, обычно сформированные гранями куба {100} и пентагон-додекаэдра {210}. Грани куба обычно несут вицинальную штриховку (рис. 37). Встречается также в виде зернистых агрегатов и сплошных масс.

Твердость минерала довольно высокая (6—6,5); пирит единственный из сульфидов, чертящий стекло. Цвет латунно-желтый, но черта зеленовато-черная. Блеск металлический. В кислотах растворяется с трудом.

Пирит — самый распространенный сульфид. Часто он образует крупные скопления и поэтому используется для получения серной кислоты. Пирит содержит примеси меди, цинка, селена, золота, кобальта. Иногда эти элементы попутно извлекаются из пиритных руд.

Марказит имеет тот же состав, что и пирит, однако иное кристаллохимическое строение. Сингония ромбическая. Иногда образует таблитчатые и копьевидные кристаллы. Весьма характерны конкреции, часто сферической формы, и псевдоморфозы по остаткам растительных и животных организмов.

По свойствам марказит очень близок к пириту, от которого отличается с трудом лишь несколько меньшей твердостью (5—6) и слабым зеленоватым оттенком. Под микроскопом в полированных шлифах марказит ясно отличается от пирита своей анизотропностью.

Пентландит — $[\text{Fe}, \text{Ni}]_9\text{S}_8$. Сингония кубическая. Кристаллохимическая структура сложная. Пентландит редко образует кристаллы. Обычно он присутствует в виде выделений неправильной формы в массе пирротина, от которого его трудно отличить.

Цвет бронзово-желтый, несколько светлее, чем у пирротина. Черта зеленовато-серая. Блеск металлический. Твердость — 3—4. Растворяется в азотной кислоте, окрашивая раствор в зеленый цвет. При добавлении диметилглиоксима раствор окрашивается в малиново-розовый цвет.

Пентландит — главный промышленный минерал никеля. Этот металл в основном выплавляется из пирротинных руд.

Никель используется в виде специальных сплавов для различных отраслей машино- и приборостроения. Весьма важно его применение в качестве антикоррозийного покрытия, а также для изготовления высококачественных броневых сталей.

Кобальтин — CoAsS . Сингония кубическая, кристаллохимическая структура весьма напоминает структуру пирита. Как и пирит, кобальтин часто встречается в виде кристаллов кубического, октаэдрического и пентагон-додекаэдрического облика. Часты скопления зернистых масс.

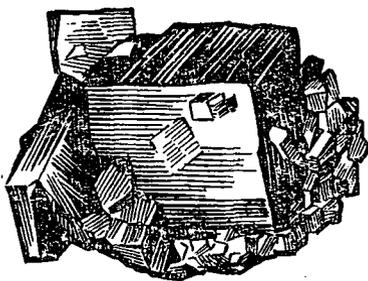


Рис. 37. Кристаллы пирита

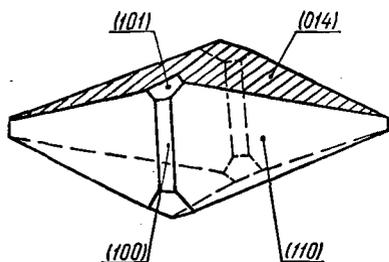


Рис. 38. Кристаллы арсенипирита с вшиальной штриховкой на гранях призмы (014)

Цвет минерала стально-белый, с характерным розовым оттенком. Черта темно-серая. Блеск металлический, твердость высокая для сульфидов (5—6). В азотной кислоте растворяется, окрашивая раствор в розовый цвет.

Кобальтин — один из основных промышленных минералов кобальта, который имеет важное значение как легирующий металл при изготовлении специальных сталей, очень твердых и стойких к большим температурам. Кобальт как химический элемент и в виде сплавов используется в некоторых новых отраслях промышленности.

Арсенипирит — FeAsS . Сингония моноклинная. Кристаллохимическая структура сложная. Минерал часто встречается в виде хороших кристаллов призматического облика, более или менее вытянутых вдоль третьей оси, или псевдобипирамидальных кристаллов, образованных равномерным развитием ромбических призм первого и третьего рода. Для граней призм первого рода типична вертикальная штриховка (рис. 38).

Цвет стально-серый, блеск металлический, черта темно-серая. Твердость около 6, с трудом разлагается азотной кислотой. При ударе издает характерный запах чеснока.

Арсенипирит — основной источник получения мышьяка, который используется для изготовления соединений, применяемых в различных отраслях химической промышленности.

В арсенипирите содержится большое количество элементов-примесей: Ni, Bi, Ag, Au и особенно Co. В некоторых случаях содержание кобальта настолько велико, что выделяют особые минералы: данаит (3—9% кобальта), глаукоdot (9—18% кобальта).

Галоидные соединения

Эти минералы представляют собой соли хлористоводородной и других галоидоводородных кислот. В составе солей преобладают химические элементы I и II групп таблицы Д. И. Менделеева. Широкое распространение имеют лишь отдельные хлориды и фториды. Большая часть галоидных минералов встречается редко.

Кристаллохимическая структура этих минералов основана на гетерополярной (ионной) связи. Ионы в этих структурах очень слабополяризованы.

Галит — NaCl . Сингония кубическая. В кристаллохимической структуре минерала шесть катионов натрия окружают анион хлора.

Кристаллы галита встречаются довольно часто, они имеют кубический облик. Однако чаще минерал образует рыхлые зернистые скопления или плотные массивные пласты (каменная соль).

Абсолютно чистый минерал бесцветен, но благодаря различным примесям может иметь серый, красноватый или даже бурый цвет. Твердость — 2, спайность совершенная по {100}. Легко растворяется в воде.

Галит используется как пищевой продукт, сырье для химической промышленности (изготовление соляной кислоты, хлорной извести и других соединений), в электротехнике и др.

Сильвин — KCl . Сингония кубическая. Кристаллохимическая структура аналогична структуре галита. Обычно встречается в виде зернистых масс, но иногда обнаруживаются кубические кристаллы. Цвет часто красный, это обусловлено примесью тонкодиспергированного гематита. Твердость — 1,5—2, спайность совершенная по кубу. Легко растворяется в воде. От галита отличается горьким вкусом.

Сильвин исключительно важный вид минерального сырья, так как это — исходный продукт для получения калийных удобрений и различных химических препаратов. Основная масса калия используется в сельском хозяйстве, меньшая — в химической, легкой и медицинской промышленности, в стекольном производстве.

Карналлит — $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$. Сингония ромбическая. Образует землистые массы. Твердость — 2—3, спайность отсутствует. Цвет часто красный благодаря примесям гидроокислов железа, из-за чего этот минерал иногда ошибочно принимают за сильвин. Является сырьем для получения калия и магния. Магний в виде металлических сплавов с алюминием приобретает все большее значение в авиационной промышленности.

Флюорит (плавиковый шпат) — CaF_2 . Сингония кубическая. В кристаллохимической структуре катион кальция окружен восемью анионами фтора, а каждый анион фтора — четырьмя катионами кальция. Часто встречаются хорошо образованные кристаллы кубического или октаэдрического облика (рис. 39) и зернистые массы. Оригинальную разновидность представляют землистые скопления (ратовкит) в доломитизированных известняках.

Кристаллы флюорита прозрачны и обычно окрашены в желтые, зеленые, голубые, фиолетовые тона. Интенсивная фиолетовая окраска возникает под воздействием радиоактивных излучений. Твердость — 4. Минерал хрупок и обладает совершенной спайностью по {111}. При облучении флюорит испускает световые лучи, светится фиолетовым, синим и зеленоватым цветом. Указанное явление, обнаруженное впервые именно

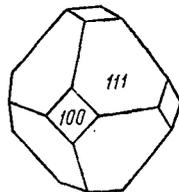
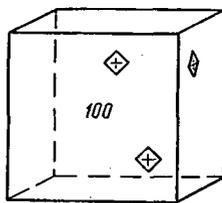


Рис. 39. Кристаллы флюорита

на этом минерале, получило название флюоресценции. Минерал начинает светиться также при нагревании (термолюминесценция).

Характерная особенность флюорита — наличие изоморфных примесей редкоземельных элементов и иттрия благодаря близким размерам ионных радиусов этих химических элементов, с одной стороны, и кальция — с другой. В случае замещения значительной части кальция образуются редкоземельные минералы (иттрофлюорит, флюоцерит и др.).

Флюорит используется преимущественно в металлургии для получения легкоплавких шлаков, а также в химической промышленности для изготовления фтористых соединений, в частности плавиковой кислоты. Крупные бесцветные кристаллы флюорита (так называемый оптический флюорит) применяются для изготовления линз в оптических приборах.

Оксиды и гидроксиды

К этой группе природных химических соединений относится большое число представителей. Более 40 химических элементов встречается на Земле в виде соединений этого типа. Общая масса минералов оксидов составляет около 17% всей массы земной коры. При этом большая часть этого количества представлена соединениями кремния (12,6%) и железа (3,9%). В меньшем, но также в значительном количестве имеются оксиды и гидроксиды алюминия, марганца, титана. Кроме соединений этих металлов, рассмотрим и некоторые менее распространенные минералы, являющиеся ценным минеральным сырьем.

Для минералов этой большой группы характерна ионная связь в кристаллической структуре, причем основным анионом является O^{2-} и иногда $(OH)^{-}$. Величины радиусов этих ионов почти равны.

Оксиды и гидроксиды кремния. Кварц — SiO_2 . Кристаллохимическая структура характеризуется сложным каркасом тетраэдрических группировок анионов кислорода (O^{2-}), между которыми располагается катион кремния (Si^{4+}). Подробнее такие структуры описаны в разделе, посвященном силикатам. В низкотемпературной модификации кварца каркас более плотный, в высокотемпературной — менее плотный. Низкотемпературная модификация, устойчивая при температуре ниже $+573^{\circ}C$ (при давлении в 1 атм.), называется α -кварцем. Этот минерал весьма широко распространен, и именно он известен под названием кварца. Он кристаллизуется в тригональной сингонии (высокотемпературный β -кварц кристаллизуется в гексагональной сингонии). Кристаллы кварца имеют призматический облик благодаря развитию граней призмы $\{10\bar{1}0\}$, которые обычно несут горизонтальную штриховку. Головки кристаллов образованы главным образом гранями ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$ и менее развитыми гранями тригональной дипирамиды и тригонального трапецеэдра.

Известны псевдоморфозы кварца по β -кварцу. Они имеют совершенно иной, бипирамидальный облик (рис.40).

Кварц — один из наиболее распространенных породообразующих минералов. Он входит в состав многих горных пород, часто образует жилы, рыхлые скопления окатанных зерен и др.

Твердость минерала — 7. Спайность не выражена. Излом раковистый. Блеск стеклянный. Цвет разнообразный, хотя преобладают бесцветные и молочно-белые разновидности. Выделяют следующие разновидности кристаллов кварца: горный хрусталь — бесцветный водяно-прозрачный, аметист — фиолетовый, раухтопаз — дымчатый, морион — черный, цитрин — золотистый.

Кварц часто содержит мельчайшие включения других минералов, что вызывает красивую игру цветов. Таковы авантюрин (включения слюды и гематита), кошачий глаз (включения асбеста). Распространенный молочно-белый цвет кварца обусловлен обильными, но очень мелкими (обычно сотые доли миллиметра) пустотами, занятыми водным раствором и газом.

Кварц не растворяется кислотами, за исключением плавиковой.

Скрытокристаллические разновидности окисла кремния, обладающие волокнистым строением, называются халцедоном и кварцином (последний встречается значительно реже). Цветные разновидности халцедона многообразны: красные разных оттенков — сердолик, зеленоватый — плазма, желтый — восковой халцедон, белый фарфоровидный — кахолонг. Концентрически зональные разноцветные стяжения халцедона называются агатами; непрозрачные, с различными примесями, обычно бурого и темно-серого цвета скопления халцедона — кремьями. Кремень сыграл важную роль в развитии человека — из него изготовляли каменные орудия.

Кварц широко используют как минеральное сырье. Бесцветные кристаллы применяются для изготовления оптических приборов, крупные кристаллы (пьезокварц) — в радиотехнической промышленности. Из кварца и халцедона изготовляют детали точных приборов и механизмов. Этот минерал очень широко используют в стекольной промышленности, из кварцевого стекла готовят специальную химическую посуду, кварцевые лампы и др.

Гидроокислы кремния в природных условиях встречаются в виде опала — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Он имеет аморфное строение. Содержание воды меняется от 30 и более до 4—5%. Сильно обогащенные водой разновидности режутся ножом, однако обычно опал имеет твердость 5—6.

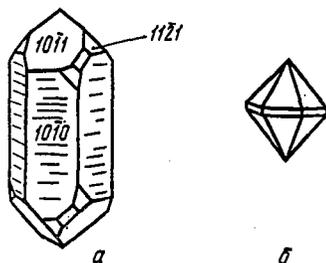


Рис. 40. Кристаллы кварца призматического (а) и бипирамидального (б) облика

В кислотах минерал не растворяется (за исключением H_2SO_4), но разлагается КОН.

В опале обычно содержится большое количество примесей. В зависимости от них окраска меняется от бесцветной до зеленого, красного, черного цвета. В бесцветных или слабоокрашенных разновидностях заметна опалесценция (внутреннее рассеивание света). Драгоценные разновидности, обладающие особенно красивой опалесценцией, называются благородным опалом.

Оксиды и гидроксиды железа. Гематит (от греч. *гема-тис* — кровавый) — Fe_2O_3 . Имеется несколько синонимов минерала — железный блеск, красный железняк и др. Сингония тригональная. Кристаллохимическая структура в схеме представляет собой следующее. Среди ионов кислорода, находящихся в плотнейшей упаковке, в октаэдрических пустотах между шестью кислородными анионами находятся катионы трехвалентного железа. Катионами занято $\frac{2}{3}$ октаэдрических пустот. Каждый ион железа окружен шестью ионами кислорода, и каждый ион кислорода связан с четырьмя ионами железа.

Кристаллы имеют пластинчатый, реже ромбоэдрический облик. Весьма характерны концентрические агрегаты пластинчатых кристаллов («железная роза»), конкреции радиально-волокнистые и концентрические, натечные формы (рис. 41). Часто мелкие выделения или кристаллики гематита насыщают другие минералы, окрашивая их в красный цвет. Минерал может содержать неопределенное количество воды, тогда его называют гидротематитом — $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$.

Характерный признак минерала, от которого он получил свое название, вишнево-красный цвет его черты. Плотные разновидности имеют железно-черный цвет, часто с металловидным блеском; рыхлые землистые образования красные. Твердость хорошо окристаллизованных разновидностей довольно высокая (около 6). Медленно растворяется в соляной кислоте.

Гётит (в честь В. Гёте) — $FeO(OH)$. Сингония ромбическая.

Предполагают, что в кристаллохимической структуре гётита все октаэдрические пустоты заняты ионами трехвалентного железа. Каждый ион железа связан с шестью ионами кислорода, каждый ион кислорода — с тремя ионами железа. Ионы водорода (протоны) могут располагаться между двумя ионами кислорода.

Кристаллы имеют призматический вытянутый облик, очень редки. Минерал образует натечные формы радиально-волокнистого строения, концентрического строения конкреции, шлаковидные и землистые массы.



Рис. 41. «Железная роза» — агрегат пластинчатых кристаллов гематита

Очень часто в гётите присутствует непостоянное количество сорбированной воды (гидрогётит — бурый железняк — $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Цвет гидрогётита и гётита ржаво-бурый, черта той же окраски, но более светлая. У кристаллических разновидностей совершенная спайность по (010) и твердость около 5.

Гематит и гидрогематит (красный железняк), гётит и гидрогётит (бурый железняк), магнетит (магнитный железняк) — это минералы, слагающие основную массу руд железа. Значение железа для современной цивилизации пока несравнимо ни с каким другим металлом. Черная металлургия — основа для других отраслей народного хозяйства. Успешные геологические работы по выявлению новых месторождений железных руд обеспечили быстрые темпы развития тяжелой индустрии нашей страны.

Магнетит (магнитный железняк) — $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$. Магнетит — пример двойного окисла. В строении этого минерала принимают участие два катиона — Fe^{2+} и Fe^{3+} . Сингония кубическая. Кристаллохимическая структура представляет собой каркас, состоящий из тетраэдрических и октаэдрических групп ионов кислорода, в которых расположены соответственно ионы трехвалентного и двухвалентного железа. Кристаллы довольно часты, они имеют октаэдрический, реже ромбододекаэдрический облик. Большой частью минерал образует зернистые массы и включения (рис. 42).

В магнетитовых рудах часто присутствуют примеси титана, хрома, ванадия, никеля, марганца. Разновидности, содержащие титан в количестве нескольких процентов, называются титаномагнетитами.

Сложные окислы железа и других металлов. Хромистый железняк. Этим названием обозначают целую серию минералов. Чистый хромовый минерал этой группы — хромит (FeCr_2O_4) — встречается довольно редко; он типичен для метеоритов. Обычно в минералах этой группы присутствует значительное количество магния и алюминия, изоморфно замещающих железо и хром.

Сингония этих минералов кубическая. Их кристаллохимическая структура аналогична структуре магнетита. Хромитовые железня-

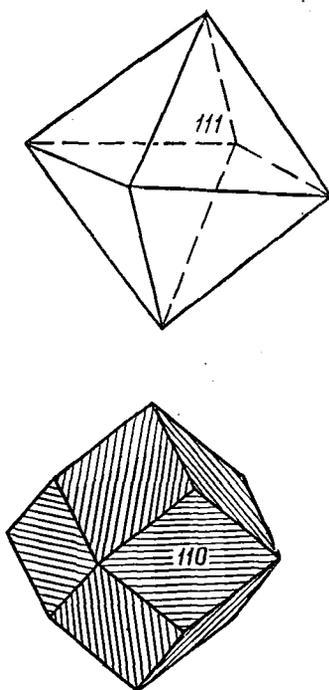


Рис. 42. Распространенные формы кристаллов магнетита. На гранях ромбододекаэдра видна вицинальная штриховка

ки образуют сплошные массы, реже мелкие октаэдрические кристаллы.

Цвет черный, блеск металловидный, черта бурая. Твердость около 6. В кислотах не растворяются.

Хром имеет значение главным образом как легирующий металл. Хромовые стали обладают высокой твердостью и используются для изготовления инструментов и деталей машин. Сплавы железа, никеля и хрома (нихром) употребляют в электротехнике. Благодаря высокой температуре плавления (около +2000 °С) хромистые железняки используют в качестве естественного огнеупорного материала. Соединения хрома применяют в химической промышленности для изготовления красок, в кожевенной промышленности для выработки прочной хромовой кожи.

Ильменит — FeTiO_3 . Сингония тригональная. Кристаллохимическая структура того же типа, что у гематита, но место трехвалентных ионов железа поочередно занимают ионы двухвалентного железа и четырехвалентного титана. Кристаллы редки, они имеют толстотаблитчатый облик. Обычно встречается в виде вкраплений.

Цвет железо-черный, блеск полуметаллический, черта черная, иногда буроватая. Твердость около 6. В химическом составе обнаруживаются значительные примеси магния и трехвалентного железа. Является промышленным минералом титана.

Оксиды и гидрооксиды алюминия. К о р у н д — Al_2O_3 . Тригональная сингония. Кристаллохимическая структура в схеме представляет следующее. В октаэдрических пустотах между шестью кислородными ионами находятся катионы алюминия. Каждый ион алюминия окружен шестью ионами кислорода, и каждый ион кислорода связан с четырьмя ионами алюминия. Кристаллы имеют призматический или бипирамидальный облик. Благодаря развитию граней бипирамид кристаллы часто принимают характерный бочонковидный облик.

Цвет обычно синевато-серый. Блеск стеклянный. Среди драгоценных разновидностей наиболее известны р у б и н (красный) и с а п ф и р (синий). Твердость очень высокая (9), спайность не выражена. Корунд применяется как абразив.

Бёмит — $\text{AlO}(\text{OH})$. Сингония ромбическая. В кристаллохимической структуре предполагают наличие двойных листов кислородных ионов, внутри которых располагаются ионы алюминия, находящиеся в шестерной координации с ионами кислорода. Эти листы соединяются водородными связями. Бёмит редко встречается в виде мелких пластинчатых кристаллов; обычно образует сплошные массы.

Минерал белый, блеск стеклянный. Твердость — 3,5. Спайность совершенная по второму пинакoidу (параллельно расположению кислородно-алюминиевых слоев), но в скрытокристаллических массах незаметна.

Гидраргиллит (гиббсит) — $\text{Al}(\text{OH})_3$. Сингония моноклинная. Кристаллохимическая структура слоистая. Каждый

слой состоит из плоских листов, сложенных ионами гидроокисла, между которыми в октаэдрических пустотах располагаются ионы алюминия. Слои ориентированы параллельно базопинаконду. Облик кристаллов таблитчатый. Как правило, минерал образует не одиночные кристаллы, а тонкочешуйчатые массы, лучистые агрегаты и вместе с гидроокислами железа слагает округлые конкреции.

Цвет белый, благодаря примесям может быть окрашен в зеленоватые и красные тона. Блеск стеклянный. Твердость низкая (2,5—3). Спайность весьма совершенная по (001), что обуславливает характерную чешуйчатость минерала. Смоченный раствором азотно-кислого кобальта, после прокаливании на угле окрашивается в ярко-синий цвет.

Гидраргиллит один или с бёмитом и диаспором входит в состав бокситов, являющихся основным сырьем для извлечения металлического алюминия.

Бокситы — сложная смесь минералов гидроокислов алюминия и железа, а также глинистых минералов. Цвет бокситов белый, желтый, красно-бурый. Бокситы представлены рыхлыми глинистыми массами, оолитами из гидроокислов железа и алюминия, иногда уплотненными породами.

Алюминий — важнейший металл современной промышленности. Многие отрасли промышленности возникли исключительно в результате использования алюминия, например самолетостроение. Этот металл все больше применяется в машиностроении, электропромышленности, на транспорте и в строительной индустрии. Важное значение приобретает алюминий для создания систем электропередач на огромной территории нашей страны.

Оксиды и гидроокислы марганца. Природные оксиды марганца представлены разнообразными минералами, которые состоят главным образом из окиси и двуокиси марганца, находящиеся в разном соотношении. Поэтому им свойственны некоторые общие диагностические признаки — черный или черно-бурый цвет, реакция с перекисью водорода с выделением кислорода и соляной кислотой с выделением хлора. Кристаллохимическая структура большей части природных оксидов марганца недостаточно изучена. Кратко рассмотрим некоторые из наиболее распространенных минералов этой группы.

П и л о м е л а н — $m\text{MnO}_2 \cdot n\text{MnO} \cdot p\text{H}_2\text{O}$, $m > n$. Химический состав очень изменчив, но окись марганца всегда присутствует в подчиненном количестве. Постоянно содержатся примеси бария, кобальта, меди, цинка и др. Образует землистые скопления, натечные формы, округлые конкреции, дендриты.

Цвет черный, иногда с буроватым оттенком. Черта черная. Твердость сильно колеблется от 1—2 для землистых разностей до 5—6 для плотных.

П и р о л ю з и т — MnO_2 . Сингония тетрагональная. Кристаллы

очень редки. Образует плотные и рыхлые скопления, натечные массы, конкреции. Величина конкреций достигает 20 см в диаметре.

Цвет железо-черный. В кристаллических массах заметен металлический блеск. Черта черная. Как и у псиломелана, твердость значительно колеблется. В кристаллических зернах видна совершенная спайность по {110}.

Эти минералы образуют промышленные руды марганца. Марганец — важный элемент черной металлургии. Он играет ответственную роль в технологии сталелитейного дела: входит в состав прочных и устойчивых сортов стали. Широко распространенные изделия из нержавеющей стали изготавливают из марганцовистых сталей.

Наша страна имеет уникальные по своим масштабам месторождения марганцевых руд, по запасам которых занимает первое место в мире.

Окислы титана. Ру т и л — TiO_2 . Сингония тетрагональная. В кристаллохимической структуре каждый ион титана окружен шестью ионами кислорода, а каждый ион кислорода связан с тремя ионами титана. Рутил встречается преимущественно в форме кристаллов. Облик кристаллов призматический, тонкопризматический до игольчатого и волосовидного. Игольчатый рутил называют с а г е н и т о м. Волосовидные кристаллы рутила в кристаллах кварца известны под названием «волосы Венеры». Характерны к о л е н ч а т ы е и с е р д ц е в и д н ы е д в о й н и к и (рис. 43). В результате двойникования сагениит образует характерную сетку иголек, пересекающихся под углом 60° .

Цвет от коричневого до темно-бурого и красного. Твердость — 6—6,5. Блеск алмазный. Спайность по {110}. В кислотах не растворяется. Обычно присутствие примеси железа, олова, хрома, ванадия. Рутил с обильными включениями ильменита имеет черный цвет и называется н и г р и н о м.

Рутил более богатое, чем ильменит, сырье для получения титана (см. выше). Титан употребляют для изготовления высоко-

сортных сталей, используют в электронной технике, соединения титана применяют в химической промышленности в качестве катализаторов. Окись титана — лучшая белая краска.

Коллоидные и плохо раскристаллизованные гидроокиси титана присутствуют в виде постоянной примеси в бокситах.

Скопления скрытокристаллического рутила в смеси со столь же мелкими выделениями кварца, опала, глинистых минералов на-

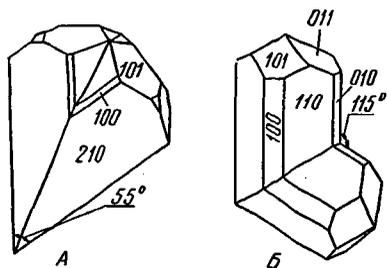


Рис. 43. Сердцевидный (А) и коленчатый (Б) двойники кристаллов рутила

зывают лейкоксеном. В нем содержатся значительные примеси редких элементов — тантала, ниобия и др. Лейкоксен иногда образует скопления, представляющие промышленный интерес как титановые руды.

Оксид олова — касситерит (от греч. *касситерос* — олово) — SnO_2 . Сингония тетрагональная. Кристаллохимическая структура аналогична структуре рутила. Минерал образует вкрапления, зернистые массы, хорошо выраженные кристаллы, мелкие выделения неправильных очертаний, радиально-лучистые агрегаты, даже желваки колломорфной текстуры (так называемое деревянистое олово). Облик кристаллов пирамидально-призматический, короткостолбчатый, призматический до игольчатого. Основные формы $\{111\}$, $\{110\}$, $\{101\}$, $\{100\}$ и $\{010\}$. Отдельные кристаллы достигают величины 10 см. Характерны двойники по (101) , коленчатые двойники, как у рутила (рис. 44), и более сложные, состоящие из трех, четырех или пяти кристаллов.

Касситерит содержит большое количество разных примесей — железа, марганца, титана, ниобия, тантала, вольфрама, меди, цинка, свинца, циркония, галлия, германия, скандия, индия и др.

Цвет меняется от светло-коричневого до черного (в прозрачных шлифах под микроскопом бурого цвета). Темная окраска характерна для разностей, богатых железом, марганцем, титаном. Блеск в изломе смоляной, на гранях — алмазный, в темных разностях — полуметаллический.

Твердость — 6—7, спайность несовершенная по $\{100\}$. Удельный вес высокий (около 7). В кислотах не растворяется. Характерная диагностическая реакция — «оловянное зеркало»: кристалл касситерита на цинковой пластинке в капле HCl в результате воздействия водорода покрывается тонким налетом металлического олова.

Касситерит имеет весьма важное значение, так как он основной минерал, образующий руды олова¹. Человек использует олово в течение нескольких тысяч лет. Этот металл вместе с медью дает сплав — бронзу, которая прекрасно отливается и обрабатывается и в то же время тверже меди. Бронза служила основным металлом для многих цивилизаций. В настоящее время

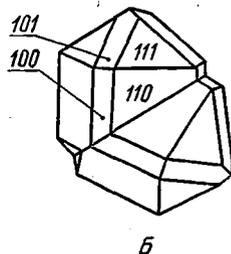
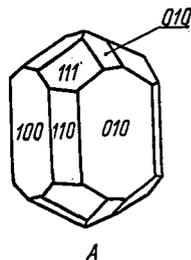


Рис. 44. Короткопризматический кристалл (А) и коленчатый двойник (Б) касситерита

¹ Из других минералов лишь один станнын ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$) используют для извлечения олова, причем экономическое значение этого минерала несравнимо меньше касситерита.

бронзу применяют для изготовления деталей машин и приборов. Олово используют преимущественно в качестве антикоррозионного покрытия жести, основной потребитель которой — консервная промышленность.

Кислородные соли

К соединениям этого типа относится около $\frac{2}{3}$ обнаруженных к настоящему времени минералов.

Общей чертой разнообразных природных соединений этого типа является наличие в их кристаллохимической структуре комплексных анионов — кислотных радикалов. Кислотные радикалы имеют определенное строение. Катион с высокой валентностью очень прочно связывается с ионами кислорода. Это сопровождается сильной поляризацией ионов. Так, ионные радиусы кислорода O^{2-} и углерода C^{4+} соответственно составляют $1,36 \text{ \AA}$ и $0,18 \text{ \AA}$. В то же время расстояние между ионами углерода и кислорода в радикале угольной кислоты $[CO_3]^{2-}$ равно $1,26$. Схема строения этой ионной группы изображена на рис. 45.

Кислотные радикалы (комплексные ионы) представляют собой очень прочные ионные группировки, которые не разрушаются даже при растворении соединений. Поэтому они в кристаллохимической структуре имеют значение самостоятельных единиц.

Анионы типа $[CO_3]^{2-}$ имеют форму плоских треугольников или очень тупых пирамид, в центре которых расположен катион. Анионы типа $[SO_4]^{2-}$ представляют собой тетраэдрическую группировку поляризованных ионов кислорода с ионами шестивалентной серы в центре.

Так как конфигурация комплексных анионов сложная, а размеры их относительно крупные, то устойчивые кристаллохимические структуры в слоях кислородных кислот могут возникать только при соединении кислотных радикалов с катионами, имеющими относительно большие ионные радиусы. Например, сульфатный анион $[SO_4]^{2-}$ образует устойчивые соединения с двухвалентными катионами, обладающими наибольшими величинами ионных радиусов, — со свинцом, барием и стронцием. Катионы с малыми ионными радиусами могут образовывать лишь водные сульфаты, в кристаллохимической структуре которых

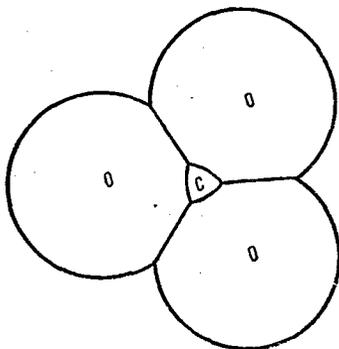


Рис. 45. Схема строения комплексного аниона CO_3

молекулы воды как бы выполняют избыточное пространство. Эти природные соединения неустойчивы, легко растворяются. Таковы сульфаты марганца, магния, двухвалентного железа, меди, цинка и др.

Карбонаты

Карбонаты широко распространены в земной коре. Карбонатный анион $[\text{CO}_3]^{2-}$ образует сравнительно устойчивые соединения с двухвалентными катионами, имеющими средние и большие величины радиусов. Особенно распространены карбонаты магния и кальция.

Карбонаты металлов с величиной ионного радиуса менее 1 \AA кристаллизуются в тригональной сингонии, карбонаты крупных катионов (стронция, бария, свинца) кристаллизуются в ромбической сингонии. Карбонаты кальция, ионный радиус которого имеет величину около 1 \AA , известны как в тригональной, так и в ромбической модификации. В кристаллохимических структурах, как тригональных, так и ромбических карбонатов, карбонатный ион связан с шестью ионами кальция, но структура ромбических карбонатов более плотная.

Все тригональные карбонаты характеризуются совершенной спайностью по ромбоэдру, что обусловлено особенностями их кристаллохимического строения. Из минералов этой группы наиболее важное значение имеет кальцит — CaCO_3 . Облик кристаллов обычно ромбоэдрический и скаленоэдрический (рис. 46). Часто встречаются крупные прекрасно образованные прозрачные кристаллы и их друзы (исландский шпат). Под микроскопом видны полисинтетические двойники по граням ромбоэдра.

Кальцит — один из наиболее распространенных породообразующих минералов. Он образует большие массы хорошо окристаллизованных мраморов или скрытокристаллических известняков.

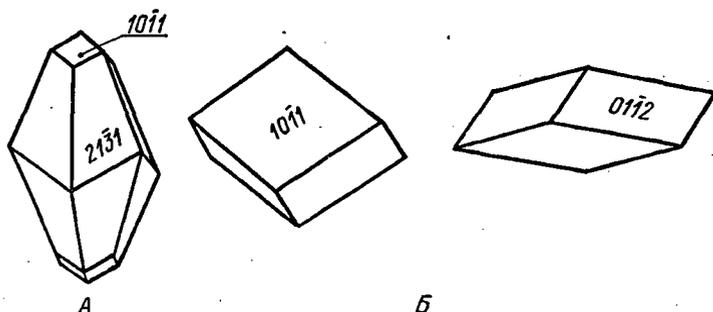


Рис. 46. Кристаллы кальцита скаленоэдрического (А) и ромбоэдрического (Б) облика

Чрезвычайно характерны псевдоморфозы кальцита по остаткам морских животных. Некоторые горные породы полностью состоят из таких образований. Встречается также в виде натечных форм — плотных, с радиально-концентрической структурой (сталактиты и сталагмиты, пещерный жемчуг) и рыхлых, ноздреватых (известковый туф).

В кальците обычно имеется большое количество примесей, как изоморфных (марганец, магний, железо, стронций, свинец, барий, церий, иттрий), так и механических. Последние влияют на цвет минерала. Обычно кальцит бесцветен (прозрачный) или молочно-белый. Примеси окрашивают в серый, черный, желтый и красный цвета. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности бывает перламутровым. Под действием катодных лучей люминесцирует ярким цветом желтых или красных тонов.

Твердость — 3. Спайность совершенная по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. Легко растворяется с бурным выделением пузырьков углекислого газа даже в разбавленной соляной кислоте.

Используется как поделочный и облицовочный материал (мрамор), в металлургии — в качестве флюса при доменной плавке, в химической и строительной промышленности — при производстве стекла. Бесцветные прозрачные кристаллы исландского шпата употребляют для изготовления некоторых оптических приборов, в частности поляризационных микроскопов.

Магнезит — $MgCO_3$. Облик кристаллов ромбоэдрический, но обычно минерал образует не кристаллы, а зернистые или скрытокристаллические фарфоровидные массы.

Цвет белый, с серым или желтоватым оттенком. Блеск стеклянный, в скрытокристаллических массах — матовый. Совершенная ромбоэдрическая спайность проявляется только в кристаллическом магнезите, для фарфоровидных разновидностей типичен раковистый излом. В соляной кислоте растворяется очень медленно, без вскипания.

Магнезит используется как сырье для изготовления огнеупорных материалов, необходимых в металлургическом производстве. Магнезит — один из основных минералов магнезия, который в виде металлических сплавов с алюминием все большее значение приобретает в авиационной промышленности.

Доломит — $Ca, Mg(CO_3)_2$. В кристаллохимической структуре имеет место чередование ионов кальция и магния. Облик кристаллов ромбоэдрический. Кристаллы не бывают такими крупными, как у кальцита, нередко грани деформированы, изогнуты. Образует обычно мощные пласты, часто переслаивающиеся с известняками, глинами, гипсами и ангидритами.

Даже при мелкокристаллическом строении масс доломита каждое зерно минерала обладает ясными ромбоэдрическими очертаниями, что хорошо заметно в прозрачных шлифах под микроскопом.

Цвет светло-серый, в зависимости от примесей может быть с желтым, зеленым или красным оттенком. Блеск стеклянный. В холодных кислотах растворяется медленно.

Основное практическое применение доломита связано с металлургией (флюсы) и производством огнеупоров. Используется также в качестве строительного материала и для изготовления цемента.

Сидерит (от греч. *сидерос* — железо) — FeCO_3 . Облик кристаллов ромбоэдрический, часто кристаллы деформированы. Образует зернистые массы; характерны шаровидные конкреции радиально-лучистого строения (сферосидерит).

Цвет желтовато-белый. На дневной поверхности быстро приобретает ржавый цвет. В холодной кислоте растворяется слабо. При прокаливании становится темно-бурым.

Крупные скопления сидерита используют как железную руду.

В некоторых рудных месторождениях встречается минерал анкерит, являющийся карбонатом кальция, магния и железа. В этом минерале содержание катионов меняется в широком диапазоне.

Смитсонит — ZnCO_3 . Кристаллы редки, характерны различные натечные формы (корки, гроздевидные агрегаты). Цвет белый, благодаря примеси меди и железа может иметь соответственно зеленоватый или буроватый оттенок.

Ромбоэдрическая спайность в скрытокристаллических образованиях не выражена. Минерал легко растворяется и в случае сильно пористого, землистого сложения вскипает в холодной соляной кислоте. Смитсонит — самый твердый карбонат (твердость — 5). Важным диагностическим признаком является также его высокий удельный вес (4,5).

Скопления смитсонита в значительных количествах имеют важное промышленное значение, так как содержание цинка в них значительно больше, чем в сульфидных рудах.

Ромбические карбонаты. **Арагонит** — CaCO_3 . Облик кристаллов удлиненно-призматический до игольчатого. Главные формы — призма {110}, второй и третий пинакоиды. Иногда присутствуют грани призмы {011}, образующие головку шестоватых кристаллов. Часты двойники (110), иногда тройники, придающие псевдогексагональный облик кристаллов. Характерны радиально-лучистые агрегаты, изогнутые стеблевидные кристаллы, натечные формы и оолиты. Раковины моллюсков сложены в основном арагонитом. Разновидность арагонита — важнейшая составная часть жемчуга.

Цвет арагонита обычно белый, но из-за примесей может иметь различные оттенки. Твердость — 3,5—4. Спайность не выражена. В кислотах растворяется так же, как и кальцит.

Два других представителя ромбических карбонатов — стронцианит (SrCO_3) и витерит (BaCO_3) — встречаются редко. Стронцианит образует тонкоигольчатые или короткопризматические кристаллы и по внешнему виду очень напоминает арагонит. Витерит образует волокнистые и почковидные агрегаты, реже кристаллы бипирамидального облика.

Черуссит — PbCO_3 . Кристаллы имеют бипирамидальный псевдогексагональный облик (рис. 47) в результате развития

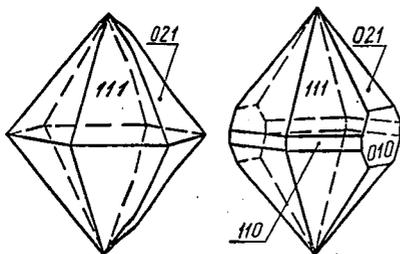


Рис. 47. Кристаллы церуссита бипирамидального облика

граней бипирамиды $\{111\}$ и призмы $\{021\}$ или таблитчатый благодаря развитию граней пинакоидов $\{100\}$ и $\{010\}$. Обычно образует зернистые или скрытокристаллические массы.

Цвет белый, с различными оттенками в зависимости от количества и состава примесей. Кристаллы имеют алмазный блеск.

Твердость — 3—3,5. Спайность плохо выражена, удельный вес высокий (6,5). Бурно разлагается в разбавленной азотной кислоте.

Церусситовые руды — источник получения свинца.

Природные карбонаты меди встречаются только в виде основных солей, т. е. солей, содержащих ионы $(OH)^{-}$, которые нейтрализуют избыточный заряд катионов. Такими минералами являются малахит $(CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2)$ и азурит $(2CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2)$.

Малахит кристаллизуется в моноклинной сингонии, но хорошо образованные кристаллы — редкость. Обычно встречается в натечных формах с концентрически-зональным или радиально-концентрическим строением.

Цвет зеленый, блеск шелковистый, черта бледно-зеленая. Твердость — 3,5—4. В соляной кислоте растворяется с бурным выделением углекислого газа.

Из плотных разновидей, обладающих колломорфным строением, изготавливают различные ювелирные изделия, предметы искусства.

Азурит (от франц. *лазур* — лазурный, голубой). Кристаллы моноклинной сингонии имеют таблитчатый или короткостолбчатый облик. Минерал встречается в виде друз и щеток мелких кристаллов, зернистых и скрытокристаллических масс. Зернистые образования имеют темно-синий цвет, землистые скопления более светлые. Черта голубая. Блеск стеклянный. Твердость — 3,5—4. Растворяется с шипением в соляной кислоте.

Сульфаты

Природные соли серной и сернистой кислот весьма многочисленны, однако большая их часть характеризуется малой устойчивостью и небольшой твердостью, легкой растворимостью. Это объясняется крупными размерами комплексного аниона $[SO_4]^{2-}$, который образует устойчивые кристаллохимические структуры с катионами, обладающими большими ионными радиусами. Как видно на рис. 48, анион $[SO_4]^{2-}$ имеет следующее строение: вокруг шестивалентного иона серы S^{6+} в тетраэдрическом расположении находятся четыре иона кислорода O^{2-} . В результате комплекс имеет две отрицательные

валентности. Величина радиуса иона S^{6+} равна $0,29 \text{ \AA}$, иона $O^{2-} = 1,36 \text{ \AA}$. Структуры сульфатов, катионы которых имеют небольшие радиусы, могут образовываться только при наличии молекул воды, которые располагаются в свободном пространстве. Сульфаты катионов с крупным радиусом (стронций — $1,20 \text{ \AA}$, свинец — $1,26 \text{ \AA}$, барий — $1,3 \text{ \AA}$) в виде водных сульфатов не встречаются.

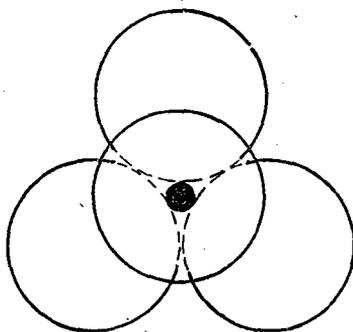


Рис. 48. Схема строения комплексного иона SiO_4

Сульфаты двухвалентных и одновалентных металлов с большим

ионным радиусом. Ц е л е с т и н — $SrSO_4$. Кристаллохимическая структура минерала представляет собой каркас из тетраэдрических групп $[SO_4]^{2-}$, которые соединяются с ионами стронция. Сингония ромбическая. Облик кристаллов призматический благодаря развитию ромбических призм $\{011\}$ и $\{110\}$ или таблитчатый по второму пинакoidу. Часто встречаются друзы мелких кристаллов, натечные образования, стяжения радиально-лучистого строения.

Цвет чистых разновидностей целестина голубовато-светло-серый. Благодаря светло-голубому цвету и прозрачности кристаллов этот минерал получил свое название (от лат. *caelestis* — небесный). Однако благодаря наличию механической примеси встречаются целестины буроватого и красноватого цвета. Блеск стеклянный. Твердость — 3—3,5. Спайность совершенная по второму пинакoidу $\{010\}$. Растворяется в крепкой серной кислоте. Окрашивает пламя в карминно-красный цвет.

Целестин — основной минерал стронция, который применяется в пиротехнике (фейерверки, сигнальные ракеты, трассирующие пули), химической и фармацевтической промышленности.

Б а р и т (от греч. *барис* — тяжелый) — $BaSO_4$. Кристаллохимическая структура подобна структуре целестина. Сингония ромбическая. По облику кристаллы барита очень напоминают целестин: призматические, образованные гранями ромбических призм или таблитчатые по $\{010\}$. Образует землистые массы, корки, натечи. Очень характерны конкреции.

Кристаллы чистого барита водяно-прозрачные, но благодаря механическим примесям минерал обычно окрашен в различные цвета: бурый (глинистые минералы), красный (гидроокислы железа и некоторые глинистые минералы), черный (битуминозные вещества). Блеск стеклянный. Твердость — 3—3,5. Спайность по $\{010\}$ совершенная.

Растворяется в концентрированной серной кислоте. Характерный диагностический признак — большой удельный вес (4,7). Раньше этот минерал даже называли «тяжелый шпат».

В барите присутствуют в качестве изоморфной примеси кальцит, стронций, свинец, радий. Барит, сильно обогащенный стронцием, называют баритоцелестином.

Барит применяют в качестве утяжелителя глинистых растворов при бурении нефтяных скважин, используют в пиротехнике, для изготовления некоторых химических препаратов и белых красок, в фармацевтике. Барит непрозрачен для рентгеновских лучей, поэтому в рентгеновских лабораториях делают специальную баритовую штукатурку.

А н г л е з и т — $PbSO_4$. Кристаллохимическая структура и сингония как у барита и целестина. Кристаллы имеют таблитчатый облик по $\{010\}$. Обычно образует щетки мелких кристаллов, пленки на галените, рыхлые скопления.

Твердость — 2,5—3, спайность плохо выражена. Минерал весьма хрупок. Бесцветен, белый или светло-серый. Окислы железа окрашивают его в бурый цвет. Блеск на гранях алмазный. В отличие от барита и целестина растворяется в растворе едкого калия.

Сульфаты кальция. Ион кальция обладает несколько меньшим радиусом, чем ионы стронция, свинца и бария. Поэтому в природе встречаются как сульфаты кальция, в структуру которого входят молекулы воды, так и безводный сульфат.

Г и п с — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. В кристаллохимической структуре выделяются двойные листы, состоящие из тетраэдрических комплексов $[SO_4]^{2-}$, которые соединены между собой ионами кальция. Эти двойные листы связаны молекулами воды. Гипс кристаллизуется в моноклинной сингонии. Кристаллы образованы гранями пинакоида $\{010\}$ и призмы $\{110\}$, $\{111\}$ и др. Облик кристаллов обычно таблитчатый по $\{010\}$, реже призматический. Очень характерны двойники по (100) в форме «ласточкин хвостов» (рис.49).

Гипс встречается в виде кристаллов (часто величиной в несколько дециметров), друз различных сростков и агрегатов, а также в виде плотных масс. Оригинальной разновидностью

является красивый волокнистый гипс с шелковистым блеском (селенит), служащий поделочным камнем на Урале.

Кристаллы гипса обычно водно-прозрачны. Мелкокристаллические массы гипса имеют белый цвет или окрашены механическими примесями в черный, красный, бурый цвета. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. Твердость низкая (2). Спайность весьма совершенная по (010) .

Гипс очень широко применяют

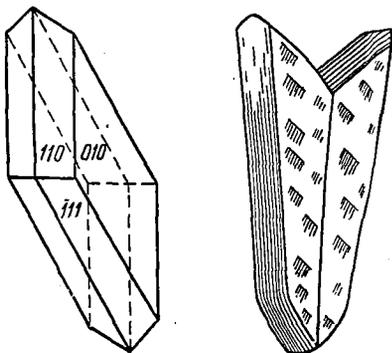


Рис. 49. Кристалл гипса и его двойник «ласточкин хвост»

в строительстве, используют для скульптурных работ и в медицине.

Ангидрит — CaSO_4 . Сингония ромбическая. Хорошо образованные кристаллы редки, они имеют тонкотаблитчатый облик. Обычно минерал образует мелкозернистые скопления, тонкие пропластки, мощные пласты.

Цвет белый, встречаются различные с красноватым и зеленоватым оттенками. Блеск стеклянный. Твердость — 3—3,5. Совершенная спайность по трем пинакоидам — $\{100\}$, $\{010\}$ и $\{001\}$. Слабо растворяется в соляной, лучше в серной кислоте.

Как и гипс, ангидрит используют преимущественно для строительства.

Сульфаты одновалентных и двухвалентных металлов с малым ионным радиусом. Кристаллохимическая структура этих минералов хорошо не изучена. Они легко растворяются в воде и очень хрупки.

Мирабилит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Моноклинная сингония. Встречается исключительно в виде призматических кристаллов (рис. 50) и друз. Имеет вяжущий горько-соленый вкус. В сухом воздухе быстро теряет воду, в результате чего кристаллическая структура нарушается. Прозрачные кристаллы рассыпаются в тончайший белый порошок, состоящий из безводного тенардита Na_2SO_4 .

Мелантерит — $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Сингония моноклинная. Облик кристаллов таблитчатый. Цвет светло-зеленый, блеск стеклянный. Кристаллы прозрачны. Твердость низкая (1,5—2), очень хрупок. Легко растворяется в воде. Вкус вяжущий. При добавлении в раствор аммиака выпадает зеленовато-серый осадок $\text{Fe}(\text{OH})_2$. В сухом воздухе теряет часть кристаллизационной воды и рассыпается в белый порошок.

Вольфраматы

Минералы этого класса немногочисленны. Несмотря на это, некоторые из них имеют важное практическое значение.

Вольфрамит — $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$. Кристаллохимическая структура минерала состоит из тетраэдрических группировок кислородных ионов с шестивалентным катионом вольфрама в центре, которые соединяются двухвалентными катионами. В качестве последних присутствуют марганец и железо, изоморфно замещающие друг друга. Чисто марганцевый представитель этого изоморфного ряда называют **гюбнеритом**, чисто железистый — **ферберитом**. В качестве примеси присутствуют молибден, титан, ванадий, индий, скандий и др.

Сингония моноклинная. Кристаллы имеют толстотаблитчатый или призматический облик (рис. 51). Кристаллы встречаются довольно часто, в том числе крупные, до нескольких дециметров

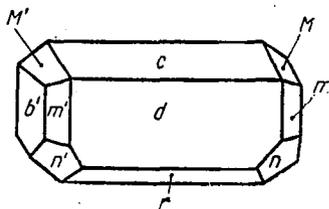


Рис. 50. Кристалл мирабилита

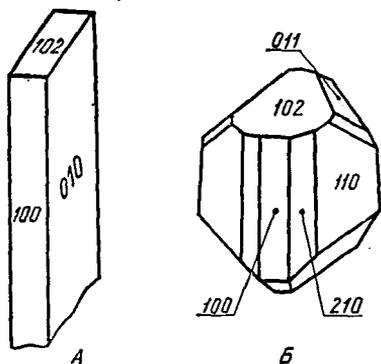


Рис. 51. Таблитчатый (А) и короткопризматический (Б) кристаллы вольфрамита

в длину. Хорошо развиты грани форм $\{100\}$, $\{010\}$ и $\{110\}$, распространены двойники по (100) . Вертикальные грани часто несут вицинальную штриховку.

Цвет вольфрамита буровато-черный (гюбнерит более светлый, с красноватым оттенком, ферберит металлический, черный). Черта бурая (у гюбнерита — светло-коричневая, у ферберита — темно-бурая). Блеск на плоскостях спайности алмазный.

Спайность совершенная по $\{010\}$. Твердость — 4,5 — 5,5. Удельный вес около 7 и выше. В кислотах не растворяется.

Вольфрамит и в несколько меньшей мере шеелит весьма ценные промышленные минералы, так как их скопления — основные источники вольфрама. Значение этого металла для народного хозяйства чрезвычайно велико. Он необходим при изготовлении твердых и самозакаливающихся сортов стали для быстрорежущих станков, для различных типов броневой стали. Вместе с хромом, кобальтом и другими металлами вольфрам входит в состав безжелезных сверхтвердых сплавов (победит и др.). Из вольфрама получают тончайшую проволоку, которая используется для изготовления электроламп. Вольфрам находит применение в электронике.

Ф о с ф а т ы

Апатит — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3 \cdot \text{F}$. Кристаллохимическая структура минерала сложная. Комплексные анионы, представленные тетраэдрической группировкой ионов кислорода с пентавалентным катионом фосфора в центре, соединяются ионами кальция. В качестве добавочных анионов могут присутствовать F^{1-} , Cl^{1-} и $(\text{OH})^{1-}$.

Сингония гексагональная. Наиболее распространенный облик кристаллов призматический, в различной мере укороченный или удлиненный по оси С (рис. 52). Головка кристаллов образована гранями пинакоида и различных гексагональных бипирамид. Апатит образует мелкозернистые скопления, скрытокристаллические выделения. Весьма характерны апатитовые конкреции радиально-концентрического строения, так называемые фосфориты (рис. 53).

Цвет разновидностей апатита разнообразный: белый, серый, изумрудно-зеленый, желтый, бурый. Блеск стеклянный. Твердость — 5. Спайность не выражена. В кислотах медленно растворяется. По составу дополнительных анионов различают фторапатит, хлорапатит, гидроксилapatит. Кальций изоморфно замещается стронцием, иттрием, редкоземельными элементами. Редкоземельные разновидности апатита люминесцируют фиолетовым цветом в катодных лучах.

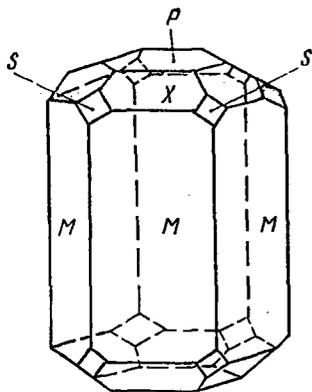


Рис. 52. Призматический кристалл апатита

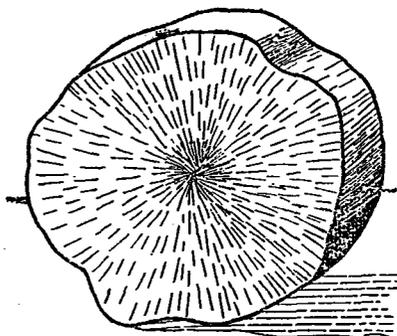


Рис. 53. Фосфоритовая конкреция радиально-лучистого строения

Апатит — важнейшее минеральное сырье для получения фосфорных соединений. Подавляющая их часть расходуется на изготовление удобрений.

Важное значение соединения фосфора имеют для химической промышленности.

В и в и а н и т — $\text{Fe}_3^{2+}[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Сингония моноклинная. Кристаллы редки; они имеют призматический облик. Иногда встречаются конкреционные стяжения. Обычны землистые массы.

Цвет серовато-белый. Твердость — 1—2. Спайность совершенная по $\{010\}$. В кислотах легко растворяется. На воздухе быстро окисляется и приобретает характерную ярко-синюю окраску.

С и л и к а т ы

Силикаты — наиболее распространенные неорганические природные соединения. Они составляют около 75% всей земной коры и треть всего количества известных минералов.

Силикаты многообразны. Среди них — главнейшие породообразующие минералы и относительно редкие минеральные воды. Их состав и кристаллохимическая структура, как правило, значительно более сложная, чем других минералов.

Основным элементом кристаллохимической структуры силикатов является кремнекислородный тетраэдр (рис. 54) — группировка из четырех ионов

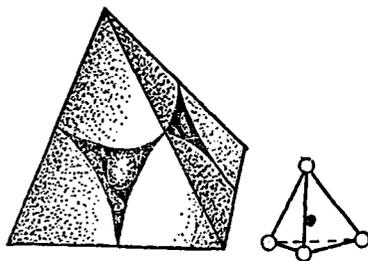


Рис. 54. Группировка из четырех ионов кислорода с ионом кремния в центре. С п р а в а — условное изображение кремнекислородного тетраэдра

кислорода с ионом кремния в центре¹. Его формула имеет вид $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Кремнекислородные тетраэдрические группировки могут соединяться посредством катионов или сочлениваться между собой, образуя сложные комплексные анионы. Такое сочленение осуществляется через вершины тетраэдров. При этом могут возникать кольцо и цепочки тетраэдров, непрерывные плоские листы и трехмерные каркасы (рис. 55).

Наряду с четырехвалентным катионом кремния в тетраэдрической связи с ионами кислорода может находиться трехвалентный

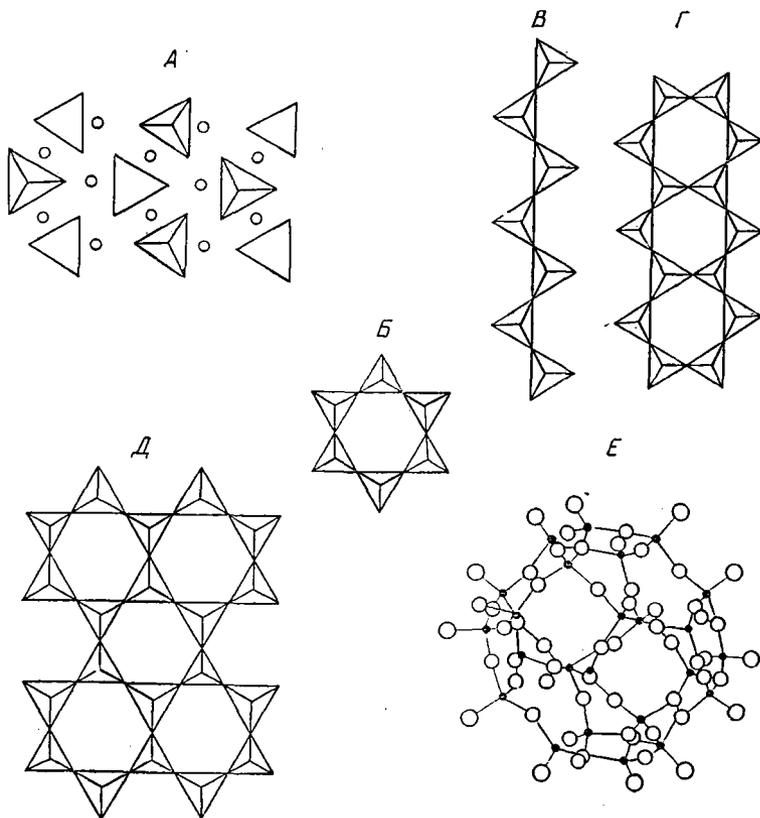


Рис. 55. Схема типов кристаллохимической структуры силикатов:

A — изолированные кремнекислородные тетраэдры, соединяющиеся катионами магния и железа; *B* — кольцевая группировка кремнекислородных тетраэдров; *В* — одинарная и *Г* — двойная цепочка кремнекислородных тетраэдров; *Д* — плоская сетка (лист) кремнекислородных тетраэдров; *Е* — трехмерный каркас кремнекислородных тетраэдров

¹ Структура кварца образована сочетанием таких группировок. Поэтому, несмотря на то что по химическому составу кварц является оксидом кремния, на основании его кристаллохимического строения этот минерал можно отнести к силикатам.

катион алюминия. Сочетания тетраэдрических группировок связаны между собой катионами металлов. При наличии избыточного заряда катионов в структуре некоторых силикатов принимают участие дополнительные анионы $(OH)^{-}$, F^{1-} , Cl^{1-} . В состав некоторых силикатов также входят молекулы H_2O , менее прочно связанные в структуре, чем анионы и катионы.

Полевые шпаты. Среди силикатов наибольшее распространение имеют полевые шпаты. Эти минералы составляют примерно половину массы земной коры.

Кристаллохимическая структура полевых шпатов характеризуется наличием кислородных тетраэдров с ионами кремния и алюминия, расположенными внутри. Сочетание одного алюмокислородного тетраэдра с тремя кремнекислородными имеет один отрицательный заряд. Сочетание двух кремнекислородных и двух алюмокислородных тетраэдрических группировок обуславливает два отрицательных заряда. Эти отрицательные заряды нейтрализуются катионами щелочных и щелочно-земельных элементов, имеющих крупный ионный радиус. В результате образуется сложный трехмерный каркас, состоящий из сочетаний алюмокислородных и кремнекислородных тетраэдров, соединяемых катионами натрия, калия, кальция и бария.

Бариевые полевые шпаты обладают ограниченным распространением. Основная масса минералов этой группы представлена калинатровыми и натрово-кальциевыми полевыми шпатами.

Расположение тетраэдрических групп обуславливает кристаллизацию полевых шпатов в моноклинной или триклинной сингонии.

Калинатровые полевые шпаты имеют представители, кристаллизующихся как в триклинной, так и в моноклинной сингонии.

Ортоклаз — $K[AlSi_3O_8]$. Сингония моноклинная. Облик кристаллов призматический, обусловленный развитием граней призмы $\{110\}$ и пинакоидов $\{010\}$, $\{001\}$ (рис. 56). Части простые двойники, плоскостью срастания которых является (010) , а двойниковой осью — перпендикуляр к этой грани (двойники по карлсбадскому закону).

Спайность совершенная по $\{001\}$ и $\{010\}$ под углом 90° . С этим связано и название минерала: ортоклаз — прямораскалывающийся

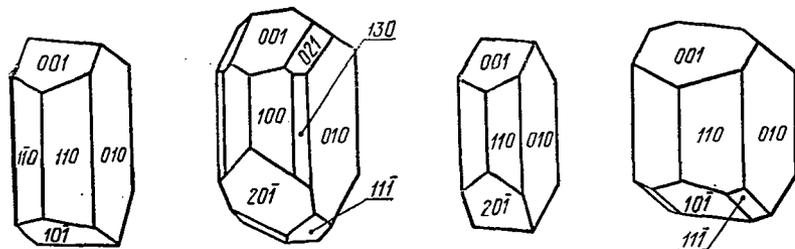


Рис. 56. Кристаллы полевых шпатов

(от греч. *ортос* — прямой; *клазис* — расщепление). Твердость — 6—6,5. Цвет обычно желтоватый, буроватый, светлый, красный. Бесцветная прозрачная разновидность называется адуляром. Блеск стеклянный.

Для калинатровых полевых шпатов вообще и ортоклазов в частности характерны мелкие, одинаково ориентированные прожилковидные выделения натриевого полевого шпата. Такие образования, возникающие в результате разделения твердого раствора этих соединений при понижении температуры, называют пертитами.

М и к р о к л и н имеет тот же состав, что и ортоклаз, однако, в отличие от последнего кристаллизуется в триклинной сингонии и поэтому угол между плоскостями спайности несколько меньше, чем 90° . Иногда образует хорошие, крупные кристаллы, но чаще встречается в виде зернистых выделений. Двойники такие же, как у ортоклаза. Исключительно типичны тонкие перекрещивающиеся полисинтетические двойники, обнаруживаемые в прозрачных шлифах под микроскопом («микрклиновая решетка»).

Цвет буроватый, буровато-красный. Разновидность, содержащая повышенную примесь рубидия и, возможно, цезия, окрашена в красивый зеленый цвет. Эта разновидность называется амазонитом.

По внешним признакам микроклин неотличим от ортоклаза. Эти минералы различаются только специальными точными методами кристалло-оптического исследования на особом приборе (столик Федорова).

Для микроклина характерны закономерные сростания с кварцем, в сколах напоминающие древнееврейские письмена. Эти оригинальные образования, обусловленные одновременной кристаллизацией обоих минералов, называют еврейским камнем или пегматитовым прорастанием. Триклинный калинатровый полевой шпат, содержащий натрия больше, чем калия, называется анортоклазом.

Кальциево-натровые полевые шпаты кристаллизуются в триклинной сингонии. Ионы кальция и натрия имеют близкие величины ионных радиусов, которые заметно меньше радиуса иона калия. Поэтому возможно изоморфное замещение между натровым и кальциевым полевым шпатом в любых соотношениях: альбит — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$; анортит — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

Минералы изоморфного ряда от альбита до анортита называются плагиоклазами. Процентное содержание анортитовой «молекулы» Е. С. Федоров предложил выражать номером плагиоклаза. Плагиоклазы сгруппированы по следующим названиям:

от 0 до 10	— альбит
от 10 до 30	— олигоклаз
от 30 до 50	— андезин
от 50 до 70	— лабрадор
от 70 до 90	— битовнит
от 90 до 100	— анортит

Облик кристаллов призматический, уплощенный по $\{010\}$. Очень характерны полисинтетические двойники, обнаруживаемые в прозрачных шлифах под микроскопом.

Цвет плагиоклазов низших номеров обычно белый, высоких номеров — серый и темно-серый. В результате включения одинаково ориентированных мельчайших кристаллов гематита (железной слюдки) появляется красивая иризация в синеватых тонах. Это особенно типично для лабрадора.

Спайность совершенная по $\{010\}$ и $\{001\}$, причем угол между плоскостями спайности заметно меньше 90° . Этим плагиоклазы легко отличаются от калиевых полевых шпатов. Твердость — 6—6,5.

Практическое значение полевых шпатов связано с использованием их для изготовления фарфора.

Нефелин — $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. Кристаллохимическая структура нефелина изучена недостаточно. Предполагают, что она представляет собой сложный каркас алюмоокислородных и кремнекислородных тетраэдрических группировок. Сингония гексагональная. Кристаллы, имеющие короткостолбчатый облик, редки (рис. 57). Обычны включения и зернистые массы.

Цвет серый, с желтоватым, буроватым или зеленоватым оттенком. Блеск в изломе жирный, откуда старое название минерала элеолит (от греч. *элеол* — оливковое масло). Твердость — 5—6. Спайность не выражена. Разлагается соляной кислотой.

Слюды. Слюды — распространенные породообразующие минералы. Их суммарное содержание составляет около 4% от массы земной коры. Слюды обладают слоистой кристаллохимической структурой. Кремнекислородные тетраэдры, соединяясь тремя вершинами, образуют плоские слои. Два таких слоя, обращенные друг к другу свободными ионами алюминия или магния, уравновешены анионами гидроксила. Таким образом, между двумя слоями кремнекислородных тетраэдров образуется слой алюмо(магниево)-гидроксильных октаэдров. Четверть позиций кремния в тетраэдрических группировках замещена алюминием. В результате этого возникает дополнительный заряд. Благодаря этому трехслойные листы (пакеты) соединяются между собой при помощи катионов с большим радиусом, обычно ионов калия (рис. 58).

Следовательно, ионы алюминия в структуре слюд могут находиться как в четверной координации, входя в состав тетраэдрических группировок, так и в шестерной координации, располагаясь между двумя слоями тетраэдров.

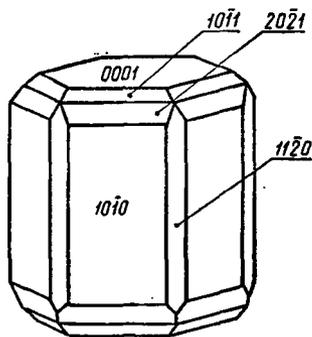


Рис. 57. Кристалл нефелина

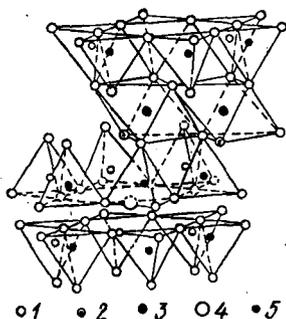
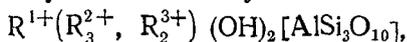


Рис. 58. Схема кристаллохимической структуры мусковита.

Условные обозначения ионов: 1 — кислорода; 2 — (ОН); 3 — алюминия; 4 — калия; 5 — кремния (частично замещены ионами алюминия — мелкие белые кружки)

Общая формула минералов группы слюд будет иметь следующий вид:



где R^{1+} — одновалентные катионы (калий, натрий); R_3^{2+} — катионы двухвалентных металлов (магний, двухвалентное железо, частично марганец, никель, кобальт); R_2^{3+} — катионы трехвалентных металлов (алюминий, трехвалентное железо, частично марганец, хром, ванадий). Ионы кремния может замещать титан, а ионы гидроксила — фтор, отчасти хлор. На месте магния могут располагаться катионы одновалентного лития благодаря близости их ионных радиусов.

Все минералы группы слюд обладают рядом общих свойств. Они кристаллизуются в моноклинной сингонии.

Кристаллы имеют таблитчатый псевдогексагональный облик с преобладающим развитием граней базопинакоида. Спайность весьма совершенная по (001). Твердость — 2—3.

Среди минералов группы слюд можно выделить две основные подгруппы: слюды железистомагнезиальные, в структуре которых в октаэдрическом слое находятся двухвалентные катионы железа и магния, и слюды глиноземистые, в структуре которых в октаэдрическом слое расположены трехвалентные ионы алюминия.

Мусковит — $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ — типичный пример глиноземистых или светлых слюд. Он образует листоватые и пластинчатые скопления. Цвет желтый, зеленоватый, в тонких пластинках бесцветен. Кислотами не растворяется. Натриевая разновидность светлых слюд называется парагонитом, ярко-зеленая хромосодержащая светлая слюда — фукситом. Широко распространенная мелкочешуйчатая разновидность мусковита известна под названием серицита.

Лепидолит — $KLi_2Al(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$. Цвет белый, с розовато-фиолетовым оттенком. Этим минерал отличается от мусковита. Блеск перламутровый на плоскостях спайности. Лепидолит довольно редок.

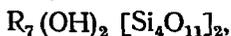
Биотит — $K(Mg, Fe)_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$. Черного, иногда бурого или красноватого цвета. Представляет собой серию изоморфного ряда флогопит (чисто магнезиальная слюда) — лепидомелан (чисто железистая).

Флогопит имеет желтовато-бурый или красновато-бурый цвет, встречается редко. **Лепидомелан** — минерал довольно редкий, цвет его черный. Железисто-магнезиальные слюды в большей или меньшей степени разлагаются кислотами.

Слюды (мусковит и флогопит) находят применение в электропромышленности в качестве изоляционного материала. Особое значение имеет лепидолит, который является одним из основных источников получения лития. Сплавы с литием все больше используются в различных отраслях промышленности. Соли лития применяются в электротехнике, химическом, стекольном, пиротехническом производстве.

Амфиболы — распространенные породообразующие минералы.

Кристаллохимическая структура минералов этой группы характеризуется наличием двойных цепочек (или лент), состоящих из кремнекислородных тетраэдров. Формула комплексного кремнекислородного аниона имеет вид $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$. Двойные цепочки вытянуты вдоль третьей кристаллографической оси и соединяются между собой катионами, связанными с гидроксильными ионами. Общая схематическая формула амфиболов:



где R — одно-, двух- и трехвалентные катионы. При этом катионы с большим радиусом относятся к катионам с малым радиусом, как 2 : 5.

Амфиболы кристаллизуются в ромбической и моноклинной сингониях. Ромбические амфиболы — довольно редкие минералы, моноклинные — распространенные. Для них весьма характерна совершенная спайность по призме $\{110\}$ под углом около 56° .

Наиболее часто встречающимся представителем моноклинных амфиболов является обыкновенная роговая обманка — $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$.

Облик кристаллов призматический, реже короткостолбчатый (рис. 59). Образует удлинненные зерна, зернистые массы. Цвет черный, в тонких сколах темно-зеленый. Блеск стеклянный. Твердость — 5,5—6. Характерен занозистый излом. Разновидность бурого цвета, богатая титаном и железом, называется базальтической роговой обманкой.

Лучистые амфиболы представлены изоморфным рядом: тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$ — актинолит $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$. Кристаллы этих минералов имеют тонкопризматический или волокнистый облик. Образуют плотные массы спутанно-волокнистого сложения, игольчатолучистые агрегаты.

Тремолит белый или светло-серый, актинолит серо-зеленый. Тонковолокнистые плотные массы с шелковистым мерцающим блеском называют нефритом.

Приоксены — распространенные породообразующие минералы. Об-

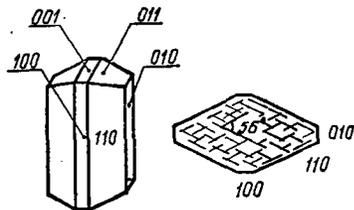


Рис. 59. Призматический кристалл обыкновенной роговой обманки и спайность по $\{110\}$ в поперечном разрезе

щее количество пироксенов и амфиболов в земной коре составляет около 16%.

Кристаллохимическая структура пироксенов и амфиболов имеет общие черты, хотя структура пироксенов менее сложная. Она представляет собой вытянутые вдоль третьей кристаллографической оси одинарные цепочки кремнекислородных тетраэдров, которые соединяются катионами. Схематическая формула пироксенов:



где R — катионы одно-, двух- и трехвалентных металлов.

Пироксены близки амфиболом не только некоторыми чертами своей структуры и состава, но и внешним обликом. Пироксены так же, как амфиболы, обладают совершенной спайностью по призме {110}, но угол между плоскостями спайности равен не 56° , как у амфиболов, а 87° (на глаз почти прямой). Пироксены обычно образуют короткостолбчатые кристаллы и зерна, в то время как для амфиболов более типичны удлинено-призматические кристаллы. Твердость, одинаковая с амфиболом, 5,5—6.

Ромбические (вернее, псевдоромбические) пироксены распространены менее моноклинные. Среди ромбических пироксенов известны энстатит — $Mg_2 [Si_2O_6]$, гиперстен — $(Mg, Fe)_2 [Si_2O_6]$.

Энстатит светло-серый или буровато-зеленый, гиперстен зеленый или буровато-черный. Промежуточная по содержанию магния и железа разновидность ромбических пироксенов называется бронзитом.

Наиболее распространенным моноклинным пироксеном является авгит — $Ca (Mg, Fe^{2+}, Al) [Si_2O_6]$. Он образует кристаллы короткостолбчатого облика (рис. 60) и сплошные зернистые массы. Цвет черный, блеск стеклянный.

Диопсид — $CaMg [Si_2O_6]$ — имеет светло-зеленый цвет. Обычно образует зернистые массы и включения.

Эгирин — $NaFe^{3+} [Si_2O_6]$ — встречается в виде удлинено-призматических и игольчатых кристаллов. Типичны шестоватые и радиально-лучистые агрегаты. Цвет обычно зеленовато-черный

иногда красно-бурый. Черта светло-зеленая.

Группа эпидота. Минералы этой группы довольно широко распространены и даже являются основными компонентами некоторых горных пород.

Кристаллохимическая структура минералов цепочечная, но более сложная, чем у амфиболов и тем более пироксенов. Ленты алюмокислородных и кремнекислородных тетраэдров соединяются двух-

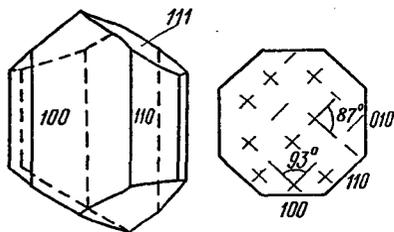


Рис. 60. Короткостолбчатый кристалл авгита и спайность по {110} в поперечном разрезе

и трехвалентными катионами. Общая формула для всех минералов этой группы имеет следующий вид:



где R^{2+} — катионы кальция, R^{3+} — катионы алюминия и трехвалентного железа.

Кальций может изоморфно замещаться двухвалентным железом, перием, лантаном, натрием и стронцием. Позицию трехвалентных катионов, помимо алюминия и железа, может занимать и хром.

Ц о и з и т — $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{OH}) [\text{Si}_3\text{O}_{12}]$. Сингония ромбическая. Кристаллы призматического облика. Обычно образует зернистые массы. Цвет серый, зеленый, красновато-бурый. Спайность совершенная по $\{010\}$ и менее ясная по $\{100\}$.

Э п и д о т — $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{OH}) [\text{Si}_3\text{O}_{12}]$. Сингония моноклинная. Призматические кристаллы вытянуты вдоль второй кристаллографической оси (рис. 61). Образует сплошные зернистые массы, радиально-лучистые агрегаты. Цвет фисташково-зеленый. С увеличением содержания железа цвет становится более темным. Твердость — 6,5. Спайность совершенная по $\{001\}$ и менее хорошая по $\{100\}$.

Минерал группы эпидота, содержащий большое количество редкоземельных элементов (церия, лантана и др.), называется ортитом. Он бурого или черного цвета, спайность не выражена, обычно радиоактивен из-за примеси тория. Растворяется в соляной кислоте.

Берилл — $\text{Be}_3\text{Al}_2 [\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Кристаллохимическая структура характеризуется кольцевыми сочетаниями шести кремнекислородных тетраэдров. Кольца тетраэдров связываются двухвалентными катионами бериллия и трехвалентными катионами алюминия.

Сингония гексагональная. Облик кристаллов призматический с гранями призмы $\{10\bar{1}0\}$ и хорошо развитым пинакондом $\{0001\}$. Берилл образует прекрасные кристаллы, друзы, сплошные массы шестоватых кристаллов.

Цвет обычно зеленый или желтоватый, блеск стеклянный. Разновидности ярко-зеленого цвета называются изумрудами, прозрачные синевато-голубые кристаллы — аквамаринами. Редко встречается розовый берилл (в о р о б ь е в и т). Твердость высокая (7,5—8). Спайность не выражена.

Берилл имеет важное значение, так как является наиболее распространенным бериллиевым минералом. Бериллий — самый легкий металл, в полтора раза легче алюминия. А. Е. Ферсман называл бериллий металлом будущего. Сплавы бериллия с алюминием, медью и другими металлами отличаются высокой прочностью. Бериллиевые сплавы используют в атомном производстве.

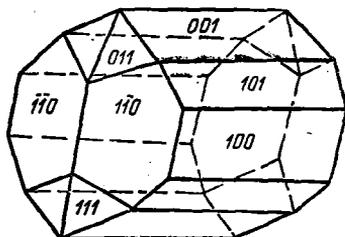


Рис. 61. Кристалл эпидота

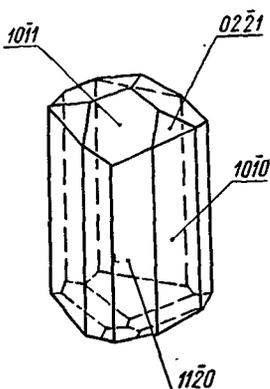
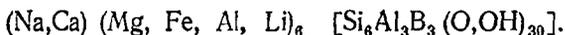


Рис. 62. Короткопризматический кристалл турмалина

Группа турмалина. Эти минералы довольно часто встречаются, хотя и не являются порообразующими. По своему составу эти минералы — сложные алюмоборосиликаты. В кристаллической структуре турмалина комплексные анионы представляют собой двойные кольца. Один слой этих колец сложен кислородными тетраэдрами с кремнием в центре, а второй — кислородными тетраэдрами, в центре которых расположены ионы бора и алюминия. Формула такого анионного комплекса, состоящего из двух колец тетраэдров, — $[\text{Si}_6\text{Al}_3\text{B}_3\text{O}_{30}]^{18-}$.

Кольцевые анионные комплексы сложным образом соединяются при помощи катионов кальция, натрия, магния, железа, алюминия и лития. При этом большое количество двухвалентного магния сопровождается появлением ионов гидроокисла вместо ионов кислорода. С увеличением содержания катионов алюминия количество гидроксильных групп уменьшается.

Общая формула минералов группы турмалина:



Магнезиальные турмалины называют **дравитом**, железистые — **шерлом**, литиевые — **эльбантом**.

Сингония турмалина **тригональная**. Кристаллы имеют удлиненно-призматический облик (рис. 62). Они образованы гранями тригональных призм, несущих вицинальную штриховку параллельно третьей кристаллографической оси. Очень часто образует веерообразные и радиально-лучистые агрегаты (так называемые турмалиновые солнца), спутанно-волокнистые массы.

Безжелезистые турмалины имеют светло-зеленый, желтый, красный цвет. Железистые турмалины обычно черные и лишь в тонких сколах просвечивают бурым, синим или зеленым. Часто встречаются кристаллы с зональной полихромной окраской. Блеск стеклянный.

Твердость — 7—7,5. Спайность не выражена. В кислотах не разлагается.

Группа оливина. Минералы этой группы представляют сплошной изоморфный ряд от чисто железистого **фаялита** до магнезиального **форстерита**. Промежуточные разновидности называют **оливином** — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$.

Кристаллохимическая структура минералов группы оливина характеризуется изолированными кремнекислородными тетраэдрами, которые соединяются ионами магния и двухвалентного железа.

Сингония ромбическая. Кристаллы редки (рис. 63). Они имеют своеобразный облик благодаря развитию граней призм $\{110\}$ и $\{021\}$.

Цвет желтый, с зеленоватым отливом (оливковый). Блеск стеклянный. Твердость — 6,5—7. Спайность плохо выражена. Разлагается концентрированной серной кислотой.

Оливин не только породообразующий минерал земной коры, но и распространенный компонент метеоритов.

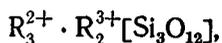
Прозрачные зеленовато-желтые кристаллы оливина — хризолиты — являются драгоценными камнями.

Циркон — $ZrSiO_4$. Кристаллохимическая структура представляет собой изолированные кремнекислородные тетраэдры, соединенные катионами циркония. Сингония тетрагональная. Встречается, как правило, в виде призматических кристаллов, образованных тетрагональными призмами и бипирамидами (рис. 64).

Цвет желтый, реже оранжевый. Радиоактивные разновидности (малаконы) бурые. Блеск на гранях алмазный. Твердость — 7—8. Спайность не выражена.

Циркон — основное природное соединение циркония. Этот металл необходим для некоторых новых отраслей промышленности.

Группа гранатов. Гранаты не являются распространенными породообразующими минералами, однако в некоторых случаях они служат важной составной частью горных пород. Общая схематическая формула этих минералов:



где R^{2+} — двухвалентные катионы кальция, магния, железа и марганца, R^{3+} — трехвалентные катионы алюминия, железа, хрома и марганца.

Кристаллохимическая структура гранатов образована изолированными кремнекислородными тетраэдрами, между которыми располагаются ионы трехвалентных и двухвалентных катионов. Каждый трехвалентный катион окружен шестью, а двухвалентный — восьмью ионами кислорода.

Гранаты кристаллизуются в кубической сингонии. Обычно они находятся в виде хорошо образованных кристаллов (рис. 65), а также зернистых масс. Наиболее типичны формы ромбододекаэдра

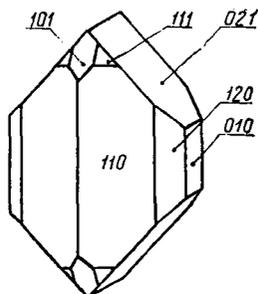


Рис. 63. Кристалл оливина

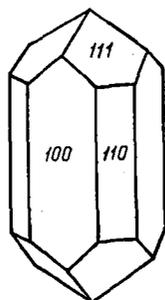


Рис. 64. Распространенный облик кристаллов циркона

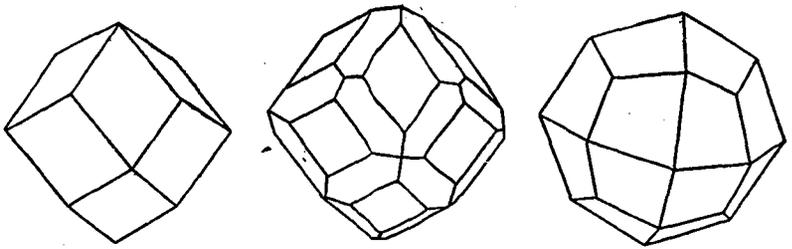


Рис. 65. Распространенные формы кристаллов граната: слева — ромбододекаэдр, справа — тетрагонитриоктаэдр, в центре — их комбинация {110} и тетрагонитриоктаэдра {211}. Форма {110} настолько характерна для кристаллов гранатов, что прежде ромбододекаэдр называли гранатоздром.

Состав и соотношение катионов в гранатах очень разнообразны. Это обусловлено сложными явлениями изоморфизма. Изменение химического состава отражается на физических свойствах минералов, в первую очередь на их окраске. В группе гранатов можно обнаружить все цвета за исключением синего.

Твердость гранатов меняется от 6,5 до 7,5. Спайность не выражена. Несмотря на высокую твердость, гранаты хрупки. Излом неровный.

Связь химического состава и некоторых физических свойств минералов группы гранатов показана в таблице 2.

Таблица 2

Физические свойства гранатов

Минерал	Состав	Удельный вес	Цвет	Твердость
Пироп	$Mg_3Al_2 [Si_4O_{12}]$	3,51	Кроваво-красный до черного	7,0—7,5
Гроссуляр	$Ca_3Al_2 [Si_4O_{12}]$	3,53	Желтый, светло-зеленый, бурый	6,5—7,0
Спессартин	$Mg_3Al_2 [Si_4O_{12}]$	4,18	Оранжево-желтый, красный, бурый	7,0—7,5
Альмандин	$Fe_3Al_2 [Si_4O_{12}]$	4,25	Красно-бурый до черного	7,0—7,5
Уваровит	$Ca_3Cr_2 [Si_4O_{12}]$	3,52	Изумрудно-зеленый	6,5—7,0
Андрадит	$Ca_3Fe_2 [Si_4O_{12}]$	3,75	Буровато-черный, черный	6,5—7,0

Высокая твердость и хрупкость наиболее распространенных гранатов — спессартинов и альмандинов — позволяет использовать их в промышленности в качестве абразивного материала. Хорошо ограненные прозрачные кристаллы гранатов являются драгоценными камнями.

Группа дистена. Химический состав минералов этой группы отвечает формуле Al_2OSiO_4 . В кристаллохимической структуре этих минералов изолированные кремнекислородные тетраэдры связаны ионами алюминия, которые соединены с добавочными ионами кислорода.

Дистен (кианит). Сингония триклинная. Облик кристаллов столбчатый, удлиненно-призматический. Встречаются снеповидные агрегаты. Цвет синий различных оттенков, серый. Твердость в различных направлениях неодинакова: на грани (100) — 4,5, на грани (010) — 7. Спайность совершенная по {100} и менее совершенная по {010}.

Андалузит. Сингония ромбическая. Облик кристаллов столбчатый, образует лучистые и зернистые агрегаты. Цвет серый, буроватый, красный. Твердость высокая (7—7,5).

Силлиманит. Сингония ромбическая. Кристаллы игольчатой формы. Образует плотные массы лучистого и волокнистого строения. Цвет серый, буроватый, бледно-зеленый.

Минералы группы дистена — ценное сырье для производства высокоогнеупорных материалов, стойких к кислотам и щелочам.

Некоторые силикаты слоистой структуры. Хлориты. Минералы этой группы широко распространены и в ряде случаев играют роль породообразующих. Обычно они обладают слюдоподобным обликом и зеленым цветом (от греч. *хлорос* — зеленый).

Состав и строение хлоритов сложны и во многих отношениях недостаточно изучены.

По особенностям кристаллохимической структуры выделяют подгруппы собственно хлоритов и псевдохлоритов. Среди первых преобладают силикаты магнезия, среди вторых — силикаты железа.

Структура собственно хлоритов характеризуется наличием трехслойных пакетов, построенных, как у биотита, но разделенных слоями состава $Mg(OH)_2$. Эти минералы кристаллизуются в моноклинной сингонии. Кристаллы имеют псевдогексагональный таблитчатый по (001) или листоватый облик. Минералы, как правило, встречаются в виде листочков, мелких чешуек, псевдоморфоз по биотиту.

Твердость низкая (около 2). Цвет зеленый различных оттенков. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Спайность совершенная по (001). Спайные листочки, в отличие от слюд, не упруги. С трудом разлагаются в серной кислоте.

Наиболее распространенными представителями собственно хлоритов являются **пеннин** и **клинохлор**.

Псевдохлориты изучены значительно хуже собственно хлоритов. Типичный их представитель — **шамозит**. Он образует оолиты с концентрически-зональным сложением, мелкочешуйчатый аморфный цемент песчаников, землистые массы.

Цвет темно-зеленый, черный. Черта зеленовато-серая. Легко разлагается кислотами.

Богатые железом псевдохлориты, в частности шамозит, разрабатывают как руды железа.

Группа серпентина. Минералы этой группы в определенных условиях имеют значение породообразующих и слагают крупные массивы. Облик серпентиновых пород напоминает змеиную кожу.

Русское название таких горных пород — з м е е в и к. Известны две разновидности серпентина — антигорит и хризотил.

Антигорит — $Mg_6(OH)_8 [Si_4O_{10}]$. Кристаллохимическая структура слоистая, обусловленная повторением двуслойных пакетов, состоящих из слоя кремнекислородных тетраэдров и слоя магниевых гидроксильных октаэдров. Сингония моноклиная. Образует плотные скрытокристаллические массы. Характерны зеркала сколжения. Под микроскопом видно пластинчатое и чешуйчатое строение.

Цвет зеленый, зеленовато-черный, гелевидная разновидность (серпофит, благородный змеевик) имеет бледно-зеленую или желтоватую окраску. Блеск жирный, у серпофита восковой. Твердость — 2—3, спайность заметна только у крупночешуйчатых разновидностей. Разлагается кислотами.

Разновидность, содержащая значительные количества никеля (часто больше, чем магния), называется ре в д и н с к и т о м. Он обладает голубовато-зеленым цветом. Ревдинскит входит в состав так называемых силикатных руд никеля.

Хризотил (асбест) — $Mg_3(OH)_2 [Si_2O_5] \cdot nH_2O$. Кристаллохимическая структура слоистая, однако обломки листов кристаллохимической структуры свернуты в тончайшие трубочки. Внешне это проявляется в волокнистом строении минерала. Параллельно-волокнистые ясно кристаллические агрегаты хризотила называются хризотил-асбестом.

Цвет желтый, серый, грязно-зеленый, с золотистым оттенком. Блеск шелковистый. Твердость — 2—3. В соляной кислоте растворяется. Огнестоек и устойчив по отношению к щелочам.

Обладает способностью расщепляться на тончайшие волокна. Это позволяет использовать асбест для изготовления огнестойких тканей. Из коротковолокнистого асбеста делают различные огнестойкие и электроизоляционные материалы.

Группа талька. Минералы этой группы представлены тальком — $Mg_3(OH)_2 [Si_2O_5]$ и пирофиллитом — $Al_2(OH)_2 [Si_2O_5]$. Кристаллохимическая структура этих минералов слоистая, двуслойная и различается составом катионов в октаэдрических слоях. В тальке присутствуют катионы магния, в пирофиллите алюминия.

Оба минерала относятся к моноклиной сингонии, но кристаллов, как правило, не образуют. Обычны плотные чешуйчатые массы с совершенной спайностью по (001) и низкой твердостью (1).

Тальк имеет бледно-зеленый цвет, чешуйки прозрачны. Блеск на поверхности чешуек стеклянный и перламутровый. На ощупь жирный, поэтому его называют жировиком, мыльным камнем т. д.

Пирофиллит белый, с желтоватым или слабо-зеленым оттенком. Блеск мерцающий, перламутровый. От талька часто неотличим. На огне расщепляется на тонкие листочки.

Тальк широко применяется в бумажной и резиновой промышлен-

ности, в парфюмерии, в электротехнике для изготовления изоляторов.

Глинистые минералы. В этом разделе будет рассмотрено несколько этих минералов, обладающих некоторыми общими чертами кристаллохимической структуры и физических свойств. Всем глинистым минералам свойственна слоистая структура. По строению плоских листов (пакетов) глинистые минералы подразделяются на две группы. К группе двуслойных относятся минералы, кристаллохимическая структура которых представляет собой сочетание двуслойных пакетов. Один слой сложен кремнекислородными тетраэдрами, другой — гидроксильными октаэдрами, в центре которых находятся ионы алюминия или магния.

Структура трехслойных глинистых минералов состоит из трехслойных пакетов. В каждом из них внутренний октаэдрический слой ограничен сверху и снизу слоями кремнекислородных тетраэдров. Пакеты соединяются между собой либо непосредственно, либо посредством ионов с большим радиусом. Тетраэдрические кремнекислородные слои имеют состав $n [\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$, состав октаэдрических слоев меняется в различных минералах.

Схема строения минералов слоистой структуры приведена на рис. 66.

Часть кремния в четвертой координации может замещаться алюминием, а алюминий в шестерной координации — железом и магнием.

Группа двуслойных глинистых минералов. Каолинит — $\text{Al}_4(\text{OH})_8 [\text{Si}_4\text{O}_{10}]$. Кристаллохимическая структура каолинита состоит из двуслойных пакетов. Каждый пакет сложен слоем кремнекислородных тетраэдров и слоем алюмогидроксильных октаэдров.

Сингония моноклинная. Кристаллы крайне редки, хотя часто встречаются чешуйки каолинита с четкими гексагональными очертаниями. Образует белые, мягкие, тонкочешуйчатые массы. Часто окрашен примесями в красные, желтые, бурые тона.

Твердость около 2. Спайность весьма совершенная по $\{001\}$, что обуславливает чешуйчатость минерала.

Каолинит — важный вид сырья для керамической промышленности. Из него готовят различные фарфоровые и фаянсовые изделия.

Галлуазит — $\text{Al}_4(\text{OH})_8 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. В кристаллохимической структуре этого минерала также есть двуслойные пакеты типа каолинита, но они разделены слоями молекул воды. При увеличении около 10 000 и более раз (в электронном микроскопе) видно, что частицы галлуазита имеют игольчатое строение. Предполагают, что частицы минералов представляют собой тонкие трубочки, в которые свернуты тончайшие пластинки.

Галлуазит образует землистые скопления, корочки, форфоровидные массы с плоскораковистым изломом. Цвет белый, светло-серый, желтоватый. Блеск восковой, матовый. Твердость — 1—2. На глаз неотличим от каолинита.

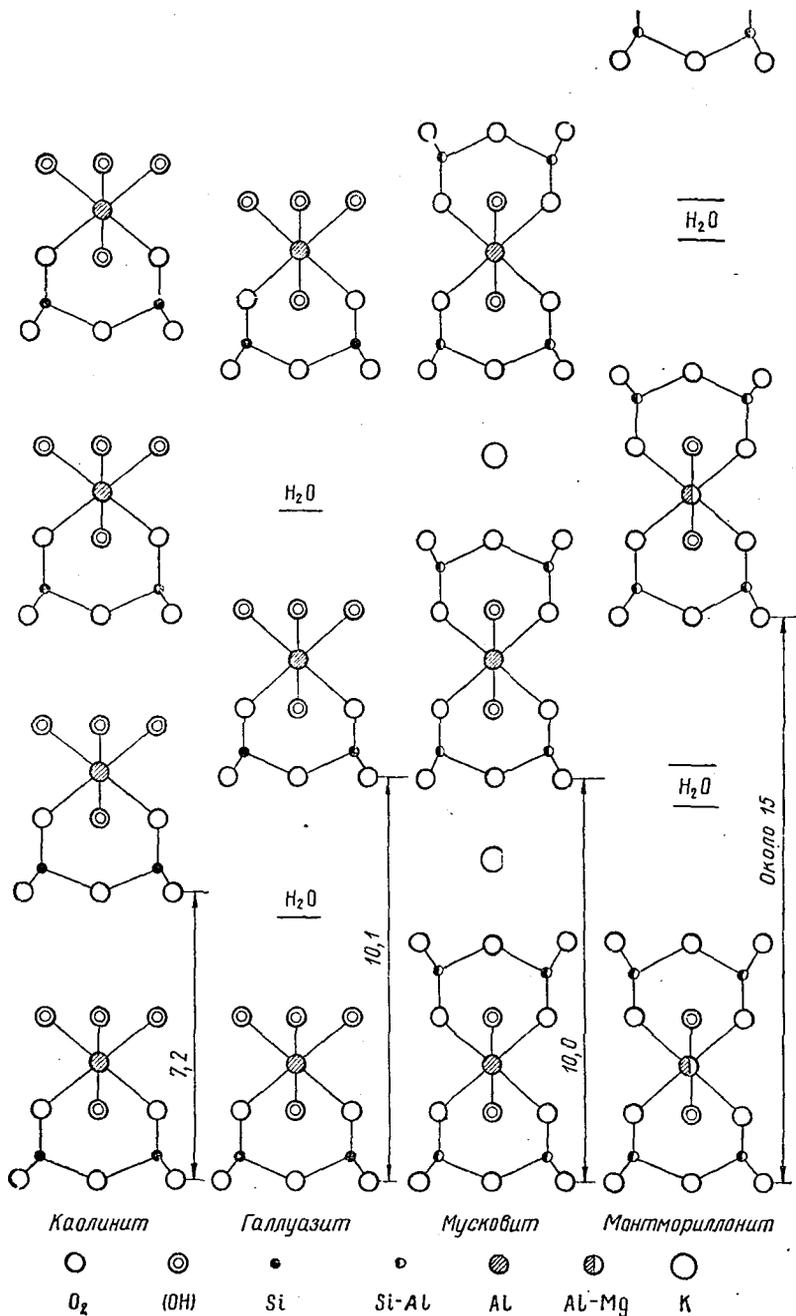


Рис. 66. Схема строения глинистых минералов

К этой группе относится целый ряд других минералов, в том числе никелевые силикаты, имеющие промышленное значение (например, гарниерит).

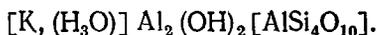
Группа трехслойных глинистых минералов. Монтмориллонит — $\text{Al}_2(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Особенностью структуры этого минерала является разделение трехслойных пакетов слабо связанной водой. Структурная формула схематична, так как часть кремния в четверной координации может замещаться алюминием, а алюминий в шестерной координации — ионами магния, железа, никеля, цинка, меди и др.

Слабая связанность отдельных листов — пакетов в кристаллохимической структуре монтмориллонита обуславливает способность этого минерала сильно набухать в присутствии воды. Объем монтмориллонитовых глин при этом может увеличиваться в несколько раз.

Цвет серый, черный, красноватый, зеленый. Блеск матовый, жирный на ощупь.

Монтмориллонитовые глины применяются при бурении нефтяных скважин для приготовления глинистого раствора. В нефтяной и текстильной промышленности их широко используют для очистки продуктов производства, в резиновой и косметической промышленности применяют в качестве наполнителей.

Гидрослюды широко распространены в земной коре. Кристаллохимическая структура этих минералов занимает как бы переходное положение между структурой светлых (глиноземистых) слюд и структурой монтмориллонита. Гидрослюды обладают трехслойными пакетами, которые соединяются лишь частично ионами калия, позиции которого в большей или меньшей мере замещены катионной группой гидроксония $[\text{H}_3\text{O}]^{1+}$. Схематическая формула гидрослюды следующая:



Ионы алюминия в октаэдрической группировке обычно частично замещены магнием и железом (преимущественно трехвалентным).

Гидрослюды составляют большую, недостаточно изученную группу глинистых минералов. Среди них особо следует отметить глауконит, образующийся на дне моря. Этот минерал имеет темно-зеленый цвет и представлен обычно округлыми образованиями (песчинками).



Ч А С Т Ь II.

ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ И ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИИ

Современный облик Земли — результат сложного взаимодействия геологических процессов. Геологическими исследованиями установлено, что в истории Земли многократно изменялись физико-географические условия и на фоне общей закономерной эволюции каждый раз происходило обновление органического мира. Это совпадало с эпохами мощных горообразовательных движений, сопровождающихся смятием слоев горных пород в складки, крупными разрывными нарушениями земной коры, вулканизмом и другими процессами. Осадочные горные породы, развитые в верхней части земной коры, и включенная в них ископаемая фауна указывают на то, что на месте Восточно-Европейской равнины, Западно-Сибирской равнины и в других районах происходило неоднократное наступление и отступление моря. Высокие молодые горные сооружения, такие, как Альпы, Карпаты, Кавказ и др., возникли на месте глубоких морей. Вместе с тем некоторые, более древние горные сооружения в значительной степени сnivelированы водой, ветром и другими внешними агентами.

Геологические процессы вызываются различными источниками энергии. Одни из них связаны с силами, возникающими внутри Земли, и называются процессами внутренней динамики или эндогенными процессами. К ним относятся магматизм, метаморфизм горных пород, движения земной коры, вызывающие медленные прогибания и поднятия отдельных участков, складчатые и разрывные нарушения горных пород (тектонические движения), горообразование, землетрясения.

Другой комплекс процессов проявляется на поверхности Земли или в верхних частях земной коры и связан с воздействием разнообразных внешних факторов (атмосферы, гидросферы, биосферы и др.). Эти процессы называются процессами внешней динамики или экзогенными процессами. К ним относятся выветривание, деятельность поверхностных текучих вод, подземных вод, ледников, моря, ветра и др. В результате разрушительной деятельности внешних факторов возникает

большое количество обломочного материала и растворенных веществ, которые перемещаются различными способами. Вся совокупность процессов разрушения горных пород и сноса разрушенного материала объединяется под общим названием *денудация* (от лат. *денудацио* — обнажение). Она наиболее интенсивно проявляется на возвышенных участках, откуда весь разрушенный материал сносится в моря и океаны, где происходит его накопление, или аккумуляция (от лат. *аккумуляцио* — накопление).

Внутренние силы, а именно тектонические движения, создают неровности земной поверхности, а внешние силы направлены на уничтожение неровностей, на выравнивание рельефа. Между ними существует закономерная причинно-следственная связь.

С геодинамическими процессами связано формирование земной коры, различных горных пород, соотношения их друг с другом. Горные породы, слагающие земную кору представляют собой минеральные агрегаты, состоящие из одного или определенных сочетаний минералов. По своему происхождению они подразделяются на три основные группы: 1) *магматические* (и *изверженные*) породы, связанные с проникновением в земную кору или извержением на поверхность (в вулканах) силикатного расплава — магмы; 2) *осадочные* породы, образовавшиеся путем осаждения на дне морей и океанов и на континентах обломочных, хемогенных и биогенных осадков; 3) *метаморфические* породы, возникающие в результате глубокого изменения (метаморфизма) различных горных пород под влиянием температуры, давления и горячих водных и газовых растворов. Все категории горных пород, изучаемые петрографией, рассматриваются ниже в соответствующих главах.

Глава IV. МАГМАТИЗМ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Один из важнейших эндогенных процессов — магматизм, играющий большую роль в формировании земной коры. Под магматизмом понимается совокупность геологических процессов, заключающихся в образовании и эволюции магмы в глубине земной коры и в подкоревой оболочке — мантии Земли — и перемещении ее к поверхности. Магма (от греч. *магма* — тесто, густая мазь) представляет собой сложный, преимущественно силикатный, расплав мантийного или корового вещества, насыщенный растворенными в нем газами. Изучение современной вулканической деятельности и данные сейсмических исследований показывают, что магма возникает не повсеместно, а только в отдельных, изолированных очагах на разных уровнях от поверхности Земли. В зависимости от характера движения магмы — от очагов к поверхности и степени проникновения ее в земную кору — магматизм подразделяется на два типа: 1) *эффузивный магматизм*, или вулканизм (от

лат. *эффузио* — излияние, растечение); 2) интрузивный магматизм (от лат. *интрузио* — внедрение), или плутонизм (от греч. *плутон* — бог подземного царства).

ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, ИЛИ ВУЛКАНИЗМ

При эффузивном магматизме магма прорывает всю земную кору и извергается на поверхность. При извержениях вулканов из магмы выделяется большое количество газов, находившихся в ней на глубине в растворенном состоянии. В результате этого изливающаяся на поверхность магма отличается от изначальной и называется лавой (от итал. *лава* — затопляю). Извержения происходят через выводные отверстия, округлые цилиндрические, или трещины. Вулканы представляют собой чаще всего возвышенности, образованные продуктами извержения, с кратером на вершине. Характер вулканических извержений и формы, создаваемые ими, многообразны. В одних случаях из кратера вулкана или из открытой трещины происходит относительно спокойное излияние лавы без или почти без газовых взрывов. Деятельность некоторых вулканов проявляется в исключительно мощных газовых взрывах. У многих вулканов сильные газовые взрывы сочетаются с извержением лавы. Указанные различия в значительной степени обусловлены степенью вязкости лавы, зависящей от ее состава.

Продукты извержения вулканов. Среди продуктов извержений вулканов выделяют три типа: жидкие (лавы), газообразные и твердые. Лавы по составу различны. По содержанию SiO_2 они подразделяются, как и горные породы, на кислые — липаритовые (риолитовые) и дацитовые ($\text{SiO}_2 > 65\%$), средние — андезитовые (65—52%), основные — базальтовые (52—45%) и ультраосновные — перидотитовые (<45%). Основные и ультраосновные лавы тяжелые, высокотемпературные (до +1200—1300 °C), обогащены кальциевыми и железистомагнезными соединениями, отличаются малой вязкостью и большой подвижностью. Кислые и средние магмы, обогащенные кремнеземом, содержат много щелочных компонентов и отличаются высокой вязкостью и малой подвижностью.

Газообразные продукты играют важную роль при вулканических извержениях, особенно при взрывном характере последних. Струи горячего вулканического газа называют фумаролами (от лат. *фума* — дым)¹. Наибольшее значение и распространение в вулканических газах имеют водород, кислород, углерод и сера, образующие те или иные соединения в зависимости от температуры. Кроме того, присутствуют фтор, хлор, бор, азот, аргон и их соединения. Следует отметить постоянное присутствие воды, но при высоких температурах частично проявляется диссоциация на H_2 и O_2 .

¹ Нередко в литературе слово «фумарола» употребляется применительно к отверстию, из которого выходят вулканические газы.

В состав высокотемпературных (+500—700 °С) фумарольных газов входят хлористо-сернокисло-углекислые газы (HCl, HF, NH₄Cl, SO₂, CO, CO₂, В, H₂), хлористые соединения (Fe, К, Na и др.).

В составе более низкотемпературных газов (+100 — 200 °С) преобладающее значение имеют сернистые соединения, вследствие чего они получили название сольфатарные (от итал. *сольфа* — сера, *сольфатара* — серная копь). В них входят SO₂, H₂S, CO, CO₂, H₂O, CH₄, N.

При температурах ниже +100 °С выделяются углекислые фумаролы, называемые мопетными газами или мопетами, указывающими нередко на затухающую деятельность вулкана. В них преобладает CO₂, присутствуют H₂S, CH₄, H₂O, N.

В перечисленных газовых компонентах, несомненно, присутствует, помимо глубинных магматогенных газов, какая-то часть газов атмосферного происхождения. Это, по-видимому, часть N, H₂O и некоторые соединения, возникающие в процессе химического взаимодействия газов и горных пород, слагающих стенки отверстий, через которые происходят извержения. В вулканических газах присутствуют и различные металлы. Например, в газовых пробах Плоского Толбачика обнаружены медь, цинк, свинец; олово, серебро, мышьяк; в газах других вулканов присутствуют также железо, ртуть и др.

Твердые продукты образуются при извержениях, сопровождающихся крупными газовыми взрывами и выбросом большого количества лавы на значительную высоту. Выброшенная лава распыляется в атмосфере и выпадает на склоны вулкана и смежные с ним области в виде различных по размеру частиц. Все твердые продукты извержения и породы, образующиеся из них, называются пирокластическими (от греч. *пир* — огонь, *кластикос* — раздробленный) или тефрой (от греч. *тефра* — пепел). По размерам частиц и обломков (указанных ниже в скобках) твердые продукты извержений подразделяются на несколько типов: 1) вулканический пепел (меньше 0,1—0,25 мм); 2) вулканический песок (0,25—2,0 мм); 3) лапилли (от итал. *лапилли* — камешки) (до 1,5—3,0 см); 4) вулканические бомбы (от 10 см до 1 м и более).

Вулканический пепел при крупных взрывах разносится на очень далекие расстояния и, выпадая на поверхность, образует пепловые слои. Более крупные вулканические бомбы и лапилли выпадают (вместе с пепловым и песчаным материалом) ближе к кратеру вулкана. Своеобразная форма вулканических бомб — веретенообразная, грушевидная, вытянуто-овальная — отчетливо показывает, что они образуются из пластического вещества — лавы, вращающейся в атмосфере. Это отличает их от угловатых обломков горных пород, слагающих кратер и раздробленных газовыми взрывами.

Типы вулканов и характер их извержения

Классификация вулканов основывается главным образом на характере их извержений и на строении вулканических аппаратов (рис. 67). В извержениях вулканов проявляются три главных процесса, связанных с различной подвижностью лав: э ф ф у з и я — излияние лавы на поверхность; э к с п л о з и я — газовый взрыв; э к с т р у з и я — выжимание или выдавливание малоподвижного магматического вещества на поверхность. Каждый из этих процессов может проявляться отдельно. В большинстве случаев они слож-но сочетаются и обуславливают смешанный характер извержения вулканов, или же один процесс сменяется другим во времени и в пространстве. О сложности и изменчивости характера извержений свидетельствует высказывание американского геолога Г. Макдональда о том, что «нет ни одного вулкана, в котором постоянно проявлялся бы один и тот же тип деятельности». Таким образом, любая классификация вулканов имеет несколько условный характер.

Среди вулканических извержений выделяют следующие: 1) извержения центрального типа, при котором жерла вулкана (магмовыводящий канал) трубообразной формы, а создаваемый продуктами извержений вулканический аппарат имеет округлую конусовидную или щитовидную форму; 2) трещинные и 3) ареальные.

Вулканы центрального типа, в свою очередь, подразделяют на *полигенные* (от греч. *поли* — много) и *моногенные* (от греч. *моно* — один). Первые из них многократно проявляют свою деятельность, вторые всего один раз. К полигенным относится большинство известных вулканов.

Дальнейшее подразделение производится обычно по названию вулканов, в которых типично проявлялся или проявляется тот или иной характер извержений. В данной работе, помимо этой традиционной классификации, указаны преобладающие процессы, их сочетание и строение вулканических построек вулканов центрального типа.

Полигенные вулканы

I. *Эффузивные, или лавовые, вулканы.* Главным процессом в них является относительно спокойное излияние (эффузия) лавы на поверхность без существенных газовых взрывов. Примеры подобного рода извержений — вулканы Гавайских островов, Самоа, Исландии и некоторые другие.

Гавайский тип извержений. В группе вулканов Гавайских островов наиболее изучена деятельность двух: Мауна-Лоа, поднимающегося на 4168 м над уровнем Тихого океана и более чем на 9000 м над его дном; Килауэа высотой более 1200 м над уровнем океана. Лава в этих вулканах основная, базальтовая, высокотемпературная (+1200—1250 °С), жидкая, легкоподвижная. Поднимаясь по жерлу вулкана, она образует в кратере кипящее

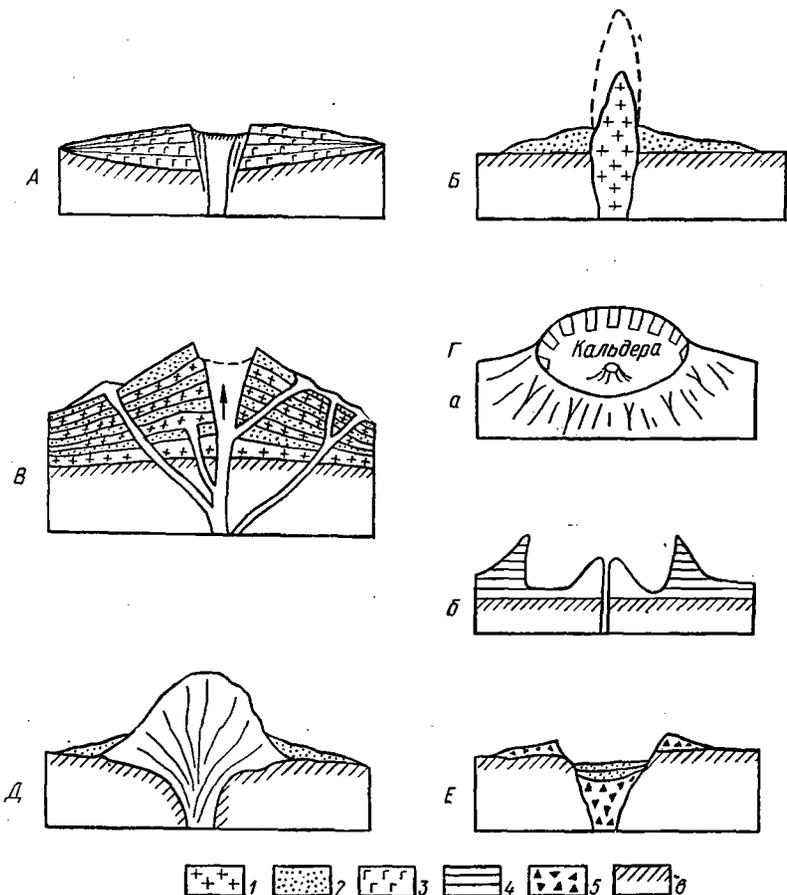


Рис. 67. Строение вулканических аппаратов в зависимости от состава лавы и характера извержений:

А — щитовой вулкан, состоящий из слоев застывшей основной лавы; Б — вулканический обелиск из застывшей вязкой лавы; В — стратовулкан; Г — кальдера: а — в плане, б — в разрезе; Д — вулканический купол из застывшей вязкой лавы; Е — эксплозивная воронка (маар); F — застывшая лава кислого и среднего состава; 2 — твердые продукты извержения; 3 — застывшие лавы основного состава; 4 — остатки древнего конуса; 5 — брекчия взрыва; 6 — коренные породы

озеро, переливается через его края и стекает по склону в виде потоков, распространяющихся до 50—80 км, иногда до 100 км и более. Газы из лавы выделяются относительно спокойно, образуют иногда всплески, лавовые фонтаны. Отсутствие крупных газовых взрывов определяет незначительное содержание пирокластического материала в вулканических постройках. Коэффициент эксплозивности в этом типе не превышает 5—10%, и поэтому такие вулканы называют эффузивными или лавовыми. Они имеют форму огромных пологих (наклон склонов 5—10°) щитов, сложенных преи-

мущественно радиально расположенными слоями застывшей лавы разного времени извержений, накладывающимися друг на друга (рис. 67, А). На склонах таких вулканов наблюдаются радиальные трещины, в пределах которых происходят побочные извержения базальтовой лавы. При извержении из магматического резервуара больших объемов лавы происходит проседание верхней части вулкана с образованием крупных депрессий, называемых к а л ь д е р а м и. Кальдеры наблюдаются в вулканах и с иным характером извержений, особенно сопровождающихся крупными газовыми взрывами. В этом случае кальдеры образуются как в результате проседания, так и взрыва верхней части вулканического аппарата, примыкающей к кратеру.

II. *Эксплозивные (газово-взрывные) и эксплозивно-экструзивные вулканы.* Особенностью извержений этих вулканов являются крупные газовые взрывы почти без излияния лав (или в ограниченных размерах). У некоторых вулканов газово-взрывная деятельность сочетается с экструзиями — выдавливанием, выжиманием вверх на поверхность лавы в вязком или затвердевшем состоянии.

Пелейский тип извержения наблюдался и описан в пределах вулкана Монтань-Пеле на острове Мартиника в группе Малых Антильских островов. Лава этого вулкана, богатая кремнеземом, обладает большой вязкостью, малой подвижностью и выдавливается из жерла вулкана в виде обелисков, или куполов. Затвердевая, она образует пробку, которая в дальнейшем может быть разрушена взрывом. Катастрофическое извержение вулкана произошло в 1902 г. Сильным, направленным под углом газовым взрывом выбросило огромную раскаленную лавину, состоящую из высокотемпературных твердых частиц лавы, взвешенных в газе. Эта лавина, температура которой достигала + 700 °С, двинулась по склону горы со скоростью около 150—160 км/ч и полностью уничтожила город Сен-Пьер с населением около 30 тыс. человек, расположенный в 10 км от вулкана. Через несколько месяцев после извержения из жерла вулкана начала постепенно выжиматься вязкая лава, образовавшая экструзивный обелиск высотой в несколько сотен метров. В середине 1903 г. он полностью разрушился. Последующее извержение Монтань-Пеле в 1929 г. имело тот же характер — сочетание газово-взрывной и экструзивной деятельности. Вулканический аппарат при пелейском типе состоит преимущественно из твердых продуктов извержений (пепла, пемзы, обломков экструзивных куполов) и называется о б л о м о ч н ы м (рис. 67, Б).

Сходные извержения наблюдались в 1956 г. Г. С. Горшковым в вулкане Безымянном на Камчатке и отмечены Г. Макдональдом в 1951 г. при извержении вулкана Ламингтон (Новая Гвинея).

Близкий с пелейским был характер извержения вулкана Катмай на Аляске. В 1912 г. произошло крупное газово-взрывное извержение и направленный выброс горячих лавин газово-пироклас-

тической смеси. Последняя заполнила прилежащую с северо-запада глубокую долину на расстоянии 23 км. В течение многих лет из потока наблюдалось массовое выделение высокотемпературных газов. Поэтому заполненную часть долины называют «долиной десяти тысяч дымов». Центр извержения в 1912 г. располагался не в кратере Катмая, а в жерлах, возникших в верховьях долины и группирующихся в зоне трещин. Здесь возник пепловый конус, а позже экструзивный купол Новарупта. Вместе с тем большой объем выброшенного материала из единого магматического резервуара нарушил равновесие и в пределах Катмая, где произошло проседание вулканического конуса на 350 м и образовалась кальдера размером 4,3 × 3,0 км. Высокотемпературная газово-пирокластическая смесь (пепел, песок, пемза), спекаясь, свариваясь, образует своеобразную породу, называемую игнимбритом с полосчатой текстурой.

Кракатауский тип извержения выделен по названию вулкана на острове Кракатау, расположенного в Зондском проливе между островами Ява и Суматра. Фактически этот остров представляет собой три сросшихся вулкана, расположенных в обширной депрессии — кальдере. Катастрофическое газово-взрывное извержение в пределах этого вулкана произошло 27 августа 1883 г., которому предшествовали умеренные газовые взрывы в мае, июне, июле и два довольно мощных взрыва 26 августа. Гигантский газовый взрыв 27 августа уничтожил $\frac{2}{3}$ острова, и на этом месте образовалась большая подводная кальдера размером 6,4 × 7,2 км. Ее происхождение, по-видимому, связано не только с взрывом горы, но и с проседанием поверхности, вызванным выбросом огромного количества магмы дацитового состава (SiO_2 —65%) в атмосферу. Газово-пепловое облако поднялось на высоту десятков километров, а звук этого гигантского взрыва был слышен на расстоянии 4000—5000 км. Было выброшено около 18 км³ твердых продуктов, а взрывная энергия оценивалась в 10²⁶ эрг. В результате извержения возникли огромные волны, называемые цунами, принесшие большие бедствия населению островов Ява и Суматра. С ними связывают гибель 36 тыс. человек. Вулканическая деятельность Кракатау возобновилась через 44 года, когда внутри кальдеры вырос новый конус из лав базальтового и андезито-базальтового состава (SiO_2 — 52%), названный Анак-Кракатау (анак — дитя).

Особый тип газово-взрывного извержения был зарегистрирован в 1883 г. у вулкана Бандай. В результате колоссального газового взрыва была снесена вся вершина вулкана и его высота уменьшилась на 640 м. Выброшенный взрывом материал состоял из обломков горных пород, слагавших ранее верхнюю часть кратера. Отсутствие пирокластического материала в обломках указывает на то, что это извержение не было связано с магматическим резервуаром, а вызвано парами и газами, образовавшимися за счет проникновения в глубину поверхностных и подземных вод и их нагрева до высокой температуры.

III. *Эксплозивно-эффузивные (газово-взрывные-лавовые) вулканы.* К этой категории относятся известные вулканы Италии — Везувий, Этна, Стромболи и Вулькано, многие вулканы Камчатки, Курильских и Японских островов, Южной Америки и др. Состав извергаемых лав в этих вулканах различен — от основных (базальтовых) до кислых (липаритовых). Во многих вулканах островных дуг преобладают средние андезитовые или андезито-дацитовые лавы, относительно вязкие и мало подвижные. Среди рассматриваемых вулканов условно выделяются несколько типов извержений.

Стромболианский тип извержения назван по вулкану Стромболи, поднимающемуся в Средиземном море до высоты более 900 м. Для этого вулкана характерны газовые взрывы и ритмичные выбросы раскаленных продуктов извержения (бомбы, лапилли, шлаки — пористые, пузыристые куски лавы, относительно мало пепла), падающих на склоны. Лава этого вулкана в сравнении с гавайскими более вязкая, менее подвижная, поэтому лавовые потоки, вытекающие из кратера, короче и толще. Умеренные извержения стромболианского типа иногда сменяются короткими периодами более мощной деятельности, когда газовыми взрывами на большую высоту выбрасываются бомбы и другие твердые продукты (в том числе много вулканического пепла), выпадающие на расстоянии нескольких километров от кратера.

Вульканианский и этно-везувийанский типы извержений выделяют по названию итальянских вулканов — Вулькано (в группе Липарских островов), Этна на острове Сицилия и Везувий вблизи Неаполя. К этой категории относится ряд вулканов Камчатки, Курильских островов и других районов. Лавы в этих вулканах различны. Во многих из них они андезитовые, андезито-дацитовые и даже липаритовые, отличаются большой вязкостью, малой подвижностью и насыщенностью газами. Извержения в них происходят с сильными газовыми взрывами и выбросом огромного количества пирокластического материала. Лава, вытекая из кратера, образует относительно короткие потоки различной мощности. Характерная особенность некоторых вулканов — наличие побочных, или паразитических, вулканов, располагающихся на склонах основного конуса. Так, на склонах Этны насчитывается свыше 200, а на склонах вулкана Ключевская Сопка на Камчатке более 60 побочных вулканов. Извержения нередко происходят через побочные вулканы, расположенные на разных гипсометрических уровнях и почти не проявляются в центральном кратере или проявляются в меньшей степени. Так, в 1938 г. на восточном склоне Ключевской Сопки (общая высота 4750 м) на высотах 1800—1900 м на протяжении 7 км возникли 5 боковых кратеров, в верхних из них происходили взрывы, в нижних — излияния лавы. Через некоторое время вся деятельность сосредоточилась в самом нижнем кратере — Билуока — и продолжалась в течение 390 дней. За это время из него изверглось

около 240 млн. м³ лавы, в то время как из главного кратера Ключевской Сопки всего 14 млн. м³.

Интересные наблюдения над составом лав были проведены Г. С. Горшковым на Ключевской Сопке. По этим данным, лавы, извергающиеся из основного кратера, могут быть обогащены кремнеземом (андезитовые, андезит-дацитовые), в то время как из побочных кратеров возможно излияние основной, более подвижной лавы. Аналогичные явления отмечены для Этны. Это свидетельствует о расслоении (дифференциации) магмы в жерле и магматическом резервуаре и отчасти более глубоком расположении магмовыводящих каналов побочных вулканов.

Общая направленность извержений описываемых смешанных explosивно-эффузивных вулканов в схеме может быть представлена в виде определенных стадий: более ранней explosивной и более поздней эффузивной. Иногда после извержений в этих вулканах происходит выжимание вязких лав, застывающих в жерле и кратере. Вулканические аппараты их представлены в виде конусов с крутymi (до 30—40° и больше) склонами. Они имеют слоистое строение и поэтому называются стратовулканами (от лат. *стратум* — слой). В них сложно чередуются слои застывшей лавы со слоями туфов (из пепла, лапиллей и других пирокластических продуктов), соответствующие многократным извержениям (рис. 67, В). Для многих вулканов этого типа характерны крупные кальдеры, в центре которых располагаются молодые конусы (рис. 67, Г). Размеры их колеблются от нескольких километров до 10—15 км. Остатки древнего конуса образуют кольцо или полукольцо, называемое сомма (впервые примененное для соммы Везувия). Такие двойные вулканы (вулкан в вулкане), помимо Везувия, есть на Камчатке (вулкан Авачинская Сопка, Горелая Сопка, Крашенинникова, Карымская Сопка, на Курильских островах (Тятя, Медвежий) и в других местах. Наиболее крупные кальдеры у вулканов на острове Кюсю (Япония) и в Северной Танзании.

Моногенные вулканы, трещинные и ареальные извержения

Моногенные вулканы. К ним относятся вулканы центрального типа, образовавшиеся при однократном извержении. Это газозрывные извержения, иногда сопровождающиеся эффузивными или экструзивными процессами. В результате на поверхности образуются (но не всегда) небольшие шлаковые или шлаково-лавовые конусы (высотой от десятков до сотен метров) с блюдцеобразным или чашеобразным кратерным углублением. Такие многочисленные моногенные вулканы наблюдаются в большом количестве на склонах или у подножий крупных полигенных вулканов. Так, в пределах Ключевского дола (Ключевская группа вулканов на Камчатке) расположено более 300 таких шлаковых конусов на площади 45 × 90 км. Большое количество газозрывных воро-

нок расположено в районе потухшей вулканической деятельности на юге ФРГ, где их кратеры часто заполнены водой и получили местное название *маары* (озеро). Их диаметр колеблется от 200 до 3500 м (рис. 67, Е).

К особой категории относятся *трубки взрыва*, называемые также *диатремами* (от греч. *диа* — через, *треза* — отверстие, дыра). Широкой известностью пользуются трубки взрыва в Южной Африке. Они нередко содержат алмазы. Их диаметр колеблется от 25 до 800 м и заполнены они своеобразной брекчированной магматической породой, называемой *кимберлитом* (по названию города Кимберли в Южной Африке). Эта порода имеет состав, характерный для верхней мантии Земли, что указывает на глубинное подкоровое образование магмы и быстрый ее подъем к поверхности, сопровождающийся газовыми взрывами. Аналогичные древние алмазоносные кимберлитовые трубки открыты в Якутии. Состав кимберлитов рассмотрен при характеристике горных пород (с. 138).

К моногенным лавовым вулканическим аппаратам центрального типа относятся *экструзивные купола* (рис. 67, Д).

Трещинные извержения приурочены к крупным разломам и трещинам в земной коре, играющим роль магмовыводящих каналов. Извержение может происходить вдоль всей трещины или ее отдельных протяженных участков, особенно в ранние фазы извержения. В последующем по линии разлома или трещины возникают группы сближенных вулканических центров, из которых происходят дальнейшие извержения (рис. 68). Излившаяся основная лава после застывания образует базальтовые покровы различных размеров с почти горизонтальной поверхностью (рис. 68). В истори-

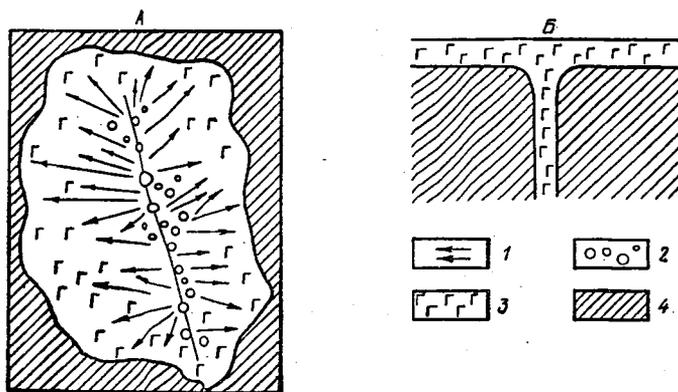


Рис. 68. Покровы застывшей лавы, образованные при трещинных

излияниях:

А — в плане, Б — в разрезе; 1 — лавовые потоки; 2 — шлаковые и шлако-лавовые конусы; 3 — застывшие лавы основного состава; 4 — коренные породы

ческое время подобные мощные трещинные излияния базальтовой лавы наблюдались в Исландии. Так (по данным английского ученого А. Холмса), из трещины Лаки протяженностью 32 км в 1783 г. излилась лава общим объемом около 12,5 км³ и образовала лавовый покров на площади в 557 км². Трещинные излияния широко распространены на склонах крупных вулканов. Огромные лавовые потоки изливаются из трещин Мауна-Лоа. Один из таких потоков в 1855 г. образовал лавовое озеро шириной 8—10 км и длиной более 20 км. Трещинные излияния, по-видимому, широко развиты в пределах разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия и в других подвижных зонах Мирового океана.

Особенно значительные трещинные излияния наблюдались в прошлые геологические периоды, когда образовались мощные лавовые покровы. На территории СССР базальтовые покровы известны в Армении, в Сибири, где они занимают значительные площади и имеют большую мощность.

Ареальный тип извержения. К этому типу относятся массовые извержения из многочисленных близко расположенных моногенных центров извержения. Они часто бывают приурочены к мелким трещинам или узлам их пересечения. В процессе извержения некоторые центры отмирают, другие возникают. Ареальный тип извержения захватывает иногда обширные площади, на которых продукты извержения сливаются, образуя сплошные покровы.

Заканчивая описание различных типов извержения вулканов, следует еще раз подчеркнуть условность их классификации. Состав лав и характер извержений может меняться во времени. В качестве примера можно привести щитовой вулкан гавайского типа извержений — Плоский Толбачик на Камчатке. Он сложен преимущественно слоями застывшей основной, базальтовой лавы почти без тefры. Но новое извержение его, начавшееся в 1975 г. и продолжавшееся больше года, связано с побочными прорывами вдоль трещин, возникающих на склонах основного вулкана и у его подножия. Оно началось газовыми взрывами и выбросом на большую высоту пирокластического материала, образовавшего ряд шлаковых конусов, а затем последовало излияние основной лавы, текущей в виде потоков. Другим примером смены характера извержений и состава лав является вулкан Стромболи. По данным Г. Тазиева, ныне действующий вулкан с базальтовой лавой расположен на северо-западной стороне более древнего вулканического конуса, сложенного преимущественно андезитами.

Поствулканические явления (от лат. *post* — после)

При затухании вулканической деятельности еще длительное время наблюдается ряд характерных явлений, указывающих на активные процессы, продолжающиеся в глубине. К числу их относятся выделение газов (фумаролы), гейзеры, грязевые вулканы, гидротермы.

Вулканические газы. После извержения вулканов длительное время выделяются газообразные продукты из кратеров, трещин и раскаленных остывающих лавовых потоков и конусов. В составе газов присутствуют те же газы группы галоидов, серы, углерода, пары воды и другие, которые выделяются при извержениях вулканов. Однако нельзя наметить единую схему последовательности выделения газов, действующую для всех вулканов. В одних случаях после извержения длительное время выделяются высокотемпературные галоидные газы (долина Десяти тысяч дымов на Аляске), в других в течение тысяч лет проявляется сольфатарная деятельность (Флегрейские поля западнее Неаполя), в третьих — мофетная.

Гейзеры — это периодически действующие пароводяные фонтаны. Свое название они получили в Исландии, где впервые и наблюдались. Помимо Исландии, гейзеры развиты в Йеллоустонском национальном парке США, в Новой Зеландии и некоторых других местах. В 1941 г. геологом Т. И. Устиновой на Камчатке на левом притоке реки Шумной была открыта долина Гейзерная с многочисленными большими и малыми гейзерами. Каждый гейзер приурочен обычно к округлому отверстию, или грифону (рис. 69). Грифоны бывают различных размеров. В глубине канал гейзера,

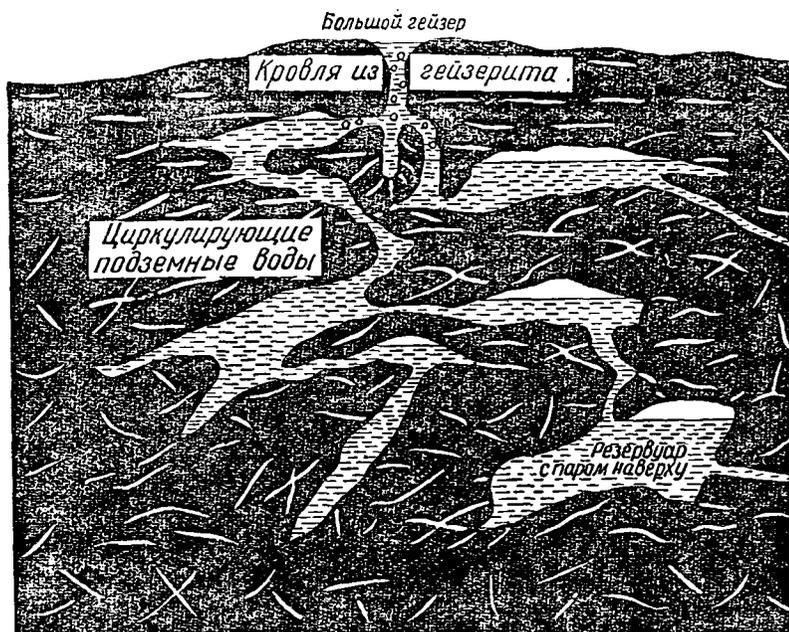


Рис. 69. Схематический разрез гейзера (Большой гейзер Исландии); условия периодического действия; подземные резервуары, питаемые грунтовыми водами, нагреваемыми снизу восходящим перегретым паром

по-видимому, переходит в тектонические трещины. Весь канал заполнен перегретой водой. Ее температура в грифоне может быть $+90-98^{\circ}\text{C}$, в то время как в глубине канала она значительно выше и достигает $+125-150^{\circ}\text{C}$ и более.

В определенный момент в глубине (вследствие подтока глубинных высокотемпературных вод) начинается интенсивное паробразование. В результате колонна воды в грифоне приподнимается. При этом каждая частица воды оказывается в зоне меньшего давления, начинается вскипание и извержение воды и пара. После извержения канал постепенно заполняется подземной водой, частично водой, выброшенной при извержении и стекающей обратно в грифон; на некоторое время устанавливается равновесие, нарушение которого приводит к новому пароводяному извержению. Воды гейзеров содержат в растворенном состоянии различные минеральные соединения, в частности большое количество кремнезема. При извержении гейзера они откладываются на краях грифона, образуя породу, называемую *гейзеритом*.

Гидротермы. Наряду с гейзерами в областях современного вулканизма (на Камчатке, Курильских островах и других районах) широко развиты постоянно действующие горячие источники, называемые гидротермами или термальными источниками. Температура некоторых терм достигает $+80-90^{\circ}\text{C}$.

Грязевые вулканы (сальзы) приурочены к относительно небольшим выводящим отверстиям, заполненным высокотемпературной грязью, представляющей собой смесь паров и газов с подземными водами и разрыхленными породами. Периодически проявляется выброс грязи и образование небольших конусов с кратером наверху.

Следует отметить, однако, что грязевые вулканы образуются не только в вулканических областях. Широко известны грязевые вулканы в пределах нефтегазоносных бассейнов (Апшеронский полуостров и др.), которые связаны с углеводородными газами органического происхождения.

Географическое распространение вулканов

В настоящее время насчитывается несколько тысяч потухших и действующих вулканов (рис. 70). По данным советского вулканолога В. И. Влодавца, общее количество действующих вулканов свыше 800, в число которых включены вулканы в сольфатарной стадии. По-видимому, эта цифра занижена в связи с еще недостаточной изученностью подводных вулканов Мирового океана.

В распространении вулканов действующих и относительно недавно потухших наблюдается определенная закономерность. Они приурочены к подвижным зонам земной коры, молодым горным сооружениям с глубинными разломами, достигающими верхней мантии. В большинстве случаев вулканы располагаются цепями вдоль линий разломов, преимущественно продольных по отношению

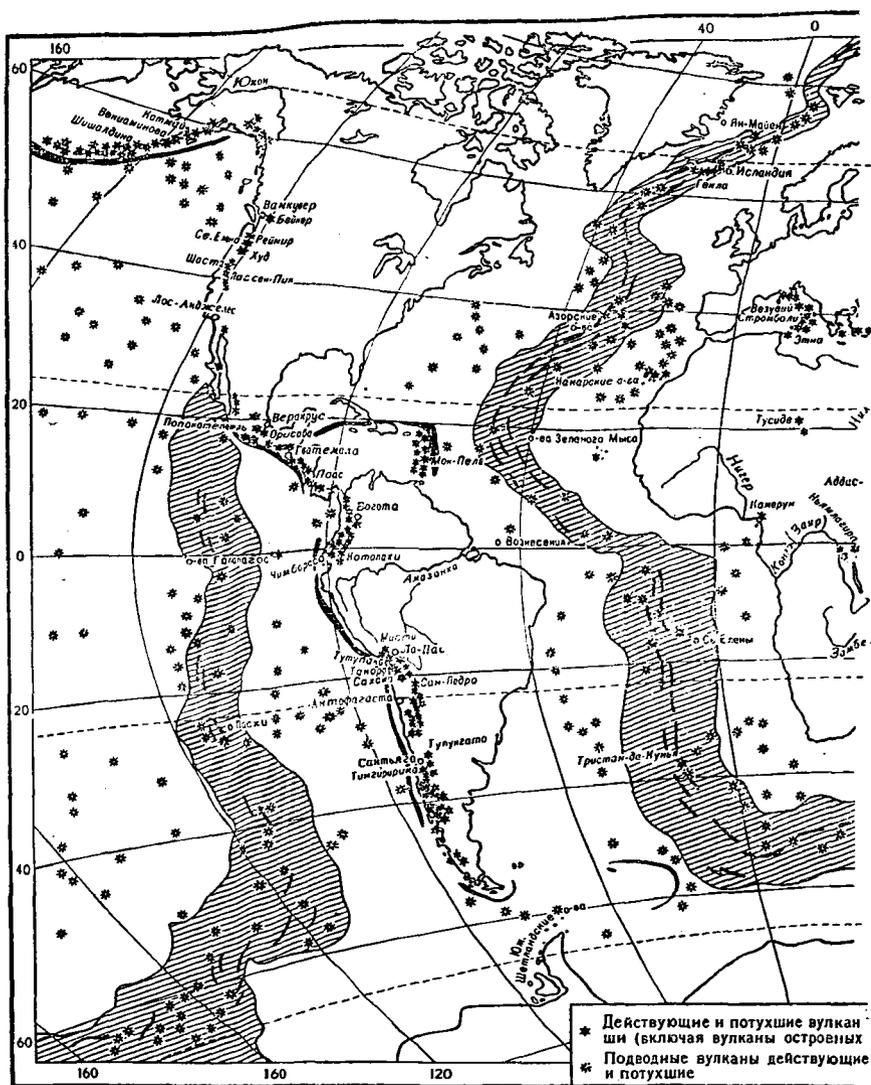
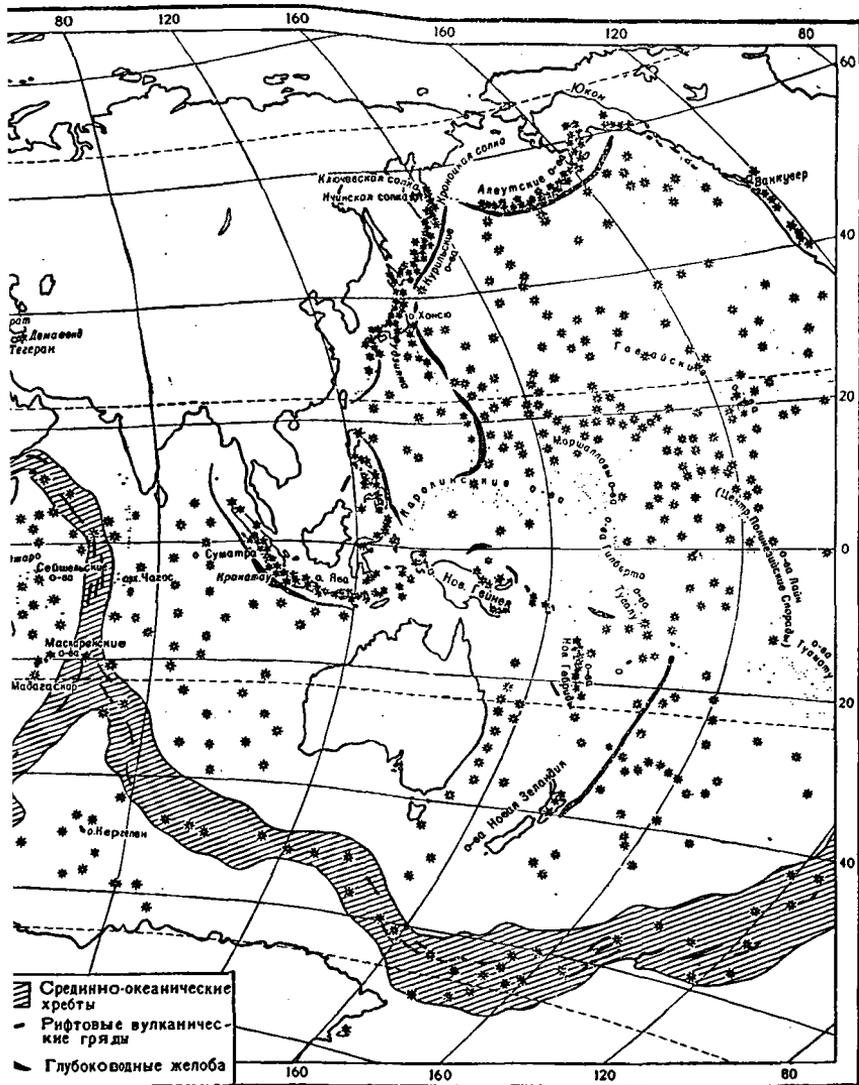


Рис. 70. Карта распре-

к простираению горных хребтов, а также на пересечении их с поперечными и диагональными разломами.

На земном шаре выделяется несколько вулканических зон.

Тихоокеанская зона. Подавляющее большинство действующих или недавно потухших вулканов расположено вдоль побережий



деления вулканов (Физико-географический атлас мира, 1964)

Тихого океана, образуя так называемое Тихоокеанское огненное кольцо. Эта зона проходит через Камчатку, острова Курильские и Японские, Тайвань, Филиппинские, Новая Гвинея, Новая Британия, Соломоновы, Новые Гебриды, Новая Зеландия на Антарктиду. Далее эта зона захватывает Южно-Антильский подводный хребет

(острова Южные Шетландские, Южные Оркнейские, Южные Сандвичевы, Южная Георгия) и переходит на западное побережье Южной Америки, где многочисленные вулканы приурочены к молодым горным сооружениям — Андам.

Интенсивная вулканическая деятельность отмечена в Центральной Америке в пределах узкой полосы, соединяющей Северную и Южную Америку. К этой зоне примыкает Мало-Антильская вулканическая островная дуга Атлантического океана. В пределах Кордильер Северной Америки действующих вулканов не так много (в Каскадных горах, на Аляске), однако наличие молодых, мощных лавовых покровов и разрушенных конусов указывает на недавнюю вулканическую деятельность. Замыкается описываемая зона вулканами Алеутских островов.

Помимо этой краевой Тихоокеанской вулканической зоны, многочисленные вулканы приурочены к самой впадине Тихого океана. Большинство островов в пределах Тихого океана представляет собой вулканические сооружения. Из них наиболее изучены вулканы Гавайских островов. По данным американского океанолога Г. Менарда, на дне Тихого океана находится около 10 тыс. подводных вулканов.

Средиземноморско-Индонезийская зона. В Средиземноморской подзоне наибольшая современная вулканическая активность проявляется в Италии — Везувий и Флегрейские поля на континенте, высочайший в Европе вулкан Этна с его многочисленными побочными конусами на Сицилии, вулканы Липарских островов в Тирренском море (Вулькано, Стромболи и др.). К этой же зоне относится вулканический район Эгейского моря — остров Тира.

Более интенсивная вулканическая деятельность проявляется в Индонезийской подзоне — многочисленные вулканы Больших и Малых Зондских островов. Это типичные подвижные островные дуги, аналогичные Японской, Курильской, Алеутской дугам, ограниченные глубоководными желобами и разломами. На востоке эта зона смыкается с Тихоокеанской. В областях, расположенных между Средиземноморской и Индонезийской подзонами, действующих вулканов нет, но потухшие вулканы наблюдаются во внутриматериковых горных сооружениях (Большой и Малый Арарат, Эльбрус, Казбек на Кавказе, недавно потухшие вулканы Турции, Ирана, Афганистана).

Атлантическая зона. В пределах Атлантического океана вулканы приурочены главным образом к Срединно-Атлантическому хребту — это вулканы островов Ян-Майен, Исландии, Азорских, Вознесения, Тристан-да-Кунья, Гоф и самого южного — Буве. Вне хребта близ восточного побережья Африки расположены вулканические острова Мадейра, Канарские, Зеленого Мыса и другие, а в западной части Атлантического океана — группа Малых Антильских островов.

Индоокеанская зона. В Индийском океане современные действующие и недавно потухшие вулканы расположены около Мадагас-

кара, на Коморских островах, острове Маврикий, Реюньон, Кергелен и др., а также на побережье Антарктиды.

Помимо описанных зон, интенсивная вулканическая деятельность приурочена к Восточно-Африканской рифтовой системе (рифты — опущенные по разломам узкие полосы земной коры), в пределах которой лежат озера Танганьика, Мобуту-Сесе-Секо, Иди-Амин-Дада, Киву и др. В этой зоне расположены многие вулканы и среди них хорошо известные Меру с кальдерой и соммой и высочайший (5895 м) конус Килиманджаро. Несколько действующих вулканов расположено параллельно Красному морю и непосредственно в самом море. На западном побережье Африки, в районе, прилегающем к Гвинейскому заливу, находится крупный стратовулкан Камерун, а в самом заливе несколько вулканических островов.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магма, перемещаясь вверх, не всегда достигает поверхности Земли, а внедряется в земную кору и на той или иной глубине медленно остывает и кристаллизуется. Процесс внедрения магмы в земную кору называется **интрузивным**. Образовавшиеся таким путем тела называют **интрузивными телами** или просто **интрузиями** (интрузивами), реже плутонами. О формах интрузий и их строении можно судить только благодаря экзогенным процессам, вызывающим разрушение магматических тел и перекрывавших их горных пород. В настоящее время многие интрузивные тела в некоторых районах обнажены и выходят непосредственно на поверхность.

Основные формы интрузий

По соотношению с вмещающими горными породами они делятся на согласные и несогласные, секущие под различными углами вмещающие горные породы. Иногда интрузивное тело в одной части является согласным с вмещающими породами, а в другой — несогласным. К согласным относятся силлы (пластовые интрузии), лакколиты, лополиты, факолиты. К несогласным (секущим) — дайки, некки, штоки, батолиты.

Согласные интрузии. Силлы (рис. 71, А) образуются путем внедрения главным образом основной магмы вдоль поверхностей напластования осадочных пород на небольшой глубине и относятся к категории гипабиссальных (полуглубинных, от греч. *gипо* — над, не вполне; *абиссаль* — бездна, бездонный). Они как бы раздвигают слои вмещающих пород, что связано с расклинивающим действием пород и газов магмы. Эти межслойные пластообразные интрузии могут быть единичными, но нередко в одном и том же геологическом разрезе наблюдается несколько таких интрузивных тел, чередующихся со слоями вмещающих пород. Хорошо из-

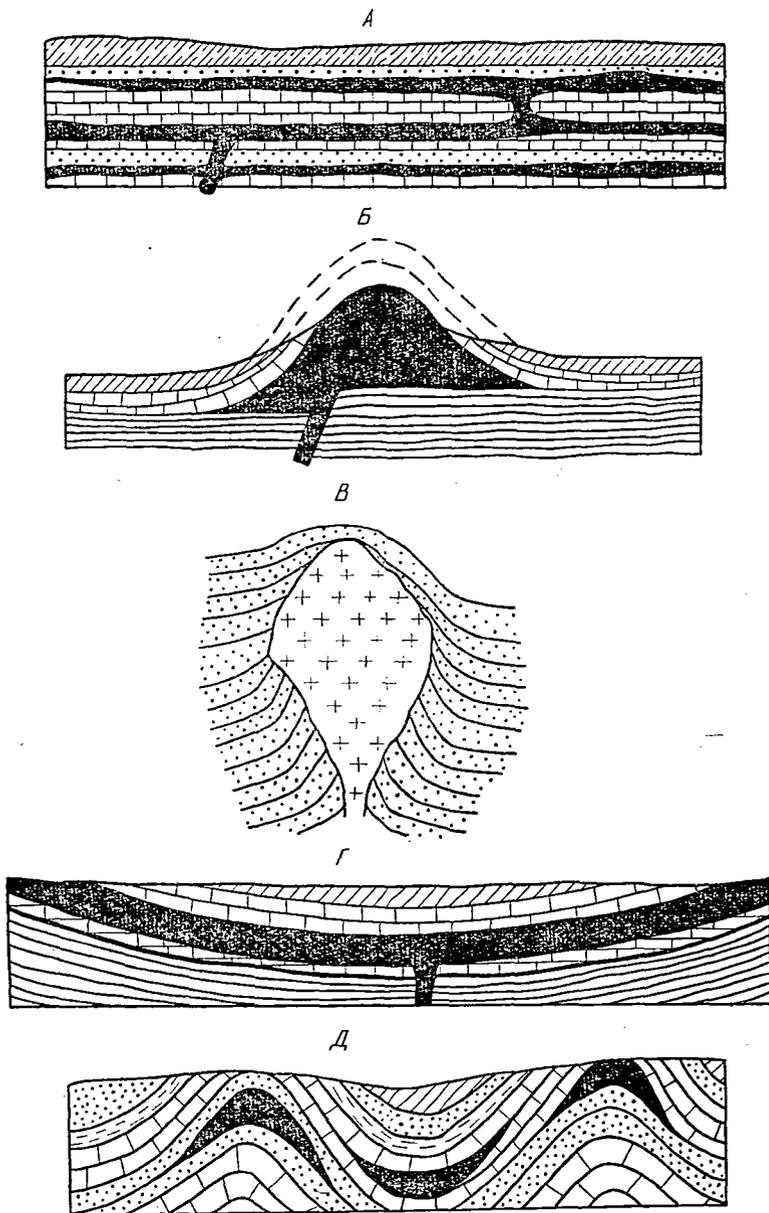


Рис. 71. Согласные интрузии:

А — си́ллы, Б — лакколит; В — магматический диапир; Г — лополит;
 Д — факолит

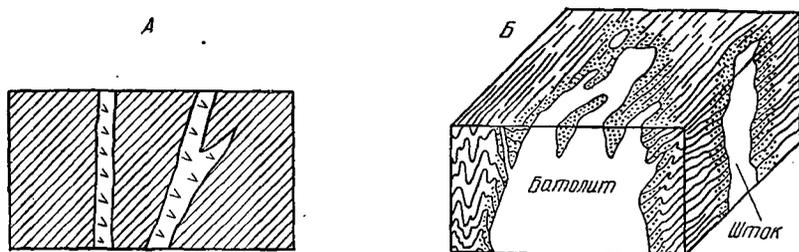


Рис. 73. Несогласные (секущие) интрузии:
 А — дайка; Б — батолит и шток

Д а й к и (от шотл. *дайка* — стена) — это трещинные интрузии. Они представляют собой плоские плитообразные магматические тела, образованные в результате внедрения магмы в вертикальные или наклонные трещины в земной коре (рис. 73, А). Их слагают породы различного состава, от ультраосновных до кислых с преобладанием основных. Мощность (толщина) даек колеблется от нескольких сантиметров до десятков, иногда сотен метров и даже километров. Длина их также различна — от десятков метров до десятков километров, редко до сотен километров. По данным Е. М. Лазько, на Алдане одна из даек, сложенная основными породами, имеет длину более 100 км и мощность до 250 м. Наикрупнейшая из известных Большая дайка в Южной Родезии (Зимбабве) протягивается на 540 км и имеет мощность от 3 до 13 км. Дайки часто располагаются группами. Помимо прямолинейных даек встречаются кольцевые, развивающиеся по окружности около какого-либо более крупного интрузивного тела или вокруг вулканических центров. Кольцевые дайки имеют форму конусов с вершинами, обращенными вверх. Их образование советский петрограф Т. И. Фролова связывает с локальным опусканием (оседанием) центрального блока над подземной депрессией (возможно, связанной с уменьшением объема магматического очага), что вызывает возникновение крутонаклонных трещин, которые и заполняются магматическим материалом. Кроме кольцевых наблюдаются конические дайки (слои) с вершинами конусов, обращенными вниз. Образование таких интрузий объясняется поднятием центрального блока пород либо в результате давления магмы либо мощных взрывов на глубине под вулканами. Е. Е. Милановский считает, что как кольцевые, так и конические дайки могут возникнуть при оседании блока над уменьшающимся в объеме магматическим очагом, в результате чего образуются две системы конусовидных трещин скалывания: одна расходящаяся вниз, другая — вверх.

В отличие от правильных плитообразных даек развиты трещинные интрузии не столь правильной формы с различными изгибами, ответвлениями, отличающиеся невыдержанной мощностью.

причина различия в составе первичных магм, которая может быть соответственно ультраосновной, щелочно-основной, основной (базальтовой) и кислой (гранит-липаритовой). Дополнительной причиной являются сложные процессы дифференциации, протекающие в магме с момента ее возникновения в очаге и до формирования горных пород.

Дифференциация магмы. Различают два вида дифференциации магмы: 1) магматическая, или докристаллизационная, когда расщепление магмы происходит в жидком расплаве (ее еще называют поэтому ликвационной); 2) кристаллизационная дифференциация, происходящая в процессе кристаллизации магмы.

Магматическая дифференциация связана с различными процессами. В качестве возможного физико-химического процесса предполагается ликвация — расслоение несмешивающихся жидкостей. В условиях высокой температуры магматический расплав однороден. При понижении температуры магма разделяется на несмешивающиеся жидкости. Доказательством возможности такого процесса является разделение сульфидно-силикатных расплавов в металлургическом производстве: отделяющийся от силикатной магмы сульфидный расплав накапливается внизу.

Процесс дифференциации магмы в жидком расплаве на глубине подтверждают наблюдения в районах современной вулканической деятельности. По данным Г. С. Горшкова, на вулканах Камчатки установлены случаи, когда лава, изливающаяся из основного кратера, обладала кислым или средним составом, а из побочных — близким к основному.

Кристаллизационную (фракционную по Н. Боуэну) дифференциацию связывают с процессом кристаллизации магмы и разделением выделяющихся кристаллов из расплава вследствие различия их удельного веса. Исключительно важное значение для понимания хода дифференциации магмы имеет последовательность кристаллизации минералов в интрузивах. Изучение интрузивных пород в прозрачных шлифах под микроскопом показывает, какие минералы кристаллизовались раньше, какие — позже. На основании обобщения этих данных и результатов экс-

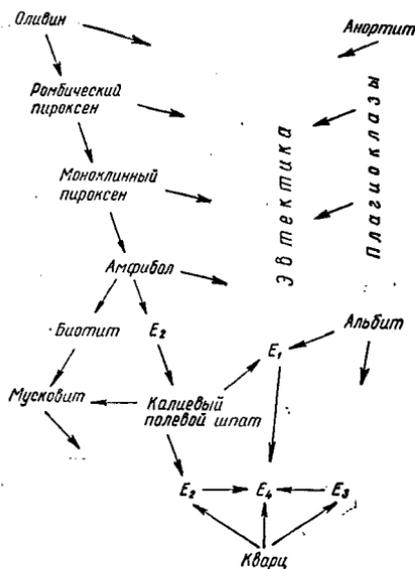


Рис. 74. Схема последовательности образования минералов из магматического расплава (по А. Н. Заварицкому, 1955)

периментальных исследований американский петрограф Н. Боуэн выделил два главных реакционных ряда. Один ряд характеризует последовательную кристаллизацию железистомагнезиальных силикатов от более раннего оливина до биотита: оливин → ромбический пироксен → моноклинный пироксен → амфибол → биотит. Другой ряд представляет последовательную кристаллизацию минералов изоморфной группы плагиоклазов от анортита (точка плавления +1550 °С) до альбита (точка плавления +1100 °С): анортит → кальциево-натриевые плагиоклазы → натриево-кальциевые плагиоклазы → альбит (рис. 74).

При остывании магмы первым кристаллизуется железисто-магнезиальный минерал оливин. Обладая наибольшим удельным весом, он погружается в силикатный расплав и накапливается в его более глубоких частях. По мере дальнейшего остывания выделяются пироксены и одновременно с ними кристаллизуются основные плагиоклазы, которые также опускаются вниз. В результате указанной выше последовательности выделения минералов в реакционных рядах верхние части магматического расплава все более и более обедняются магнием, железом, кальцием, в них появляется избыточный кремнезём. В конечные этапы кристаллизации магмы при более низких температурах выделяются кислые плагиоклазы, слюды, кальциевый полевой шпат (ортоклаз) и кварц — главные породообразующие минералы кислой магматической горной породы гранита. Следовательно, те или иные минералы магматических пород ассоциируют друг с другом, так как кристаллизуются в пределах одного и того же температурного интервала.

Таким образом, кристаллизация сопровождается гравитационной дифференциацией магмы. Более тяжелые по удельному весу компоненты концентрируются внизу, более легкие — сверху. И, по-видимому, этот процесс связан не только с погруженным более тяжелых компонентов, но и всплыванием более легких, что доказывается экспериментальными исследованиями. В целом следует отметить, что процесс кристаллизации магмы очень сложен и зависит от многих факторов.

Процессы кристаллизации магмы протекают согласно закону э в т е к т и к и. Под эвтектикой (от греч. *текто* — расплавленный) понимается расплав, состоящий из двух или нескольких компонентов, которые могут одновременно кристаллизоваться при температурах более низких, чем температура кристаллизации каждого из них, но только при определенных количественных соотношениях между собой. Смесь такого состава называется эвтектической. Для примера можно привести два минерала — анортит (основной плагиоклаз), температура кристаллизации которого равна +1550 °С, и диопсид с температурой кристаллизации +1391 °С. При соотношениях 42% анортита и 58% диопсида они кристаллизуются одновременно при температуре +1270 °С, образуя эвтектическую смесь.

В случае нарушения эвтектических соотношений из расплава

выделяется в первую очередь тот компонент, который находится в избытке. Но магма состоит из многих компонентов, для которых также справедлив закон эвтектики. Кроме того, следует учитывать и возможные реакции между отдельными компонентами и особенно влияние газов. Процесс дифференциации магмы еще более осложняется ее взаимодействием с вмещающими породами. В результате поглощения, или ассимиляции, и расплавления этих пород магма может изменять свой состав. В некоторых случаях захваченные обломки вмещающих пород не расплавляются полностью в магме и после ее застывания обнаруживаются в виде отдельных включений, называемых ксенолитами (от греч. *ксенос* — чужой, *литос* — камень). Ассимиляция составляет третий фактор разнообразия состава магматических пород; в наиболее крупных масштабах она наблюдается в периферических частях батолитов.

Внедрение и кристаллизация магмы сопровождаются процессами, имеющими большое значение в преобразовании горных пород и формировании важнейших рудных полезных ископаемых (подробнее см. в разделе «Магматические (изверженные) горные породы»). К этим процессам относятся:

1) пегматитовый процесс минералообразования (от греч. *пегматос* — крепкая связь), при котором формируются своеобразные горные породы, называемые пегматитами;

2) пневматолитовые (от греч. *пневма* — дух, газ) процессы, связанные с воздействием магматогенных газов на различные горные породы, особенно в контактной зоне с интрузиями;

3) гидротермальные процессы, связанные с высокотемпературными магматогенными водными растворами, несущими большое количество различных соединений с глубины.

МАГМАТИЧЕСКИЕ (ИЗВЕРЖЕННЫЕ) ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы, образованные в результате застывания магмы, называются магматическими, или изверженными. Породы магматического происхождения слагают более 60% объема земной коры. Они весьма разнообразны по условиям залегания, строению, химическому и минералогическому составу.

Минеральный состав, структура и текстура магматических горных пород

В процессе кристаллизации магмы образуется большое количество минералов, значение которых для образования изверженных пород неодинаково. Выделяют породообразующие минералы, являющиеся главными составными частями горных пород. Этих минералов немного: полевые шпаты, кварц, амфиболы, пироксены, слюды, оливин, нефелин. Значительно больше список минералов, обычно имеющих второстепенное значение и присутствующую

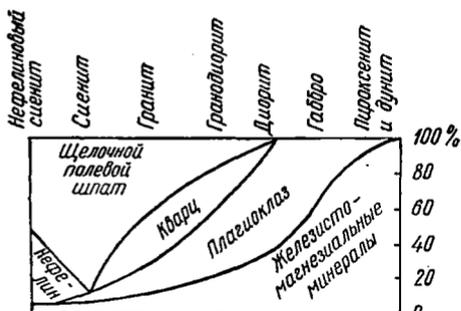


Рис. 75. Распределение породообразующих минералов по основным типам изверженных пород

щих в очень небольшом количестве. Эти минералы называются акцессорными (от лат. *акцессориус* — входящий). Среди них встречаются апатит, циркон, магнетит, сфен, ильменит, гематит, хромит, рутил, турмалин, флюорит, корунд, минералы групп эпидота и граната и многие другие.

В таблице 3 приведен средний минеральный состав магматических пород нашей планеты. Расчеты, произведенные

разными исследователями, показывают довольно близкие содержания породообразующих минералов.

Как следует из приведенных данных, основные породообразующие минералы изверженных пород — это кварц и силикаты (наиболее распространенные в земной коре), среди которых особенно важное значение имеют полевые шпаты. При образовании эффузивных горных пород лавовый сплав не всегда успевает раскристаллизоваться и в этом случае важным компонентом является переохлажденный силикатный расплав — вулканическое стекло.

Магматические горные породы — не случайные смеси минералов, а закономерные их ассоциации. Наличие определенного породообразующего минерала обуславливает обязательное присутствие одних и столь же обязательное отсутствие других. Соотношение главных породообразующих минералов хорошо видно на схеме (рис. 75). Породообразующие минералы — четкие показатели химизма породы. Например, присутствие в горной породе кварца указывает на пересыщение кремнеземом первичного расплава, а о недостатке кремнезема свидетельствует наличие нефелина. Если же в магматической горной породе отсутствует как кварц, так и нефелин, то это говорит о том, что мы имеем дело с породой, образованной из магмы, не насыщенной кремнекислотой. Содержание темноцветных породообразующих минералов (пироксенов, амфиболов, биотита) также закономерно меняется в различных типах изверженных пород. В горных породах, настолько богатых кремнеземом, что он присутствует в виде кварца, темноцветные компоненты обычно составляют не более 20%, а в породах, содержащих SiO_2 менее 50%, темноцветные компоненты, как правило, составляют 40—50% и больше.

По генезису минералы изверженных пород можно разделить на минералы главной фазы магматической кристаллизации и эпимагматические, т. е. послемагматические (от греч. *эпи* — после). Минералы главной фазы магматической кристаллизации образуют

основную массу горной породы. Однако после затвердевания магмы процессы минералообразования не заканчиваются. Под влиянием остаточных растворов и выделившихся летучих компонентов возникают новые минералы. Так образуются в горных породах турмалин, эпидот, хлорит, серпентин и др. Кроме эпимагматических, выделяют также ксеногенные минералы, возникшие в результате процессов ассимиляции магмой вмещающих пород. Примером ксеногенных минералов в изверженных породах являются гранаты.

Таблица 3

Средний минеральный состав магматических горных пород (%)

Минералы	Средний минеральный состав	
	по А. Н. Заварицкому (1955)	по К. Ведеполу (1967)
Кварц	10—12	18
Калиевый полевой шпат	63—65	22
Плагиоклаз		42
Слюда	19—20	4
Амфиболы		5
Пироксены		4
Оливин		1,5
Магнетит + титаномагнетит	5	3
Остальные минералы		0,5

Изучение минерального состава позволяет выяснить, из каких реальных химических соединений состоит данная порода. Однако не менее важно установить строение этой породы, т. е. как она из этих минералов сложена. Для оценки строения горной породы используют понятия о структуре и текстуре.

Структура — это сумма признаков строения, которые характеризуют степень кристалличности, а также величину и форму составных частей (минералов), из которых состоит горная порода. Признаки структуры обусловлены процессами образования минералов.

Текстура — это сумма признаков, характеризующих расположение составных частей породы в пространстве и относительно друг друга.

К структурным признакам относится степень окристаллизованности породы, абсолютная и относительная величина породообразующих минералов, их идиоморфизм, т. е. выраженность кристаллографических форм.

Строение магматических горных пород определяется условиями их образования.

Эффузивные горные породы образуются в условиях быстрого застывания на поверхности Земли или вблизи нее. В зависимости от скорости застывания в эффузивной породе могут присутствовать

участки нераскристаллизованного магматического вещества в виде силикатного стекла. Такая структура называется неполнокристаллической. В некоторых породах вулканическое стекло составляет их основную часть (стекловатая структура). Но даже если кристаллизация охватила всю массу излившейся лавы, кристаллы имеют очень небольшие размеры, так как они не имели времени для нормального роста. Порода приобретает скрытокристаллическую структуру.

Для эффузивных пород также типична порфировая структура, образованная сравнительно крупными выделениями (вкрапленниками) некоторых минералов на фоне скрытокристаллической основной массы. Вкрапленники представлены минералами, которые в реакционных рядах расположены на ступень выше, чем минералы основной массы, и соответственно раньше кристаллизуются.

При излиянии на поверхность в результате взаимодействия лавы с кислородом повышается ее температура. Это сопровождается оплавлением вкрапленников кварца и полевых шпатов и опацизацией (замещением черным агрегатом магнетита и пироксена) роговой обманки и биотита.

Интрузивные глубинные (абиссальные) породы формировались в условиях, более благоприятных для спокойной кристаллизации. В таких условиях образуются полнокристаллические более или менее равномерно-зернистые структуры. При этом минералы, которые кристаллизовались ранее других, обладают формой, свойственной их кристаллам, или, как принято обозначать в петрографии, идиоморфным очертаниям (от греч. *идиос* — собственный). Минералы, кристаллизующиеся позже других, вынуждены заполнять пространство между уже имеющимися кристаллами. Эти минералы образуют аллотриоморфные выделения (от греч. *аллотриос* — чуждый). Так как кварц в интрузивных породах кристаллизуется позже всех других минералов, то зерна этого минерала обычно аллотриоморфны.

Гипабиссальные (сравнительно неглубокие) магматические внедрения застывают быстрее глубоко залегающих интрузий и вследствие этого кристаллизуются в менее благоприятных условиях. В этих случаях возникают структуры с неравномерной величиной зерен. Особенно характерны порфировидные структуры, в которых на фоне мелкокристаллической массы выделяются крупные вкрапленники. Вкрапленники плагиоклазов часто имеют зональное строение, свидетельствующее о том, что рост кристаллов обгоняет скорость реакции взаимодействия выпавших вкрапленников с магматической массой. В центральных частях вкрапленников находятся более высококальциевые плагиоклазы, кристаллизация которых происходила на ранних стадиях.

Порфировидные структуры возникают не только в гипабиссальных небольших интрузиях (силлах, лакколитах и пр.), но и в крае-



Рис. 76. Структура распространенных магматических пород:

слева — глубинные породы (снизу вверх): гранит, диорит, габбро; справа — эффузивные породы (снизу вверх): риолит, андезит, базальт

вых частях крупных абиссальных магматических тел типа батолита.

Структура наиболее распространенных изверженных пород показана на рис. 76.

Текстура магматических пород также дает указания на условия их образования. Породы, возникшие из относительно медленно застывавших и активно перемещавшихся лав, сохраняют признаки движения в виде закономерной ориентировки удлиненных кристаллов в стекловатой массе. Такая текстура называется *флюидальной* (от лат. *флюидус* — текучий). Для глубинных пород характерна массивная текстура.

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Магматические горные породы слагаются в основном силикатами. По содержанию SiO_2 (кремнекислоты) изверженные породы подразделяют на четыре группы. Кислые¹ породы содержат более 65% SiO_2 , средние — от 65 до 52%, основные — от 52 до 45% и ультраосновные — менее 45%.

Однако более правильно оперировать не просто данными химического анализа, а учитывать реальные природные химические соединения, слагающие каждую конкретную горную породу. Поэтому американский петрограф С. Шенд выделил следующие три группы горных пород с учетом распределения окиси кремния в минералах:

1) перенасыщенные SiO_2 горные породы, содержащие избыток SiO_2 в свободной форме, в виде минерала кварца;

2) бескварцевые насыщенные SiO_2 породы, сложенные силикатами, которые содержат так много SiO_2 , что могут кристаллизоваться вместе с кварцем;

3) ненасыщенные окисью кремния породы, сложенные силикатами, в которых SiO_2 так мало, что они одновременно с кварцем образовываться не могут. Пример таких минералов — нефелин и оливин.

Интрузивные горные породы, богатые полевыми шпатами, как правило, имеют светлую окраску, бедные кремнеземом — темную из-за большого количества темноцветных железистомагнезиальных силикатов. Поэтому выделяют лейкократовые (от греч. *лейкос* — белый; *кратос* — преобладание) породы, содержащие менее 30% темноцветных минералов, меланократовые (от греч. *меланос* — черный) породы, содержащие более 60% этих минералов, а также промежуточные.

Изверженные породы, образованные из однотипного расплава и имеющие одинаковый химический состав, в зависимости от условий застывания заметно различаются по структурно-текстурным признакам и форме залегания. В каждой группе пород выделяют: 1) интрузивные породы — глубинные (абиссальные) и полуглубинные (гипабиссальные); 2) эффузивные породы, подразделяемые на кайнотипные (относительно неизменные) и палеотипные (заметно измененные). Название палеотипных пород строятся путем добавления слов «порфир» к названию кислых кайнотипных пород, содержащих калинатровые полевые шпаты, и «порфирит» к названию кайнотипных пород среднего и основного состава (например, риолитовый порфир, базальтовый порфирит).

¹ Раньше предполагали, что кремний в магме находится в составе кремнекислоты, и поэтому богатые кремнеземом магмы называли кремнекислыми или просто кислыми, противопоставляя им основные магмы, содержащие меньше кремнезема и больше окислов кальция, магния, калия и натрия. Эти названия по традиции сохранились, и некоторые магматические породы называют кислыми, хотя они совсем не обладают сколько-нибудь повышенной кислотностью.

Группа гранита — риолита (кварцево-полевошпатовые горные породы кислого состава). Горные породы этой группы образуются из магмы, которая сильно обогащена летучими компонентами. Благодаря их присутствию возможна полная кристаллизация минералов.

Из-за обилия летучих соединений магма кварцево-полевошпатовых пород агрессивна по отношению к вмещающим породам и энергично их перерабатывает на контактах, так что резкая граница отсутствует.

Кислая магма, теряя летучие компоненты, превращается в очень вязкую лаву, кристаллизация в которой сильно затруднена.

Глубинные породы. В группе кислых пород преобладают глубинные. Их называют гранитоидами. Среди них выделяют следующие типы.

Г р а н и т ы — полнокристаллические разномасштабные, иногда порфировидные горные породы, состоящие из кварца (25—30%), калинатовых полевых шпатов и натриевых плагиоклазов типа олигоклаза (65—70%), а также подчиненного количества темноцветных компонентов (5—10%).

Граниты, в которых полевые шпаты представлены почти полностью плагиоклазами, называются **п л а г и о г р а н и т а м и**. По содержанию темноцветных компонентов выделяют **а л ь с к и т ы**, содержащие очень небольшое количество темноцветных минералов, а также биотитовые, роговообманковые, двуслюдяные (с биотитом и мусковитом) и пироксеновые граниты.

В гранодиоритах по сравнению с гранитами уменьшается содержание кварца и увеличивается содержание темноцветных компонентов, а плагиоклазы становятся более кальциевыми (типа андезита).

Разновидностью гранитов является **р а п а к и в и** (от финск. *rapa* — гнилой; *киви* — камень). Это преимущественно ортоклазовые граниты. Красный ортоклаз образует крупные округлые выделения, обрастающие каемкой белого плагиоклаза (олигоклаза). Эти округлые образования сцементированы зернистой массой из ортоклаза, плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки.

По структуре граниты бывают равномерно-зернистые или порфировидные, в качестве вкрапленников присутствуют кристаллы полевых шпатов. Порфировидные структуры характерны для краевых частей интрузивных тел. Цветные минералы отличаются наиболее идиоморфными очертаниями, плагиоклазы также имеют правильные ограничения. Наиболее поздними минералами являются калиевые полевые шпаты и кварц.

Граниты — самые распространенные интрузивные породы. Почти в любом крупном районе, лишенном осадочного покрова, эти породы выходят на поверхность на значительной площади. В СССР гранитоиды занимают почти 50% всей площади, занятой изверженными породами.

Гипабиссальные породы. Порфиroidные структуры, распространенные в краевых частях батолитов, особенно характерны для малых интрузивных тел. Такие образования гранитного состава называют порфиroidными гранитами; в случае даек и магматических жил их называют гранит-порфирами.

Для жильных и дайковых тел характерны лейкократовые разновидности. Среди них выделяют аплиты и пегматиты. Аплиты — мелкозернистые белые горные породы, почти лишенные цветных минералов. Структура аплитов аллотриоморфнозернистая. Аплиты — продукт кристаллизации остатков гранитной магмы. Гранитные пегматиты очень сходны с аплитами по химическому составу, но резко отличаются от них своей грубой, часто гигантозернистой структурой. Характерны структуры прорастания кварца и полевого шпата. Помимо основных породообразующих минералов (полевых шпатов, кварца, мусковита), в пегматитах присутствуют в значительном количестве минералы, содержащие летучие компоненты: лепидолит, турмалин, топаз, берилл и др. Подробнее о пегматитах будет сказано ниже.

Эффузивные породы. Для излившихся пород кислой магмы типичны скрытокристаллическая и стекловатая структуры основной массы, в которой могут содержаться вкрапленники полевых шпатов и кварца и изредка темноцветных породообразующих минералов. Среди этих пород выделяют риолиты¹ (липариты) и риолитовые порфиры (кварцевые порфиры) — эффузивные горные породы порфиroidной структуры гранитного состава. В риолитах калиевой полевой шпат представлен прозрачным санидином, а в риолитовых порфирах — белым или красноватым ортоклазом и плагиоклазом (олигоклазом). Часто среди вкрапленников присутствуют только плагиоклазы, а ортоклаз содержится в составе скрытокристаллической основной массы, придавая ей характерный красноватый оттенок. Вкрапленники кварца часто оплавлены, а выделения биотита и роговой обманки опацифицированы.

В риолитах часто наблюдаются флюидальная текстура и тонкая полосчатость. Структура основной массы часто стекловатая.

Группа диорита — андезита (плагиоклазовые горные породы среднего состава). Это породы среднего состава, рядом переходов они связаны с основными породами. В группе диорит-андезита эффузивные представители распространены значительно более интрузивных.

Глубинные породы. Диориты — зернистые бескварцевые породы, состоящие из натрово-кальциевых плагиоклазов (обычно андезина) и темноцветных минералов, среди которых основное значение имеет роговая обманка и часто присутствуют авгит и биотит. Содержание темноцветных минералов около 30—35%. Кварца и ортоклаза может быть несколько процентов.

¹ От греч. *риол* — теку.

Структура диоритов равномерно-зернистая, хотя плагиоклазы обычно образуют сравнительно идиоморфные зерна. Характерно зональное строение кристаллов плагиоклаза, отражающее постепенное изменение магматического расплава в сторону обогащения кремнеземом. Центральные участки кристаллов плагиоклаза обычно представлены лабрадором, кнаружи состав становится менее кальциевым, на самой периферии кристаллы могут иметь состав олигоклаза. По составу плагиоклазов в диоритах доминирует андезин.

Диориты обычно образуют небольшие массивы. Часто они связаны переходами с гранитами. В некоторых случаях диориты образовались из гранитной магмы в результате процессов ассимиляции в краевых частях интрузий.

Гипабиссальные разновидности представлены преимущественно дайками микродиоритов и диоритовых порфиров. В виде вкрапленников в порфиритах присутствуют плагиоклаз или железистомagneзиальные силикаты. Иногда дайковые породы приобретают меланократовый облик, так как в их составе доминируют темноцветные компоненты (роговая обманка, биотит). Эти породы называются лампрофитами.

Эффузивные породы. Андезиты и андезитовые порфиты образуют лавовые покровы, а также силлы и дайки. Они имеют серый, зеленовато-серый и темный цвет и порфировую структуру. В виде вкрапленников присутствуют роговая обманка, плагиоклаз типа андезина, реже авгит. Основная масса на глаз представляется нераскристаллизованной. Под микроскопом видно, что она состоит из мельчайших удлиненных призм (лейст) плагиоклазов, подчиненного количества изометрических зерен авгита и вулканического стекла. В менее окристаллизованных разновидностях стекла много, а в более глубинных — меньше, но полнокристаллической структуры, как правило, не встречается. В шлифах хорошо видна флюидалность.

Андезиты связаны переходами с базальтами. Часто разделение этих пород затруднительно. Однако типичная андезитовая лава более вязкая, чем базальтовая. С этим связано образование куполов и обелисков. Андезитовая лава богата газами.

Группа сиенита — трахита (полевошпатовые горные породы среднего состава). В некоторых горных породах среднего состава калий резко преобладает над натрием. В результате этого самые распространенные минералы этих горных пород — полевые шпаты — представлены не плагиоклазами, как в породах группы диорита, а калиевыми разновидностями. Представителями глубинных пород такого состава являются сиениты, а излившихся — трахиты и ортофиры.

Сиениты — полнокристаллические лейкократовые бесцветные (или бедные кварцем) горные породы, состоящие в основном из калинатровых полевых шпатов (80—85%) и содержащие 15—20% темноцветных минералов (роговой обманки, биотита, моноклинного пироксена). Наряду с калинатровыми полевыми шпатами при-

существует альбит, а среди темноцветных минералов — натрийсодержащие разновидности.

Эффузивные аналоги сненитов называются трахитами, если имеют свежий облик, и ортофрами при наличии явных признаков изменения.

Группа габбро-базальта (плагноклазовые горные породы основного состава). Жидкая базальтовая магма содержит сравнительно небольшое количество летучих веществ, легко кристаллизуется. Некоторые типы пород этой группы образуются буквально на глазах человека во многих вулканических областях.

Глубинные породы. Эти породы часто объединяют термином «габброиды». Г а б б р о — равномерно-зернистые горные породы, состоящие из кальциевых плагноклазов (лабрадора, битовнита и анортита) и моноклиновых пироксенов (авгита), в меньшей мере роговой обманки, ромбических пироксенов, иногда с примесью оливина, кварца, ортоклаза. Основной компонент — плагноклаз, который образует таблитчатые кристаллы и составляет 50% и более от массы породы. Темноцветные компоненты могут достигать 50%, но иногда их количество резко снижается и порода приобретает лейкократовый облик.

Структура породы аллотриоморфнозернистая, все минералы имеют изометрические очертания. Структура настолько типична для этой породы, что ее называют габбровой. Текстура габбро обычно массивная, часто полосчатая, обусловленная чередованием полос плагноклаза и темноцветных минералов.

Н о р т — порода, аналогичная габбро, но основной темноцветный компонент ее не моноклиновый, а ромбический пироксен (гиперстен или бронзит).

Если темноцветные компоненты отсутствуют, то такая лейкократовая порода называется а н о р т о з и т о м. Они встречены и на Луне. Выделяют также лабрадориты, сложенные почти полностью лабрадором. Структура этих пород идиоморфнозернистая, кристаллы плагноклаза хорошо выражены.

Для пород группы габбро характерны включения титаномагнетитов, сульфидов меди, железа и никеля (халькопирита, пирротина и пентландита).

Гипабиссальные породы. Эти породы представлены м и к р о г а б б р о и д и а б а з а м и. Первые обычно располагаются в краевых частях интрузий и обладают мелкозернистой структурой. Диабазы образуют дайки и силлы. Эта порода сложена теми же минералами, что и габбро, — кальциевыми плагноклазами и авгитом, но имеет совершенно иную структуру. Кристаллы плагноклаза образуют крупные идиоморфные выделения, пространство между которыми заполнено зернами авгита неправильной формы. Цвет породы черный или зеленовато-черный.

Гипабиссальные интрузии диабазов очень широко распространены. Особенно типичны для них формы протяженных межпластовых залежей — силлов, которые вместе с дайками и мощными по-

кровами базальтовых лав образуют так называемые трапповые формации Сибири, Южной Африки, Бразилии, Индии. С траппами связаны месторождения некоторых металлов — меди, никеля, кобальта.

Эффузивные породы представлены базальтами и базальтовыми порфиритами. Они состоят из примерно равного количества плагиоклазов (лабрадора) и авгита, а также нераскристаллизованного стекла. Может присутствовать в значительном количестве оливин. Макроскопически цвет базальтов черный; раньше к базальтам относили все черные эффузивные породы. Структура породы определяется наличием идиоморфных пластинчатых кристаллов (лейст) лабрадора, имеющих часто очень мелкие размеры. Сравнительно крупнокристаллический базальт, лишенный нераскристаллизованного стекла, называют долеритом. Он часто слагает силлы. Базальты могут иметь порфировую структуру. В виде вкрапленников встречаются основной плагиоклаз, авгит и оливин.

Иногда при застывании базальтовой лавы в результате выделения газов остаются округлые пустоты и возникает пузыристая текстура. При последующем заполнении пустот низкотемпературными минералами (хлоритом, халцедоном, цеолитами, кальцитом) образуется миндалекаменная текстура.

Эффузивные породы группы габбро-базальта значительно более распространены, чем их глубинные аналоги. Базальты являются самым распространенным типом эффузивных пород. Базальтовые покровы, часто имеющие большую мощность (до нескольких сот метров), занимают огромную площадь — в сотни тысяч квадратных километров. Базальты (вместе с андезитами) в СССР занимают более 35% всей территории, занятой изверженными породами. Они же слагают почти всю поверхность Луны и выстилают ложе Мирового океана под осадками или водой.

Группа перидотита (бесполевошпатовые горные породы ультраосновного состава — ультрабазиты, или гипербазиты). Эти породы сложены темноцветными магнезиально-железистыми силикатами и недосыщены кремнеземом. Они представлены преимущественно интрузивными разновидностями. Цвет этих пород черный или зелено-черный. Наиболее характерны среди них перидотиты, состоящие из оливина, моноклинных и ромбических пироксенов (авгита, диопсида, энстатита, бронзита). Структура неравномерно-зернистая, иногда порфировидная. Оливин образует идиоморфные зерна, часто округленные.

Порода, почти полностью состоящая из оливина, называется дунитом, а сложенная пироксенами — пироксенитом.

Характерная особенность ультраосновных, особенно оливиновых, горных пород — их неустойчивость: в результате эпимагматических процессов крупные массивы ультраосновных пород нацело замещаются минералами группы серпентина, и происходит образование новых горных пород — серпентинитов.

Для ультраосновных пород весьма типична постоянная, иногда значительная примесь хромита, магнетита, сульфидов меди и никеля, минералов группы платины.

Ультраосновные интрузивные породы сравнительно редко встречаются в земной коре, они главным образом слагают верхнюю мантию.

Гипабиссальные и эффузивные формы для ультраосновных горных пород малохарактерны. Однако одна из разновидностей таких пород имеет весьма важное промышленное значение. Это к и м б е р л и т ы, выполняющие цилиндрические трубки взрыва. Порода представляет собой вулканическую брекчию. Породообразующими минералами являются оливин (часто в виде вкрапленников), флогопит, хромдиопсид, ильменит, пироп. Кимберлитовые трубки алмазоносны.

Группа щелочных изверженных горных пород. Помимо рассмотренных выше распространенных горных пород, можно выделить породы, обогащенные щелочными химическими элементами, главным образом натрием. Это сравнительно мало распространенные магматические образования, хотя в отдельных районах они слагают крупные массивы. На территории СССР щелочные породы занимают менее 1% всей площади изверженных пород.

В щелочной магме не хватает кремния для образования полевых шпатов, поэтому наряду с этими минералами в значительном количестве кристаллизуется нефелин — характерный минерал щелочных пород.

Среди этой группы горных пород есть ненасыщенные кремнеземом породы с варьирующими соотношениями полевых шпатов и нефелина, с одной стороны, и темноцветных компонентов — с другой.

Нефелиновые сиениты — глубинные бескварцевые полнокристаллические породы, состоящие из щелочных полевых шпатов (калинатровых и альбита), нефелина и натровых амфиболов и пироксенов. В нефелиновых сиенитах часто в большом количестве присутствуют редкие минералы титана, циркона, ниобия, редких земель.

В СССР крупные массивы нефелиновых сиенитов есть на Кольском полуострове — Хибинский и Ловозерский.

Излившиеся разновидности нефелиновых сиенитов называются ф о н о л и т а м и, а палеотипные — н е ф е л и н о в ы м и п о р ф и р а м и.

Основные и ультраосновные щелочные породы имеют меланократовый характер. В них наряду с калинатровыми полевыми шпатами и нефелином присутствуют высококальциевые плагиоклазы и в значительном количестве натровые амфиболы и пироксены (эгирин), а также оливин.

Пегматиты. Последние стадии формирования интрузивных горных пород сопровождаются весьма своеобразными процессами. Наиболее характерным образованием этого типа магматизма являются пегматиты — крупнозернистые породы, состав которых бли-

зок к материнской интрузии, но обычно отличается повышенным содержанием летучих компонентов (фтора, лития, бериллия, воды и др.).

Пегматитовый процесс минералообразования отличается большой сложностью и многообразием. В связи с этим имеются различные взгляды на генезис пегматитов.

Согласно представлениям А. Е. Ферсмана, их образование осуществляется в интервале температур около $+600-400$ °С. Верхняя граница этого интервала намечается переходом β -кварца в d -модификацию ($+575$ °С), а нижняя — так называемой критической температурой воды, т. е. температурой, выше которой пары воды не могут быть сжижены при любом повышении давления. Для химически чистой воды эта температура равна $+374,6$ °С, но в зависимости от примесей может быть увеличена до $+400$ °С.

Существуют и другие взгляды на происхождение пегматитов. Еще в 20-х годах нашего столетия некоторые американские геологи предположили, что гранитные пегматиты образовались в результате переработки кварцево-полевошпатовых пород послемагматическими остаточными растворами. Значение процессов перекристаллизации и метасоматоза для образования гранитных пегматитов Восточной Сибири было показано в 30-х годах Д. С. Коржинским.

А. Н. Заварицкий (1947) разработал оригинальные представления о пегматитах как о промежуточных образованиях между изверженными горными породами и рудными жилами. По его мнению, остаточный магматогенный газовый раствор, проникая по трещинам в породу, способствует ее перекристаллизации с образованием крупнокристаллической структуры. Раствор корродирует имеющиеся минералы, на место которых выпадают новые. Следовательно, пегматиты рассматриваются как перекристаллизованные участки материнских пород. Наиболее распространены пегматиты гранитов и гранодиоритов, хотя известны пегматиты, генетически и пространственно связанные с интрузиями щелочных, ультраосновных и основных магм.

Пегматиты образуют жилы, линзовидные и неправильной формы тела. Мощность их колеблется от 1 до 20—30 м, протяженность — от нескольких метров до 300—500 м. Часто многие десятки и сотни этих тел группируются в большие по площади пегматитовые поля. Такие образования известны в Карелии, Юго-Восточном Забайкалье и других местах.

Пегматитовые тела имеют зональное строение (рис. 77), причем от периферии к середине структура становится более крупной, а в центральной части имеются полости (занорыши), в которых образуются крупные кристаллы.

Характерная часть строения пегматитов — их грубая, часто гигантозернистая структура. Так, в пегматитах Норвегии обнаружены кристаллы ортоклаза величиной 10×10 м², массой 100 т, а на Урале была целая каменоломня, расположенная в кристалле амазонита. Пластины слюд в пегматитах достигают величины

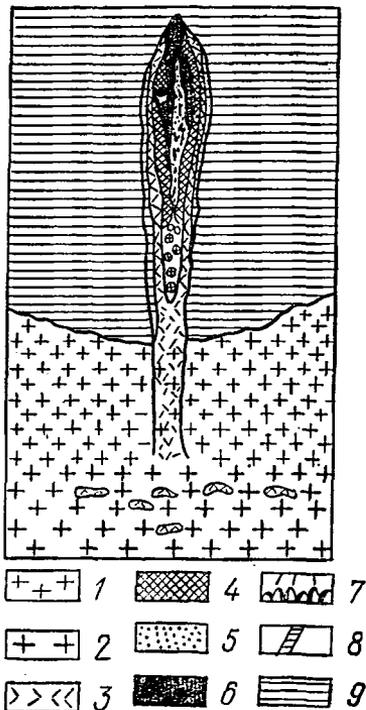


Рис. 77. Схема пегматита
(по К. А. Власову):

1 — мелкозернистые граниты; 2 — крупнозернистые; 3 — пегматиты письменной и гранитной структур; 4 — зона микроклина и олигоклаза; 5 — зона кварца; 6 и 7 — участки кристаллизации рудных минералов; 8 — мусковито-кварцево-альбитовые оторочки; 9 — вмещающие породы (сланцы)

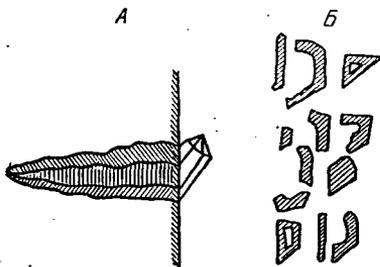


Рис. 78. Кварц в пегматитовом сростании с полевым шпатом (А) и очертания сечений кварцевых прорастаний в пегматитах (Б)

5—7 м, в пегматитах Волыни был обнаружен кристалл мориона более 2 м. В виде гигантских кристаллов встречаются не только распространенные, но и редкие минералы. В пегматитах США встречались кристаллы берилла длиной 5,5 м, толщиной 1,2 м, массой 18 т (штат Мэн) и кристаллы сподумена длиной 12,8 м, шириной до 2 м, массой около 100 т (штат Южная Дакота). В 1976 г. в пегматитах Минас-Жирайс (Бразилия) был найден кристалл топаза в 117 кг и кристалл аквамарина длиной 47 см.

Для строения пегматитов также характерны структуры прорастания минералов. Эта структура рассматривается как результат их одновременной кристаллизации. В прорастании обычно находятся калиевый полевой шпат и кварц, содержание которых составляет соответственно 74 и 26% (рис. 78). Подобные прорастания кварц иногда образует с мусковитом, гранатом, плагиоклазом.

В минеральном составе пегматитов обычно присутствует более или менее значительное количество минералов, содержащих летучие компоненты: лепидолит, мусковит, турмалин, топаз, берилл и др.

Помимо горных пород, образованных в результате кристаллизации магматического вещества на глубине или на поверхности, при магматических процессах формируются породы, сложенные твердыми продуктами вулканических извержений, так называемые пирокластические. Пирокластическая порода, сложенная вулканическим пеплом с

включением частиц вулканического песка, лапиллей и бомб, называется в у л к а н и ч е с к и м т у ф о м. Порода, состоящая в основном из угловатых обломков, сцементированных пепловым материалом, называется туфобрекчией. Порода, состоящая из грубого пирокластического материала, называется агломератом. Если вулканогенный материал подвергся переотложению водами, то такие туфы обладают слоистостью. В случае значительной примеси (от 10 до 50%) осадочного обломочного материала к вулканическим частицам породу называют туффитом. Когда вулканический материал содержится в подчиненном количестве, говорят о туфогенных песчаниках (туфоконгломератах и др.).

Заканчивая обзор магматических горных пород, кратко резюмируем современные представления о распространении различных их типов. На поверхности континентов наибольшим распространением среди интрузивных пород пользуются граниты, а среди эффузивных пород — базальты, андезиты и риолиты. Основные и ультраосновные интрузивные породы встречаются реже.

Достижения в области геофизического исследования Земли позволили выполнить первые ориентировочные подсчеты распространения главнейших типов горных пород по отношению ко всему объему земной коры. По данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (1967), магматические породы кислого состава (главным образом граниты и гранодиориты) составляют немногим больше 20%, а породы основного состава (преимущественно базальты) — более 42% общего объема земной коры. Распространение эффузивов кислого и среднего состава значительно более скромное. В сумме они составляют менее 1% всего объема земной коры, причем андезиты распространены в несколько раз больше, чем липариты и риолиты.

Причины неодинакового распространения различных типов изверженных пород связаны с процессом образования и эволюции земной коры, что рассмотрено в главе XX.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

При образовании магматических горных пород, в процессе дифференциации магмы, возникают месторождения определенных полезных ископаемых. Эти месторождения залегают главным образом среди изверженных горных пород и образуются в процессе дифференциации и кристаллизации магмы при температуре около +800—1500 °С и давлении в сотни атмосфер.

Месторождения полезных ископаемых собственно магматического происхождения встречаются преимущественно в ультраосновных и основных изверженных породах. Таковы месторождения хромитов, минералов группы платины, сульфидов железа, никеля, меди и кобальта, титаномагнетитов, алмазов, графита, апатита, некоторых редкометалльных минералов. Типичным примером

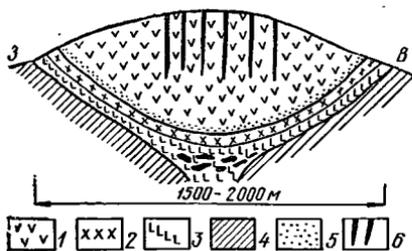


Рис. 79. Схема строения медно-никелевого месторождения Монче-тундры: 1 — ультраосновные породы; 2 — пироксениты; 3 — нориты; 4 — гнейсы; 5 — вкрапленные руды; 6 — сплошные руды

сульфидного расплава была отжата в трещины в верхней части массива (рис. 79). Такое же происхождение имеют медно-никелевые сульфидные месторождения Норильска, а в Канаде — крупнейшее месторождение Садбери.

Другой известный пример месторождений магматического генезиса — месторождения хромитов, имеющиеся в нашей стране на Южном Урале, на востоке Кубы и в других местах.

Оригинальный тип магматических месторождений — трубки, заполненные раздробленной ультраосновной породой (кимберлитом), содержащей алмазы (рис. 80). Такие месторождения в конце прошлого века были открыты в Южной Африке, а в 50-х годах — в нашей стране в Сибири.

Магматические месторождения в изверженных породах кислого и среднего состава встречаются значительно реже. Наиболее

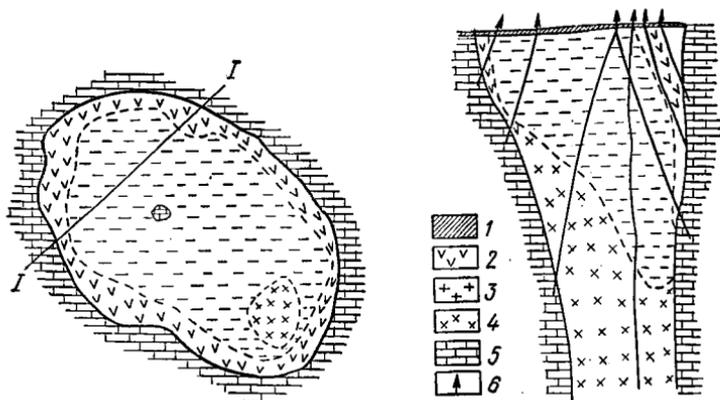


Рис. 80. Геологический план и разрез кимберлитовой трубки «Мир» (по А. П. Бобривич и др.):

1 — наносы; 2 — измененный кимберлит (желтый); 3 — измененный кимберлит (зеленый); 4 — малоизмененный кимберлит; 5 — карбонатные породы нижнего ордовика; 6 — скважины

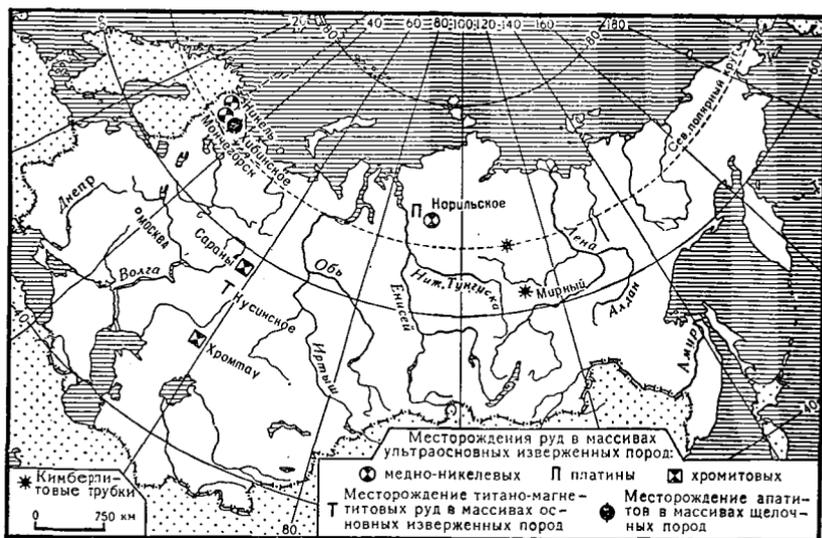


Рис. 81. Месторождения полезных ископаемых магматического происхождения на территории СССР

известный пример — крупнейшее месторождение магнетитовых руд Кируна (Северная Швеция), которое рассматривают как продукт дифференциации сиенитовой магмы. В некоторых случаях граниты могут быть обогащены ценными редкометалльными минералами. Так, в Северной Нигерии разрабатывают граниты, обогащенные колумбитом, цирконом и др.

С дифференциацией щелочных магм связаны месторождения апатита и некоторых редкометалльных минералов. Наиболее яркий пример — уникальное Хибинское месторождение апатита, залегающее в массиве нефелиновых сиенитов.

Месторождения полезных ископаемых магматического происхождения на территории СССР показаны на карте (рис. 81).

В результате кристаллизации остаточного расплава, насыщенного летучими компонентами, или перекристаллизации вещества под воздействием остаточных растворов, богатых этими компонентами, образуются скопления ценного минерального сырья: минералов бериллия, лития, ниобия, тантала, циркония, олова, вольфрама, титана, молибдена, висмута, урана, тория и др.

Наиболее распространены гранитные пегматиты, имеющие также большую промышленную ценность. Пегматиты щелочных пород встречаются реже гранитных. Пегматиты основных и ультраосновных пород практического значения почти не имеют.

Из нерудных полезных ископаемых пегматитов разрабатываются мусковит, флогопит, полевой шпат, кварц, турмалин, корунд и разнообразные драгоценные камни (изумруд, аквамарин, сапфир, аметист, топаз и др.).

Глава V. ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Внедрение и кристаллизация магмы сопровождаются процессами, имеющими большое значение для преобразования горных пород и формирования важнейших рудных полезных ископаемых. В этом случае минералообразование совершается под воздействием газов и растворов, выделившихся из магмы.

Когда магма застывает на небольших глубинах, происходит энергичная возгонка — выделение больших масс вещества в газообразном состоянии. При вулканических извержениях в атмосферу выносятся огромное количество летучих соединений. Например, на Аляске, в долине Десяти тысяч дымов, выходит множество газовых струй, суммарно выносящих каждую секунду 23 млн. л пара. Вместе с парами воды на протяжении года выносятся более 1 млрд. т соляной и 20 000 т плавиковой кислоты. Газовые и водяные источники, связанные с вулканической деятельностью, выносят столь значительные массы химических элементов, что в некоторых местах организовано их промышленное извлечение.

Образование минералов из газовой фазы, главным образом в процессе возгонки, называется пневматолитом (от греч. *пневма* — пар, дыхание). Эти минералы осаждаются на стенках кратеров вулканов и в трещинах окружающих горных пород. При этом образуются самородная сера, некоторые сульфиды (пирит, сфалерит, галенит и др.), многие галоидные соединения (флюорит, нашатырь и др.), окислы (гематит, магнетит), сульфаты (гипс, алуни́т, тенардит и др.), борные соединения. Однако эти минералы образуются относительно в небольшом количестве.

Намного интенсивнее происходит минералообразование, если легколетучие соединения не выносятся на поверхность, а задерживаются на глубине. Процессы такого «глубинного пневматолита» сопровождают пегматитовый процесс, а также первые стадии эволюции остаточных магматических растворов, или, вернее, флюидов, так как их агрегатное состояние точно неизвестно. Процессы, совершающиеся под воздействием этих растворов, называются пневматолито-гидротермальными или просто гидротермальными.

Гидротермальные минеральные образования, несмотря на значительно меньшую их массу по сравнению с магматическими горными породами, имеют весьма важное значение, так как с ними связано образование месторождений важнейших полезных ископаемых, главным образом руд цветных, благородных и редких металлов.

По современным представлениям, остаточное вещество отделяется от магмы первоначально в виде газа, который затем конденсируется в жидкость. Необходимо отметить, что выделяющиеся из

магмы газы могут переносить химические элементы, даже находящиеся в виде труднорастворимых соединений. Установлено, что 1 л водяного пара при $+450^{\circ}\text{C}$ и давлении около 400 атм может переносить более 200 мг SiO_2 .

В середине XX в. ряд исследователей, главным образом СССР и США, провели экспериментальное изучение поведения летучих компонентов в расплаве горных пород при большом давлении и температуре. При этом было обнаружено, что растворимость в расплавах летучих соединений, в первую очередь важнейшего из них — воды, ограничено определенными пределами. Результаты этих исследований обобщены В. А. Николаевым, согласно представлениям которого образование послемагматических растворов происходит по следующей схеме.

Температура последних стадий кристаллизации кислых магм при глубине интрузивного массива в несколько километров, по видимому, близка к $+800^{\circ}\text{C}$, а наличие некоторых солей может способствовать нахождению расплава еще при более низкой температуре. По мере кристаллизации магмы в расплаве концентрируются летучие компоненты. В определенный момент их содержание превышает предел растворимости, магма вскипает и газы выделяются. Так как предел растворимости разных летучих компонентов неодинаков, то выделение газов происходит не одновременно, а в несколько этапов. Происходит как бы пульсационное выделение магматическим очагом остаточных подвижных соединений. Выделяющиеся газы устремляются от магматического очага по трещинам и порам в окружающие горные породы и при уменьшении температуры ниже критической точки воды (около $+400^{\circ}\text{C}$) сжижаются, образуя гидротермальные растворы. Изложенные представления получили название *пульсационной гипотезы*.

Пульсационная гипотеза объясняет пространственное разобщение различных эндогенных минеральных образований и отсутствие постепенных переходов между ними.

Состав газовой-жидких продуктов остаточного отщепления кристаллизующейся магмы в настоящее время неясен. Некоторые исследователи предполагают, что это кислый газ, другие — что это щелочные растворы, третьи допускают наличие и того и другого, а также нейтральных растворов в зависимости от конкретных условий их образования. Возможно, в определенные моменты из магмы выделяются кислые продукты возгона, но в дальнейшем в результате взаимодействия с окружающими горными породами эти продукты приобретают щелочной характер.

Следует иметь в виду, что высокое давление обуславливает нахождение многих соединений, которые на поверхности существуют в виде свободных газов, не в свободном, а в растворенном состоянии — в составе гидротермальных растворов. Эти растворы водные, с чем и связано название процесса (от греч. *гидор* — вода; *термос* — теплый). Но вода гидротермальных растворов своими свой-

ствами резко отличается от воды, находящейся на поверхности земли. Вода глубинных гидротермальных растворов представляет сгущенный пар, который при температуре ниже $+400-374^{\circ}\text{C}$ под давлением переходит в жидкую фазу. Вода в этих условиях способна растворять минералы и переносить большое количество соединений в виде как истинных, так и коллоидных растворов.

Высокотемпературные, находящиеся под большим давлением магматогенные растворы очень подвижны, энергично проникают в мельчайшие трещины и в то же время весьма агрессивны по отношению к окружающим горным породам. Эти растворы вступают в сложные обменные реакции с минералами и глубоко изменяют состав вмещающих горных пород. Двигаясь по трещинам, которые возникают при охлаждении горных пород или в результате тектонических процессов, растворы поступают в области более низкого давления и постепенно остывают. Под влиянием уменьшающегося давления и температуры, а главное, в итоге сложных химических реакций из гидротермальных растворов осаждаются минералы. Они постепенно заполняют трещины, по которым перемещаются растворы. Трещины, заполненные гидротермальными минералами, называются ж и л а м и.

Метасоматоз. Характерным процессом пневматолито-гидротермальной деятельности является метасоматоз (от греч. *мета* — после; *сома* — тело). Природа этого процесса пока еще недостаточно ясна. В его изучении большую роль сыграли работы Д. С. Коржинского. Сущность процесса метасоматоза заключается в замещении ранее существовавших минералов новыми за счет химических элементов, приносимых газоводными высокотемпературными растворами. При этом растворение старого минерала и отложение нового совершается практически одновременно, так что порода в целом все время находится в твердом состоянии. Метасоматическое замещение происходит без изменения объема и часто с сохранением следов строения первичных минералов. Этот процесс может происходить при любой температуре, но наиболее активно протекает при высокой температуре, так как это ускоряет химические реакции.

Метасоматоз предполагает энергичное перемещение крупных масс химических элементов как в изменяемую породу, так и из нее. Это возможно благодаря диффузионным явлениям и наличию в породах многочисленных мельчайших капиллярных трещин. Диффузия представляет собой перемещение веществ в результате выравнивания концентраций из участков с высокой концентрацией в участки с низкой концентрацией. В горных породах диффузия осуществляется в поровых растворах, содержащихся в капиллярных трещинах, и протекает очень медленно. Скорость диффузии увеличивается с увеличением температуры и разности концентраций, а также зависит от характера диффундирующих ионов. Чем больше радиус иона и меньше валентность, тем больше скорость его диффузии. Ионы, энергично перемещающиеся в результате про-

пессов диффузии, имеют постоянную концентрацию в поровых растворах на данном участке. Д. С. Коржинский называет их подвижными компонентами. Неподвижные, инертные компоненты при диффузионном метасоматозе не имеют постоянной концентрации в растворе.

В результате диффузионных явлений при взаимодействии гидротермальных растворов, поднимающихся по трещинам, с минералами горных пород возникают метасоматические оторочки, отделяющие жилы от вмещающих горных пород, так называемые зальбанды. Зоны диффузионного околожильного метасоматоза не ограничиваются зальбандами, а постепенно затухая, распространяются в глубь горных пород. Мощность этих зон в зависимости от термодинамических условий и состава гидротермальных растворов может измеряться сантиметрами и метрами, редко превышая несколько десятков метров.

Помимо диффузии, для метасоматоза важное значение имеют явления инфильтрации, т. е. переноса вещества растворами, движущимися по более крупным трещинам и пустотам. В этом случае взаимодействие породы с растворами протекает без участия диффузии. Инфильтрационный метасоматоз сопровождается мощными изменениями горных пород.

ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ТЕЛА И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Среди гидротермальных образований, формирующихся на значительной глубине (до 5 км), довольно четко различаются высоко- и низкотемпературные.

Для высокотемпературной стадии глубинного гидротермального процесса характерно образование штокверков. Они представляют собой сложную систему ветвящихся трещин небольшой мощности, заполненных гидротермальными минералами. Горные породы между трещинами метасоматически преобразованы высокоподвижными газоводными растворами и содержат вкрапления новообразованных минералов. Жилы и прожилки отделяются от вмещающих пород хорошо выраженными зальбандами. В целом образуется крупный участок пневматолиито-гидротермальной минерализации (рис. 82). Штокверки в плане достигают 1 км и более.

Наряду со штокверками глубинные высокотемпературные растворы образуют крупные жилы, линзы, пластообразные метасоматические залежи.

Основной жильный минерал — кварц. В значительном количестве встречаются турмалин, мусковит, флюорит, топаз, берилл. Среди рудных минералов типичны золото, молибденит, висмутин, пирротин, пирит, арсенипирит, халькопирит, гематит, магнетит, касситерит, шеелит, вольфрамит.

Для околожильного изменения вмещающих горных пород высокотемпературных глубинных гидротермальных образований типична

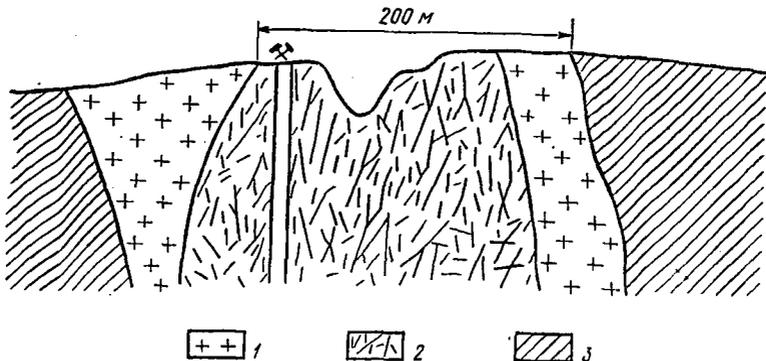


Рис. 82. Штокверковое месторождение касситерита Альтенберг (Саксония, ГДР):

1 — гранит-порфиры; 2 — штокверк в грейзенизованных гранитах; 3 — порфировые породы

грейзенизация, т. е. метасоматическое преобразование вмещающих пород с образованием породы, состоящей из кварца, слюд, часто со значительной примесью турмалина, топаза, флюорита. Особенно характерна грейзенизация для гранитов и вообще кислых изверженных пород, хотя этот процесс распространяется и на все другие породы.

Из других форм околожильного изменения отметим метасоматическое развитие во вмещающих породах турмалина (т у р м а л и

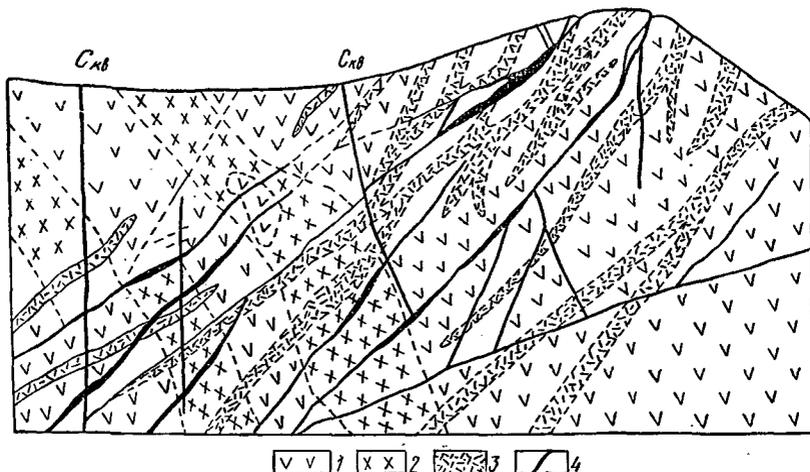


Рис. 83. Схематический разрез через Джиджинское месторождение:

1 — кварцевые диориты; 2 — гранит-порфиры; 3 — дайки меланократовых пород; 4 — кварцево-вольфрамитовые жилы

низация), мелкочешуйчатых светлых слюд (серпентизация) и кварца (окварцевание).

Минеральные образования рассматриваемого типа сопровождаются разными рудными месторождениями. Таковы кварцево-золоторудные месторождения Урала и северо-востока СССР, кварцево-касситеритовые месторождения Рудных гор (в Чехословакии и ГДР) и кварцево-турмалиново-касситеритовые и касситеритово-сульфидные месторождения Восточной Сибири в СССР, Корнуэлла в Великобритании, кварцево-молибденовые и вольфрамитовые месторождения Забайкалья, кварцево-вольфрамитовые месторождения Португалии, юго-востока Азии и Забайкалья. Типичным примером месторождений данного типа является кварцево-вольфрамитовое Джидинское месторождение в Бурятской АССР. Как видно на рис. 83, месторождение представлено системой кварцево-гюбнеритовых жил с сульфидами, приуроченных к массиву гранодиоритов, рассеянным дайками пород различного состава.

Более низкотемпературные глубинные гидротермальные образования представлены преимущественно жилами или телами неправильной формы, возникшими в процессе инфильтрационного метасоматоза. Среди жильных нерудных минералов характерны кварц и карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит, родохрозит), иногда флюорит, барит, халцедон, хлорит. Рудные минералы представлены золотом и сульфидами (пиритом, халькопиритом, сфалеритом, антимонитом, киноварью, галенитом и др.). Часто сульфиды являются преобладающими минералами.

Для относительно низкотемпературных гидротермальных месторождений характерны менее интенсивные околожильные изменения, чем для высокотемпературных. Здесь в зонах околожильных изменений развиваются мелкочешуйчатые светлые слюды, кварц, хлориты и карбонаты (кальцит, анкерит).

Типичные представители гидротермальных образований этого типа — месторождения колчеданных руд Среднего Урала, а также полиметаллических (свинцово-цинковых с примесью серебра) руд Алтая, Кавказа (Садонское месторождение, рис. 84) и Забайкалья. Наиболее низкотемпературными, образующимися при температуре ниже $+200^{\circ}\text{C}$, считаются сурьмяные и ртутные месторождения (например, Хайдаркен в Средней Азии). Они представлены кварцевыми или кварцево-кальцитовыми с флюоритом

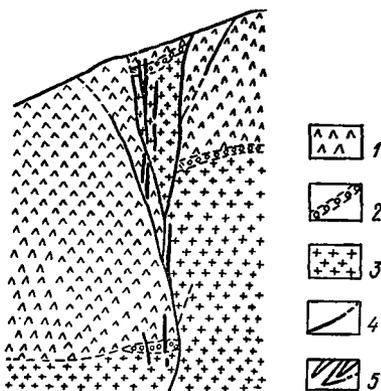


Рис. 84. Схематический разрез через Садонское месторождение (по Э. М. Цириховой):

1 — вулканогенные образования; 2 — базальные конгломераты нижнего лейаса; 3 — граниты; 4 — тектонические нарушения; 5 — жилы полиметаллических руд

жилами, содержащими антимонит и киноварь. К этой группе относятся и известное Никитовское месторождение киновари (Донбасс).

Гидротермальные месторождения, сформированные на небольшой глубине (менее 1 км), отличаются разнообразием минерального состава и обычно залегают среди эффузивных пород или малых интрузий. Изменения вмещающих пород в этих месторождениях весьма своеобразны. Здесь характерны процессы алунизации и под воздействием сольфатар, каолинизации и под воздействием кислых водных растворов, окремнения (метасоматическое развитие халцедона и кварца) и пропилитизации (замещение темноцветных минералов хлоритом, минералами группы эпидота, кальцитом, а полевых шпатов — альбитом и серицитом).

Формы рудных тел и их вещественный состав разнообразны. В высокотемпературных гидротермальных месторождениях малых глубин встречаются совместно такие минералы, как турмалин, вольфрамит и касситерит, с одной стороны, и халцедон, сфалерит, галенит — с другой. Эти минералы, обычно разделяющиеся в глубинных гидротермальных месторождениях, здесь как бы не успели разделиться и находятся вместе. Пример высокотемпературных гидротермальных образований малых глубин — олово-вольфрамово-серебряные месторождения Боливии. В качестве представителя более низкотемпературного образования можно назвать известное месторождение у Большого Медвежьего озера в Канаде, в кварцевых жилах которого содержатся минералы урана, кобальта, никеля, серебра, висмута.

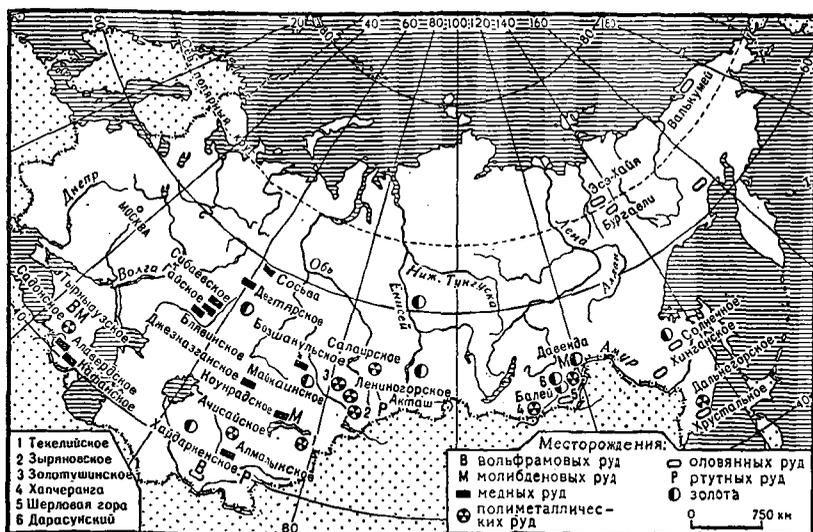


Рис. 85. Месторождения полезных ископаемых послемагматического происхождения на территории СССР

Размещение на территории СССР руд, образованных в результате послемагматических процессов, показано на рис. 85.

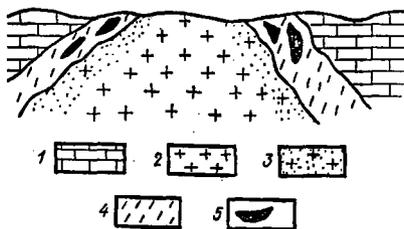


Рис. 86. Схема контактовых образований:

1 — вмещающие породы (известняк); 2 — гранитная интрузия; 3 — область эндоконтакта; 4 — область экзоконтакта (скарн); 5 — рудные тела

Скарны и другие контактовые образования. На контактах интрузивных массивов в условиях длительного воздействия высокой температуры и подвижных компонентов происходит глубокое преобразование вмещающих пород, сопровождающееся их перекристаллизацией и образованием серии специфических минералов. Для контактового минералообразования исключительно важное значение имеют явления метасоматоза, которые именно здесь получают наиболее яркое выражение.

Компоненты вмещающих пород, в свою очередь, оказывают воздействие на приконтактную часть магматического массива. Поэтому выделяют экзоконтактную зону, т. е. толщу измененных вмещающих пород, и зону эндоконтакта — периферическую часть интрузивного массива, измененную в результате ассимиляции составных частей вмещающей породы (рис. 86).

Степень выраженности контактового процесса зависит от состава внедряющейся магмы и окружающих горных пород. Массивы основных горных пород, образовавшихся из магмы, содержащей сравнительно небольшое количество летучих компонентов, обычно сопровождаются умеренным развитием контактовых явлений. Кислая магма богата легкоподвижными компонентами, поэтому для массивов гранитов и гранодиоритов типичны хорошо развитые зоны контактового минералообразования.

Кварцсодержащие горные породы (песчаники, граниты и др.) при контактном воздействии изменяются сравнительно слабо. Глинистые породы на контактах изменяются главным образом под воздействием температуры. При этом происходит перестройка кристаллохимических структур глинистых силикатов в структуры силикатов типа андалузита, дистена, силлиманита, гранатов. Кварцево-силикатные породы, измененные контактными процессами, называются рогами. Более сильному преобразованию подвергаются изверженные породы основного состава. Но особенно интенсивно преобразуются известняки и другие карбонатные породы.

Легкоподвижные компоненты, в виде газов и растворов поступающие из остывающего интрузивного массива, в результате взаимодействия с этими легко реагирующими породами образуют мощные метасоматические тела, которые носят название скарнов. Минералогический состав скарнов весьма своеобразен. Преобладающие минералы в них — кальциевые гранаты (обычно андрадит,

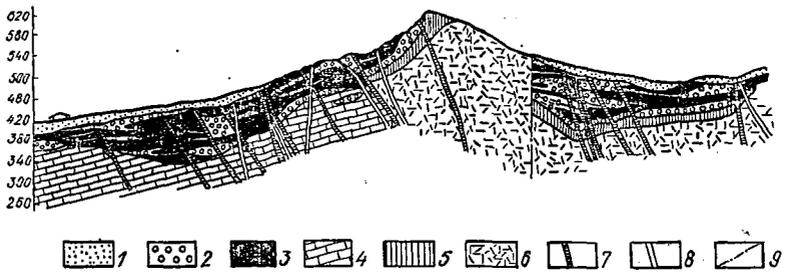


Рис. 87. Схематический разрез через скарновое магнетитовое месторождение горы Магнитной (по А. Н. Заварицкому):

1 — наносы; 2 — скарны; 3 — магнетитовые руды; 4 — метаморфизированные известняки; 5 — отацит; 6 — порфирит; 7 — дайки диорита; 8 — дайки кислых пород; 9 — сброс

реже гроссуляр), кальциевые пироксены (главным образом диопсид), эпидот; распространены также лучистые роговые обманки (актинолит, тремолит), кальцит, кварц, хлорит, магнетит, гематит, сульфиды и многие другие.

Иногда заметно зональное строение скарнов. В непосредственной близости от интрузивного тела скарны сложены наиболее высокотемпературными минералами (магнетитом, гематитом, андрадитом, диопсидом). Дальше от интрузива преобладают эпидот, лучистые амфиболы, хлориты, сульфиты. Для периферических участков типичны кварц, кальцит, иногда флюорит и барит.

По мнению Д. С. Коржинского, образование скарнов происходит в результате процесса б и м е т а с о м а т о з а — диффузионного обмена инертных компонентов между известняками и изверженными породами под воздействием послемагматических растворов, богатых подвижными компонентами.

Со скарнами связаны многочисленные рудные месторождения меди, свинца и цинка, молибдена и вольфрама, кобальта и других металлов. Широкой известностью пользуются железорудные скарновые месторождения Урала — горы Магнитная, Благодать (рис. 87). Скарновым является также крупнейшее молибдено-вольфрамовое месторождение Тырнауз на Северном Кавказе.

ПАРАГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ

Сопоставляя известные нам сведения о минералообразовании при собственно магматическом и последующих процессах, можно заметить, что минералы образуют не случайные сочетания, а вполне закономерные группировки. Состав этих группировок, или ассоциаций, в основном определяется химическим составом исходного вещества и физико-химическими условиями образования минералов.

Значение состава исходного вещества для образования минералов можно иллюстрировать следующим примером. Если кристаллизующаяся магма содержит небольшое количество SiO_2 , то среди

образовавшихся минералов будут отсутствовать не только соединения, полностью состоящие из кремнезема (кварц), но и минералы, содержащие предельно большое количество SiO_2 . Так, из магмы, насыщенной SiO_2 , кристаллизуются плагиоклазы типа олигоклаза или олигоклаза-альбита, содержащие 60—65% SiO_2 , и из магмы с низким содержанием кремнезема кристаллизуются плагиоклазы высоких номеров (лабрадор, битовнит), содержащие 45—50% SiO_2 . Вероятно, при нормальном развитии магматического процесса совместное нахождение кварца и битовнита невозможно, а сочетание кварца и олигоклаза — обычное явление.

Термодинамические условия образования минералов также имеют важное значение для их совместного нахождения. Образования, возникающие при кристаллизации магмы в условиях высоких давлений и температур, будут состоять из одних минералов, а формирующиеся из гидротермальных растворов при значительно меньших давлениях и температурах — из других.

Явление совместного нахождения минералов, обусловленного общим процессом их образования, называется парагенезисом (от греч. *пара* — возле; *генезис* — происхождение). Закономерная группировка минералов, имеющих общее происхождение, называется парагенетической ассоциацией минералов.

Совместное нахождение минералов в одном штуфе само по себе еще не является указанием на их парагенетическую связь между собой. Это можно утверждать, лишь установив, что все минералы образовались в результате общего процесса. Поясним это следующим примером. В образце грейзенизированного гранита наряду с породообразующими минералами гранита (микроклином, кварцем, роговой обманкой, биотитом) присутствуют мусковит, топаз, альбит. Эти минералы образовались в результате особого послемагматического процесса и парагенетически не связаны с минералами, возникшими при кристаллизации гранитной массы. Кроме того, грейзенизированный гранит может быть рассечен системой кварцево-касситеритово-сульфидных прожилков. Все упомянутые выше минералы, хотя и находятся в одном штуфе, имеют разное происхождение и не имеют парагенетической связи.

В рассматриваемом случае намечаются три парагенетические ассоциации, соответствующие трем стадиям, или этапам, минералообразования: собственно магматической (кристаллизация гранита), послемагматической высокотемпературной (грейзенизация) и более низкотемпературной гидротермальной (образование кварцево-касситеритово-сульфидных прожилков).

Последовательность образования минералов удобно изображать в виде так называемой парагенетической таблицы, где черными полосами показано образование минералов по стадиям. Начало и конец полосы соответствует началу и прекращению образования минерала в каждом процессе (стадии). Толщина полос условно характеризует относительное количество каждого минерала.

Минералы	Стадии минералообразования		
	Магматическая	Послемагматическая высокотемпературная (грейзенизация)	Гидротермальная
Биотит	—		
Роговая обманка	—		
Микроклин	—		
Кварц	—	—	—
Альбит		—	
Топаз		—	
Мусковит		—	
Касситерит			—
Арсенопирит			—
Пирит			—
Сфалерит			—
Халькопирит			—

Рис. 88. Парагенетическая таблица гидротермального месторождения, залегающего в виде жил кварцево-касситерито-сульфидного состава в грейзенизированном граните

Как видно на рис. 88, некоторые минералы образуются только в результате одного определенного процесса, на протяжении одной стадии, другие возникают в результате различных процессов и соответственно на нескольких стадиях минералообразования. Так, микроклин полностью кристаллизуется в магматическую стадию; сфалерит и халькопирит — полностью в гидротермальную, а образование кварца происходит на протяжении всех трех стадий минералообразования.

Изучение парагенетических ассоциаций минералов представляет большой теоретический интерес, так как способствует пониманию сложных процессов минералообразования и в то же время имеет важное практическое значение. Еще в глубокой древности были известны тесные парагенетические связи некоторых минералов: золота и кварца, галенита и сфалерита и др. Ориентируясь на эти связи, производили поиски руд. Многие минералы, весьма цен-

ные для промышленности, образуют очень мелкие выделения, обнаружить которые невооруженным глазом невозможно. Лишь целенаправленно изучая с применением специальной аналитической аппаратуры минеральные образования, сложенные соответствующими парагенетическими ассоциациями, можно обнаружить эти минералы.

Глава VI. ГИПЕРГЕНЕЗ И КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

На поверхности континентов горные породы попадают в обстановку, которая более или менее резко отличается от условий их образования.

Дневная поверхность, как геологи называют границу земной коры и атмосферы, характеризуется небольшими величинами давления и температуры — в сотни и тысячи раз меньше тех величин, при которых возникают магматогенные или метаморфогенные минералы. Давление и особенно температура на поверхности суши испытывают значительные колебания на протяжении суток и года. Мощным фактором воздействия является жидкая вода, содержащая растворенные химически активные соединения. На горные породы здесь также действует целая серия сложных процессов, связанных с развитием живых организмов и почвообразованием. Все это обуславливает неустойчивость минералов, возникших в иных условиях, и возникновение новых минералов.

Выветриванием называется сумма физических, химических и физико-химических процессов преобразования горных пород и слагающих их минералов на поверхности суши под влиянием факторов и условий географической среды. Не следует думать, что выветривание связано с деятельностью ветра. Ветровая деятельность имеет весьма отдаленное отношение к процессам выветривания. Чтобы избежать этой неясности семантического (смыслового) и буквального значения термина «выветривание», А. Е. Ферсман в 1922 г. предложил процессы преобразования горных пород и минералов на поверхности обозначать термином «гипергенез» (от греч. *гипер* — над, сверху).

Процесс выветривания очень сложен и включает многочисленные частные процессы и явления — механические, физико-химические, химические, биогеохимические.

Часто физические (механические) явления приводят к дезинтеграции горных пород: к механическому их измельчению без изменения минералогического и, следовательно, химического состава. Механическая дезинтеграция пород происходит в результате неодинакового объемного и линейного расширения породообразующих минералов под влиянием сезонного и суточного колебания температуры. Порода раскалывается густой сетью тонких и тончайших трещин. В эти трещины поступает вода, вследствие чего в них возникает капиллярное давление. Его величина достигает

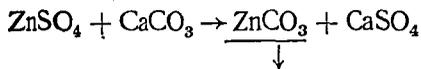
значительной величины. Например, в трещинах толщиной 0,001 мм капиллярное давление составляет около 1,5 кг/см² (при обычной температуре), а в трещинах толщиной в тысячу раз более тонких (1 × 10⁻⁶ мм) — около 1500 кг/см². При расширении трещин начинают действовать явления замерзания — разморзания воды с изменением ее объема.

В итоге массивная кристаллическая порода, сохраняя свой исходный состав, теряет монолитность и начинает разрушаться. В первую очередь проявляются скрытые напряжения, возникшие при образовании разрушающейся породы, и проявляются отдельные участки породы, ограниченные трещинами и обладающие определенной формой. Особенно эффектно проявляются округлые концентрически-скорлуповатые отдельности, образующиеся при выветривании некоторых эффузивных и гипабиссальных пород.

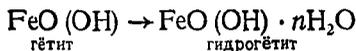
Механическая дезинтеграция плотных горных пород приводит к образованию обширных развалов, глыб и россыпей щебня (курумов), коллювиальных скоплений (от лат. *коллювио* — скопление) щебня у подножия обрывов, протяженных каменных потоков по склонам. Это типично для экстремальных физико-географических условий — полярных, пустынных и высокогорных ландшафтов.

Дезинтеграция плотных горных пород, образование в них системы трещин и микрощелей обуславливает, с одной стороны, их хорошую водопроницаемость, а с другой — резко увеличивает реакционную поверхность выветривающихся пород. Это создает условия для активизации разнообразных физико-химических, химических и биогеохимических реакций. Осуществление этих реакций возможно только при наличии свободной жидкой воды.

В зависимости от состава растворенных в них соединений почвенные и грунтовые воды оказывают растворяющее действие на минералы горных пород. При этом в результате химических реакций обмена возникают новые минералы. Примером является метасоматическое образование смитсонита при взаимодействии вод, содержащих хорошо растворимый сульфат цинка, с известняками:



Под воздействием воды происходит гидратация минералов, т. е. закрепление молекул воды на поверхности отдельных участков кристаллохимической структуры минерала. В результате образуются гидратированные разновидности. Например, гётит переходит в гидрогётит:



Весьма важное значение имеют реакции гидролиза, т. е. полного разрушения кристаллохимической структуры минерала под воздействием воды. При этом также образуются новые минералы. Так, серпентин в результате гидролиза распадается на окислы магния и

риевые и калиевые полевые шпаты выветриваются с трудом. Наиболее устойчив кварц, структура которого состоит исключительно из кремнекислородных тетраэдров. Как следует из приведенных данных, состав продуктов выветривания в значительной мере обусловлен минералогическим составом исходных горных пород.

При выветривании происходит не только разрушение первичных минералов, но и возникновение еще более многочисленных новых, гипергенных. Большая часть глинистых минералов, многочисленные сульфаты, карбонаты, минералы окислов железа, алюминия, марганца, титана и многие другие имеют гипергенное происхождение. Следовательно, выветривание нельзя рассматривать только как процесс разрушения горных пород. Это одновременно созидательный процесс, в результате которого формируются особые образования — коры выветривания.

ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Роль биоклиматических условий. Образование продуктов выветривания находится в тесной зависимости от физико-географических условий и среди них в первую очередь климата. Действительно, с климатом связано поступление воды, необходимой для протекания большей части реакций на поверхности Земли, а также обеспечение процессов выветривания энергией.

Энергия расходуется на разрушение кристаллохимических структур первичных минералов и построение новых. Так, для полного разрушения на ионы одной грамм-молекулы оливина необходимо затратить около 21 тыс. Дж., а для более устойчивого альбита — 46 тыс. Дж.

Процесс выветривания обусловлен преимущественно энергией солнечной радиации. Величина поступающей лучистой энергии Солнца на поверхность Земли зависит от угла падения солнечных лучей и возрастает от полюсов к низким широтам. Однако интенсивность выветривания не обязательно будет возрастать вслед за увеличением радиационного баланса. Степень использования поступающей энергии зависит от атмосферного увлажнения. Как бы долго ни подвергались воздействию солнечных лучей полевые шпаты, они не превратятся в глинистые минералы при отсутствии жидкой воды, необходимой для химических и биохимических реакций. Поэтому в засушливых ландшафтах, где количество атмосферных осадков меньше величины испаряемости, степень использования энергии Солнца очень мала. В условиях значительного атмосферного увлажнения полнота использования солнечной радиации резко возрастает.

Следует подчеркнуть, что значение элементов климата определяется не только их непосредственным воздействием на выветривание, но и тем, что климат в значительной мере регулирует биологические и почвообразовательные процессы, часто играющие ведущую роль в гипергенном преобразовании горных пород. Поэтому можно

считать, что общая направленность выветривания определяется не просто климатическими, а биоклиматическими условиями.

Изменение биоклиматических условий преимущественно от атмосферного увлажнения обуславливает возникновение двух основных типов выветривания — гумидного (от лат. *гумидус* — влажный) и аридного (от лат. *аридус* — сухой). Каждому типу выветривания соответствуют коры определенного состава и строения.

Гумидные ландшафты характеризуются значительным атмосферным увлажнением и лесной растительностью. Последняя обладает огромной биомассой, измеряемой тысячами центнеров сухого органического вещества на 1 га. Величина ежегодно отмирающего органического вещества в таежных лесах составляет 35—55 ц/га, а во влажных тропических лесах достигает 250 ц/га. Эта масса отмирающего органического вещества перерабатывается в почве микроорганизмами в органические кислоты. Поэтому почвенные воды гумидных ландшафтов обладают кислой реакцией и активно воздействуют на минералы исходных горных пород. Выветривание протекает под воздействием постоянного промывания выветривающейся толщи горных пород обильными кислыми растворами. Чем больше атмосферных осадков и поступающей солнечной энергии, тем более интенсивно выветриваются горные породы.

Иная картина наблюдается в аридных ландшафтах. Здесь распространена травянистая растительность. Ее биомасса в десятки раз меньше биомассы лесов. Особая почвенная микрофлора перерабатывает растительные остатки с образованием высокополимеризованных органических соединений, которые не обладают агрессивными свойствами по отношению к минералам. Почвенные воды имеют нейтральную или слабощелочную реакции. Полного промывания выветривающейся толщи не происходит, и в ней постепенно накапливаются относительно легкорастворимые соединения.

Роль и значение рельефа. Большая роль в процессах гипергенеза принадлежит рельефу. На положительных элементах рельефа гипергенные минералы образуются из химических элементов, которые входят в состав горных пород, слагающих этот элемент рельефа. В таких условиях формируется *автоморфная* (от греч. *аутос* — сам; *морфе* — форма), или элювиальная, кора выветривания. Характерная черта автоморфных кор — образование их полностью за счет ресурсов исходной породы, без существенного поступления химических элементов с других участков суши.

В то же время в процессе формирования автоморфной коры некоторые химические элементы выносятся из нее почвенно-грунтовыми водами в виде истинных и коллоидных растворов. Эти подвижные соединения переносятся с водами в понижение рельефа и выпадают в форме различных минералов, которые слагают *гидроморфную кору*. Следовательно, состав гидроморфной коры зависит от состава и процессов, протекающих при формировании автоморфной коры выветривания. Связь между составом автоморф-

ной и гидроморфной коры получила название геохимического сопряжения. Таким образом, в процессе выветривания рельеф контролирует перераспределение химических элементов по площади и определяет размещение в пространстве разных форм коры выветривания.

Наиболее интенсивны процессы гипергенного преобразования минералов в постоянно влажных тропических ландшафтах. Здесь происходит глубокое преобразование кристаллохимических структур силикатов, сопровождающееся выносом щелочных и щелочноземельных химических элементов, кремния, железа, алюминия и возникновением каолинита, галлуазита, нонтронита, аллофаноидов, гидрослюда, гидрогоematита, псиломелана. В ряде случаев возникают минералы гидроокислов алюминия. Мощность автоморфной коры выветривания измеряется десятками метров.

На относительно пониженных элементах рельефа за счет выноса из автоморфных кор образуются мощные накопления окиси железа, алюминия, иногда марганца.

Интенсивность выветривания уменьшается в гумидных ландшафтах умеренного и холодного климата. В результате процессов выветривания происходит не столь интенсивное преобразование силикатов, как в гумидных тропиках. Здесь также возникают глинистые минералы, но среди них преобладают гидрослюды; минералы группы каолинита малохарактерны. Мощность элювиальной коры выветривания низкотермических гумидных ландшафтов небольшая. Интенсивность выноса и гипергенного накопления окиси железа и особенно алюминия сильно уменьшается по сравнению с гумидными тропическими ландшафтами.

В аридных условиях разрушение структур силикатов очень ограничено. Элювиальная кора выветривания характеризуется сильной дезинтеграцией исходных пород. Для гидроморфных образований типичны мощные гипсовые и карбонатные коры, а также аккумуляция разнообразных растворимых сульфатов и хлоридов (мирабилита, эпсомита, галита и др.).

Роль времени. Время является необходимым условием всякого природного процесса. Определенное время требуется для преобразования первичных минералов и формирования коры выветривания. Б. В. Полюнов разработал теорию единого процесса выветривания. Согласно этим представлениям, развитие процесса выветривания происходит в определенной последовательности. На самой первой стадии гипергенного преобразования магматической горной породы преобладают процессы ее механического разрушения и возникают различные формы обломочного элювия. Во вторую стадию происходит извлечение щелочных и щелочноземельных элементов, главным образом кальция и натрия. При этом в выветривающейся породе образуются пленки и конкреции кальцита (обызвесткованый элювий). В третью стадию совершаются глубокие изменения кристаллохимической структуры силикатов и возникают глинистые минералы. Образуется сиаалитный

элювий, получивший название по преобладающим химическим элементам — кремнию (силицию) и алюминию. В четвертую стадию происходит разложение некоторых силикатов на составляющие их окислы, при этом кора выветривания обогащается окислами железа и при наличии определенного состава исходных пород — окислами алюминия. Поэтому эта кора выветривания была названа **аллитной**.

Изложенные представления следует понимать как идеальную схему, иллюстрирующую общую направленность процесса выветривания. Конкретные климатические условия и особенности состава исходных пород могут способствовать этому процессу или задерживать его на той или иной стадии.

Итогом гипергенного преобразования исходной породы является установление динамического равновесия между составом коры выветривания и физико-географическими условиями. Для этого требуется определенное время. Процесс выветривания может прерваться, и тогда сохранившаяся кора будет служить памятником некогда существовавших географических условий. Поэтому необходимо различать длительность гипергенного преобразования горной породы и геологический возраст коры выветривания.

Выветривание совершалось на протяжении всей геологической истории. Следы древних процессов гипергенеза сохранились в виде древней коры выветривания, нередко погребенной под более молодыми отложениями.

Древнейшая (протерозойская) кора выветривания на территории нашей страны изучена в Карелии. Она образована около 2 млрд. лет назад. Более позднего возраста коры выветривания обнаружены во многих районах. Особенно широко распространена кора выветривания, образованная на протяжении мезозоя. Ее остатки обнаружены от Западной Украины до Дальнего Востока и от островов Северного Ледовитого океана до гор Средней Азии. Для этой коры выветривания характерна очень большая мощность.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Продукты гипергенеза создаются за счет преобразования тех или иных горных пород. Поэтому их состав имеет особо важное значение для формирования кор выветривания.

Состав автоморфной коры постепенно изменяется снизу вверх от свежей исходной породы до продуктов наиболее глубокого гипергенного преобразования. При достаточно продолжительном выветривании образуются хорошо выраженные горизонты, имеющие свои текстурно-структурные особенности и сложенные минералами, отражающими последовательные стадии гипергенного преобразования. В совокупности эти горизонты образуют профиль. Наиболее мощные элювиальные коры выветривания были образованы в мезозое. Они имеют профиль, четко дифференцированный на генетические го-

ризонты. Например, элювиальная кора выветривания на гранитах имеет следующее строение профиля (снизу вверх):

1 — горизонт щебенчатой, или обломочной, коры выветривания. Это слабо измененный, дезинтегрированный гранит.

2 — гидрослюдистый горизонт. Цвет его светло-серый. Здесь структура исходной породы сохраняется, но значительная часть щелочей и щелочноземельных элементов вынесена и большая часть полевых шпатов замещена агрегатом тонкочешуйчатых гидрослюдов. Этот горизонт значительно менее прочен, чем предыдущий. Масса горизонта легко разламывается руками.

3 — каолиновый горизонт. Из этого горизонта полностью удалены все одно- и двухвалентные катионы, гидрослюды замещены белым каолинитом. Иногда на белом фоне заметны красно-бурые пятна от скопления гидроокислов железа или обнаруживаются выделения бесцветного гидрагиллита. Минеральная масса, слагающая горизонт, имеет глинистую консистенцию с отдельными участками рыхлого щебнистого материала.

При выветривании горных пород иного состава горизонты профиля слагаются другими минералами. Каждый тип горных пород характеризуется своими особенностями состава и строения коры выветривания.

При выветривании молодых геологических образований (вулканических лав, ледниковых морен, лёссовидных отложений и др.) даже при благоприятных географических условиях горизонты, образующие профиль, плохо выражены по причине недостаточного для их формирования времени. В этом случае образуется неоднородная выветренная масса, содержащая небольшие участки слабо измененных и почти неизмененных пород.

Гидроморфная кора образуется в относительно пониженных участках рельефа за счет химических элементов, которые выносятся из автоморфной (элювиальной) коры. После поднятия территории или углубления эрозионно-гидрографической сети гидроморфные коры оказываются на приподнятых поверхностях. Характерный представитель древних гидроморфных кор — мощные окисножелезные, иногда окисноалюминиевые образования, так называемые латериты. Они возникают в гумидных тропических ландшафтах. Латериты представляют собой пласти и плиты мощностью от 0,1 до нескольких метров, залегающие на поверхности определенного возраста. Они имеют массивную шлакоподобную, ячеистую или конкреционную текстуру. Под микроскопом обнаруживаются следы коллоидного состояния новообразованной массы. Для засушливых районов тропической и субтропической территории в качестве гидроморфных кор типичны не латериты, а карбонатные и гипсовые коры.

Латеритные покровы в верхней части весьма прочны, они как бы бронируют залегающие ниже породы, предохраняя их от денудации. Поэтому эти коры называются также латеритными панцирями или кирассами. Аналогичную роль играют плотные

карбонатные коры (известковые панцири), гипсовые и кремнистые.

Карбонатная кора наподобие бетонного покрытия облекает относительно приподнятые элементы рельефа (плато, высокие террасы). Она имеет мощность от 0,1—0,2 до 2 м и больше, массивную и конкреционную текстуру. Карбонатная кора сложена скрытокристаллическим кальцитом, масса которого плотно цементирует обломки окружающих пород. На отдельных участках эта кора представлена скоплениями конкреций, имеющих разную форму и размеры от нескольких сантиметров до 0,5 м. Карбонатные коры широко распространены в странах Ближнего Востока, в Северной Африке, Мексике, местами встречаются в Южной Европе (Греции, Болгарии, Югославии, южной части Франции, Испании). В СССР карбонатные коры имеются в Средней Азии, Южном Казахстане, Крыму.

Гипсовая кора сложена мелкокристаллическими или шестоватыми кристаллами гипса. Текстура ее плотная или рыхлая, ноздреватая. Эта кора встречается во многих засушливых областях Азии и Северной Африки. В Советском Союзе гипсовая кора распростра-

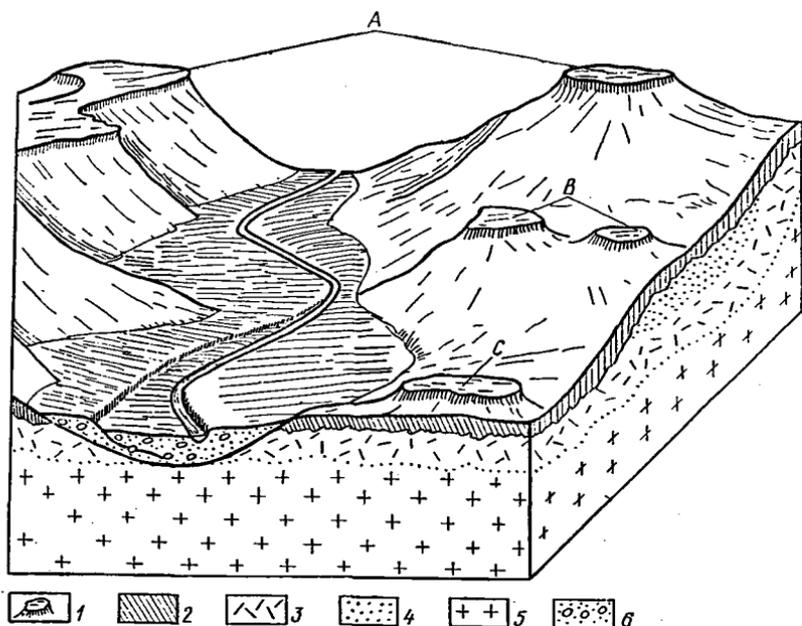


Рис. 89. Положение латеритных панцирей в рельефе Уганды
(по В. В. Добровольскому):

1 — латеритные панцири нескольких уровней (А, В, С); 2 — красноцветные покровные отложения, залегающие на эродированной поверхности древней коры выветривания; 3 — гидрослюдистый и 4 — каолиновый горизонты древней коры выветривания; 5 — породы кристаллического основания Восточно-Африканского поднятия; 6 — аллювиальные отложения

нена в некоторых районах Средней Азии и Казахстана. Особенно большую площадь она занимает на Устюрте.

Среди кор выветривания различают площадные и линейные. Первые распространены на больших площадях (с чем связано их название) и представляют собой остатки древних кор. Вторые являются особой формой элювиальных кор. Они приурочены к зонам разломов или контактам толщ разного состава. Линейные коры имеют мощность, значительно большую, чем площадные. Это связано, в частности, с тем, что горные породы в этих более проницаемых зонах предварительно подверглись обработке гидротермальными растворами, а затем уже действию факторов выветривания.

На протяжении геологической истории биоклиматические условия не оставались постоянными. Изменялся и рельеф суши. Поэтому древние коры выветривания находятся между собой в сложном соотношении. На Урале, в Казахстане и других местах нашей страны и за рубежом хорошо сохранились коры выветривания разного геологического возраста. В силу того что верхний горизонт атмосферных кор сложен глинистыми минералами, верхняя часть этих кор сравнительно легко разрушается. Сохранению древних глинистых кор способствует перекрытие их более поздними гидроморфными корами, особенно латеритными панцирями. Такие случаи широко распространены в Южной Америке, Австралии, Индии, Африке (рис. 89).

ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ

С корами выветривания связаны разнообразные месторождения полезных ископаемых, в том числе весьма крупных. Так, известное железорудное месторождение Курской магнитной аномалии представляет собой в верхней, наиболее богатой части древнюю, палеозой-

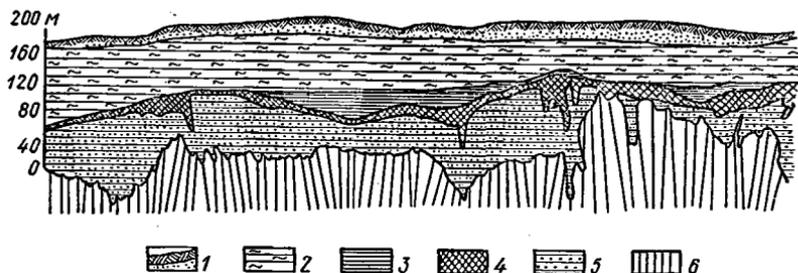


Рис. 90. Схематизированный разрез участка Курской магнитной аномалии (по В. П. Рахманову):

- 1 — четвертичные отложения; 2 — мезокайнозойские отложения; 3 — персотложные продукты выветривания; 4 — гематитовый горизонт коры выветривания; 5 — горизонт окисленных железистых кварцитов; 6 — исходные породы (железные кварциты)

скую кору выветривания магнетитсо-держащих кварцитов. В результате гипергенных процессов кремнезем был выщелочен, магнетит окислен и в верхнем горизонте образовались богатые гематитовые руды (рис. 90). В мезозойской коре выветривания Южного Урала имеются крупные залежи никелевых и железных легированных руд, а также каолинита. В США, Гвинее и других местах известны месторождения бокситов, образовавшихся при выветривании нефелиновых сиенитов.

Кора выветривания рудных месторождений. Для поверхностной части рудных месторождений, проработанной процессами гипергенеза, типична так называемая вторичная зональность. Ее сущность заключается в том, что от неизменных руд по направлению к поверхности происходит закономерное изменение минерального состава.

Это явление аналогично тому, которое наблюдается в автоморфной коре выветривания распространенных горных пород. Однако особенности минерального состава рудных месторождений, где важную роль играют сульфиды, обуславливают своеобразный характер этой коры выветривания.

Общая схема строения коры выветривания сульфидного месторождения имеет следующий вид (рис. 91).

В верхней части месторождения, где свободно циркулирует воздух и просачиваются фильтрующиеся воды, происходит окисление сульфидов с образованием легкорастворимых сульфатов металлов, а также серной кислоты.

Если гипергенное образование происходит в аридных ландшафтных условиях, то малые количества фильтрующихся вод быстро иссыкают и из них кристаллизуется серия разнообразных сульфатов. Сверху располагаются сульфаты трехвалентного железа (ярозит и др.), ниже, в условиях некоторого недостатка кислорода, — сульфаты двухвалентного железа, меди, цинка (мелантерит, халькантит, госларит и др.).

В гумидных ландшафтах обильные кислые растворы фильтруются вниз, растворяя рудные минералы. Вверху в результате окисления и гидролиза выпадают гидроокислы железа, которые образуют «железную шляпу», как бы прикрывающую месторождения. Под «железной шляпой» может образоваться горизонт, из которого полностью выщелочены руды и где сохранилась лишь «сыпучка» из устойчивых минералов (кварца, барита).

Верхняя часть коры выветривания рудных месторождений, где доминируют процессы окисления, получила название **зоны окисления**.



Рис. 91. Схема строения коры выветривания сульфидного месторождения

Ниже уровня грунтовых вод находится область значительного дефицита кислорода. Поэтому те металлы, которые сюда поступили в составе водных растворов сверху, выпадают в виде плохо растворимых вторичных сульфидов (халькозина, ковеллина). Эта нижняя часть коры выветривания рудных месторождений называется зоной вторичного обогащения или цементации. Часто здесь образуются очень богатые руды, представляющие особую ценность.

В зависимости от конкретных географических условий, строения месторождения и состава руд кора выветривания имеет различные горизонты. Так, для рудных месторождений Казахстана типичны горизонты богатых окисленных (сульфатных) руд и вторичного сульфидного обогащения. На медноколчеданных месторождениях Урала кора выветривания представлена мощной «железной шляпой» и горизонтом выщелачивания (сверху кварцево-баритовая, снизу колчеданная «сыпучка»), а зона вторичного обогащения слабо выражена. В резко аридных ландшафтах пустыни Атакама (Чили) кора выветривания рудных месторождений отличается мощным горизонтом сульфатов. Сравнительно молодая кора выветривания полиметаллических месторождений Кавказа плохо выражена.

Переотложение продуктов выветривания. Стадии формирования новейшей коры выветривания. Под влиянием ветра, силы тяжести, движущейся воды или льда коры выветривания разрушаются и продукты выветривания вовлекаются в длительный процесс переноса и переотложения.

Так как минеральные образования обладают различной механической твердостью, удельным весом, гипергенной устойчивостью, то одновременно начинается процесс их естественной сортировки, дифференциации.

Пока переотложенные продукты выветривания находятся на суше и подвержены процессам гипергенеза, их следует рассматривать как переотложенную кору выветривания. При дальнейшем развитии процессов денудации продукты выветривания поступают в морские бассейны, где постепенно выпадают в виде различных осадков, которые затем преобразуются в осадочные горные породы.

Процесс дифференциации минерального вещества на суше является закономерным продолжением разделения химических элементов, начавшегося при образовании сопряженных автоморфных и гидроморфных кор выветривания. Разные экзогенные процессы в различной мере способствуют дифференциации продуктов выветривания при их переотложении.

Денудация кор выветривания прерывает, но не прекращает процессы гипергенеза. Продукты выветривания, перемещенные и вошедшие в состав континентальных отложений, вновь подвергаются гипергенному воздействию. Это может происходить в географических условиях, совсем не похожих на те, в которых они образовались. Например, продукты нивально-тундрового выветривания в результате ледниковых явлений и работы поверхностных вод были

переотложены и сейчас подвергаются гипергенному преобразованию в условиях таежных, степных и пустынных ландшафтов.

Следует различать результаты выветривания, совершающегося до переотложения материала, в прогенетическую стадию (от греч. *про* — перед) гипергенеза, и результаты выветривания после отложения рыхлых продуктов, в эпигенетическую стадию (от греч. *эпи* — после).

В эпигенетическую стадию последнего этапа гипергенеза вследствие ее кратковременности не могли образоваться коры выветривания с ясно выраженными горизонтами, а возникли лишь отдельные скопления гипергенных минералов, только намечающие эти горизонты. Для эпигенетической стадии типичны различные стяжения и конкреции. В лесных ландшафтах умеренного пояса возникают новообразования гидрогетита и псиломелана; в степных — кальцита; в пустынных — гипса. Для новообразований эпигенетической стадии гипергенеза, так же как и для образований прогенетической стадии, характерны явления гипергенного метасоматоза.

Глава VII. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД

К поверхностным текучим водам относятся все воды, стекающие по поверхности суши, начиная от недифференцированных струек, возникающих при выпадении атмосферных осадков и таяния снега (плоскостной сток), и кончая постоянными потоками мощных речных систем.

Геологическая работа поверхностных текучих вод складывается из смыва, размыва, или эрозии, переноса продуктов смыва и эрозии, отложения, или аккумуляции, перемещенных продуктов разрушения горных пород.

Деятельность поверхностных вод, или водная денудация, имеет огромное значение в формировании рельефа, она приводит к расчленению и понижению в целом поверхности материков. По данным А. П. Лисицына, суммарный твердый сток рек мира составляет более 18,53 млрд. т в год и около 3,2 млрд. т растворенных веществ.

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПЛОСКОСТНОГО СТОКА И ВРЕМЕННЫХ РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

Плоскостной склоновый сток действует кратковременно и быстро прекращается после окончания дождя или таяния снега. Живая сила тонких недифференцированных струек или пелены воды невелика, но и они при своем движении способны захватывать часть рыхлого, преимущественно мелкого материала и перемещать его вниз по склону. У основания склона вследствие уменьшения уклона поверхности и резкого замедления скорости движения воды этот материал накапливается. Подобный процесс плоскостного смыва,

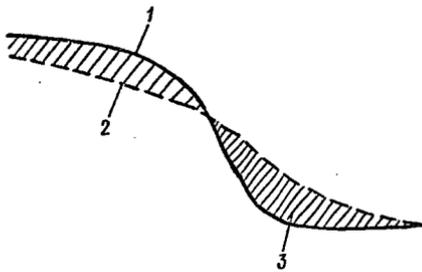


Рис. 92. Схема образования делювия: 1 — первичная поверхность склона; 2 — сниженная поверхность склона в результате плоскостного смыва; 3 — делювий

совершаемый на склонах дождевыми и тальми снеговыми водами, получил название делювиального (от лат. *deluo* — смываю), а формирующиеся при этом осадки называются делювием. Последний как своеобразный тип континентальных отложений был впервые выделен А. П. Павловым в 90-х годах прошлого столетия (рис. 92).

Как видно из рис. 92, делювиальные отложения залегают в виде наклонного пологого шлейфа,

с наибольшей мощностью их у основания склона. Максимальные мощности делювия достигают 15 — 20 м и более, а ширина шлейфа может достигать сотни метров.

Наиболее благоприятные условия для делювиального процесса создаются в пределах равнинных степных районов умеренного и субтропического поясов и в зоне сухих саванн, где в кратковременные сезоны таяния снега или выпадения дождей по склонам смываются рыхлые продукты выветривания. Этому способствует также относительно разреженная травянистая растительность.

В высоких горах типичных делювиальных отложений нет, а наблюдаются смешанные генетические типы, формирование которых обусловлено различными факторами — силой тяжести (гравитационные образования — коллювий), солифлюкцией, плоскостным смывом, линейным размывом и переносом обломочного материала временными потоками и др.

Временные русловые потоки. Среди временных русловых потоков выделяют потоки оврагов равнинных территорий и временные горные потоки. Как те, так и другие представляют собой относительно небольшие природные модели речных систем. В таких потоках можно непосредственно наблюдать процессы эрозии, переноса и аккумуляции обломочного материала. По ним в некоторой степени можно судить о деятельности рек, развитие которых связано с длительными отрезками времени, измеряемыми сотнями тысяч и миллионами лет.

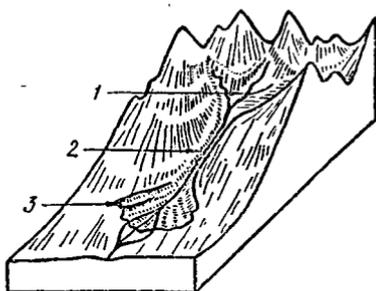
Овраги. Это относительно узкие и глубокие понижения, выработанные временными водными потоками, связанными с выпадением атмосферных осадков или таянием снега. Учение о развитии оврагов разработано В. В. Докучаевым, А. П. Павловым, а позднее С. С. Соболевым. Согласно представлениям С. С. Соболева, в развитии оврага могут быть выделены четыре стадии, от первичной небольшой промоины на склоне до крупных оврагов и балок, захватывающих значительные части водоразделов.

Ежегодно овраги удлиняются вверх по течению потока. Такой

процесс роста оврага называется регрессивной или попятной эрозией. Вода, движущаяся в овраге, захватывает осыпные и другие гравитационные, или делювиальные, образования и частично откладывает их на путях переноса. Так образуются маломощные овражно-балочные отложения в тальвеге оврага. При выходе оврага в долину реки или в озеро образуется конус овражного выноса.

Густая сеть оврагов часто большой глубины (до 30 м и более) сильно расчленяет водораздельные возвышенности Восточно-Европейской равнины и тем самым приносит ущерб сельскохозяйственным угодьям, приводит к дробности земель. Наиболее интенсивное расчленение наблюдается в пределах Среднерусской и других возвышенностей, представляющих собой эрозионно-денудационные пластовые равнины с развитым покровом легкоразмываемых лёссовидных суглинков различного происхождения. То же наблюдается на Среднем Западе США и в других аналогичных условиях.

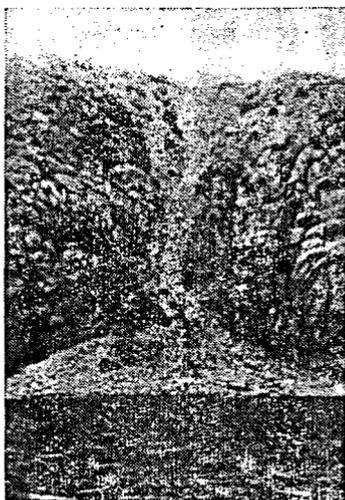
Временные горные потоки. Несколько отлично от оврагов равнинных стран развиваются ложбины стока временных горных потоков. Верховья их расположены в верхней части горных склонов и представлены системой многих сходящихся рытвин и промоин, образующих вместе водосборный бассейн (рис. 93). Из водосборного бассейна ниже по склону вода движется уже в едином русле. Этот участок временного горного потока называется каналом стока. Во время выпадения дождей или снегостаяния все промоины и канал стока заполняются водой, с большой скоростью движущейся вниз по склону. При своем движении вода захватывает обломочный материал, что значительно усиливает разрушительную работу потока. При выходе его на предгорную равнину скорость течения резко уменьшается, временный горный поток разливается по равнине в виде веера, иссыкает и откладывает весь



А

Рис. 93. А — Схема временного горного потока в плане:

1 — водосборный бассейн; 2 — канал стока; 3 — конус выноса, формирующийся при выходе горного потока в предгорную равнину.



Б

Б — конус выноса временного горного потока

принесенный обломочный материал. Так образуется конус выноса временного горного потока (рис. 93). В аридных областях не только временные, но и многие постоянные речные потоки, стекающие с гор, иссякают на пустынных равнинах. В результате весь обломочный материал, переносимый ими, откладывается в виде крупных конусов выноса, называемых сухими дельтами.

В строении конуса выноса временных горных потоков наблюдается разделение (дифференциация) материала и его зональное расположение от более крупного до тонкого по мере удаления от вершины конуса. В относительно крутой вершинной зоне остается преимущественно крупнообломочный материал — слабо окатанная галька, гравий и щебень, местами в смеси с супесчаным и суглинистым материалом. По мере удаления от вершины щебнисто-гравийно-галечниковые отложения сменяются песками, супесями, местами суглинками. В периферической части конусов выноса широкое развитие получают тонкие пылеватые отложения, образующие своеобразную горную породу, называемую лёссом. Однако следует отметить, что лёссы могут иметь и другое, эоловое (в результате деятельности ветра) происхождение (см. главу X). Отложения конусов выноса временных горных потоков аридных областей были выделены А. П. Павловым в самостоятельный генетический тип континентальных отложений и названы пролювием (от лат. *пролюо* — промываю). Сухие дельты постоянных горных потоков отличаются от строения конусов выноса временных потоков большей окатанностью и промытостью крупновалунных галечников вершинной части конуса, переходящих ниже в мелковалунные галечники с гравием и песком; более четким разделением отдельных зон и местами наличием в отложениях крайних периферических частей загипсованных, засоленных болотно-солончаковых накоплений и озерных осадков, что связано с периодическими разливами полых вод. В Средней Азии и других горных странах аридной зоны конуса выносов горных потоков, сливаясь друг с другом, образуют широкие пролювиальные шлейфы — наклонные равнины.

Сели. В горных районах периодически возникают бурные грязекаменные потоки, низвергающиеся с большой скоростью. Такие потоки содержат огромное количество обломочного материала, часто достигающего 75—80% от их общего объема. Это, собственно, не водный поток, а грязевой, в который включены обломки горных пород различной величины, иногда более метра, и даже огромных валунов, массой в несколько тонн. Такие грязекаменные потоки в Средней Азии и на Кавказе называют сели или сели (бешеный поток), а в Альпах — мурь. Они возникают при быстром таянии снега и льда или же во время сильных ливней. Сели обладают большой разрушительной силой и иногда несут опустошительный характер (в Алма-Ате в 1921 г., в Ереване в 1946 г.). Для защиты населенных пунктов и культурных угодий от селей разработан и применяется комплекс мероприятий. Например, для безопасности Алма-Аты в ущелье реки Малой Алмаатинки возведена высокая

плотина путем мощных направленных взрывов в урочище Медео. Эта мера оправдала себя летом 1973 г., когда в Малой Алмаатинке возник огромный сель, превышающий по силе сель 1921 г. Плотина Медео выдержала его напор, и катастрофа была предотвращена.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕК

Мощные водные потоки рек производят большую эрозионную, переносную и аккумулятивную работу. Способность реки производить работу называется энергией реки или ее живой силой (K). Она пропорциональна массе, количеству воды и скорости течения.

В зависимости от соотношения между живой силой реки (K) и грузом обломочного материала, который она переносит (L), меняются направленность и эффективность работы реки. При этом возможны три случая: $K > L$ — преобладают процессы эрозии; $K = L$ — наблюдается равновесие между эрозией и аккумуляцией; $K < L$ — преобладает аккумуляция.

Эрозионная работа реки. Различают эрозию донную, или глубинную, направленную на врезание потока в породы, слагающие дно русла, и боковую, ведущую к подмыву берегов и в целом к расширению долины. Соотношение глубинной и боковой эрозий меняется на разных стадиях развития долины. В начальных стадиях преобладает глубинная эрозия, когда водный поток, врезаясь в горные породы, стремится выработать свой продольный профиль. На этой стадии в большинстве случаев продольный профиль рек характеризуется значительными неровностями, различными уклонами на отдельных отрезках, перепадами (порогами). Это обусловлено особенностями рельефа поверхности, на которой заложилась река, неодинаковым составом и твердостью горных пород и в некоторых случаях неравномерными тектоническими движениями. В результате возникают различные скорости течения водного потока.

Река стремится сгладить все неровности продольного профиля применительно к уровню моря или озера, в которые впадает река. Уровень того бассейна, куда впадает река, определяет глубину эрозии речного потока и поэтому называется базисом эрозии. Он является общим для всей речной системы (главной реки со всеми притоками).

Постепенно река углубляется настолько, что вместо первоначального неровного профиля вырабатывается более плавная (вогнутая) кривая дна (рис. 94), которая называется выровненной кривой эрозии или профилем равновесия реки. Принято считать, что эта конечная кривая продольного профиля соответствует на каждом отрезке долины динамическому равновесию при данных гидрологических условиях и постоянном базисе эрозии.

Долина реки на начальных ста-

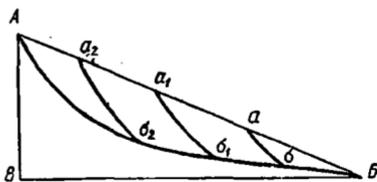


Рис. 94. Выработка профиля равновесия реки (по А. П. Павлову)

дях распадается на отдельные отрезки, развитие которых связано с местными базисами эрозии. В ходе глубинной регрессивной эрозии постепенно уничтожаются уступы, каменные пороги, спускаются озера и вырабатывается профиль русла применительно к главному базису эрозии.

По мере выработки профиля равновесия и уменьшения уклонов постепенно ослабевает глубинная эрозия и значительно усиливается боковая, направленная на расширение долины. В русле реки, помимо продольного течения воды, возникает поперечная циркуляция, особенно в периоды паводков на прямолинейных участках в стержневой части потока, где скорости течения максимальны и наиболее ярко проявляется турбулентный характер движения воды (беспорядочный, вихревой; скорость движений в каждой точке потока непостоянная по величине и направлению). Вода опускается ко дну, откуда отток идет в придонном слое к берегам. Эта поперечная циркуляция способствует размытию дна на стрежне и выносу обломочного материала к берегам, где он частично откладывается, образуя русловые отмели.

Перенос и аккумуляция (отложение). Одновременно с эрозией реки при своем движении захватывают продукты разрушения горных пород, образующиеся в процессе выветривания или эрозии, и переносят их волочением по дну (*a*), во взвешенном состоянии — в виде взвеси (*b*) и в растворенном состоянии (*c*). Влекомые по дну и взвешенные наносы принято называть твердым стоком рек.

В горных реках преобладает твердый сток, особенно взвеси, и соотношение $a : b : c = 0,86 : 6,8 : 1$. При этом влекомые донные наносы представлены преимущественно галечниками, иногда с крупными валунами, а во взвесах переносятся песчаные и более мелкие частицы. В равнинных реках соотношение $a : b : c = 0,05 : 0,56 : 1$, следовательно, преобладает сток растворенных веществ. Среди донных влекомых наносов преобладают песчаные частицы, а во взвесах — частицы меньше 0,1 мм.

Одновременно с эрозией и переносом происходит и отложение обломочного материала. Все отложения, накапливающиеся в речных долинах в результате деятельности водного потока, называются аллювиальными отложениями или аллювием (от лат. *аллювио* — нанос, намыв).

В формировании долины реки и аллювия большую роль играют излучины. Заложение излучин, связанное с динамикой руслового процесса (турбулентный характер движения воды — наличие в водном потоке циркуляционных, винтообразных движений), вызывает различную деятельность реки у противоположных берегов. Вогнутый берег размывается, становится обрывистым и постепенно отступает, увеличивая кривизну изгиба, а в целом и ширину долины реки. Вода опускается на дно стрежневой части потока, прижимающейся к вогнутому берегу, где происходят завихрения, водовороты и возникают поперечные придонные течения, направленные к противоположному выпуклому берегу, и вновь возвращается в

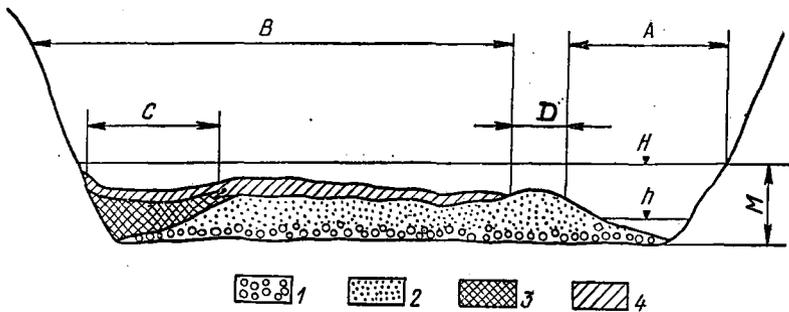


Рис. 95. Схема строения поймы (по Е. В. Шацнеру):

A — русло; B — пойма; C — старица; D — прирусловый вал; H — уровень полых вод; h — уровень межи; M — нормальная мощность аллювия.
 Русловый аллювий: 1 — грубые пески, гравий, галька; 2 — мелко- и тонкозернистые пески; 3 — старичный аллювий; 4 — пойменный аллювий

поверхностных слоях к стрежню. Эти придонные течения захватывают с собой песок, гравий, гальку и откладывают их на выпуклом берегу и в прилегающей к нему части русла реки, где скорости течения воды уменьшаются. Так возникает песчаная, иногда песчано-галечная русловая отмель, которая лишь частично обнажается в меженное время, остальная же часть находится под водой.

Постепенное смещение подмываемых вогнутых берегов и наращивание русловых отмелей у выпуклых берегов приводят к образованию крутых излучин, называемых также м е а н д р а м и (по названию реки Меандр в Малой Азии). Когда прирусловые отмели достигают большой ширины, части их, удаленные от русла, заливаются только в период половодий. Так начинается развитие поймы, называемой также пойменной, луговой или заливной террасой реки. П о й м а — это часть долины реки, возвышающаяся над руслом, ежегодно или раз в несколько лет заливаемая речными водами во время половодий. При развитии пойм поперечный профиль долины приобретает плоскодонную или ящикообразную форму (рис. 95).

Иногда вершины двух соседних излучин сближаются настолько, что между ними остается очень узкий перешеек. В половодье, в период нарастания живой силы потока, может произойти прорыв такого перешейка. Река спрямляет свое русло, а в отрезанной излучине остается старое русло, называемое с т а р и ц е й.

На широких поймах равнинных рек в межень можно наблюдать большое количество стариц в виде озер, заболоченных участков и сухих понижений, отражающих различные стадии их отмирания.

На расширении долин крупных рек и их асимметрию оказывает также влияние вращение Земли. По закону Кориолиса, всякое тело, движущееся горизонтально у поверхности Земли, независимо от направления движения отклоняется в северном полушарии вправо, в южном — влево. Вследствие этого реки, текущие на равнинах северного полушария, подмывают правые берега, а на южном — левые, что обуславливает асимметрию склонов долин.

ОБРАЗОВАНИЕ И СТРОЕНИЕ АЛЛЮВИЯ

Вопросы образования и строения речного аллювия особенно детально последние 20 лет разрабатывает в СССР ряд исследователей (Г. И. Горецкий, В. В. Ламакин, Н. И. Николаев, Е. В. Шанцер и др.). Наиболее хорошо изучены закономерности накопления и строения аллювия крупных равнинных рек, изложенные в обобщающих работах Е. В. Шанцера.

Формирование аллювия начинается с образования русловой отмели в результате поперечных циркуляционных движений. Эти отложения, образуемые водами русла, называются **русовым аллювием**. Различные стадии наращивания руслового аллювия по мере отступления подмываемого вогнутого берега видны на рис. 95.

В большинстве случаев русловый аллювий равнинных рек складуют хорошо промытые пески различной зернистости. В основании его залегают грубозернистые отложения, разномерные и крупнозернистые пески с включением гравия и гальки (базальный горизонт). Выше располагаются более или менее однородные мелкозернистые, а еще выше — тонкозернистые пески. Для русловых песчаных отложений характерна косая, или диагональная, слоистость. Местами в песках встречаются небольшие линзы илстых супесей и суглинков. Эти линзы заиления образуются при спаде воды, когда скорость течения на отмели замедляется и создаются условия для выпадения тонких иловых частиц, находящихся во взвешенном состоянии (рис. 96).

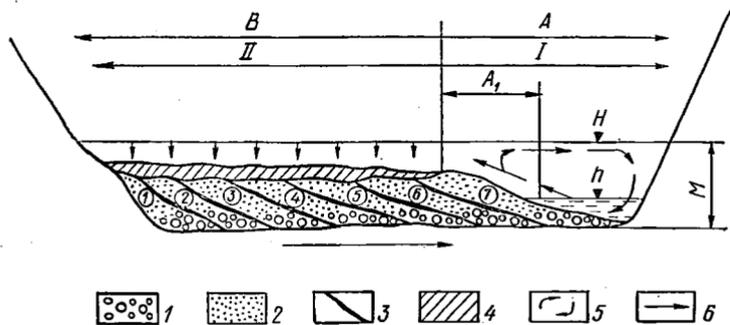


Рис. 96. Схема перстративной фазы аллювиальной аккумуляции (по Е. В. Шанцеру):

А — русло (*А₁* — русловая отмель); *В* — пойма; *Н* — уровень полых вод; *h* — уровень межи; *М* — нормальная мощность аллювия; *I* — зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами; цифры в кружках (*I-7*) — последовательно образующиеся слои руслового аллювия; *II* — зона осадения взвешенных наносов. Русловый аллювий: *1* — грубозернистые пески, гравий и галька; *2* — мелко- и тонкозернистые пески; *3* — прослой заиления; *4* — пойменный аллювий; *5* — токи поперечной циркуляции в русле; *6* — направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия

Таким образом, боковое смещение русла и наращивание русловой отмели приводят к образованию руслового аллювия, выстилающего на всем пространстве дно широкой долины. В этих условиях непосредственное воздействие русла сказывается только в пределах отмели, прилежащей к нему. Остальная часть долины представляет собой пойму, заливаемую водой в половодье. Полые воды текут медленно и переносят преимущественно тонкие взвешенные частицы. В результате из полых вод начинают осаждаться алевритовые и глинистые, а иногда тонкозернистые песчаные частицы. Так на поверхности руслового аллювия образуются супеси, суглинки, иногда с небольшими прослоями тонкозернистых глинистых песков. Такой супесчано-глинистый покров поймы называется пойменным аллювием (рис. 95). Кроме того, в пределах поймы в старицах, превращенных в озера, происходит накопление своеобразных отложений, состоящих из темноокрашенных, иногда почти черных иловатых суглинков и супесей, богатых органическим веществом. Это так называемый старичный аллювий. Такая динамика накопления аллювия в долинах равнинных рек, близких к стадии динамического равновесия. Этот тип аллювия В. В. Ламакиным назван перестилаемым, или перстративным, аллювием. При полном отмирании стариц старичный аллювий перекрывается пойменным аллювием.

Таким образом, в строении поймы четко выделяются три типа аллювия: 1) русловый аллювий, составляющий главную нижнюю часть разреза поймы; 2) пойменный аллювий, покрывающий русловой; 3) старичный аллювий, заполняющий старицы (рис. 95).

Суммарная мощность перстративного аллювия равнинных рек определяется разницей отметок дна русла и уровня полых вод, заливающих пойму (рис. 96). Обычно она колеблется от 10—15 до 30 м. Однако бывают и более мощные толщи аллювия. Это объясняется главным образом прогибанием земной коры или перегрузкой реки наносами, вызываемой особенностями климата и режимом стока. В этом случае происходит как бы настиление друг на друга различных горизонтов аллювия. В разрезе такого мощного аллювия комплексы русловой, старичной и пойменной фаций несколько раз повторяются, наслаиваясь друг на друга на разных уровнях. В ряде случаев пойменный и старичный аллювий часто размываются, и поэтому в разрезе преобладает русловая фация. Такой тип аллювия назван настилаемым, или констративным, аллювием.

Крупные равнинные реки, такие, как Волга, Кама, Днепр и др., характеризуются длительной историей своего развития. В раннем и среднем плейстоцене (антропогене) они отличались большой многоводностью и максимальной эрозионно-аккумулятивной активностью. Это вызвало формирование глубоких русел, широких долин, заполненных мощными аллювиальными отложениями, значительная часть которых в настоящее время находится в погребенном состоянии. Следует отметить также, что эрозионно-аккумулятивной дея-

тельности плейстоценовых прарек Восточно-Европейской равнины предшествовало развитие неогеновых палеорек.

Аллювий горных рек существенно отличается от аллювия равнинных. В горных речных потоках с большой скоростью течения возникает сложная система завихрения, водоворотов. В этих условиях песчаные и глинистые частицы не оседают на дно, а переносятся во взвесах к устьевым частям рек. В самой долине реки откладывается только крупный обломочный материал, преимущественно галечники с валунами. Это русловая фация аллювия. В крупные поры галечникового руслового аллювия проникают и более мелкие частицы в результате просачивания речных вод, несущих взвешенный и влекомый гравийно-песчаный материал с примесью пылеватых и глинистых частиц. Пойменная фация аллювия практически почти отсутствует или имеет незначительную мощность и весьма ограниченное распространение. Она встречается только на расширенных участках горных долин и представлена грубыми песками и супесями, налегающими на русловые галечники, и часто смешивается с пролювиальными отложениями конусов выноса боковых долин временных потоков.

НАПРАВЛЕННОСТЬ И ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН И ИХ ТИПЫ

В развитии речной долины намечается определенная направленность и последовательность — переход от одной стадии к другой — и, кроме того, цикличность. Выше были рассмотрены две стадии развития речной долины. Первая стадия, для которой характерно преобладание глубинной эрозии, называется стадией *морфологической молодости*. В этой стадии вырабатываются глубокие речные долины с крутыми, почти отвесными склонами. По форме поперечного профиля выделяются каньоны, ущелья и долины с V-образным профилем (по сходству с латинской буквой V). Характерной особенностью этих долин является то, что русло занимает все или почти все дно долины; глубина их во много раз превышает ширину, а накапливающиеся местами маломощные аллювиальные отложения во время паводков вновь захватываются и перемещаются вниз по течению. Продольный профиль имеет много неровностей, перепадов.

Вторая стадия развития речных долин связана с усилением боковой эрозии, расширением долины и формированием поймы. Эта стадия называется *морфологической зрелостью*. Ей соответствует широкий плоскодонный поперечный профиль долины с хорошо развитой поймой.

Эрозионное расчленение суши и развитие речных долин тесным образом связаны с движениями земной коры. Они проявляются повсеместно и постоянно, но с различной скоростью и направленностью во времени и в пространстве. Так, местами в пределах одной и той же реки можно наблюдать морфологически зрелые плоскодон-

ные формы долины и участки, где пойма отсутствует и река глубоко врезается в коренные берега. Эти глубокие морфологически молодые отрезки долин приурочены к растущим тектоническим поднятиям, где интенсивность глубинной эрозии соотносима со скоростью поднятий. Такие долины называются **антецедентными**. С тектоническими движениями или климатическими изменениями связано и дальнейшее усложнение поперечного профиля речных долин — образование различного типа террас.

Надпойменные террасы и их типы. Известно, что эпохи слабого проявления тектонических движений, когда происходит выравнивание рельефа, сменяются эпохами относительных поднятий и опусканий земной коры. При этом изменяются уклоны профиля рек. Резко возрастают глубинная эрозия водных потоков и расчленение поверхности.

На месте **плоскодонных, хорошо разработанных долин** появляются молодые эрозионные врезы V-образного типа. Происходит как бы омоложение речной долины. Река вновь начинает вырабатывать продольный профиль применительно к новым соотношениям с базисом эрозии. В результате в реке формируется новая пойма на более низком гипсометрическом уровне. Прежняя пойма остается у коренного склона долины в виде площадки, сочленяющейся с новой поймой уступом и уже не заливаемой полыми водами. Последующее оживление тектонических движений вновь вызывает энергичное врезание потока и в конце концов формирование плоской долины на еще более низком уровне. Предшествующее новому врезанию дно долины остается также в виде площадки, отделенной уступом.

Таким образом, в речных долинах образуется лестница террас, возвышающихся друг над другом (рис. 97). Они называются **надпойменными террасами**. Последовательность террас отвечает последовательным циклам эрозии. Каждый цикл начинается врезанием водного потока и заканчивается выработкой нового дна долины, превращающегося затем в террасу. Самая высокая терраса является наиболее древней, а нижняя самой молодой. Нумерацию террас обычно начинают снизу, от более молодой. У каждой террасы различают следующие элементы: террасовидную площадку, уступ или склон, бровку террасы, тыловой шов, где терраса сочленяется со следующей террасой или с коренным склоном, в который врезана долина в целом. Уступ каждой террасы и площадка нижележащей террасы соответствуют одному циклу эрозии. Различная степень выраженности уступа террас зависит от их возраста и последующих экзогенных процессов (делювиальных и др.).

В основании аллювиальных отложений каждой террасы всегда располагается коколь, сложенный коренными горными породами, в которые врезана долина. В зависимости от высотного положения цоколя и мощности аллювия выделяются три типа террас:

1) **эрозионные, или скульптурные**, в которых почти вся террасовидная площадка и уступ слагаются коренными

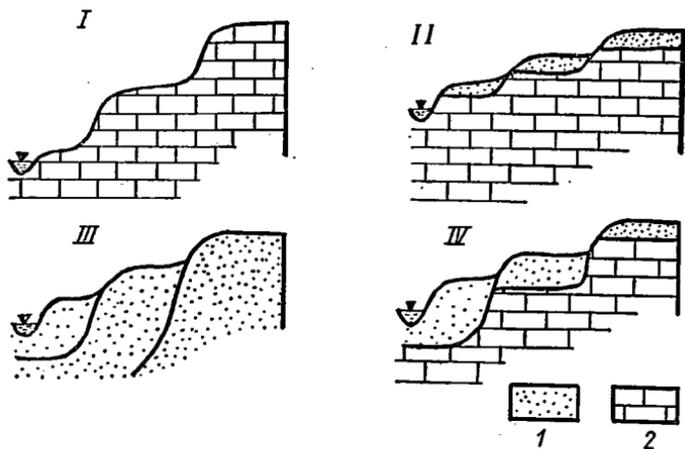


Рис. 97. Типы речных террас:

I — эрозионные, или скульптурные; *II* — цокольные, или смешанные; *III* — аккумулятивные; *IV* — верхняя терраса цокольная, нижняя аккумулятивная.

I—II типы террас, формирующиеся при устойчивой тенденции к поднятию суши или опусканию базиса эрозии; *III* — при устойчивой тенденции к опусканию; *IV* — при смене поднятий опусканиями в период формирования поймы. 1 — аллювий; 2 — коренные породы

породами и лишь местами на поверхности сохраняется аллювий в виде маломощных галечников. Такое строение свидетельствует о том, что в реке произошло изменение режима (связанное с усилением тектонических движений или с изменением климатических условий) на ранней стадии ее развития, когда преобладали процессы глубинной эрозии и аллювий накапливался в очень небольших количествах (рис. 97, *I*);

2) аккумулятивные (рис. 97, *III*), в которых и площадка, и уступ полностью сложены аллювиальными отложениями, а цоколь из коренных пород всегда ниже уровня реки и никогда не обнажается. Такое строение свидетельствует о том, что река прошла весь цикл развития от глубинного врезания до формирования поймы с накоплением аллювия, которая в последующем была прорезана и оставлена в виде террасы;

3) цокольные, или смешанные, эрозионно-аккумулятивные. Они характеризуются тем, что в нижней части уступа выходит на поверхность цоколь, а верхняя часть уступа и площадка сложена аллювием (рис. 97, *II*).

В долине реки в пределах одной и той же разновозрастной террасы могут наблюдаться переходы от одного типа строения к другому, что объясняется неравномерностью и различной направленностью тектонических движений на отдельных участках долины.

Возможны следующие процессы, нарушающие динамическое равновесие в реках:

1) понижение базиса эрозии, которое определяется или тектони-

ческими движениями — прогибанием дна океана и увеличением его емкости, или колебаниями уровня Мирового океана, обусловленными изменением количества воды в нем под влиянием климатических факторов и называемыми **э в с т а т и ч е с к и м и**;

2) поднятие суши в верховьях реки, с чем связано увеличение уклона продольного профиля в верхнем течении, где и происходит наибольшая глубинная эрозия;

3) изменение климатических условий (количества осадков) в бассейне реки.

Следует подчеркнуть, что главную роль играют движения земной коры, определяющие направленность и интенсивность водной денудации и аккумуляции.

Наибольшее количество надпойменных террас (иногда до 7 и более) отмечается в долинах горных рек, что связано с большой тектонической подвижностью молодых горных сооружений. При этом часто террасы относятся к скульптурному (эрозионному) или цокольному типу. В крупных равнинных реках, таких, как Кама, Волга, Днепр и Дон (в их нижнем течении), наблюдается до 4, иногда 5 надпойменных террас, из которых самая верхняя соответствует раннечетвертичному времени, а нижняя, первая — позднечетвертичному. Террасы преимущественно аккумулятивные, реже цокольные.

Совсем иначе развиваются низовые части долин рек, испытывающих прогибание или повышение базиса эрозии. В этом случае вода заполняет низовья реки, образуя **л и м а н** — расширенное устье, превращенное в залив. Собственно устье реки перемещается к вершине лимана, уменьшаются уклоны, усиливается аккумуляция, регрессивно распространяющаяся вверх по течению. Пойма реки, образованная при низком базисе эрозии, может оказаться захороненной под новым аллювием, соответствующим изменившимся условиям.

Изучение речных террас, их строения имеет большое научное и практическое значение. Типы террас, высоты их поверхностей и цоколя, состав аллювия, соотношение его различных фаций позволяют судить об истории новейшего развития территории, о характере и направленности движений земной коры во времени, о климатических изменениях. С аллювиальными отложениями связаны россыпные месторождения многих важных полезных ископаемых.

Р о с с ы п ы м и называются скопления обломочного материала, содержащие ценные устойчивые минералы с большим удельным весом. Разрабатывают россыпи золота, платины, касситерита, вольфрамиты, монацита, танталита, колумбита, циркона, алмазов. В нашей стране широко известны россыпные месторождения золота в Восточной Сибири, на северо-востоке страны, а за границей — на Аляске, в Калифорнии (США), Восточной Австралии и многих других местах. Большая часть россыпей золота приурочена к аллювиальным отложениям (рис. 98).

Выход кварцевой золоторудной жилы

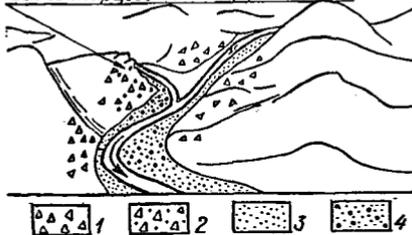


Рис. 98. Схема образования россыпи золота:

1 — пустые осыпи; 2 — осыпи, содержащие золото; 3 — пустые аллювиальные отложения; 4 — аллювиальные россыпи

Встречаются также самородки массой от нескольких граммов до 1—3 кг. Самый крупный самородок (в 35 кг) в нашей стране был обнаружен на Южном Урале.

Мировой известностью пользуются россыпи касситерита на Малаккском полуострове (рис. 99) и островах Банка и Белитунг в Индонезии, монацита в прибрежных песках Бразилии и Индии, алмазов в Южной Африке (в бассейне рек Оранжевой и Вааль), танталита и колумбита в Нигерии и Заире.

УСТЬЕВЫЕ ЧАСТИ РЕК

Различают два типа устьев рек — дельты и эстуарии.

Дельты — это плоские низменные равнины, весьма полого наклоненные в сторону моря, часто имеющие форму, близкую к треугольной. В их пределах река распадается на многочисленные радиально расходящиеся рукава и протоки. Такое ветвление (бифуркация) — характерная особенность аллювиально-дельтовых равнин.

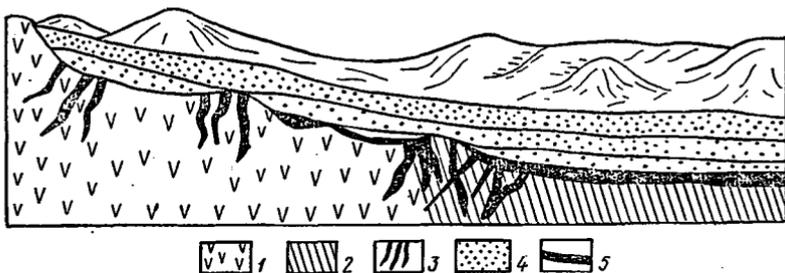


Рис. 99. Схема соотношения коренного месторождения касситерита и образующейся из него россыпи (Малайзия):

1 — гранит; 2 — осадочные породы; 3 — кварцевые жилы с касситеритом; 4 — глины и пески; 5 — россыпь касситерита

Реки, впадая в моря и озера, приносят с собой большое количество обломочного материала, как влекомого по дну, так и во взвешенном состоянии. Часть его уносится в море, значительная часть оседает в прибрежной зоне, образуя подводный конус выноса. Постепенно нарастая в сторону моря, в ширину и высоту, он начинает выступать на поверхности в виде вдающегося в море широкого конуса (дельты) с вершиной, обращенной к реке. Дельты образуются при относительно небольшой глубине моря, обилии обломочного материала, приносимого рекой к устью, отсутствии приливов и отливов и сильных вдольбереговых течений и при сравнительно медленных тектонических движениях. В условиях медленного прогибания и значительной аккумуляции наносов происходит рост дельт и увеличение мощности дельтовых осадков. При иных соотношениях прогибания и аккумуляции происходит сокращение дельт.

С бифуркацией русел рек и их миграцией связано формирование сложного рельефа дельтовых равнин и своеобразная аккумуляция.

Отложения дельт. В речных дельтах встречаются различные по своему составу и генезису отложения: 1) аллювиальные отложения русловых протоков, представленные песками и глинами в равнинных реках и более грубым материалом в горных; 2) озерные отложения, образующиеся в замкнутых водоемах — отшнурованных руслах или пониженных частях межрусловых островов преимущественно с суглинистыми осадками, богатыми органическим веществом; 3) болотные отложения — торфяники, возникающие на месте зарастающих озер; 4) морские осадки, образующиеся при нагонных волнах. Все эти отложения меняются как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях благодаря частым перемещениям русловых протоков, с которыми связаны перенос и накопление русловых осадков, образование озер, различных понижений, заболачивание и другие процессы.

Кроме того, в дельтах часто выпадают химические элементы, приносимые реками в виде металлоорганических соединений и коллоидных растворов (Fe, Mn, Al и др.). Под влиянием соленой морской воды происходит их коагуляция (от лат. *коагуляцио* — свертывание). Местами наблюдается также выпадение органических гелей. Коагулирующее действие морской воды особенно сказывается в паводки, когда речные потоки очень мутные.

Мощность отложений в дельтах различна. У одних рек она не превышает среднюю нормальную мощность аллювия в речной долине, у других — во много раз больше. Примером первого случая является Волга, второго — Миссисипи. По данным А. Холмса, бурением в дельте Миссисипи установлена мощность отложений, превышающая 600 м. Такая большая толщина могла накопиться лишь при условии медленного прогибания земной коры. Причем скорость прогибания и скорость накопления осадков в дельте примерно одинаковы.

В геологических разрезах прошлых периодов встречаются древние, или ископаемые, дельты, к которым местами приурочены полезные ископаемые. Так, угленосные свиты Московского и Кизеловского угленосных бассейнов представляют скорее всего именно дельтовые образования раннекаменноугольного возраста. В строении плиоценовой продуктивной толщи Апшеронского полуострова, к которой приурочены газонефтяные месторождения Бакинского района, также в значительной степени участвуют древние дельтовые отложения. Они представлены здесь переслаивающимися галечниками, песками и глинами. Их накопление происходило при медленном прогибании района и одновременном поднятии Кавказа и Восточно-Европейской равнины. Периодическое усиление поднятия Кавказа способствовало выносу с него более крупного галечного материала, а при замедлении движений — более тонкого песчаного и глинистого.

Эстуарии — воронкообразные заливы, глубоко вдающиеся в долину реки. Они хорошо выражены у Сены, Эльбы, Темзы и других рек. Для образования эстуариев создаются благоприятные условия там, где в море наблюдаются сильные приливы и отливы, вдольбереговые течения. Этому очень способствует также прогибание земной коры. Во время приливов море далеко вдается в устьевые части рек, а во время отливов морская вода плюс речная образуют мощный поток, движущийся со значительной скоростью. При этом обломочный материал, принесенный рекой, выносится в море, где подхватывается береговыми течениями. С эстуариями по форме сходны лиманы — расширенные устья рек, затопленные водами моря, не имеющие приливов и отливов и превращенные в заливы. Их образование всецело связано с прогибанием земной коры в устьевых частях рек (Днестровские, Днепровские лиманы и др.).

Глава VIII. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Все воды, находящиеся в земной коре ниже поверхности Земли, называются подземными. Вместе с водами рек, озер, морей и океанов они входят в состав водной оболочки Земли — гидросферы — и участвуют в общем круговороте воды в природе.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ ДВИЖЕНИЕ

Одним из основных процессов, в результате которых образуются подземные воды, является и н ф и л ь т р а ц и я, или п р о с а ч и в а н и е, в горные породы атмосферных осадков, выпадающих на поверхность. Вода поступает в водоносные горизонты также из рек и поверхностных водоемов. В пустынях, где атмосферных осадков выпадает мало, а испаряемость очень велика, в образовании подземных вод определенную роль играет к о н д е н с а ц и я

в о д я н ы х п а р о в. в порах и трещинах горных пород. Вода в виде пара находится как в свободной атмосфере, так и в воздухе, заполняющем пустоты и поры в почве и горных породах. Вследствие разности упругости пар перемещается от мест, где он обладает большей упругостью, к местам с меньшей упругостью. Нагретые водяные пары свободной атмосферы, попадая в область более низких температур в горных породах, начинают конденсироваться, т. е. переходить в жидкое состояние. Вероятно, в связи с этим процессом связано ежегодное появление в пустынях линз пресной воды на соленых подземных водах.

Кроме инфильтрационных и конденсационных вод, в горных породах встречаются остаточные, или реликтовые (седиментогенные, *седиментум* — осадок), воды морского происхождения, образовавшиеся в процессе накопления морских осадков. В ходе последующего геологического развития такие воды могут претерпевать значительные изменения вследствие инфильтрации атмосферных осадков, тектонических движений и других процессов, когда происходит смешение вод различного генезиса; иногда же реликтовые воды почти полностью вытесняются инфильтрационными водами. Благоприятные условия для сохранения первоначальных запасов вод морского генезиса создаются при захоронении их под мощными водонепроницаемыми слоями. В этом случае их часто называют погребенными водами. Такие воды могут быть и перемещенными. При прогибании земной коры и все увеличивающемся давлении воды, связанные с морскими алевритово-глинистыми осадками, начинают выжиматься вверх.

Все подземные воды, циркулирующие в верхней части земной коры и участвующие в общем круговороте воды в природе, называются в а д о з н ы м и (от лат. *вадозус* — неглубокий, мелкий). Наряду с ними выделяют также ю в е н и л ь н ы е (магмогенные) воды, обязанные своим происхождением выделению из магмы при ее остывании. Детальные исследования термальных источников в различных горных районах, проведенные советскими гидрогеологами, показали, что ювенильные воды, поднимаясь по разломам и трещинам вверх, смешиваются с обычными подземными водами инфильтрационного происхождения и поступают на поверхность уже в смешанном виде.

По степени водонепроницаемости горные породы подразделяются на три группы: 1) водопроницаемые — пески, гравий, галечники, трещиноватые песчаники, известняки, доломиты, конгломераты и другие скальные породы; 2) полупроницаемые — супеси, легкие суглинки, лёссы, неразложившийся торф; 3) водонепроницаемые, или водоупорные, — глины, тяжелые суглинки, хорошо разложившийся торф и нетрещиноватые массивные кристаллические и сцементированные осадочные горные породы. Водопроницаемость пористых пород зависит от размера и формы слагающих зерен и от плотности их сложения. Чем крупнее слагающие породу

зерна (например, галька), тем больше ее водопроницаемость, и, наоборот, чем мельче частицы в породе, тем меньше ее водопроницаемость.

Водопроницаемость трещиноватых пород определяется размерами водопроводящих трещин.

В зависимости от состава пород и характера водопроводящих путей подземные воды подразделяются на **п о р о в ы е** — движущиеся по порам в рыхлых породах, и **т р е щ и н н ы е** — движущиеся по трещинам в твердых породах. Если же, помимо трещин, в горных породах развиты карстовые пещеры и другие подземные каналы, то подземные воды, циркулирующие в них, называют **т р е щ и н н о - к а р с т о в ы м и** или просто **к а р с т о в ы м и**.

Движение подземных вод. Подземные воды находятся в непрерывном движении. Подчиняясь силе тяжести, они двигаются в направлении к речным долинам, оврагам, морским водоемам и другим понижениям рельефа, где выходят в виде источников, или родников. Эти области выхода подземных вод называют областями разгрузки или областями дренирования (от франц. *дренаж* — сток). Как правило, подземные воды движутся по порам и нешироким трещинам в виде отдельных тонких струек, параллельных друг другу. Такой вид движения называется **л а м и н а р н ы м** или **п а р а л л е л ь н о - с т р у й ч а т ы м**. Некоторое исключение составляет лишь движение подземных вод в широких карстовых каналах и пещерах, где оно становится более бурным, вихревым (турбулентным), подобно движению воды в речных потоках.

При решении различных практических задач необходимо определение баланса подземных вод, который оценивается поступлением воды в водоносный горизонт извне и ее расходом. Поступление воды осуществляется различными путями: инфильтрацией атмосферных осадков, конденсацией паров воздуха, заполняющего поры и трещины пород, просачиванием воды рек и поверхностных водоемов, поступлением глубинных вод и поступлением оросительных вод при мелиорации земель. Расход подземных вод связан с выходом источников в областях дренирования, подземным питанием рек и поверхностных водоемов, испарением поднимающейся по капиллярам воды, испарением через транспирацию растений и с извлечением подземной воды человеком.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ХАРАКТЕРИСТИКА ИХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

По условиям залегания и гидравлическим признакам в подземных водах выделяют следующие типы: верховодка (в зоне аэрации), грунтовые воды, межпластовые безнапорные и межпластовые напорные, или артезианские, воды.

Верховодка. Она образуется в зоне аэрации на поверхности небольших линз водонепроницаемых пород. Таковы, например, линзы ледниковых морен в песчаных водноледниковых отложениях или

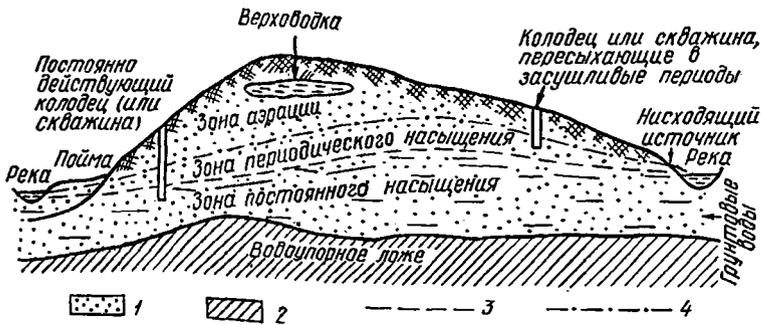


Рис. 100. Схема залегания и движения грунтовых вод в междуречном массиве:
 1 — песок; 2 — суглинок; 3 — минимальный уровень грунтовых вод; 4 — максимальный уровень грунтовых вод

глинистые линзы в песчаных речных наносах и др. Верховодка имеет ограниченное распространение. Мощность пород, насыщенных водой, обычно от 0,5 до 3 м, редко больше (рис. 100).

Грунтовые воды приурочены к первому от поверхности водопроницаемому слою как пористых, так и трещиноватых пород и расположены на первом от поверхности водоупорном слое. Отсутствие водоупорной кровли обуславливает питание их на всей площади распространения (рис. 100).

В грунтовых водах различают верхнюю поверхность, или уровень воды, называемый также зеркалом. Горные породы, насыщенные водой, называются водоносным слоем или водоносным горизонтом. Мощность водоносного горизонта определяется расстоянием от зеркала грунтовых вод до водоупорного ложа; она уменьшается по мере движения от водоразделов к речным долинам и другим понижениям, т. е. к области дренирования, или разгрузки. Грунтовые воды безнапорные. Выше уровня грунтовых вод располагается зона капиллярного поднятия.

Режим грунтовых вод определяется климатическими условиями и особенно количеством атмосферных осадков. В многоводные годы уровень воды повышается, в маловодные понижается. При этом некоторые слои водопроницаемых горных пород периодически то заполняются водой, то осушаются. От поверхности Земли до водоупорного ложа выделяют следующие зоны (рис. 100): 1) зону аэрации; 2) зону периодического, или переменного, насыщения, расположенную между минимальным уровнем подземных вод, соответствующим засушливым периодам, и наивысшим, устанавливающимся в многоводные периоды; 3) зону полного и постоянного насыщения — между минимальным уровнем и водоупорным ложем.

При решении вопросов об использовании грунтовых вод для целей водоснабжения необходимо ориентироваться на зону постоянного насыщения, в которую и следует опускать скважины и колодцы. Закладывая глубокие фундаменты различных сооружений,

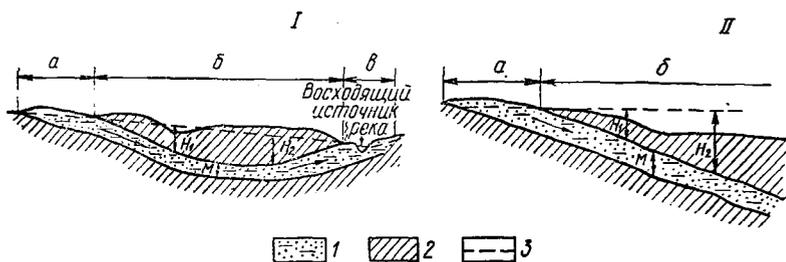


Рис. 101. Разрез артезианского бассейна при мульдообразном (I) и моноклинальном (II) залегании пород:

a — область питания; *б* — область напора в области разгрузки; 1 — водоносные породы; 2 — водонепроницаемые породы; 3 — пьезометрический уровень. Стрелками показано направление движения артезианских вод

решая вопросы мелиорации земель, важно знать величину максимального подъема уровня и высоту капиллярной каймы.

Учитывая научную и практическую значимость режима подземных вод, Министерство геологии СССР организовало разветвленную сеть режимных гидрогеологических станций.

Межпластовые ненапорные воды. Они отличаются от грунтовых тем, что находятся между двумя водоупорными слоями. Их питание осуществляется только в местах выхода водопроницаемого слоя на поверхность. В условиях расчлененного рельефа и интенсивного дренирования такие межпластовые воды не заполняют всего водопроницаемого слоя и поэтому не обладают напором.

Напорные межпластовые воды. Их называют также артезианскими, по названию провинции Артуа во Франции, где впервые была вскрыта колодезем вода, самоизливающаяся (фонтанирующая) на поверхность. Для образования напорных вод необходимо: 1) наличие водопроницаемого слоя, заключенного между двумя водоупорными пластами; 2) чашеобразное, мульдообразное (от нем. *мульде* — корыто), односклонное, или моноклинальное (от греч. *монос* — один, *клин* — наклоню), залегание горных пород; 3) расположение водоносных горизонтов на больших пространствах вне сферы воздействия местных дрен (рек, оврагов, других понижений).

Областью питания напорных вод является место выхода водопроницаемого слоя на поверхность (рис. 101, *a*) в наиболее повышенных участках рельефа в сравнении с остальной площадью его пространства. Чем больше высота поверхности земли в области питания, тем больше напор. Там, где водоносный слой выходит на поверхность в пониженных участках рельефа, напорные воды дренируются, или разгружаются, выходят в виде источников (рис. 101, *б*). Эта площадь называется областью дренирования или разгрузки. Площадь, расположенная между областями питания и разгрузки, называется областью напора (рис. 101, *в*).

Величина напора определяется высотным положением областей питания и разгрузки. Если на разрезе соединить прямой линией уровни стояния воды в областях питания и разгрузки, то она покажет, до какой высоты поднимается вода при вскрытии ее колодцами или буровыми скважинами в том или ином месте, т. е. покажет напорный уровень данного водоносного горизонта. Этот напорный уровень называют пьезометрическим уровнем (от греч. *πιεζο* — давлению) и показывают обычно в абсолютных отметках, а величину напора — в метрах.

Напорные воды образуют во многих местах значительные по площади артезианские бассейны, приуроченные к крупным геологическим структурам. В каждом из них содержится по нескольку водоносных горизонтов, разделенных водонепроницаемыми породами. Наиболее изучен Московский артезианский бассейн, имеющий большое значение в водоснабжении городов и селений центральной части европейской территории Союза. Здесь к каменноугольным известнякам приурочены три напорных водоносных горизонтов. В более глубоко залегающих девонских отложениях также есть напорные воды, однако они сильно засолены. Второй крупный артезианский бассейн, имеющий важное значение для водоснабжения многих районов Украины (в том числе Харькова, Полтавы, Киева), — Днепровско-Донецкий, или Северо-Украинский. Здесь развито несколько напорных водоносных горизонтов с водой хорошего качества в юрских, меловых и палеогеновых отложениях. За последние годы советские гидрогеологи открыли новые артезианские бассейны в Казахстане, в республиках Средней Азии, Сибири и в других местах. Такие открытия особенно большое значение имеют в засушливых областях, где артезианские воды хорошего качества могут быть использованы не только для водоснабжения, но и для орошения земель.

Источники. Подземные воды выходят на поверхность в оврагах, долинах рек и других понижениях рельефа в виде источников (ключ, родник; на Украине — криница). Источники, которые питаются грунтовыми и межпластовыми безнапорными водами, называются *исходящими*, т. е. выходящими сверху вниз (рис. 100). Расход (дебит) источников грунтовых вод колеблется в зависимости от степени водопроницаемости пород примерно от 0,5—1 до 10 л/с. Значительно больший расход воды у некоторых карстовых источников, иногда дающих начало постоянным поверхностным потокам — рекам.

Источники, питающиеся напорными водами, называются *восходящими*. Они появляются в очагах разгрузки напорных горизонтов, часто приурочены к зонам тектонических разрывов (рис. 101, 1).

Изучение источников, их расхода и его изменения во времени имеет большое значение при оценке ресурсов (запасов) подземных вод, представляющих собой важное полезное ископаемое, широко используемое во всех странах мира.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Формирование химического состава подземных вод определяется их происхождением, взаимодействием с различными горными породами, по которым они протекают, и степенью водообмена. По количеству растворенных веществ подземные воды разнообразны — от почти дистиллированных до крепких рассолов. Общее содержание растворенных веществ принято называть *общей минерализацией*, выражаемой обычно в мг/л или г/л. В подземных водах содержатся многие химические элементы, но наиболее важные ионы Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Их содержание выражается в мг/л, мг/экв и в процентах эквивалентов.

Сочетание указанных главных элементов обуславливает основные свойства воды — щелочность, жесткость и соленость (рис. 102). При этом жесткость делится на устранимую и постоянную.

Классификацию подземных вод по химическому составу в большинстве случаев производят по преобладающим анионам и катионам. Так, выделяют наиболее распространенные классы: 1) гидрокарбонатные воды ($\text{HCO}_3^- > 25\%$ экв); 2) сульфатные воды ($\text{SO}_4^{2-} > 25\%$ экв); 3) хлоридные воды ($\text{Cl}^- > 25\%$ экв); 4) воды сложного состава — хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, хлоридно-сульфатные и др., еще более сложного состава. По соотношению с катионами каждый из классов может быть натриевым, или кальциевым, или магниевым, или смешанным — кальциево-магниевым, натриево-кальциевым и др.

Как видно из таблицы 4, отчетливо проявляется закономерность изменения химического состава вод от гидрокарбонатных к хлоридным с увеличением их минерализации. В некоторых артезианских бассейнах наблюдается хорошо выраженная вертикальная зональность, связанная с различными условиями водообмена.

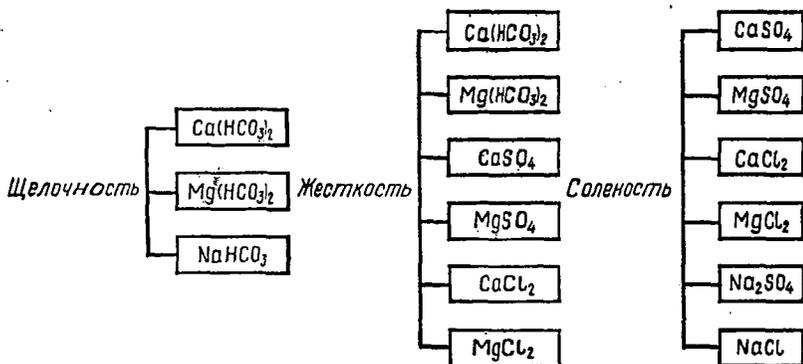


Рис. 102. Сочетание различных элементов, обуславливающих основные свойства воды

Химическая характеристика подземных вод

Характеристика вод	Общая минерализация, г/л	Химический состав	По А. М. Овчинникову
Ультрапресные Пресные Воды с относительно повышенной минерализа- цией	$>0,2$ } 0,2—0,5 } 0,5—1	Обычные гидрокарбо- натные Гидрокарбонатно- сульфатные	Пресные
Солоноватые Соленые Воды повышенной со- лености	1—3 3—10 10—35	Сульфатно-хлоридные } Преимущественно хло- ридные	
Воды, переходные к рассолам Рассолы	35—50 50—400	Хлоридные	Рассолы

В верхних водоносных горизонтах развиты гидрокарбонатные воды, ниже — смешанные и далее сульфатные, а еще ниже — высокоминерализованные хлоридные.

Минеральные воды могут быть различной минерализации, от обычных подземных вод они отличаются рядом особенностей, и, главное, целебными свойствами. Эти особенности определяются их температурой, наличием в них различных химических компонентов, включая и радиоактивные, органических веществ, различных газов, оказывающих благотворное физиологическое воздействие на организм человека. По температурным признакам они подразделяются на 1) холодные с температурой менее $+20^{\circ}\text{C}$; 2) теплые — от $+20$ до $+37^{\circ}\text{C}$; 3) горячие — от $+37$ до $+42^{\circ}\text{C}$; 4) очень горячие с температурой более $+42^{\circ}\text{C}$.

Наиболее распространены следующие типы минеральных вод:

1) углекислые воды, сильно газированные углекислотой. К ним относятся холодные нарзаны Кисловодска, воды Карлови-Вари в Чехословакии и др.;

2) сероводородные, или сульфидные, воды Мацесты, Талги на Кавказе, Сергиевские минеральные воды в Поволжье;

3) радиоактивные воды, содержащие эманацию радия и называемые радоновыми или содержащие соли радия и тогда именуемые радиевыми — Цхалтубо в Грузии, Белокуриха в Алтайском крае и др.

КАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Под карстом понимают процесс растворения, или выщелачивания, растворимых трещиноватых пород (подземными и поверхностными водами) и связанное с ним образование специфических

западных форм рельефа на поверхности Земли и различных пустот, каналов и пещер в глубине. Слово «карст» происходит от названия известнякового плато в Югославии близ Триеста, где подобные явления наиболее развиты. К растворимым породам относятся каменная соль, гипс, известняк, доломит, отчасти мергель, поэтому различают соляной карст, гипсовый, карбонатный, или известняковый. В СССР и за рубежом наиболее широко распространены карбонатные породы, вследствие чего карст лучше изучен в мощных толщах известняков и доломитов. Вода, представляющая собой сложный раствор (содержащий различные соли, углекислый газ), проникая в трещины, растворяет горные породы. Постепенное расширение трещин приводит в конце концов к образованию различных карстовых форм.

В районах классического развития карста (средиземноморский, или открытый, тип) можно наблюдать весь многообразный комплекс карстовых форм.

1. **К а р р ы** — различные углубления, щели глубиной от нескольких сантиметров до 1, реже 2 м.

2. **П о н о р ы** — водопоглощающие глубокие отверстия колодеобразной или щелеобразной формы.

3. **К а р с т о в ы е в о р о н к и** — наиболее распространенные формы как в горных, так и в равнинных районах, где карстующиеся породы покрыты нерастворимыми породами. Среди них выделяются два типа. Воронки поверхностного выщелачивания, образующиеся в результате растворения и эрозии стенок понор, расширенных трещин стекающими в них атмосферными водами. Воронки провальные над подземными пустотами.

4. **Обширные замкнутые котловины и поля.** На дне котловин (например, в котловине Бештекне в Крыму) часто наблюдаются карстовые воронки с понорами на дне. Выделяются также карстовые колодцы и шахты. Последние достигают местами нескольких сотен метров глубины, и некоторые из них связаны непосредственно с подземными пещерами. Широкое развитие карста способствует местами поглощению поверхностного стока. Известно много примеров исчезающих в карстовом массиве рек и озер. Даже такие крупные реки, как Чусовая, при пересечении карстующихся пород теряют часть своего расхода.

Помимо вертикальных и наклонных карстовых форм, образующихся в зоне аэрации в результате инфильтрации атмосферных вод, в глубине карстовых массивов наблюдаются пещеры и каналы. Они связаны с движением подземных вод (рис. 103), близким к горизонтальному в бортах долин рек и близким к вертикальному под их дном, где происходит их разгрузка (дренирование). В соответствии с направлением движения подземных вод развиваются и карстовые формы и их ориентировка. При изучении многих карстовых районов в связи с гидротехническим строительством под дном долин обнаруживали наклонные и вертикальные карстовые пустоты, в бортах долины — пещеры, близкие к горизонтальным.

При больших скоростях движения заметную роль в расширении пещер начинает играть не только растворение, но и размыв и обрушение сводов с образованием крупных гrotов, а это, в свою очередь, вызывает образование провальных карстовых воронок и пропастей на поверхности Земли.

Таким образом, карст на поверхности и в глубине представляет собой единый взаимосвязанный сложный процесс.

Во многих пещерах существуют подземные озера, по некоторым из них протекают подземные реки, в них развиты своеобразные фауна и флора и местами обнаружены следы обитания первобытного человека. В некоторых пещерах обнаружены ледяные гроты (Кунгурская пещера), в других — натечные минеральные образования из кальцита — сталактиты, спускающиеся с потолка пещер и имеющие разнообразную, часто очень красивую форму (в виде занавесей или тонких трубочек, сосулек, фестонов и др.), и сталагмиты на дне пещер (рис. 104).

Помимо образования таких более или менее специфических форм на потолках и дне пещер, подземные воды, циркулирующие по трещиноватым известнякам, при выходе на поверхность или на дно пещеры также откладывают карбонат кальция, образуя иногда довольно мощные скопления. Эти пористые карбонатные натечные образования называются известковым туфом. В карстовых воронках и в пещерах на известняках местами встречаются скопления красно-

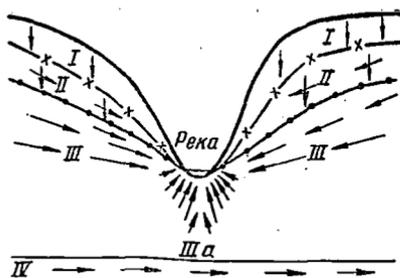


Рис. 103. Схема вертикальной гидродинамической зональности карстовых вод:

I — зона аэрации; *II* — зона сезонного колебания уровня подземных вод; *III* — зона полного насыщения в сфере дренирующего воздействия долины; *IIIa* — сфера разгрузки подземных вод на дне долины; *IV* — зона полного насыщения в сфере дренирующего воздействия удаленных областей разгрузки. Стрелками показывают направление движения воды

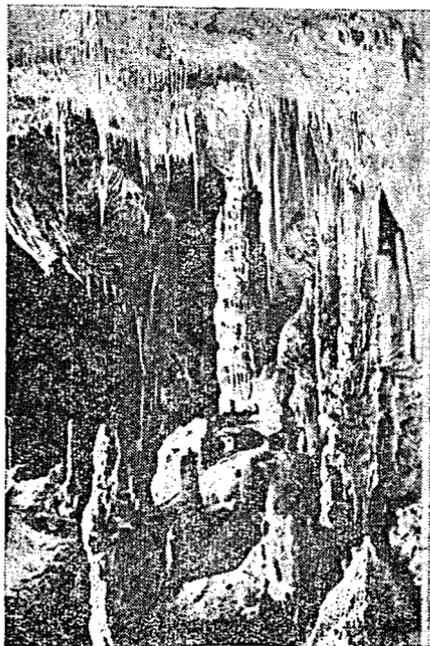


Рис. 104. Сталактиты и сталагмиты

цветных глинистых образований, богатых гидратами окиси железа и алюминия. Эта так называемая т е р р а - р о с с а (красная земля) представляет собой нерастворимые продукты карбонатных пород. На дне пещер наблюдаются нередко отложения водных потоков, сходные с отложениями рек, протекающих на поверхности Земли, и обвальные образования.

В развитии карста намечаются определенные направленность и закономерности:

1. Наибольшая закарстованность отчетливо проявляется в придолинных участках — в бортах долин рек и под руслом, где наблюдается повышенная трещиноватость растворимых пород и наибольшая скорость движения подземных вод (к областям разгрузки).

2. Установлено, что степень закарстованности массива растворимых пород уменьшается с глубиной. Местами под руслами рек буровыми скважинами обнаружены карстовые полости и каналы до глубин 30—60 м, а ниже наблюдалась только кавернозность известняков (каверны — небольшие пустоты от 1—2 мм до первых сантиметров).

3. Значительная степень закарстованности пород местами связана с зонами крупных тектонических разрывных нарушений, оказывающих дренирующее влияние на подземные воды.

4. Местами наблюдается несколько этажей пещер, и их расположение в той или иной мере увязывается с надпойменными террасами рек, отражающими эрозионно-аккумулятивные циклы в развитии речных долин.

Такая взаимосвязь пещер с террасами рек наблюдается лишь при весьма длительном эрозионно-аккумулятивном цикле. В этих условиях подземные воды, движущиеся к реке, успевают выработать карстовую пещеру. Понижение уровня воды в реке (вследствие опускания базиса эрозии или поднятия суши) вызовет понижение уровня подземных вод до установления нового равновесия (река — подземные воды). Старая пещера окажется осушенной, а новая будет формироваться ниже, применительно к новому уровню рек. Однако на некоторых участках, испытывающих тектонические поднятия, этажности пещер не наблюдается и степень закарстованности под руслом рек значительно меньше. Последнее связано с тем, что скорость глубинной эрозии реки на поднимающемся участке значительно больше скорости развития карста (рис. 105).

При решении многих народнохозяйственных задач в районах развития растворимых пород необходимо тщательное изучение как поверхностного, так и подземного карстопоявления. Известны внезапные деформации зданий, железнодорожного полотна над карстовыми полостями, что потребовало в отдельных случаях переноса некоторых участков дороги. При проектировании гидротехнического строительства недоучет развития карста может привести к утечке воды из водохранилищ. Известны примеры (Испания, Франция, Италия) строительства высоких плотин, водохранилища которых или совсем не были заполнены, или наблюдалась колос-

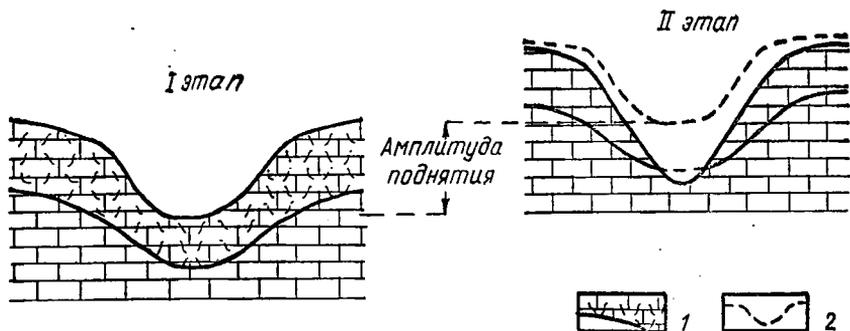


Рис. 105. Антецедентность — причина слабой закарстованности пород на дне долины в мощных карбонатных толщах.

I этап — до начала поднятия; породы сильно закарстованы на дне и склонах. *II этап* — в конце поднятия; ранее закарстованные породы на дне и частично на склонах долины уничтожены эрозией.

1 — сильно закарстованные породы и их примерная нижняя граница; 2 — поперечное сечение долины до поднятия на II этапе

сальная утечка воды из них по карстовым полостям. Карст имеет важное значение при разработке полезных ископаемых, при проходке туннелей вследствие возможных больших притоков трещинно-карстовых вод.

ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Оползни, или смещение горных пород, происходят на крутых склонах оврагов, долин рек, берегов озер и морей. Среди них наблюдаются: 1) мелкие смещения, или оплывины (сплывы), — медленное перемещение вниз по склонам под влиянием сильного переувлажнения почвенного слоя и частично подстилающей выветрившейся породы; 2) крупные смещения, или собственно оползни. Они захватывают различные горные породы, слагающие склон, и распространяются на большую глубину.

В районах распространения оползней значительно меняется конфигурация береговых склонов, они приобретают специфические оползневые формы, в виде террасовидной ступени, часто запрокинутой в сторону ненарушенной, оставшейся части склона, и с неправильно бугристой поверхностью. Крупные оползневые смещения образуют огромные цирки, вернее, полуцирки.

В некоторых оползневых районах наблюдаются сложные оползни, состоящие из многих отдельных блоков, или ярусов. В таких многоярусных оползнях обычно сочетается деляпсивный (от лат. *деляпсус* — падение, скольжение) и детрузивный (от лат. *детрузио* — сталкивание) типы смещений (рис. 106). Иногда давление оползневых масс бывает настолько значительным, что перед ними возникают бугры выпирания и породы сминаются в складки, как это наблюдается в районе Одессы.



А



Б

Рис. 106. А — схема сложного оползня (по Е. В. Шанцеру). Б — оползневые цирки (район г. Одессы)

Несколько особый тип смещений земляных масс — оползни-потоки, или оползни глетчерного типа. Это насыщенные водой разрыхленные выветриванием оползшие массы. В полужидком состоянии они медленно перемещаются вниз по уклону, образуя как бы потоки.

Оползни развиты по берегам Волги, Камы, Оки, Днепра и других рек, на Черноморском побережье Кавказа и Крыма, где они вызвали значительные деформации и разрушения различных строений, шоссейных и железных дорог.

Возникновение оползней связано с комплексом факторов, среди которых одним из важнейших являются подземные воды. Причины оползней, связанные с подземными водами, — суффозия и гидродинамическое давление. Так, на крутых склонах, сложенных породами, содержащими водоносные горизонты, выходят источники подземных вод, которые выносят с собой мелкие частицы водовмещающей породы и различные растворимые вещества, что приводит к разрыхлению водоносного слоя, как бы к подкапыванию склона (суффозии). В результате более высокие части склона, расположенные над водоносным горизонтом, становятся неустойчивыми и сползают вниз.

Во многих районах одна из главных причин оползней — интенсивный подмыв берега рекой (многие оползни Поволжья) или морем (Кавказское и Крымское побережья), в результате чего увеличивается крутизна склона и его напряженное состояние, что и нарушает равновесие. Значительное влияние на оползневые процессы оказывают атмосферные осадки. Так, оползни в овражной сети Черноморского побережья Кавказа происходят преимущественно в конце дождливого периода (февраль — март), когда наблюдается максимальное насыщение грунтов водой.

Одной из причин возникновения оползней является деятельность человека (искусственная подрезка склонов, создаваемые дополнительные нагрузки на склоны и т. п.).

В зависимости от конкретных условий оползни возникают вследствие одного из названных факторов или их сочетания. Соответственно разрабатываются и меры борьбы с оползнями, которые проводятся во многих крупных городах и курортных районах.

Помимо оползней в высокогорных районах происходят крупные обвалы, иногда огромных размеров, образующие мощные нагромождения раздробленных горных пород.

Значение подземных вод. Изучение подземных вод и их деятельности имеет большое практическое значение при решении многих важных народнохозяйственных задач, таких, как водоснабжение крупных населенных пунктов и промышленных предприятий, проведение мелиоративных работ, развитие курортного дела, гидротехническое, промышленное и шахтное строительство, проектирование которого невозможно без учета гидрогеологических условий.

Глава IX. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Ледники образуются путем накопления снега и последующего его преобразования. Это возможно при условии сочетания низкой среднегодовой температуры с большим количеством выпадающих твердых атмосферных осадков.

Нижняя граница снегового покрова, или уровень, где приход снега равен его убыли, называется климатической снеговой линией или снеговой границей. Ее высотное положение находится

в прямой зависимости от климата — соотношения температуры и количества твердых атмосферных осадков. Наинизшее положение она занимает в приполярных районах обоих полушарий, местами спускаясь до уровня океана (Антарктида); наивысшее (5000—6000 м) — в горах экваториального и субэкваториального поясов. На положение снеговой границы в горах влияет и экспозиция склонов. Так, на Кавказе высота снеговой границы изменяется от 2744 м на западе до 3780 м на востоке, в горах Средней Азии от 4000 до 5000 м, в Андах от 1400 м на юге до 6000 м под экватором.

Выпавший снег постепенно преобразуется в лед под влиянием нескольких факторов. В летние дни в результате нагревания солнечными лучами снег с поверхности начинает оттаивать, снежинки оплавляются, а ночью при замерзании принимают форму зерен. Часть талой воды с поверхности проникает глубже и там также оплавляет снежинки. Так постепенно рыхлый снег превращается в более компактную массу — фирн. В преобразовании снега большое значение имеет сублимация (возгон) — испарение льда и новая кристаллизация образовавшегося водяного пара. При сублимации высвобождается тепло, благодаря которому происходит сплавление отдельных кристаллов и образование более крупных кристаллических сростков льда. И наконец, по мере накопления новых порций снега под влиянием давления происходит уплотнение фирна, вытесняется воздух и смерзаются отдельные кристаллические сростки. В результате действия всех этих факторов фирн превращается вначале в белый фирновый лед, а затем в чистый прозрачный глетчерный лед, составляющий основное тело ледников. Итак, общая направленность процесса образования ледников следующая: снег → фирн → фирновый лед → глетчерный лед.

Современные ледники покрывают свыше 16,0 млн. км², что составляет около 11% поверхности суши. Они развиты почти во всех горных странах различных климатических зон, где сочетаются низкие температуры и большое количество твердых атмосферных осадков, а также покрывают материка и многие острова в полярных странах. Среди последних самый большой антарктический ледяной покров занимает 95% всего материка и прилегающих островов, или около 13,9 млн. км², и гренландский ледник покрывает около 1,8 млн. км². Площадь всех остальных ледников Арктики и горных вне Арктики и Антарктики составляет около 0,5 млн. км².

ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

Среди ледников выделяют три типа: 1) горные; 2) материковые, или покровные; 3) промежуточные. Они отличаются друг от друга условиями питания и стока и отчасти рельефом поверхности подледного ложа.

Горные ледники по своей морфологии достаточно разнообразны. В Альпах, на Кавказе, в Гималаях и других молодых горах широко распространены ледники долинного, или альпий-

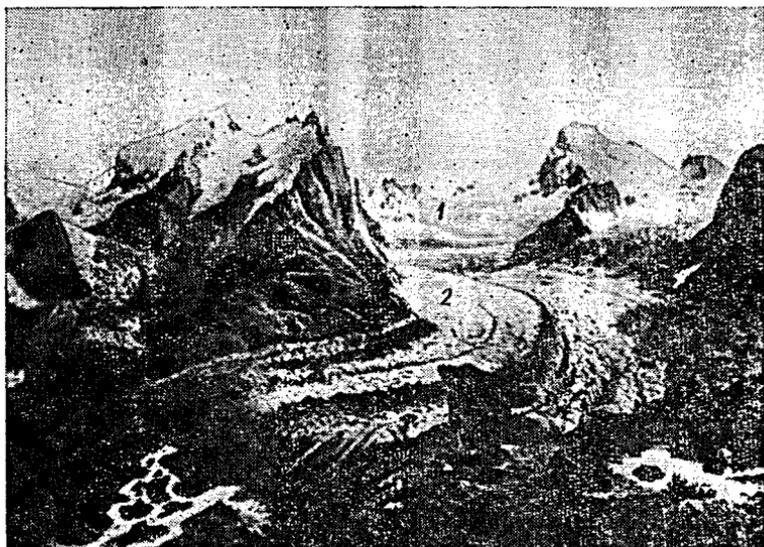


Рис. 107. Горный ледник:

1 — область питания; 2 — область стока. Черные полосы на поверхности льда — морены

ского, типа. Для них характерны четко выраженные области питания, чаще всего это расширенные верхние водосборные воронки горных долин, разработанные ранее поверхностными водами, называемые фирновыми бассейнами, и линейно вытянутые области стока (рис. 107). Долинные ледники по своим особенностям подразделяются на простые и сложные, или полисинтетические.

Простые ледники представляют собой обособленные друг от друга ледники, каждый из которых имеет самостоятельную область питания и соответственно область стока. Сложные ледники состоят из нескольких ледниковых потоков, выходящих из различных областей питания и сливающихся вместе. По форме они напоминают реку с притоками. Примерами таких сложных ледников являются ледник Федченко на Памире (длиной около 77 км), Зеравшанский (около 60 км) и Иньльчек (около 35 км) в Тянь-Шане.

Выделяются также переметные ледники, которые отличаются от альпийских тем, что из единого общего фирнового бассейна (в перевальной седловине) ледники стекают в разных направлениях.

Помимо хорошо развитых долинных горных ледников, встречаются также мелкие ледники. К ним относятся: 1) каровые ледники, представляющие собой относительно мелкие, изолированные, как бы недоразвитые, или реликтовые (от лат. *реликтус* — оставленный) ледники, не имеющие области стока;

2) висячие ледники, заполняющие менее глубокие (в сравнении с каровыми) впадины на крутых склонах высоких гор. От них спускаются короткие языки, которые висят над обрывом и часто срываются вниз, образуя ледопад.

Материковые, или покровные, ледники, в отличие от горных, очень крупные, покрывающие целые острова и континенты. Их поверхность, как правило, плоско-выпуклая, в виде щита, а движение льда радиальное. Классическими примерами их являются ледниковые покровы Гренландии и Антарктиды.

Гренландский ледяной щит покрывает почти весь материк при максимальной мощности льда, по последним данным, около 3400 м. В краевых частях ледника мощность льда уменьшается, и из-под него выступают вершины гор и отдельные скалы, известные под эскимосским названием нунатаки. Сплошной ледяной покров не достигает моря, а перетекая через отдельные горные перевалы, дает начало крупным выводным ледникам, которые местами достигают берега, спускаются в море, некоторое время находятся на плаву, затем обламываются и образуют айсберги (от англ. *айсберг* — ледяная гора, плавающая в море).

В наиболее крупном антарктическом ледяном покрове максимальная мощность льда превышает 4000 м при средней около 2000—2200 м. При этом отмечаются большая сложность подледного рельефа, заключающаяся в наличии высоких горных сооружений и крупных равнин, местами опущенных значительно ниже уровня океана, с максимальной мощностью льда в их пределах. Ледник спускается в океан и образует огромные массы шельфового льда, который припаян к льдам материка. Шельфовые льды образуют крутые обрывы, возвышающиеся над уровнем океана на 30—50 м, местами 75 м. В окраинных зонах Антарктиды, где рельеф сильно расчленен, ледниковый покров местами распадается на огромные долинные выводные ледники. От краев выводных и шельфовых льдов откалываются громадные глыбы — айсберги, иногда выносимые далеко за пределы полярных морей. Они разносят в море много обломочного материала, захваченного при движении по матерiku.

Промежуточные ледники включают в себя элементы покровных и долинных ледников. Это плоскогорные и предгорные ледники. Плоскогорные ледники приурочены к выровненным вершинным поверхностям древних гор. Они покрывают их сплошным чехлом на пространствах в сотни квадратных километров. Передвигаясь от центра к периферии и подходя к окраинам плоскогорий, ледники сползают в долины, по которым спускаются в виде изолированных ледяных потоков, или языков. Такие ледники развиты в районе Скандинавских гор (Норвегия), поэтому они часто называются также скандинавскими или норвежскими.

В районах недавней вулканической деятельности местами встречаются шапкообразные ледники, покрывающие вулканические конусы и спускающиеся вдоль депрессий горных склонов (Эльбрус, Казбек и др.).

Предгорные ледники (ледники подножий) формируются в высоких расчлененных горах при обильном питании фирновых бассейнов. Спускаясь многими потоками по горным долинам, они выходят на предгорную равнину, где сливаются и образуют сплошной ледяной покров — предгорный ледник. К такому типу относится ледник Малаяспина на Тихоокеанском побережье Аляски, где сильно расчлененные молодые горы высотой до 5500—6000 м в сочетании с климатическими особенностями (близость моря, обилие влаги) создают благоприятные условия для значительного оледенения.

Движение ледников обусловлено давлением собственной массы. В результате лед на глубине приобретает пластические свойства и начинает перемещаться. В горных ледниках, где уклоны подледникового ложа долин очень крутые, большее значение приобретает фактор силы тяжести, или гравитационный фактор. Скорость движения ледников изменяется от 0,1—0,4 до 20 м и более в сутки. Иногда же скорость движения резко возрастает. Например, ледник Медвежий на Памире в 1963 г. начал интенсивно двигаться со скоростью 50 м и более в сутки, разрушая все на своем пути.

В мощных покровных материковых ледниках происходит пластическое растекание по радиусам от центра к периферии. Основная причина этого — разница в давлении, связанная с уменьшением мощности льда к краевым частям ледникового покрова. Динамика ледникового щита, по Е. В. Шанцеру, в несколько идеализированной схеме представляется следующим образом (рис. 108). В центральной части располагается область питания; где ежегодный расход на таяние меньше, чем количество выпадающего снега. По мере движения от области питания увеличивается абляция, и, чем дальше к периферии, тем больше. В связи с этим в том же направлении уменьшается и мощность льда. Область, где таяние превышает приток снега, называется областью абляции.

В зависимости от соотношения питания и абляции ледников находится режим их краевых (концевых) частей: 1) стационарное положение определяется тем, что весь приток льда в этом месте ставивает полностью; 2) наступание (продвижение вперед) при положительном балансе; 3) отступление при отрицательном балансе.

Поверхность ледников в ряде случаев разбита трещинами. Глетчерный лед, несмотря на текучесть, все же реагирует на напряжение, как хрупкое тело. В результате в толще ледника появляется много трещин, особенно в верхней его части, где движение относительно

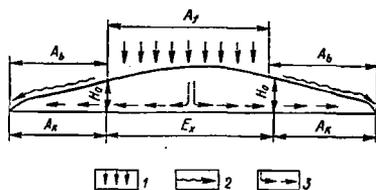


Рис. 108. Схема динамики ледникового щита (по Е. В. Шанцеру): A_p — область питания ледника; A_b — область абляции; E_x — зона экзарации; A_R — зона ледниковой аккумуляции; H_0 — максимальная мощность льда, при которой возможно подледное накопление основной морены; 1 — приход снежных осадков; 2 — поверхность стационарного таяния; 3 — движение льда

небольшое. Талые воды стекают в трещины и движутся по ним часто с большой скоростью. Так возникают надледниковые каналы, достигающие иногда значительной глубины (в десятки и даже сотни метров), а также внутриледниковые и подледниковые каналы, или туннели, в которых вода находится под большим давлением и движется под напором.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ) ОЛЕДЕНЕНИЯ

В четвертичный период мощные материковые льды покрывали огромные пространства на территории СССР, Западной Европы и Северной Америки, а также были значительно более развиты в горных районах. Общая площадь четвертичного оледенения составила около 45 млн. км², или более 30% площади суши, т. е. почти в три раза превышала площадь современного оледенения.

В настоящее время как в СССР, так и в Западной Европе и Америке накоплен большой фактический материал, который дает возможность судить о многократности (периодичности) оледенений, или ледниковий, и смене их межледниковьями, что подробно рассмотрено во второй книге пособия.

Главным центром четвертичных оледенений в Европе была Скандинавия, где мощность ледника, по-видимому, достигала около 3 км, менее мощным центром оледенения была Новая Земля, Северный Урал и Таймыр. Наибольшие площади в Европе, европейской части СССР, в пределах Западно-Сибирской равнины были покрыты льдами во время днепровского оледенения.

Четвертичные оледенения охватили огромные площади в Северной Америке, где ледниковый покров состоял из трех ледниковых щитов: Гренландского, Лаврентьевского (центр оледенения на полуострове Лабрадор, 50—45° с. ш.) и Кордильерского (между Береговым хребтом и Скалистыми горами, центр около 53° с. ш. в Канаде).

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Геологическая деятельность ледников и водно-ледниковых потоков складывается из разрушения, переноса и аккумуляции.

Разрушительная деятельность ледников. Ледники при движении оказывают огромное давление на подледниковое ложе и разрушают слагающие его горные породы. Это особенно усиливается воздействием вмерзающих в придонные части ледника твердых обломков, которые оставляют на поверхности скальных пород царапины, штрихи и борозды, называемые часто ледниковыми шрамами. В горных породах, относительно легко разрушающихся (сильно трещиноватых скальных или рыхлых), он образует ложбины выпачивания и размыва. Встречая выступы твердых горных пород, ледники срезают, сглаживают их, в результате возникают своеобраз-

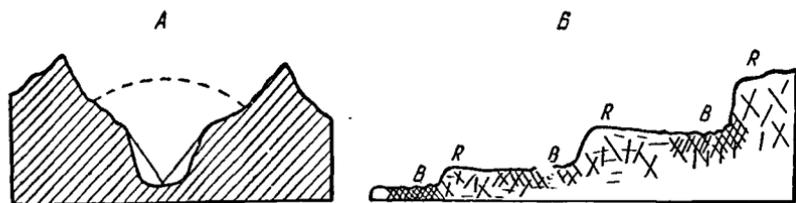


Рис. 109. А — трог, возникший из V-образной долины. Пунктиром показана поверхность исчезнувшего ледника. Б — продольный профиль части ледниковой долины, показывающий ригели (R) и котловины ледникового выпавивания (B)

ные, несколько удлиненные, асимметричные формы, так называемые «бараньи лбы», курчавые скалы.

Иногда ледники срывают крупные выступы или глыбы горных пород, переносят их на далекие расстояния. Обломочный материал, захваченный ледниками, истирается, округляется и покрывается штрихами и царапинами. Такие исштрихованные и оглаженные обломки горных пород называют ледниковыми валунами. В горных районах с деятельностью ледников и снега связано образование специфических форм рельефа, к числу которых относятся кары, ледниковые цирки и ледниковые долины. В результате такого направленного процесса — действия снега или льда, талых вод и морозного выветривания — кары все больше и больше расширяются и углубляются, увеличивая тем самым каровые ледники. Ледниковые цирки (основные области питания ледников) представляют собой сильно расширенные и преобразованные ледниками части верховьев горных рек, имеющих форму амфитеатра.

Ледники, двигаясь по эрозионным долинам, ранее созданным горными водными потоками, существенно преобразуют их в ледниковые долины, или трогги (от нем. *trog* — корыто) (рис. 109). Продольный профиль троговых долин чрезвычайно неровный, встречаются поперечные скалистые уступы (ступени), называемые ригелями, и ванны выпавивания. В результате на некоторых участках создаются обратные уклоны.

Разрушительная деятельность ледников часто называется также *экзарацией* (от лат. *экзарацио* — выпавивание), хотя подлинное значение этого слова отражает только определенную часть этой работы.

Деятельность ледников по переносу обломочного материала. Ледники переносят значительные количества разнообразного обломочного материала, от тонких глинистых частиц до крупных валунов и огромных глыб. Большая часть обломочного материала образуется в результате разрушительной деятельности самого ледни-

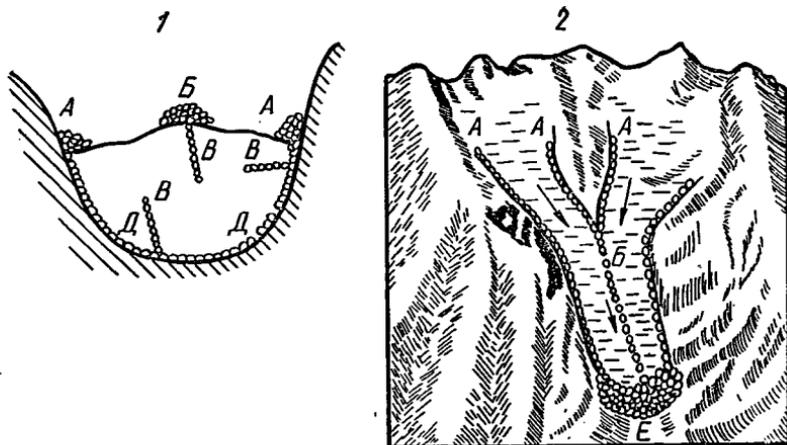


Рис. 110. Схема расположения морен в поперечном сечении ледника (1) и в плане (2). Морены:

А — боковая, Б — срединная, В — внутренняя, Д — донная, Е — конечная

ка, а также процессов надледникового и подледникового выветривания. Весь этот рыхлый обломочный материал горных пород, как переносимый, так и откладываемый ледниками, называют **мореной**. Выделяют морены движущиеся и отложенные.

В горно-долинных ледниках среди переносимых, или движущихся, морен выделяются несколько разновидностей в зависимости от расположения их по отношению к телу ледника (рис. 110). **Поверхностные морены** состоят из обломочных продуктов выветривания горных пород, слагающих надледниковые части высоких склонов долины, по которой он движется. Среди поверхностных морен различают **бокoвую морену**, образующую продольные валы или гряды по бокам ледникового языка, примыкающие к склонам долины; **срединную морену**, которая также в виде продольных валов располагается в средней части ледникового языка. Она образуется путем соединения боковых морен при слиянии двух ледников.

Внутренние морены образуются как в пределах фирнового бассейна, так и в области стока.

Донные морены — это обломочный материал, вмёрзший в придонные части ледника, образующийся главным образом за счет ледниковой экзарации и захвата продуктов выветривания.

В ледниках материкового типа нет источника для накопления поверхностных морен. Главным типом здесь являются движущиеся донные и внутренние морены. Обладая большой мощностью, такие ледники сильно разрушают горные породы, часто образуют огромные долины ледниковой экзарации. При этом в некоторых случаях обломочный материал проникает внутрь ледника на значительную высоту над его ложем.

Аккумулятивная деятельность ледников. Одновременно с переносом происходит и накопление, или аккумуляция, обломочного материала. Так возникают отложенные морены. Среди них различают основную морену и конечную.

Основная морена образуется из обломочного материала, переносимого ледниками. В горных ледниках она состоит из всего комплекса движущихся морен.

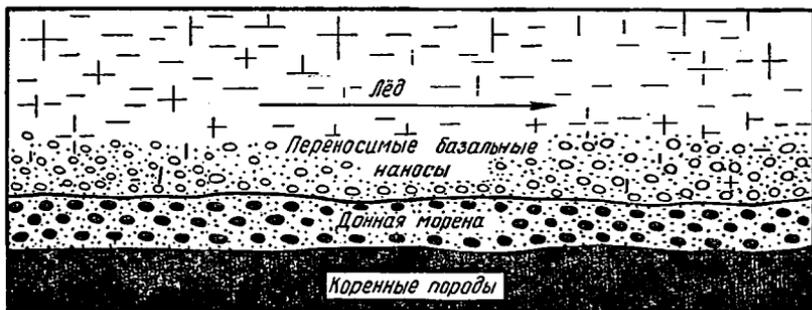
В ледниках материкового типа основная морена образуется из донной и внутренней. При этом донная морена, по-видимому, начинает откладываться уже в процессе движения ледника в области абляции. При стаивании льда постепенно начинает вытаивать и оседать обломочный материал, находящийся в ледниковом теле, и накладывается после исчезновения ледника на донную основную морену в виде относительно маломощного горизонта, называемого Р. Ф. Флинтон (1963) абляционной мореной (рис. 111). Таким образом, отложенная основная морена состоит из донной и абляционной морен. С отложенными моренами четвертичного периода связано образование различного ледникового рельефа — обширных равнин, иногда слабоволнистых, холмистых, друмлинных полей (друмлины — продолговато-овальные холмы).

Конечная морена. При длительном стационарном положении края движущегося ледника перед ним образуются гряды или валы, состоящие из различного обломочного материала (всех видов движущихся морен), которые и называют конечными или краевыми моренами (рис. 110). В ряде районов европейской части Союза имеется несколько конечноморенных гряд, что указывает на неоднократные длительные остановки ледника при его отступании.

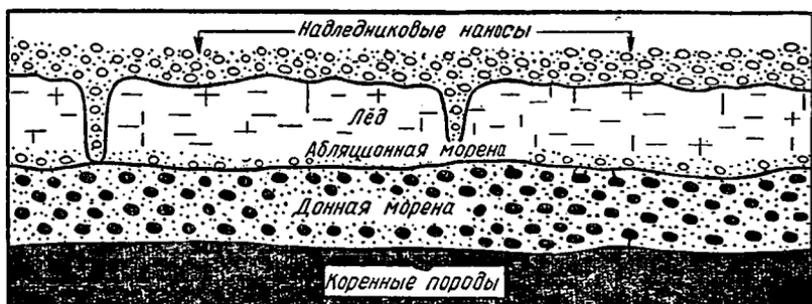
Все отложенные морены (гляциальные, или собственно ледниковые, отложения) состоят из различного неоднородного и несортированного материала — тонких глин, суглинков, глинистых песков, гравия, гальки и валунов. Соотношение между различными компонентами зависит от состава горных пород подледникового ложа, от длины пройденного ледником пути, от его мощности и других факторов. Ближе к центрам оледенения в морене много крупнообломочного материала, в значительном удалении от них часто наблюдаются валунные глины или суглинки.

Особенностью древних четвертичных морен является наличие в них крупных отторженцев — сорванных глыб горных пород, перенесенных на далекое расстояние и местами образующих валобразные поднятия.

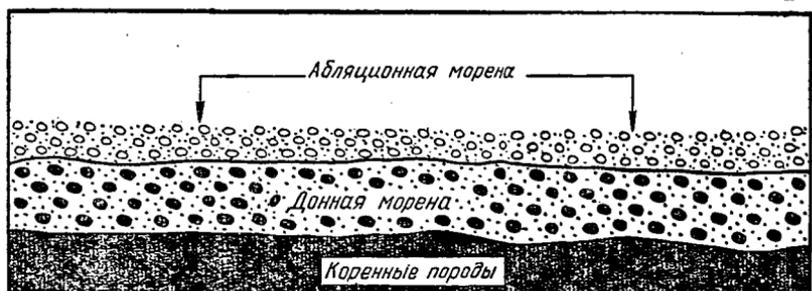
Известны крупные отторженцы, расположенные в различных областях ледниковой аккумуляции. Кроме того, среди обычных ледниковых морен встречаются так называемые напорные морены, возникающие в результате динамического воздействия ледника на коренные породы, которые при этом выжимаются, сминаются в сложные складки, иногда надвигаются друг на друга. Такие нару-



А



В



С

Рис. 111. Образование основной и абляционной морен (по Р. Ф. Флинту): А — подледная аккумуляция основной морены во время движения ледника; В — образование поверхностной морены при стаивании прекратившего движение (мертвого) льда; С — образование слоя абляционной морены поверх донной морены

шения называются гляциодислокациями (от лат. *дислокацио* — смещение, перемещение) или просто ледниковыми нарушениями (рис. 112).

ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ, ИЛИ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ, ОТЛОЖЕНИЯ

В надледниковых, внутриледниковых и подледниковых туннелях и каналах от таяния льда образуются мощные водные потоки, движущиеся с большой скоростью. При этом они перемывают

моренный материал и переоткладывают его как по пути своего движения, так и при выходе из-под ледника. Все отложения, возникшие в результате аккумулятивной деятельности водно-ледниковых потоков, называются флювиогляциальными (от лат. *флювиус* — река; *гляциалис* — ледяной). Они имеют различное строение и положение по отношению к районам оледенения, а также образуют специфические формы рельефа. К ним относятся зандры, озы и камы.

Зандры (от дат. *зандер* — песок), или задровые равнины (поля), располагаются за внешним краем конечных морен. Они образуются мощными водными потоками, вытекающими из краевой части ледника и выносящими с собой большое количество обломочного материала. Особенно крупные зандры были сформированы во время древних оледенений четвертичного периода.

Озы — узкие гряды или валы, вытянутые по направлению движения ледника и сложенные хорошо промытыми слоистыми песчано-гравийно-галечными отложениями. Такие отложения, по видимому, формировались в надледниковых и внутриледниковых каналах и при исчезновении ледника проектировались на коренное подледниковое ложе или на основные морены в виде извилистых гряд. Формирование других видов озоз связано, видимо, с выходами крупных подледниковых потоков, образующих у края ледника узкую дельту, нарастающую по мере отступления ледника. Озы широко развиты в областях оледенений четвертичного периода.

Камы также относят к водно-ледниковым образованиям, хотя условия их формирования существенно отличные от описанных выше. Камы представляют собой неправильные холмы высотой в среднем до 10—12 м. Они сложены различными песками, иногда с гравием и галькой, тонкими глинами, напоминающими ленточные, местами с примесью валунного материала. Такой разнообразный состав, слоистость и наличие тонких ленточноподобных глин скорее свидетельствует о происхождении камов в условиях мертвого, недвижущегося льда в различных понижениях на его поверхности, куда сносился тальми водами неоднородный обломочный материал. При исчезновении ледника эти отложения надледниковых озер проектировались на поверхность основной морены в виде неправильных холмов. Соотношение различных типов ледниковых и водно-ледниковых форм показано на рис. 113.

Озерно-ледниковые, или лимногляциальные, отложения (от греч. *лимне* — озеро). Особый тип водно-ледникового комплекса — озерно-ледниковые отложения, накапливающиеся в приледниковых

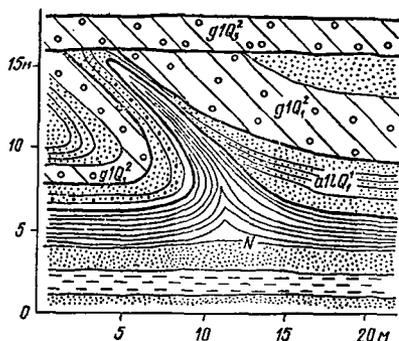


Рис. 112. Гляциодислокации

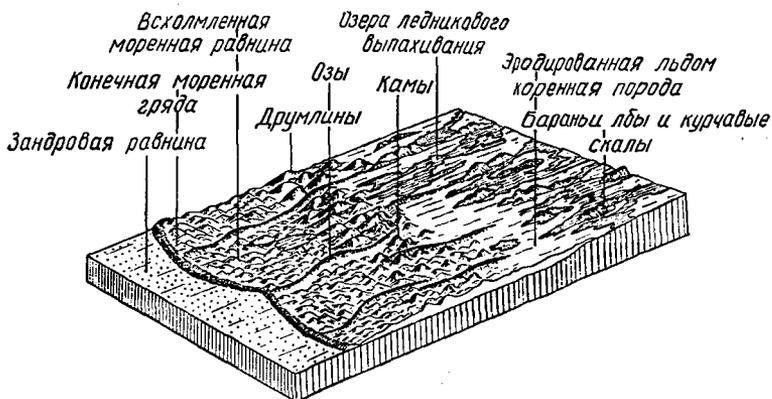


Рис. 113. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых форм

озерах, которые возникают в результате подпруживания выходящих подледниковых потоков возвышенностями рельефа или же грядами конечных морен. Образование приледниковых озер в некоторых случаях, возможно, связано с подпруживанием рек, текущих навстречу леднику. Отложения приледниковых пресноводных озер состоят из тонкого чередования мелкозернистых песков и глин. Каждая пара слоечков песка и глины составляет годичную ленту. В летнее время, в период более интенсивного таяния ледников, водные потоки приносят в озера во взвешях много мути, состоящей из мелкого песка, пылеватых и глинистых частиц. В зимнее время водные потоки или иссякают, или резко уменьшаются и если переносят, то только тонкие глинистые частицы. В результате в течение летней половины года накапливается песчаный слой (летний слой), а зимой заканчивается осаждение наиболее тонких глинистых частиц, оставшихся во взвешях (зимний слой). Эти специфические отложения, состоящие из многократно повторяющихся годичных лент (зимнего глинистого и летнего песчаного слоев), называют ленточными глинами. При отступании ледникового края увеличиваются размеры озерного водоема и все шире по площади распространяются ленточные глины. По количеству лент в каждом разрезе можно судить о продолжительности времени его накопления. Ленточные глины развиты в областях четвертичного оледенения.

Мощное материковое четвертичное оледенение оказало существенное влияние на климат прилегающих территорий, называемых перигляциальными. В их пределах протекали своеобразные процессы, сходные с процессами зоны многолетнемерзлых горных пород (вечной мерзлоты), — интенсивное морозное разрушение, морозобойные трещины и связанные с ним глубокие клинья, образующиеся при замерзании воды, процессы пучения грунтов, солифлюкции (течение грунтов) и др.

С влиянием четвертичных оледенений некоторые исследователи связывают накопление в перигляциальных областях лёссовидных суглинков, образующих покров на водораздельных возвышенностях и их склонах, а также на высоких древних надпойменных террасах рек южных районов европейской части СССР и Западной Сибири (лёссовая формация).

В заключение следует отметить, что оледенения были свойственны не только четвертичному периоду. Они возникали неоднократно в геологической истории оледенения. Доказательство того — древние, сильно уплотненные морены, называемые т и л л и т а м и, и озерно-ледниковые ленточные глины в отложениях различного возраста, а также исстрихованное ложе этих отложений. Установлено, что особенно сильные оледенения были в позднем протерозое и позднем палеозое.

Глава X. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Один из агентов денудации суши — ветер. Особенно интенсивно его деятельность проявляется в пустынях и полупустынях, занимающих около 20% поверхности континентов. Этому способствуют резкие суточные колебания температуры, вызывающие активные процессы физического выветривания, испарение, во много раз превышающее количество выпадающих атмосферных осадков, и отсутствие или разреженность растительного покрова. Кроме того, активная работа ветра проявляется на непокрытых растительностью побережьях морей и некоторых крупных рек. Все процессы, обусловленные деятельностью ветра, называются эоловыми (Э о л — бог ветра в древнегреческой мифологии). Эоловыми называются и континентальные отложения, возникшие при ветровой аккумуляции, и соответственные формы рельефа (барханы, дюны, бугры и др.).

Деятельность ветра состоит из дефляции (выдувание и развевание), корразии (обтачивание), переноса и аккумуляции (накопление). Все это — единый сложный процесс. Можно говорить лишь о том, что в некоторых местах преобладают одни виды деятельности ветра, в других — иные.

ДЕФЛЯЦИЯ

Д е ф л я ц и я (от лат. *дефляцио* — выдувание) — это выдувание и развевание ветром тонкого песчаного и мелкоземистого материала. В пустынных областях ветер проникает во все трещины и щели твердых горных пород и выдувает из них все рыхлые продукты выветривания. Поэтому трещины здесь открытые, зияющие, в отличие от трещин в горных породах умеренных зон, заполненных обычно достаточно влажным мелкоземистым материалом. Наличие зияющих трещин способствует дальнейшему развитию процессов

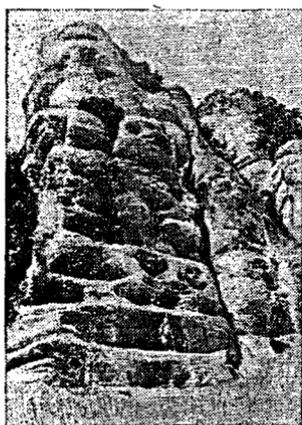


Рис. 114. Ниши выдувания

физического выветривания и приводит нередко к образованию так называемых качающихся скал.

В крутых обрывах, сложенных слоистыми породами различной плотности и стойкости, ярко проявляется избирательный характер процессов выветривания и дефляционной работы ветра. В результате образуется чередование выступов, или карнизов, соответствующих слоям прочных пород, с нишами выдувания в мягких или слабосцементированных породах (рис. 114).

Особенно сильная дефляционная работа ветра проявляется на обнаженной поверхности Земли, сложенной рыхлыми отложениями различного генезиса. Ветер захватывает частицы рыхлых пород и переносит их по направлению своего

движения. Процессам развевания и перевевания материала способствуют существующие неровности рельефа пустынных пространств. Пустыни нередко называют родиной котловин вследствие широкого распространения больших и малых впадин. Некоторые исследователи объясняют дефляцией и происхождение некоторых крупных глубоких бессточных котловин в пустынях Средней Азии и Сахары, дно которых местами лежит на много метров и десятков метров ниже уровня Мирового океана. На дне таких котловин в верхнем слое глинистых пород наблюдается скопление солей. Происхождение их может быть связано с капиллярным подъемом к поверхности днища сильно засоленных грунтовых вод или с поступлением солей вместе с поверхностными водами. Грунтовые или поверхностные воды испаряются, а соли остаются. Они выкристаллизовываются и разрыхляют глинистые породы.

Таким образом, на поверхности дна котловин аридных областей возникает пухлый, порошкообразный, легко развеваемый солончаковый горизонт. В жаркие безветренные летние дни над солончаками часто возникают мощные турбулентные потоки (штопорообразные смерчи) восходящего воздуха (вследствие разницы в нагреве различных элементов поверхности), поднимающие сплошную завесу густой пыли. Особенно резко это проявляется в котловинах. Восходящие токи и ветер в течение лета могут полностью вынести весь разрыхленный слой. Так из года в год днища котловин и других впадин постепенно углубляются. В пустынях, например в Сахаре, наблюдаются удлинённые долинообразные котловины, называемые в ади, в разработке которых значительная роль отводится деятельности ветра. Однако первичное заложение их, по-видимому, связано с размывом водой, на что в последующем наложилась эоловая переработка.

ПЕРЕНОС И КОРРАЗИЯ

Перенос. Ветер, выдувая мелкие и тонкие песчаные частицы, переносит их на сотни и даже тысячи километров. Захваченные ветром частицы переносятся как во взвешенном состоянии, так и волочением по поверхности. Величина частиц, транспортируемых тем или иным способом, и дальность переноса определяются силой ветра. Если скорость ветра 6,5 м/с, то переносится пыль и тонкий песок с частицами диаметром до 0,25 мм, при 10 м/с — песчинки диаметром до 1 мм, при 20 м/с увлекаются частицы диаметром до 4—5 мм, а во время ураганных ветров захватываются и мелкие камешки. Дальность переноса также различна. Пыль пустынь Африки сильными пассатными ветрами уносится на расстояние более 2000—2500 км и составляет местами заметную примесь в осадках Атлантического океана.

Коррозия (от лат. *корразио* — обтачиваю). Переноса песок и постоянно ударяя несомыми песчинками о скальные выступы, ветер обтачивает, истирает их, высверливает различные отверстия. Наибольшее количество песка, гонимого ветром, наблюдается в нижних, приземных слоях воздушного потока (до 1—2 м). Именно здесь и происходит максимальная коррозия. Сильные и частые удары песка подтачивают скалы в основании. Так в результате корразии и дефляции возникают скалы-останцы своеобразных очертаний, когда верхние расширенные части покоятся на относительно тонких и коротких подставках. Нередко встречаются грибообразные формы.

При ветрах одного направления часто образуются корразионно-дефляционные ниши, небольшие пещеры, котлы. В неоднородных породах, состоящих из минералов различной стойкости, под ударами песчинок, получающих вращательное движение (вследствие турбулентного, или вихревого, характера движения атмосферы), высверливаются небольшие углубления — ячеи. Так возникают ячеистые скальные поверхности, напоминающие пчелиные соты в несколько увеличенном виде. В результате корразии возникают золотые ограненные камни в виде трехгранников или многогранников с блестящими отполированными гранями и относительно острыми ребрами между ними. Но коррозия проявляется и на горизонтальной глинистой поверхности пустынь. При устойчивых ветрах, дующих в одном направлении, песчаные струи образуют отдельные борозды или желоба (глубиной от 1—2 до 6 м), разделенные неправильной формы параллельными гребнями. Такие образования называются в Синьцзяне (Китай) ярдангами.

ЗОЛОВАЯ АККУМУЛЯЦИЯ И ЗОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Одновременно с дефляцией и переносом частиц ветром происходит и аккумуляция, в результате которой образуются особые типы континентальных и золотых отложений. Среди них выделяют пески

и тонкие пылеватые отложения — лёссы. По своему происхождению большая часть эоловых песков является продуктами перевевания отложений рек, морей, озер, а также отложений, образовавшихся в результате процессов физического выветривания. Эоловая переработка определяет специфические особенности песчаных отложений.

Песчаные эоловые отложения обычно распространены в непосредственной близости от области дефляции. На более далекое расстояние переносятся ветром пылеватые частицы, которые откладываются на окраинах пустынь, а также в прилегающих к ним степям и на горных склонах. Накопление этих тонких частиц образует лёсс, своеобразный генетический тип континентальных отложений. Лёсс — это неслоистая светло-желтая или палево-желтая, легко растираемая пальцами порода, в составе которой преобладают частицы пыли от 0,05 до 0,01 мм (более 50%). Для него характерны системы коротких вертикальных трубчатых пор (следы корней растений), сильная карбонатность, присутствие известковых стяжений причудливой формы, называемых журавчиками, вертикальная отдельность и способность держать отвесные стенки в естественных обнажениях. Лёссы распространены в Средней Азии, в Китае (рис. 115), на Украине и в других местах. Их мощность колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, реже до 100 м и более.

Значительное площадное развитие и своеобразие лёссов и лёссовидных отложений вызвало широкую дискуссию по вопросу об их генезисе. Было выдвинуто много различных гипотез о происхождении лёссов. Достаточно большим признанием пользуется эоловая гипотеза, выдвинутая В. А. Обручевым и поддержанная многими исследователями. Доказательства эолового происхождения лёссов в Средней Азии получаем и в настоящее время. И теперь большое количество пыли выпадает на поверхность древних террас рек. По данным Б. А. Федоровича (1954), пыль приносится ветром на горы Средней Азии, даже попадает на поверхность ледников на высоте 5—6 км. Особенно дискутируется вопрос о происхождении лёссов и лёссовидных пород на юге европейской части СССР (Украина), т. е. южнее границы антропогенных оледенений. Эти отложения, развитые на водоразделах и их склонах, на древних речных террасах, носят покровный характер. Многие исследователи, изучавшие украинские лёссы, связывают их происхождение с деятельностью ветров, спускавшихся с поверхности ледника и развевавших рыхлые отложения приледниковых районов. Ветры выносили и откладывали далеко от края ледника тонкую пыль, скопления которой и образовали лёсс. Эоловая гипотеза как будто наиболее удовлетворительно объясняет происхождение украинского лёсса и лёссовидных пород, залегающих на самых различных элементах рельефа.

Вместе с тем как в украинских лёссах, так и местами в среднеазиатских встречаются включения более грубого материала и

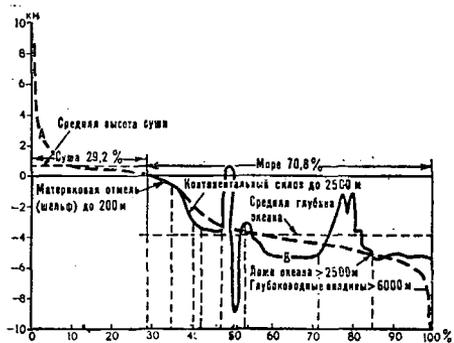


Рис. 116. Гипсографическая кривая (А) и обобщенный профиль дна океана (Б) (по О. К. Леонтьеву)

взаимодействии с горными породами дна и береговых зон и производит огромную разрушительную и созидательную (аккумулятивную) работу. Разнообразный обломочный и растворенный материал, приносимый с суши реками, ледниками, ветром и полученный в результате разрушительной работы моря, в конце концов осаждается на дне, образуя морские осадки. Миллиарды животных и растительных организмов, обитающих в морских водах после отмирания

падают на дно, благодаря чему местами накапливаются мощные биогенные (органогенные) осадки.

За многие сотни миллионов лет геологическая история Земли почти всю поверхность суши неоднократно покрывали воды морей и океанов, где протекали процессы разрушения и осадконакопления. В результате образовались мощные толщи осадочных горных пород, с которыми связаны месторождения многих полезных ископаемых.

Последние два десятилетия ознаменовались широким изучением Мирового океана, что объясняется большим теоретическим и практическим значением процессов, совершающихся в морских водоемах, а также интересом к скоплениям на их дне полезных ископаемых.

Геологическая деятельность морей и океанов зависит от многих факторов: рельефа дна, подвижности земной коры в пределах водных бассейнов и окружающей суши, солёности, состава и температуры морских вод, газового режима, органического мира, движений морских вод, климата и др.

Как известно, в рельефе дна океанов выделяют несколько наиболее крупных геоморфологических элементов: 1) подводную окраину материков — шельф, или материковую отмель (до глубины около 200 м); континентальный, или материковый, склон (до глубины около 2500 м); материковое подножие (до глубины около 3000 м); 2) ложе Мирового океана (на глубине 3500—6000 м); 3) глубоководные желоба (до глубины 8000—11 000 м); 4) срединно-океанические хребты (рис. 116), образующие единую планетарную систему общей протяженностью свыше 60 тыс. км.

В каждом из этих крупных геоморфологических элементов наблюдаются различные формы, осложняющие их рельеф. Так, континентальный склон расчленяется глубокими каньонами, в пределах ложа Мирового океана наблюдаются возвышенности, подводные вулканические формы, иногда образующие целые цепи и изолиро-

ванные плосковершинные гийоты. В центральной части срединно-океанических хребтов обычно протягивается крупная депрессия, ограниченная глубокими разломами и называемая рифтовой линией (от англ. *рифт* — расщелина, ущелье). Среди переходных зон от континентов к океану выделяют два типа: 1) атлантический, в котором наблюдается постепенный переход к ложу океана через подводную окраину материков; 2) тихоокеанский, где между континентом и ложем океана располагаются окраинные моря (Охотское, Японское и др.), островные дуги (Курильские, Японские и др.) и глубоководные желоба.

Моря, как окраинные, так и внутриконтинентальные, по морфологии подразделяют на котловинные, расположенные в подвижных зонах земной коры (Охотское, Японское, Южно-Китайское, Средиземное, Черное), и плоские (Северное, Балтийское, Белое) с небольшими глубинами, называемые эпиконтинентальными, представляющие собой опущенные под воду участки суши.

СОЛЕНОСТЬ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОД ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Общая соленость морской воды определяется количеством растворенных в ней веществ и выражается в промиллях. (в тысячных долях единиц массы) с соответствующим знаком $S^0_{/00}$ или в процентах массы (промилле равно 0,1%). В поверхностных слоях океанов и окраинных морей соленость воды колеблется от 32 до $37^0_{/00}$, или 3,2 до 3,7%. Средняя соленость океанских вод около $35^0_{/00}$.

Соленость вод внутриконтинентальных морей меняется, понижаясь вследствие опресняющего воздействия речного стока ($17—18^0_{/00}$ в Черном море, до $13—14^0_{/00}$ в Каспийском) и повышаясь вследствие влияния жаркого и сухого климата ($41—43^0_{/00}$ в Красном море). Особенно высокая соленость наблюдается в лагунах (отшнурованных от моря участках) аридных областей (Кара-Богаз-Гол и др.).

Химический состав. В сложном растворе океанских вод содержатся почти все известные химические элементы. Однако лишь немногие из них определяют солевой состав этих вод. Наиболее распространенные ионы океанской воды — Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} .

Кроме главных ионов, в морской воде содержатся Sr^{2+} , Br^- , I^- и др. В ней в растворенном состоянии резко преобладают хлориды и среди них NaCl (около 78%), на втором месте — сульфаты, а на все остальные падает 0,5%.

Газовый режим. В океанах благодаря хорошо развитой системе горизонтальной и вертикальной циркуляции вод почти всюду содержится свободный кислород, необходимый для развития жизни не только в поверхностных, но и в более глубоких частях океанов, и углекислый газ. Содержание кислорода и углекислого газа регулируется температурным режимом водоема. Чем ниже температура, тем больше в воде растворяется кислорода и углекислого газа,

а это, в свою очередь, влияет на процессы растворения химических соединений и осаждение.

В некоторых котловинных морях, соединенных с океанами неглубокими проливами, водообмен затрудняется и вода расслаивается по солености. Примером является Черное море, в котором на глубине 150—175 м вода значительно обеднена кислородом. Ниже в результате жизнедеятельности анаэробных бактерий — десульфатизаторов — появляется сероводород; с глубиной сероводородное заражение все увеличивается.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

В водах Мирового океана развит разнообразный растительный и животный мир. Подавляющая часть организмов живет только в морской воде нормальной солености. Такие организмы называются *стеногалинными* (от греч. *стенос* — узкий; *галинос* — соленый). В отличие от них существует достаточно много организмов, способных переносить изменения солености и жить как в морской, так и в опресненной водной среде. Такие организмы называются *эвригалинными* (от греч. *эврис* — широкий). К первым из них относятся кораллы, морские лилии, донные фораминиферы, плеченогие (брахиоподы) и др.; ко второй — некоторые водоросли, рыбы, пластинчатожаберные моллюски и др.

По условиям обитания и передвижения морские организмы подразделяют на три большие группы: бентос (бентосные организмы), планктон (планктонные организмы) и нектон (нектонные организмы).

Бентосные организмы (от греч. *бентос* — глубина) обитают на дне морских водоемов. Среди них различают сидячий бентос — организмы, прикрепленные ко дну или лежащие на нем, и подвижный бентос, когда организмы передвигаются по дну.

Большого развития бентосные организмы достигают в области шельфа, чему способствуют проникновение света, обилие растительной пищи и другие факторы. Здесь развиты мшанки, черви, губки, представители ракообразных, кораллы, плеченогие, многие моллюски и др. Из растений это преимущественно водоросли.

Планктонные организмы не обладают способностью самостоятельно передвигаться, а перемещаются в воде волнами и течениями. К ним относятся простейшие одноклеточные морские животные (зоопланктон), из которых большое значение в образовании морских осадков имеют фораминиферы с известковой раковиной и радиолярии — мелкие микроскопические организмы со скелетом, состоящим из кремнезема. К растительным планктонным организмам (фитопланктон), участвующим в осадконакоплении, относятся одноклеточные микроскопические диатомовые водоросли, заключенные в кремнистую скорлупу, и кокколитофориды (из группы жгутиков) с известковым панцирем, состоящим из известковых пластинок (кокколитов). Огромная концентрация планктонных организмов наблюдается в верхних (до 200 м) слоях Мирового океана.

К планктонным осадкообразующим организмам могут быть отнесены также пассивно плавающие моллюски — птероподы (морские бабочки) с известковой раковиной.

Нектонные организмы (от греч. *нектон* — плавающее) свободно плавают в водной среде. К ним относятся все морские позвоночные, а из беспозвоночных — головоногие моллюски.

Истинные и планктонные организмы, населяющие толщу воды, называют пелагическими в отличие от бентосных.

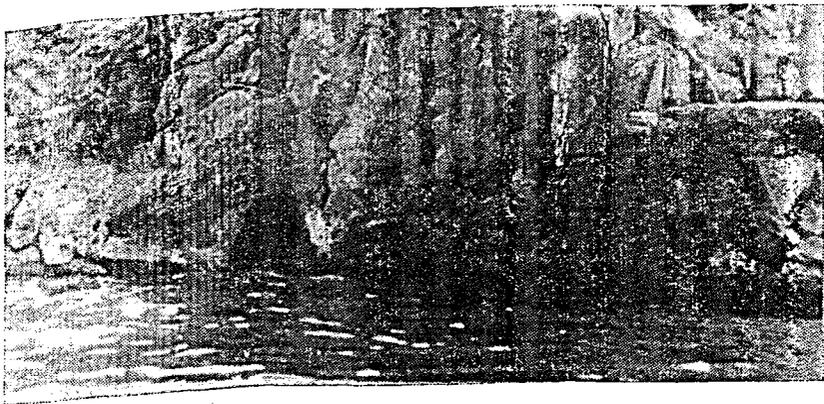
Совершенно очевидна большая геологическая роль организмов в процессах, протекающих в водах Мирового океана. Между ними и водой происходит активное взаимодействие. Организмы избирательно используют различные минеральные компоненты морской воды для построения своих скелетов, поглощают одни газы и выделяют другие, тем самым влияя на изменение химического состава водной среды. После отмирания организмов скелеты их накапливаются на дне.

РАЗРУШИТЕЛЬНАЯ И ПЕРЕНОСНАЯ РАБОТА МОРЯ

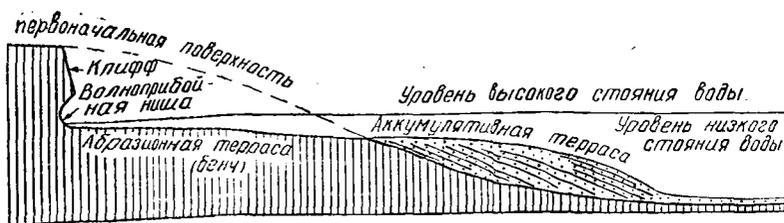
Большое геологическое значение имеют движения воды в Мировом океане, определяющие интенсивность разрушительного воздействия на берега и дно, разнос и дифференциацию осадочного материала по дну водоема. Эти движения сводятся к трем видам: 1) волнению; 2) приливам и отливам и 3) течениям.

Разрушительная работа моря. Особенно активно проявляется разрушительная работа моря в береговой зоне, к которой относится непосредственно берег и прибрежная полоса морского дна. В разрушительной работе береговой зоны большое значение имеют волнения, возникающие при сильных ветрах, и в меньшей степени — приливы и отливы. При больших штормах волны ударяются о берег с огромной силой, постепенно разрушая горные породы, слагающие его, в результате чего берег отступает. Разрушительная работа моря называется абразией (от лат. *абрадо* — соскабливание). Особенно интенсивно разрушаются берега, сложенные осадочными породами, в меньшей степени — магматическими.

При достаточно большой крутизне берегового откоса и примыкающего подводного склона максимальное разрушение происходит в основании склона, где постепенно вырабатывается волноприбойная ниша (рис. 117, А) с нависающим над ней выступом горных пород. Увеличение глубины волноприбойной ниши в конце концов приводит к тому, что нависающие над ней породы обрушиваются, после чего берег становится отвесным обрывом, называемым *клиффом* (от нем. *клифф* — обрыв). В результате неоднократного возникновения и развития волноприбойных ниш и обрушения их кровли клифф постепенно отступает, оставляя за собой слабонаклонную к морю подводную абразионную террасу (бенч). Между подводной террасой и береговым обрывом возникает узкая полоса, покрытая гравием, галькой и более крупными обломками, называемая



А



Б

Рис. 117. А — волноприбойная ниша. Б — схематический разрез, изображающий одну из стадий развития приглубого берега, образование волноприбойной ниши, абразионной и аккумулятивной террас

пляжем, которая во время штормов и приливов покрывается водой. Часть обломочного материала уносится за пределы абразионной террасы и откладывается в виде подводной осыпи, или подводной аккумулятивной террасы (рис. 117, Б).

Интенсивность и скорость размывания берега значительно уменьшаются там, где широкий пляж. У плоских и отмелых берегов процессы протекают иначе, чем у приглубых берегов.

Перенос обломочного материала в прибрежной зоне моря. Морские волны подходят к берегу перпендикулярно или под различными углами к нему, взмучивая, приводя в движение обломочный материал и накапливая его вдоль берегов. При перпендикулярном прямом подходе волн вдоль берега образуются пляжи, береговые валы, чаще всего состоящие из гравийно-галечного материала, но значительно чаще волны подходят к берегу под тем или иным углом и тогда наблюдается не поперечное, а продольное вдольбереговое перемещение наносов. В зависимости от контуров берега (мысы, бухты, перегибы) возникает известная серия аккумулятивных форм — косы (при подходе волн к берегу под углом 45°), припкнувшие

аккумулятивные террасы (в пределах бухт), томболо, или перейма (между островом и берегом), и бары — наиболее крупные, протягивающиеся вдоль берега, аккумулятивные формы.

АККУМУЛЯЦИЯ МОРСКИХ ОСАДКОВ В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Наряду с абразией и перемещением большой массы различного материала волнами, приливами и отливами, постоянными течениями в морских водоемах происходит огромная созидательная работа — аккумуляция осадков.

Сложный процесс осадконакопления называют седиментацией (от лат. *сидиментум* — осадок) или седиментогенезом. Осадочный материал поступает в морские водоемы различными путями. По уточненным данным (А. П. Лисицын, 1974), ежегодно в Мировой океан с континента поступает 25,33 млрд. т осадочного материала. По факторам переноса он характеризуется следующими данными:

Твердый сток рек	—	18,53 млрд. т в год
Ледниковый сток	—	1,5 » » » »
Эоловый материал	— около	1,6 » » » »
Абразия берегов и дна	— около	0,5 » » » »
Сток растворенных веществ	— около	3,2 » » » »

Большую роль в осадконакоплении играют различные организмы, особенно планктонные, находящиеся в изобилии в верхних слоях вод Мирового океана, и бентосные организмы в области шельфа.

Весь осадочный материал, поступающий в моря и океаны, разносится по площади водоема, при этом происходят сложные процессы дифференциации по массе и размеру. Ведущая роль в разносе и накоплении осадков принадлежит различным видам движения воды, а также физическим и химическим свойствам водной среды (рис. 118).

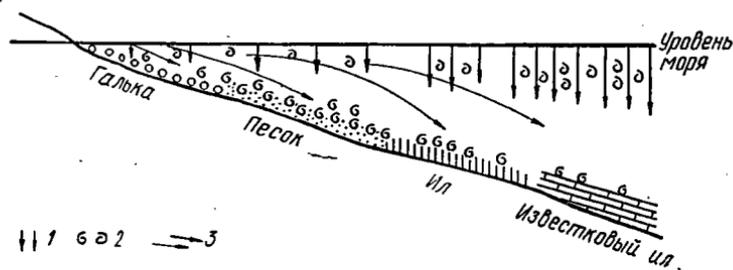


Рис. 118. Схема дифференциации материала в морских водоемах (по Н. В. Логвиненко):

1 — хомогенная дифференциация; 2 — хемобиогенная дифференциация; 3 — физико-механическая дифференциация

По происхождению выделяют несколько типов морских осадков: 1) **терригенные** (от лат. *terra* — земля), образовавшиеся за счет разрушения горных пород суши и сноса их в морские водоемы; 2) **хемогенные**, осаждающиеся из морской воды химическим путем; 3) **органогенные**, или **биогенные**, образовавшиеся на счет накопления на дне моря скелетных и покровных остатков организмов; среди них выделяются известковые и кремнистые; 4) **полигенные**, которые образовались в результате действия многих факторов; 5) **вулканогенные**, связанные с деятельностью надводных и подводных вулканов.

Соотношение основных генетических типов осадков и их характер в различных областях моря неодинаковы и определяются несколькими факторами: 1) климатической зональностью (при переходе из одной климатической зоны в другую наблюдается изменение состава и мощности осадков); 2) вертикальной зональностью, связанной с изменением рельефа дна Мирового океана и его глубиной; 3) циркумконтинентальной зональностью (удаленность от континентов), которая определяет интенсивность поступления осадочного материала в различные части водоемов. Распределение современных морских осадков, соотношение их различных генетических типов определяются указанными тремя типами зональности (рис. 119).

В морях и океанах выделяют несколько областей, отличающихся разными условиями осадконакопления: 1) **литоральную** (от лат. *литоралис* — берег), или прибрежную, затопляемую во время приливов и осушаемую при отливе; 2) мелководную, или **сублиторальную** (**неритовую**), соответствующую области шельфа; 3) глубоководную, или **батиальную** (от греч. *батис* — глубокий), лежащую в пределах материкового склона и примыкающей части ложа океана; 4) наиболее глубоководную, или **абиссальную** (от греч. *абиссос* — бездна), соответствующую ложу Мирового океана и удаленную от суши. Для каждой области характерны определенные сообщества совместно обитающих организмов, приспособленных к соответствующим условиям и называемых биоценозами.

Осадки прибрежной, или литоральной, зоны. Специфические условия в прибрежных зонах — периодическое осушение, сильные волнения, прибой, приливо-отливные движения — обуславливают формирование разнообразных осадков и изменчивость их на относительно коротких расстояниях, часто наблюдаются скопления глыб, хорошо окатанные гальки, различной зернистости пески. В то же время в защищенных зонах, в заливах, откладываются тонкие илы. За береговыми валами, в прибрежных низинах, иногда создаются условия для заболачивания и развития торфяников, которые могут чередоваться со слоями морских осадков, соответствующих временным вторжениям моря. Местами в литоральной зоне встречаются скопления раздробленных раковин различных морских орга-

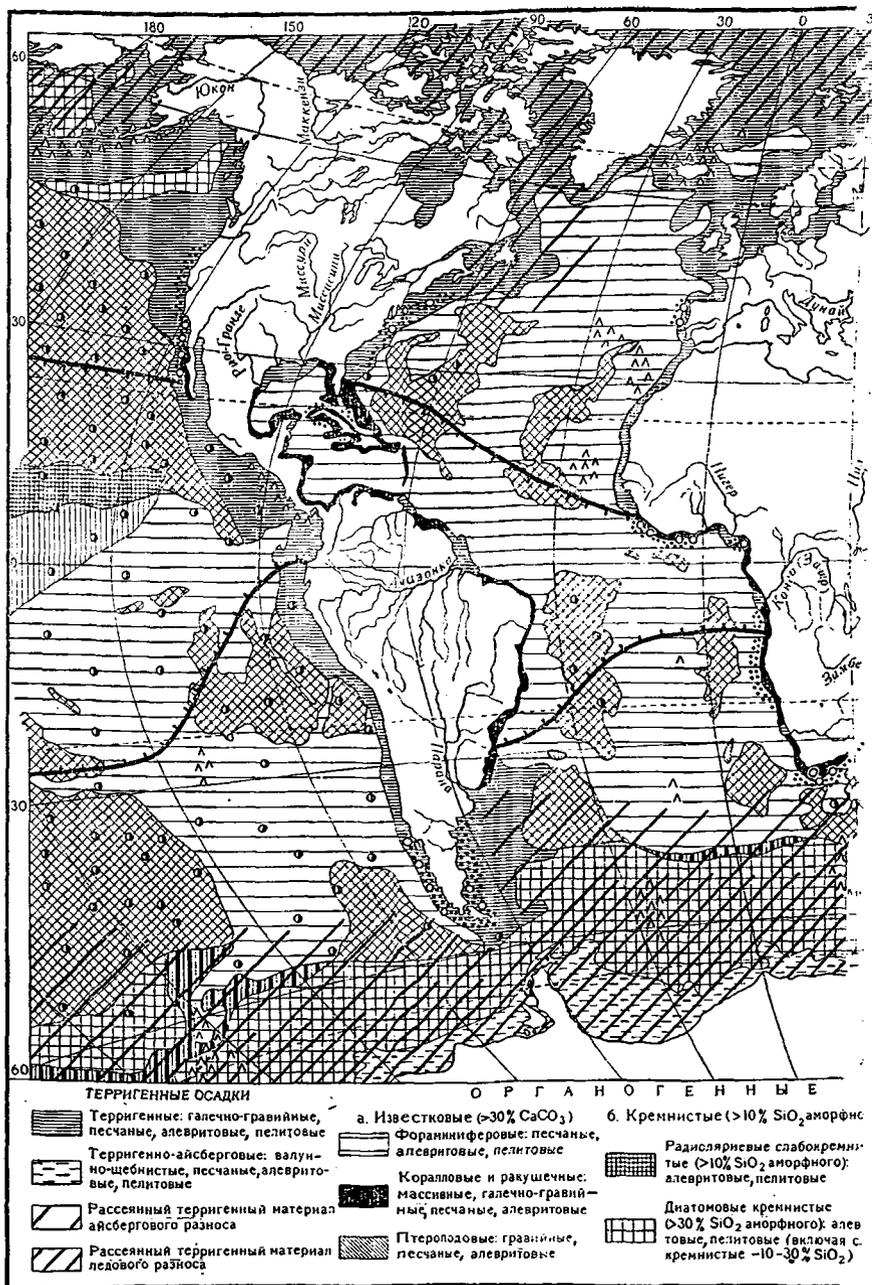
низмов (битая ракуша), слагающих береговые валы. Иногда же береговые валы состоят целиком из водорослей.

Осадки сублиторали (неритовой области). Большое волнение в области подводной окраины материков до глубины 100—200 м способствует сортировке и разносу обломочного материала, а близость к суше (область сноса) обуславливает широкое распространение и явное преобладание на дне терригенных осадков.

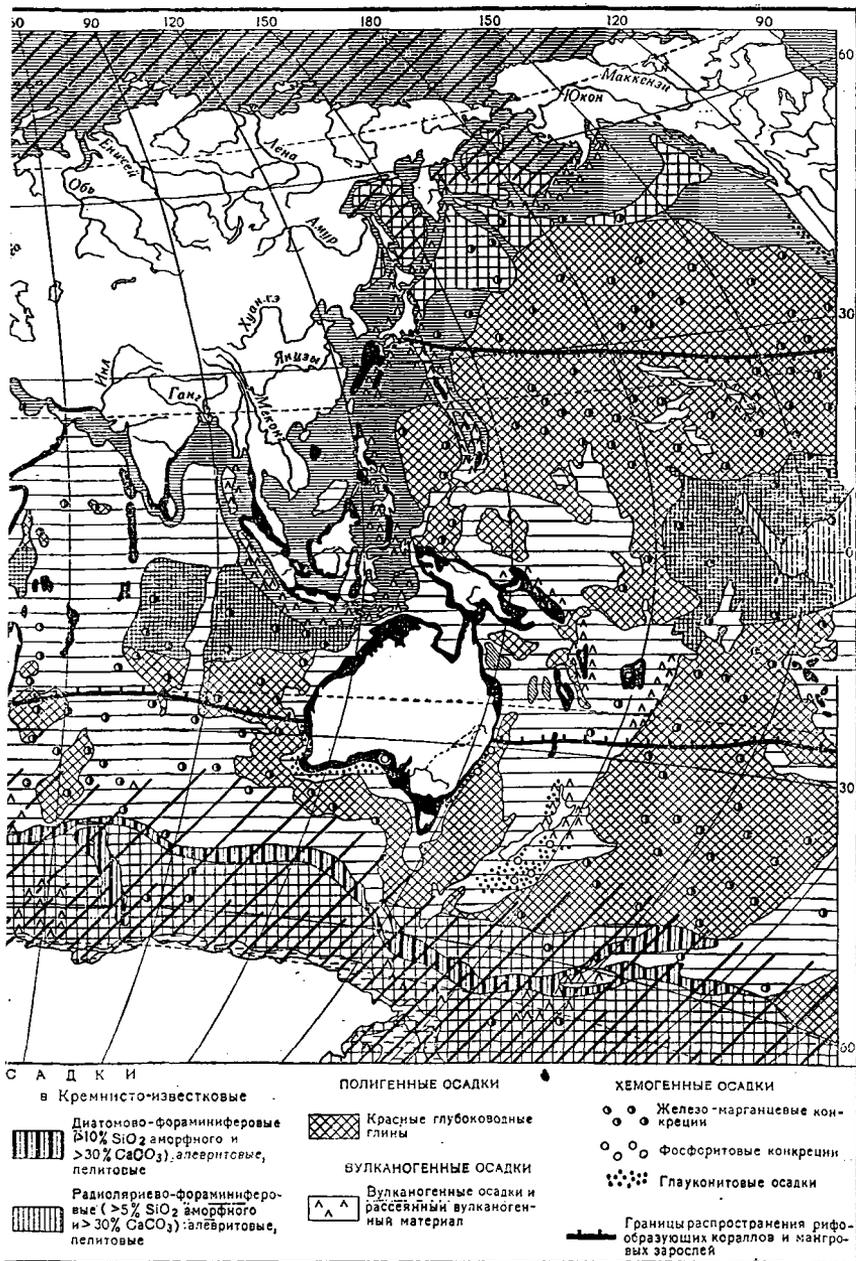
Терригенные осадки по гранулометрическому (от лат. *гранулум* — зернышко) составу подразделяются на четыре группы: 1) грубообломочные осадки — п с е ф и т ы (глыбы, валуны, галенчики, гравий); 2) песчаные осадки — п с а м м и т ы; 3) алевритовые осадки — а л е в р и т ы; 4) глинистые осадки — п е л и т ы. Каждая группа подразделяется еще по размерам преобладающих частиц.

На дне океанов и крупных морских водоемов часто наблюдается вертикальная зональность распределения терригенных осадков. С глубиной грубозернистые осадки (галька, гравий, крупнозернистые пески) сменяются мелкозернистыми и тонкозернистыми песками, затем алевритовыми илами, пелитами и органогенными осадками. Ширина полосы песчаных образований и глубина их залегания зависят от ширины шельфа и приносимого реками количества песка. Помимо терригенных песков в пределах сублиторали местами развиты р а к о в и н н о - д е т р и т о в ы е (от лат. *детритус* — перетертый) пески, состоящие из мелких обломков раковин скелетных частей организмов. Здесь же, а изредка и на прилегающей части континентального склона распространены р а к у ш е ч н ы е о с а д к и (ракушняки), состоящие из целых и раздробленных раковин организмов. По данным А. П. Лисицына, наиболее значительное распространение ракушняки имеют на шельфах аридных зон Мирового океана (у берегов Африки, Америки). Своеобразный характер накопления терригенных осадков наблюдается в экваториальной гумидной зоне. Здесь крупные реки Южной Америки, Юго-Восточной Азии и Африки выносят большое количество преимущественно глинистого материала (примерно 90% всего стока) — продукты глубокого химического выветривания. Поэтому близ берегов от устья этих рек протягиваются широкие полосы глинистых осадков, в отличие от дифференцированных терригенных осадков умеренных зон.

Органогенные, или биогенные, осадки на подводной окраине материков образуются главным образом за счет донных организмов, извлекающих из морской воды для построения своих скелетных частей углекислый кальций (известь). Эти осадки известны под названием коралловых рифов. К рифообразующим относятся также извлекающие известь водоросли, принимающие участие в наращивании рифовых построек в поверхностной части водоема. Можно сказать, что кораллы, а нередко и водоросли образуют каркас рифа, но в сооружении его, кроме того, принимают участие многочисленные извлекающие известь организмы. Это простейшие организмы — фораминиферы, мшанки, иглокожие, моллюски и др.



119. Карта современных морских осадков (по карте «Осадков»)



ие в Мировом океане» из Физико-географического атласа мира, 1964)

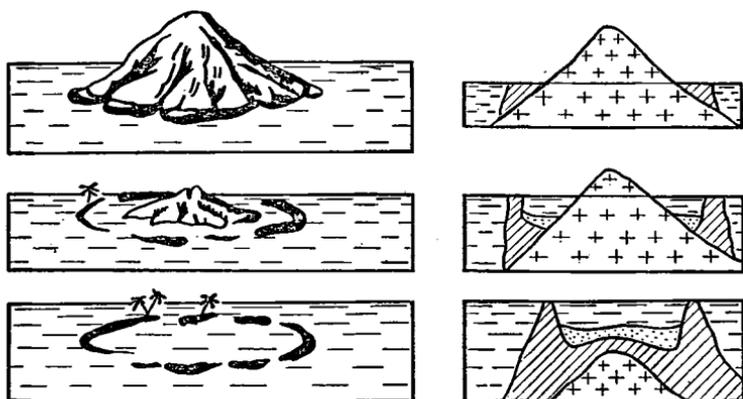


Рис. 120. Образование атолла (по Ч. Дарвину, 1836)

Современные коралловые рифы распространены исключительно в тропических и субтропических водах Индийского, Тихого и Атлантического океанов. Они могут развиваться только при следующих условиях: 1) при температуре воды не ниже $+18-19^{\circ}\text{C}$; наилучшие условия развития биоценоза коралловых рифов — при среднегодовой температуре $+23-25^{\circ}\text{C}$; 2) при наличии прозрачной чистой морской воды нормальной или близкой к нормальной солености, насыщенной кислородом и известью; 3) на глубине не более 50—60 м (реже 70—80 м).

По форме выделяют три вида коралловых рифов: 1) береговые, или окаймляющие, рифы служат как бы подводным продолжением берега; 2) барьерные рифы простираются вдоль берега и отделяются от него мелководным заливом (коралловой лагуной); 3) атоллы, или кольцевые рифы, особенно распространены в Тихом и Индийском океанах. Внутри рифового кольца расположена лагуна, сообщающаяся с морем проливом. Атоллы можно считать разновидностью кольцевых барьерных рифов, в пределах которых остров опустился в результате медленных движений земной коры (рис. 120).

Хемогенные осадки в пределах подводной окраины материков образуются в жарком климате в условиях мелкого моря, примыкающего к низменным берегам, где морская вода хорошо прогревается до дна. Обильная здесь растительность поглощает большое количество CO_2 , что нарушает карбонатное равновесие, вызывает перенасыщенность раствора карбонатом кальция и его выпадение. CaCO_3 выпадает или в виде мелких шариков, называемых оолитами, из которых образуются оолитовые известняки (Красное море, Каспийское море), или в виде мелкого известкового ила. Известковые илы химического происхождения образуются и в некоторых коралловых лагунах теплых морей.

Кроме того, на мелководьях и во внутриконтинентальных морях в различных терригенных и карбонатных осадках встречаются же-

лезистомарганцевые конкреции, связанные с привносом железа и марганца речными и подземными водами в виде гидроокиси $Fe(OH)_3$ и железоорганических соединений.

Осадки батинальной области связаны постепенными переходами с осадками области шельфа, с одной стороны, и с осадками ложа Мирового океана — с другой.

Терригенные осадки батинальной области в большинстве случаев имеют более тонкий алевритовый и пелитовый состав, чем осадки на шельфе, хотя местами встречаются отложения и более грубого состава — пески, гравий, галька, занесенные течениями, айсбергами, мутьевыми потоками. Распространенный тип терригенных осадков в пределах континентального склона — синий или темный ил. В его составе преобладает (более 60%) тонкий илесто-глинистый материал, местами со значительной примесью (более 20%) грубых песчаных и алевритовых фракций. В нем всегда также присутствуют остатки организмов с известковыми раковинами (более 12%), реже с кремнистыми. В тропических областях разновидностью синего ила является близкий к нему по составу красный ил, имеющий красно-бурую, коричневую и местами желтую окраску. Эти осадки представляют собой продукты денудации красноземных и желтоземных мощных кор выветривания, собственных влажным тропическим зонам. Местами у побережий Северной и Южной Америки, Западной Европы, Африки, Австралии и в других районах встречается в нижней части шельфа и верхней части континентального склона зеленый (глауконитовый) ил и песок с включениями фосфоритов.

Гляциально-морские, или айсберговые, осадки распространены в пределах антарктических вод океана не только в области шельфа, но и на материковом склоне и в южных частях ложа Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Почти сплошное кольцо айсберговых, плохо сортированных осадков опоясывает Антарктический материк (рис. 119) шириной от 300 до 1200 км, при средней ширине 500—750 км.

Органогенные известковые илы на континентальном склоне слагаются обычно остатками простейших организмов — фораминиферами, планктонными водорослями кокколитофорами и пассивно плавающими моллюсками птероподами. Эти органогенные илы называются по преобладающим организмам.

Фораминиферовые илы батинальной области отличаются тем, что наряду с раковинами планктонных фораминифер в их составе имеются и донные известковые фораминиферы, и скелетные части других организмов, а также различные примеси обломочных частей, указывающие на близость суши.

Птероподовые илы состоят преимущественно из остатков раковин птеропод, наряду с которыми содержатся остатки фораминифер и обломки известковых раковин других организмов. Эти илы имеют относительно небольшое распространение в виде отдельных пятен исключительно в тропических и субтропических

водах (птероподы — теплолюбивые организмы) Атлантического, Тихого и Индийского океанов, а также в Красном и Средиземном морях на глубинах от 400 до 2500 м.

В приполярных районах и областях континентального склона, так же как и в смежных частях ложа Мирового океана, развиты кремнистые органогенные осадки, состоящие из остатков диатомовых водорослей.

Таким образом, для батинальной области характерны в основном терригенные и органогенные илы. Среди последних в теплых морях преобладают известковые илы — фораминиферовые, местами — птероподовые, а в холодных морях кремнистые — диатомовые.

Осадки абиссальной области. Здесь большое значение имеют органогенные и полигенные осадки.

Органогенные осадки. Среди органогенных осадков распространены известковые фораминиферовые илы, образующиеся преимущественно за счет остатков планктонных фораминифер, — глобигерин, вследствие чего они часто называются глобигериновыми илами. Это обычно светлые песчано-алевритовые и алеврито-глинистые илы, в которых количество CaCO_3 колеблется от 30 до 90 и иногда даже до 99%. Они распространены главным образом на глубине от 2000—3000 до 4500—4700 м и лишь в отдельных местах опускаются ниже. В глубоких зонах океана холодные воды сильно недосыщены CaCO_3 , поэтому известковые раковины планктонных фораминифер растворяются, не достигая дна. Критической глубиной для них является 4500—4700 м (местами 5000 м). Местами в тропических зонах развиты кокколитофораминиферовые карбонатные осадки, в которых кокколитофоридовый материал (так называемый наннопланктон, т. е. карликовый планктон) составляет 10—15%.

Среди кремнистых биогенных илов выделяют два типа: диатомовые и радиоляриевые. Диатомовый ил образуется в результате накопления кремнистых панцирей планктонных диатомовых водорослей (диатомей). В отличие от фораминиферовых диатомовые илы накапливаются главным образом в холодных, приполярных областях (рис. 119) и особенно распространены в южной части Индийского океана, где они образуют сплошной пояс шириной от 900 до 1200 м вокруг берегов Антарктиды. Именно здесь отмечается и наиболее высокое содержание аморфного кремнезема, достигающее 70—72%.

Вторая область распространения диатомовых илов — северная часть Тихого океана с дальневосточными морями, где они отличаются, как правило, малым содержанием аморфного кремнезема. По существу, это слабокремнистые (слабодиатомовые) илы. Диатомовые илы с содержанием 30—50% кремнезема были обнаружены в Беринговом и Охотском морях.

Кремнистые панцири диатомей вследствие их слабой растворимости достигают любых глубин океана, от шельфа до дна глубоководных желобов.

Радиоляриевый ил состоит из скопления кремнистых раковин планктонных организмов радиолярий, а также из тонких, преимущественно глинистых частиц. По существу, это глинистые бескарбонатные слабокремнистые илы, содержащие от 10 до 30% кремнезема, внешне сходные с красной океанской глиной, фациальным аналогом (разновидностью) которой они, по-видимому, и являются. Радиоляриевые илы подчиняются четко выраженной климатической и вертикальной зональности. Они приурочены к тропическим зонам и распространены в экваториальных частях Тихого и Индийского океанов на глубинах от 4300—4500 до 6500 м и более, т. е. главным образом ниже критической глубины для карбонатных осадков.

Полигенные осадки, или красная океанская глина, широко распространены в глубоких котловинных частях океанов, наиболее удаленных от берега.

Глины слабомарганцовистые (содержание марганца колеблется от 0,2 до 0,5%) и слабожелезистые (железа более 5%). В них встречаются кремнистые скелеты радиолярий (аморфного кремнезема менее 10%).

В накоплении красной океанской глины принимают участие: 1) терригенный, наиболее глинистый материал, приносимый реками, очень медленно оседающий на дно океана; 2) золотая пыль; 3) нерастворимые остатки фораминифер; 4) продукты вулканических извержений; 5) метеорная пыль (шарики никелистого железа); 6) нерастворимые органические остатки, такие, как зубы акул, слуховые косточки китов и др.

В глубоководных частях океана в красных океанских глинах и на их поверхности широко распространены железистомарганцевые конкреции различной формы и величины. В них содержится до 30 химических элементов, среди которых наибольшее значение имеют Fe, Mn, Ni, Co, Cu. По подсчетам советских геологов Н. С. Скорняковой и Н. Л. Зенкевича (1961), на поверхности ложа Тихого океана рудные запасы марганцевых конкреций превышают 90 млрд. т и около 1 млрд. т кобальта. По более поздней оценке Г. У. Менарда, запасы марганца и кобальта в конкрециях Тихого океана в 2—3 раза больше указанных. Из этого видно, какие огромные богатства таятся на дне Мирового океана. Железистомарганцевые конкреции нередко встречаются в радиоляриевых, фораминиферовых, а иногда и диатомовых илах.

Вулканогенные осадки тесным образом связаны с проявлением активного современного вулканизма. Вследствие того что современные действующие вулканы расположены в различных климатических зонах и на различных глубинах Мирового океана и высотах прилегающей суши, вулканогенные осадки фактически не подчиняются ни климатической, ни вертикальной зональности, т. е. это осадки аazonальные. Они встречаются как в абиссальной области, так и в пределах континентального склона и шельфа. Пирокластический материал образует примеси к основным генетическим типам

морских осадков. Более всего вулканогенные осадки распространены в периферических частях Тихого океана вдоль Тихоокеанского кольца вулканов и в морях Индонезии, а также в центральных частях Тихого, Индийского и Атлантического океанов вблизи надводных и подводных вулканов.

Заканчивая краткое рассмотрение морских осадков по зонам моря, следует подчеркнуть, что значительное развитие в океанах имеют красные океанские глины (полигенные осадки) и органогенные осадки. Последние содержат часто большое количество терригенного материала и, по существу, являются смешанными терригенно-органогенными.

В заключение следует отметить, что наряду с различными видами движений морской воды (динамики среды) и другими факторами, определяющими процесс осадконакопления, существуют два важных фактора, нарушающих и осложняющих общую закономерность распределения морских осадков. К ним относятся подводные оползни и мутьевые потоки.

Подводные оползни захватывают большие массы иловых осадков и перемещают их к основанию склона. В результате у подножия склона накапливаются осадки увеличенной мощности, сильно перемятые, местами собранные в мелкие и сложные складки. Поверхность таких оползших осадков характеризуется неровным западно-холмистым рельефом.

Мутьевые потоки. Еще более мощным фактором являются так называемые м у т ь е в ы е или с у с п е н з и о н н ы е (турбидные) потоки, возникающие на континентальном склоне, покрытом иловыми осадками. При механическом воздействии на склон, например ударов волн, иловый осадок разжижается и устремляется вниз, напоминая снежные лавины. Такое свойство разжижения при механическом воздействии называют т и к с о т р о п и е й и соответственно илы, проявляющие это свойство, называют тиксотропными илами. Особенно сильное механическое воздействие на материковые склоны оказывают волны цунами, образующиеся при землетрясениях. Возникающие мутьевые потоки движутся по дну, не смешиваясь с морской водой вследствие своего большего удельного веса, и распространяются часто на огромные расстояния, измеряемые сотнями километров. Они производят значительную эрозионную деятельность. Подводные каньоны, прорезающие континентальные склоны и протягивающиеся иногда до глубины 3000—4000 м, очевидно, обязаны своим происхождением подводной эрозии мутьевых потоков. В результате деятельности мутьевых потоков алевроитовые и даже песчаные осадки с фауной, характерной для относительно неглубокого или даже мелкого моря, оказываются перемещенными на большие глубины. Так на огромных площадях среди тонких глинистых или органогенных осадков абиссальной зоны появляются менее отсортированные алевроитовые и песчаные илы. Отложения мутьевых потоков называют т у р б и д и т а м и.

Осадки лагун. Свообразные условия осадконакопления созда-

ются в лагунах, отчлененных от моря косами или барами. Среди них выделяются два типа: лагуны с повышенной соленостью, во много раз превышающей соленость Мирового океана, и лагуны с пониженной соленостью, или опресненные. Засоление лагун связано с интенсивным испарением в условиях засушливого или пустынного климата, а опреснение — с большим поступлением пресных речных вод.

В засоленных лагунах нередко откладываются путем химического осаждения разнообразные соли — гипс, ангидрит, мирабилит, каменная соль — наряду с темными иловыми осадками, сильно обогащенными органическим веществом. Примером горько-соленых лагун являются Сиваш, или Гнилое море, отделенное Арабатской стрелкой от Азовского моря, и Кара-Богаз-Гол, отделенный от Каспия двумя косами.

Примером опресненной лагуны является Куршский залив, расположенный на берегу Балтийского моря, в устьевой части реки Неман. Глубина его не превышает 15 м. Наибольшая длина 93 км, ширина 44 км. Среди осадков преобладают пески (около 51% всей площади). Кроме того, развиты различные илы со значительным содержанием органического вещества и раковин остракод и моллюсков. По характеру отложений к опресненным лагунам близки лиманы, представляющие собой нижнюю часть речной долины, затопленной морем. Это крупные лиманы Днепровский, Бугский и Березаньский.

ДИАГЕНЕЗ МОРСКИХ ОСАДКОВ И ПОСЛЕДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Диагенез. Первичные, очень рыхлые морские осадки, насыщенные водой, претерпевают длительные по времени и сложные процессы преобразования их в горные породы. Этот процесс перерождения осадка в горную породу называется *диагенезом* (от греч. *диагенезис* — перерождение). Известно, что в первичном морском осадке присутствуют самые различные компоненты — иловые частицы, химически осажденные соединения, органические вещества, остаточные воды (иловые растворы), заполняющие поры, и др. В целом он представляет собой разнородную смесь, неуравновешенную в физико-химическом отношении систему. Вследствие этого сразу начинается взаимодействие отдельных составляющих частей осадка друг с другом, с поровыми водами и со средой их накопления в направлении установления нового физико-химического равновесия.

Процессы диагенеза, протекающие в рыхлом осадке, насыщенном водой, по Н. М. Страхову, сводятся к следующему: 1) растворению и удалению из осадков малоустойчивых минералов; 2) образованию новых минералов в соответствии с новыми физико-химическими условиями; 3) перераспределению вещества и образованию конкре-

ций; 4) уплотнению и уменьшению его влажности; 5) перекристаллизации, цементации и др.

Важнейшими условиями преобразования осадков в горные породы являются (по Н. М. Страхову) высокая влажность, которая меняется в соответствии с различием состава осадка; обилие в самой верхней части осадка разнообразных бактерий; грунтовые, или иловые, растворы, пропитывающие осадок и в большинстве случаев характеризующиеся повышением общей минерализации в сравнении с водами морей. С этими факторами связаны сложные химические реакции, перераспределение вещества, образование новых минералов.

Вследствие пестроты условий, различной степени активности среды и неравномерности распределения новых минералов, возникших в начальные этапы диагенеза, в последующем может происходить перераспределение вещества и стяжение его к более активным центрам. Так образуются конкреции, широко распространенные в осадочных горных породах и представляющие собой сростки, или стяжения, разнообразной формы и величины (от нескольких миллиметров до больших линзовидных тел мощностью 0,5—1 м и протяженностью в несколько метров). Среди них встречаются карбонатные, опаловые и халцедоновые (кремневые), фосфатные, гипсовые, железистомагнетитовые, железистые и др. Нередко местными очагами интенсивных химических реакций являются органические остатки. Они становятся центрами притяжения и кристаллизации вещества, первоначально рассеянного в осадке. Так могут образоваться конкреции серного колчедана, фосфорита, халцедона и др.

В некоторых случаях наблюдается полное химическое замещение первичного вещества, слагающего раковину, другим веществом (процесс метасоматоза). В качестве примера можно привести замещение относительно легкорастворимого CaCO_3 (из которого состоят многие скелетные части организмов) минералами из групп фосфатов.

Длительные процессы взаимодействия разнородных частиц осадка друг с другом и со средой, а также все увеличивающееся со временем давление вновь накапливающихся слоев в конце концов приводит к общему уплотнению — окаменению (литификации). При уплотнении осадок теряет воду, начинается процесс дегидратации (обезвоживания минералов) и перекристаллизации. При уплотнении и затвердении породы большое значение имеет цементация. В качестве цементирующих веществ выступают кремнезем, окислы железа, карбонаты и др. Выпадая из раствора, они заполняют поры между отдельными частицами осадка и скрепляют их. Состав цемента отражается в названии породы, например: железистый песчаник, известковистый песчаник и т. п. Все многообразие процессов диагенеза протекает одновременно, но относительное значение каждого из них меняется во времени. В верхних частях осадка могут происходить процессы растворения, образование

новых диагенетических минералов. Ниже по разрезу идет перераспределение вещества и образование конкреций, а еще ниже — уплотнение, дегидратация и перекристаллизация. По мере накопления новых осадков будут меняться условия и, следовательно, характер процессов диагенеза в отдельных частях осадка.

Последиагенетические изменения осадочных горных пород. Дальнейшие изменения осадочных горных пород могут быть связаны с процессами, происходящими как внутри земной коры, так и на ее поверхности. При погружении горных пород на глубину вследствие тектонических движений увеличивается давление и возрастает температура. В новых условиях происходит уплотнение пород (например, глины превращаются в аргиллит), образование новых вторичных минералов, перекристаллизация веществ и т. п. Такой процесс изменения осадочных горных пород, происходящий вне зоны диагенеза и метаморфизма при повышенных температурах и давлениях, называют к а т а г е н е з о м (от греч. *ката* — вниз).

При дальнейшем повышении температуры и давления, когда осадочные горные породы оказываются на большой глубине, они подвергаются уже более глубоким изменениям, соответствующим начальной стадии метаморфизма (см. главу о метаморфизме). Эта стадия изменения осадочных горных пород называется м е т а г е н е з о м (от греч. *мета* — после).

Таким образом, в образовании осадочных горных пород и их последующем изменении можно наметить следующую направленность: накопление осадков (седиментация, или седиментогенез) → преобразование осадков в осадочные горные породы (диагенез) → изменение осадочных горных пород на глубине вне зоны диагенеза и метаморфизма (катагенез) → более глубокое изменение осадочных горных пород, соответствующее самой начальной стадии метаморфизма (метагенез). Такой направленный процесс на любой стадии может быть прерван тектоническими движениями.

В том случае, когда осадочные горные породы в результате тектонических движений поднимаются к поверхности в зону взаимодействия литосферы, атмосферы и гидросферы, они претерпевают изменения под влиянием различных факторов выветривания. Этот процесс, как указывалось выше, называется гипергенезом. В этом случае направленность развития будет иной: седиментация → диагенез → гипергенез. Нередко все процессы изменения осадочных горных пород называют э п и г е н е з о м (от греч. *эпи* — после).

Понятие о морских фациях. Как видно из изложенного выше, каждой зоне моря присущи свои особенности, определяющие процесс осадконакопления и общий облик осадка. В одно и то же время в различных условиях могут откладываться отличающиеся друг от друга осадки. Так, при большом поступлении осадочного материала в области шельфа будет откладываться преимущественно сбломочный материал, а в более удаленных от берега частях водоема — тонкие глинистые и известковые осадки. В другом случае при незначительном поступлении сбломочного материала,

высокой температуре воды и ее нормальной солености в мелководной зоне шельфа образуются коралловые рифы. Следовательно, в природе существует тесная и многосторонняя связь осадконакопления со средой. Таким образом, изучая осадок, его состав, закономерности площадного распространения и включенные в него органические остатки, можно восстановить условия его образования.

Если перейти к анализу более древних морских отложений одного и того же возраста, то можно видеть аналогичную картину изменения в горизонтальном направлении состава одновозрастных горных пород по площади. Для отложений, имеющих одинаковый возраст, но отличающихся составом и характером фауны, швейцарский геолог А. Грессли ввел понятие *ф а ц и я* (от лат. *facies* — лицо, облик, отличия), которое нашло широкое распространение среди геологов всех стран. Однако до сих пор нет полного единства в понимании термина «фация». Одни исследователи понимают под фацией породы с одинаковым комплексом признаков, другие — обстановку или условия формирования отложений.

В настоящее время большая часть исследователей склонна считать, что фация — это горная порода (или осадок), обладающая определенными генетическими признаками (литологическим составом, текстурой, остатками фауны или флоры и др.), отражающими условия или обстановку ее накопления. В этом понимании отображаются единство и взаимообусловленность образования осадка и соответствующей этому физико-географической обстановки. Детальный фациальный анализ, изучение генетических признаков одновозрастных горных пород и их изменчивости по площади являются основой всех геологических исследований и позволяют восстанавливать палеогеографию древних периодов.

Более подробно фации и их палеогеографическое значение рассмотрены во второй книге.

ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Особенности состава и строения осадочных горных пород. Исходя из того, что отложение осадков происходит главным образом благодаря механическим, химическим и биологическим процессам, длительное время осадочные горные породы разделяли на механогенные, хемогенные и биогенные. В настоящее время совершенно очевидна условность такого разделения. Трудно обнаружить породы, целиком и полностью образованные в результате какого-либо процесса. Более правильно группировать их по составу. Выделяют следующие основные группы осадочных пород: обломочные, глинистые и породы, возникшие в результате биологических и химических процессов. Такое подразделение также имеет условный характер, так как обломочные горные породы в процессе диагенеза подвергаются воздействию разнообразных биологических и химических процессов, которые оставляют следы в виде определенных минералов и отразились на строении этих пород. Однако как ра-

бочая схема разделение осадочных пород на три группы удобно, и им обычно пользуются.

Осадочные породы в целом занимают скромное место в земной коре, составляя около 8% ее объема. При этом на долю обломочных пород приходится 1,7%, на глинистые сланцы и глины — 4,2% и на органогенные и хемогенные (главным образом карбонатные) породы — 2%.

Основная масса осадочных образований сосредоточена на континентах и их подводных окраинах. На дне океанов находится не более трети всего объема осадочных пород и осадков. Распределение осадочных пород в пределах материков также неравномерно: примерно $\frac{3}{4}$ всех осадочных пород приурочено к древним геосинклинальным областям.

Осадочные породы имеют разнообразное строение. Чертой, свойственной большей части этих пород, является слоистость, которая отражает неравномерный процесс накопления осадка. Однако некоторые осадочные породы в силу своего происхождения лишены слоистости (например, коралловые известняки) или утратили ее в результате диагенеза.

Определение текстуры и структуры в осадочных породах часто вызывает большие затруднения. Наиболее простым случаем является строение некоторых обломочных пород, структура которых определяется величиной обломков, а текстура — различными видами слоистости. Однако в осадочных породах часто имеются разнообразные образования, возникновение которых связано с различными стадиями литогенеза. Например, при характеристике песчаника надо отметить не только структуру обломочной части, сложившуюся в результате осадконакопления, но и структуру цемента, который возник при диагенезе. Более подробные сведения о структуре и текстуре осадочных пород приводятся при характеристике их главнейших типов.

Главнейшие типы осадочных горных пород

Обломочные породы. Эти породы образуют более 20% всей массы осадочных пород. Они в первую очередь разделяются по структуре, т. е. по величине слагающих их сбломков. Выделяются четыре группы структур обломочных пород: псефитовые, псаммитовые, алевроитовые и глинистые. Грубые, или псефитовые, сбломки (от греч. *псефос* — камешек) имеют величину более 1 мм; песчаные, или псаммитовые, зерна (от греч. *псаммос* — песок) — 1,0—0,1 мм; алевроитовые зерна (от греч. *алеврос* — мука) — от 0,1 до 0,01 мм. Частицы, имеющие величину менее 0,001 мм, относят к группе тонкодисперсных. Выделяют также группу пелитовых частиц (от греч. *пелос* — глина) с величиной сбломков от 0,001—0,005 до 0,01 мм. Кроме хорошо отсортированных пород, встречаются смешанные, или разнозернистые, породы, в составе которых присутствуют сбломки разной величины.

Таким породам дается двойное или тройное название, например глинистые пески, глинисто-алевритовые пески и т. п.

Обломочные породы подразделяются также по наличию или отсутствию цемента на рыхлые и сцементированные. Рыхлые породы, сложенные обломками величиной 0,1—2 мм, называются п е с к а м и, а сцементированные — п е с ч а н и к а м и. Б р е к ч и е й называется грубообломочная порода, состоящая из сцементированных остроугольных обломков, а к о н г л о м е р а т о м — из окатанных обломков. Дальнейшее разделение различных групп обломочных пород проводят с учетом других признаков.

Грубообломочные породы подразделяют по форме (степени окатанности) обломков. Схема разделения этих пород приведена в таблице 5.

По составу обломочной части пески и песчаники подразделяют на м о н о м и н е р а л ь н ы е (обычно кварцевые), о л и г о м и к т о в ы е (кварцевые с примесью полевых шпатов) и п о л и м и к т о в ы е. Среди последних выделяют а р к о з ы, состоящие главным образом из обломков калиевых полевых шпатов и кварца, и г р а у в а к к и, сложенные обломками основных эффузивов, плагиоклазов, амфиболов, пироксенов и др.

Рыхлые осадочные породы, сложенные преимущественно алевритовыми частицами, называются а л е в р и т а м и, плотные — а л е в р о л и т а м и. По своему минеральному составу алевриты близки к пескам, но отличаются от них своими физико-механическими свойствами и внешним видом.

Таблица 5

Грубообломочные породы

Размер обломков, составляющих более 50% породы, см	Породы			
	рыхлые		сцементированные	
	угловатые обломки	окатанные обломки	угловатые обломки	окатанные обломки
Крупнее 10 1—10 0,1—1	глыбы щебень дресвяник	валунник галечник гравийник	брекчия	конгломерат

По соотношению обломков и цементирующего вещества выделяют четыре наиболее распространенных типа цемента: базальный, поровый, пленочный и контактный. Базальный цемент составляет основную массу породы, в которой как бы взвешены обломочные частицы, не соприкасающиеся друг с другом. Поровый цемент полностью заполняет пространство между плотно расположенными обломками. Пленочный тип характеризуется тем, что цемент образует тонкие пленки на обломочных зернах и таким образом скрепляет их между собой. В случае контактового типа цементиру-

щего вещества очень мало, цемента не хватает на сплошные пленки, полностью покрывающие всю поверхность зерен. Пленки цементирующего вещества имеются лишь на участках соприкосновения (контакта) обломочных частиц.

Вещество цемента также имеет определенное строение. В первую очередь следует различать кристаллический, скрытокристаллический и аморфный цементы. Дальнейшее разделение проводится по характеру образования цемента. Например, выделяют цемент обрастания, коррозионный, регенерационный и т. п. Цемент обрастания возникает, когда цементирующее вещество нарастает в виде постепенно утолщающейся пленки на поверхности обломочных частиц. Коррозионный цемент, как показывает название, образуется при разьедании (коррозии) обломочных зерен цементирующим веществом. Образование регенерационного цемента связано с постепенным разрастанием обломочных зерен в процессе эпигенеза. При этом поровое пространство почти нацело заполняют разросшиеся минералы. Цемент обломочных пород различают также по составу. В качестве цементирующего вещества наиболее распространены окислы железа (гётит и гематит), гипс, кальцит и другие карбонаты, опал, халцедон.

Текстуры обломочных пород не менее разнообразны, чем их структуры. Существуют текстуры первичные, которые возникли в процессе накопления осадка. Таковы разнообразные типы слоистых текстур. Среди них выделяют параллельно-слоистые, косослоистые, волнисто-слоистые. Значительная часть обломочных пород лишена слоистости. В этом случае говорят о неслоистой текстуре.

Слоистость характеризует сложение породы внутри пласта. Но есть текстурные признаки, характеризующие границы пластов, т. е. поверхности напластования обломочных пород. Примерами их могут служить следы волновой или эоловой ряби, отпечатки капель дождя и следов животных и т. п.

Среди обломочных пород преобладают пески, песчаники и песчано-алевритовые породы. Их минеральный состав зависит от геологического положения и состава исходных пород.

Мономинеральные и олигомиктовые пески возникают при размыве и переотложении продуктов выветривания кварцсодержащих горных пород. Аркозы образуются при разрушении магматических и метаморфических пород кислого состава — гранитов, гнейсов. Граувакки обычно формируются в результате размыва эффузивных пород основного состава.

Глинистые породы. Представители этой группы пород самые распространенные среди осадочных образований. Однако, несмотря на то что более 50% от массы всех осадочных пород приходится на долю глинистых, нет установившегося мнения относительно того, какие горные породы относятся к этой группе. Некоторые исследователи относят к глинам все породы, сложенные частицами меньше 0,01 мм (называемые пелитами). С этим нельзя согласиться, так как среди частиц меньше 0,01 мм присутствуют две резко отличаю-

щиеся между собой группы минералов: тонкодисперсные частицы величиной менее 0,001 мм, представленные главным образом глинистыми минералами, и очень мелкие обломки тех же минералов, которые слагают алевриты.

Более правильно отнесение к глинам мелкообломочных пород, содержащих свыше 30% тонкодисперсных частиц. Породы, содержащие тонкодисперсные частицы в меньшем количестве, могут рассматриваться как смешанные (глинистые пески; глинистые алевролиты). Глины разделяют по составу тонкодисперсных минералов. Выделяют каолинитовые, галлуазитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые и другие глины.

Глинистые породы имеют различный цвет в зависимости от слагающих их минералов или примесей. Каолинитовые и галлуазитовые глины белые, зеленый цвет обусловлен присутствием хлоритов или нонтронита, красный — примесью гидроокислов железа. Глины, уплотненные в процессе катагенеза, называются аргиллитами.

Как показывают данные таблицы 6, химический состав глинистых пород близок к составу терригенных илов.

Глинистые породы находят разнообразное применение в народном хозяйстве. Из гидрослюдистых глин изготавливают кирпичи и другие строительные материалы, трубы. Монтмориллонитовые глины применяют в химической и текстильной промышленности в качестве адсорбентов (отбеливающие глины). Каолинитовые глины (каолины) используют для выработки разнообразных огнеупорных материалов и для фаянсово-фарфорового производства, а также при производстве писчей бумаги.

Карбонатные породы. Эти породы очень широко распространены и составляют около 20% от массы всех осадочных пород. Среди них выделяют известняки, состоящие главным образом из кальцита, и доломиты, а также переходные разновидности — доломитовые известняки и известковые доломиты. Благодаря примеси обломочного материала образуются алевритовые, песчаные, гравийные и галечниковые известняки и доломиты. Особенно характерна для карбонатных пород примесь глинистого и алевритового материала. Известняк, содержащий 25—50% примеси глины, называют мергелем. При меньшем количестве глинистых частиц говорят о мергелистом известняке, а при большем — об известковистых глинах.

Среди известняков имеются обломочные (сложенные обломками карбонатов), хемогенные (образовавшиеся преимущественно в результате осаждения карбонатов из воды) и органогенные. Химическое происхождение имеют некоторые известняки с очень мелкозернистой (крипнокристаллической) структурой, а также оолитовые. Оолиты — оригинальные минеральные образования, имеющие округлую форму и концентрически зональную текстуру. Структура концентрических зон мелко- или крупнокристаллическая. Величина оолитов меняется от долей миллиметра до нескольких сантиметров (рис. 121).

Органогенные известняки имеют разнообразное строение. Известны коралловые, брахиоподовые, нуммулитовые, фузулиновые и многие другие известняки, получившие свое название от организмов-образователей. Некоторые известняки сложены из обломков тонко измельченных раковин (детритовые известняки), другие — из сцементированных, хорошо сохранившихся раковин (ракушняк). Своеобразной разновидностью известняков является мел — мягкая рыхлая порода, состоящая из скоплений скелетов планктонных простейших.

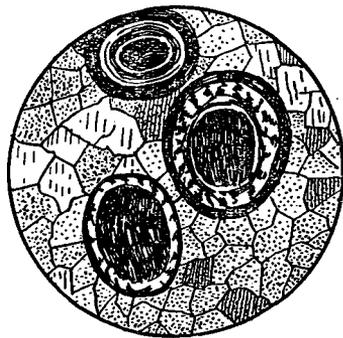


Рис. 121. Карбонатные оолиты в кристаллическом известняке (увеличение в 60 раз)

Цвет известняков самый разнообразный, в зависимости от наличия примесей. Есть черные известняки (включения углистого или битуминозного материала), красные (включения гидрогематита) и совершенно белые, лишенные окрашивающих примесей.

Доломитовые породы обычно образуются путем метасоматического замещения кальцита доломитом при процессах диагенеза и катагенеза. Выпадение кристаллов доломита происходит также из растворов, имеющих значительную концентрацию магния и обла-

Таблица 6

Химический состав глин и глинистых сланцев, % (по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому, 1976)

Компоненты	Глины платформ	Глины и глинистые сланцы геосинклиналей
SiO ₂	55,09	55,76
TiO ₂	0,86	0,71
Al ₂ O ₃	16,30	17,56
Fe ₂ O ₃	4,17	3,61
FeO	1,87	3,35
MnO	0,05	0,08
MgO	2,46	2,52
CaO	4,75	4,08
Na ₂ O	0,75	1,27
K ₂ O	3,01	2,76
P ₂ O ₅	0,11	0,15
C органич.	0,99	0,78
CO ₂	3,92	2,80
SO ₂	0,43	0,11
H ₂ O	5,16	4,37
Сумма	99,92	99,91

дающих повышенной щелочностью. Соответственно выделяют первично осадочные доломиты и вторичные, метасоматические, доломиты замещения.

Карбонатные породы образуют мощные слои и толщи, измеряемые часто сотнями и тысячами метров, распространенные на большой площади. Эти породы широко используются в народном хозяйстве — для строительства, изготовления цемента и других вяжущих материалов, в качестве флюса в металлургии.

Фосфатные породы. К фосфатным породам относятся фосфориты. Их характерная составная часть — апатитовое вещество. Оно содержится как в виде основной массы, так и в форме цемента, соединяющего глинистые и обломочные частицы (обычно зерна кварца и глауконита). Достаточно 3—5% P_2O_5 , чтобы цементировать кварцевый песок в плотную породу. Однако встречаются фосфатные породы, сильно обогащенные P_2O_5 . Содержание фосфата кальция в фосфоритах составляет от нескольких процентов до 90—95%.

Образование фосфоритов происходит следующим образом. Фосфор в морские бассейны поступает с речными водами и поглощается морскими организмами. После их отмирания в результате сложных биохимических реакций фосфор переходит в форму фосфат-иона. Процессы разложения органического вещества наиболее энергично протекают на глубине 350—1000 м. Поэтому здесь морские воды наиболее обогащены CO_2 и фосфатным ионом. Поднимаясь с восходящими течениями, вода поступает в зону шельфа, где уменьшается содержание CO_2 . Как следствие этого начинается соединение кальция с фосфат-ионом и происходит выпадение фосфата кальция. В дальнейшем в результате процессов диагенеза образуются стяжения скрытокристаллического или радиально-лучистого строения. На примере образования фосфоритов хорошо видно, что процессы химического и биологического осадконакопления тесно связаны и разделение их условно. Поэтому правильнее говорить о химико-биологических процессах образования некоторых осадочных пород.

Различают два типа фосфатных пород: конкреционные и пластовые. Конкреции фосфоритов имеют разнообразную форму и величину от 2—3 см до нескольких дециметров. Скопления конкреций образуют выдержанные горизонты в толще осадочных отложений. Пластовые фосфориты — породы темно-серого, почти черного цвета. Их структура обычно алевритовая, текстура тонкослоистая или массивная. Они часто содержат примесь карбонатов или даже образуют переслон с более светлым карбонатным материалом. Пластовые фосфаты образуют основную массу запасов фосфатного сырья (98% мировых запасов за исключением СССР). В Советском Союзе крупные залежи пластовых фосфоритов находятся в хребте Каратау (Казахстан).

Фосфатные осадочные породы имеют важное народнохозяйственное значение, так как являются основным источником фосфора

для получения фосфорной кислоты, соли которой находят широкое применение в сельском хозяйстве в качестве минерального удобрения. Фосфор — один из элементов «триады плодородия» (калий, азот и фосфор). Использование фосфорных удобрений в нашей стране резко возросло в связи с интенсификацией сельского хозяйства и особенно с освоением земель Нечерноземья. Фосфорные соединения широко используются в химической промышленности, для изготовления ядохимикатов для сельского хозяйства, в фармацевтике.

Кремнистые породы. Кремнистые породы образованы главным образом опалом химического или биологического происхождения (путем осаждения опаловых скелетов диатомовых водорослей, радиолярий и др.). Наиболее часто встречаются следующие породы.

О п о к и — плотные породы, состоящие из аморфной опаловой массы с редкими включениями органических остатков. Обладают малым весом, раковинным изломом, издают характерный звон при ударе. Рыхлые кремнистые породы такого состава называются **т р е п е л о м**. **Д и а т о м и т ы** состоят в значительной мере из опаловых скелетов диатомовых водорослей. Они пористы и довольно рыхлы. Встречаются кремнистые породы, сложенные остатками других организмов (например, спикулами губок).

Следует отметить **к р е м н и** — опалово-халцедоновые стяжения, особенно характерные для известковых толщ, где они образуются при процессах диагенеза и эпигенеза.

Кремнистые породы распространены значительно менее карбонатных. Их используют в химической технологии, для изготовления некоторых строительных материалов, а также для производства динамита и пироксилина.

Галогенные породы. Галогенные породы образуются в результате испарительной концентрации и последующей кристаллизации хорошо растворимых минералов. Эти породы распространены почти так же широко, как известняки. Необходимое условие образования галогенных пород — аридный климат.

Наиболее распространенные породы в этой группе — **г и п с ы** и **а н г и д р и т ы**, сложенные в основном минералами этого же названия. Они образуют мощные пласты и линзы. Известны пласты сульфатов кальция мощностью в несколько сот метров, однако обычно их мощность колеблется от 1 до 10 м.

Предполагают, что осаждение сульфатов кальция происходит в морских заливах, лиманах, лагунах, постоянно или периодически отшнурованных от основного бассейна. Современным примером такой обстановки является Кара-Богаз-Гол, где в настоящее время происходит осаждение сульфатов кальция.

Гипсы и ангидриты образуют закономерную парагенетическую ассоциацию с другими гидроксидными породами. Они широко используются в промышленности строительных материалов.

Из сильно концентрированных растворов происходит кристаллизация еще более легко растворимых минералов — **г а л и т а**, **с и л ь в и н а**, **к а р н а л л и т а** и др. В ряде случаев эти мине-

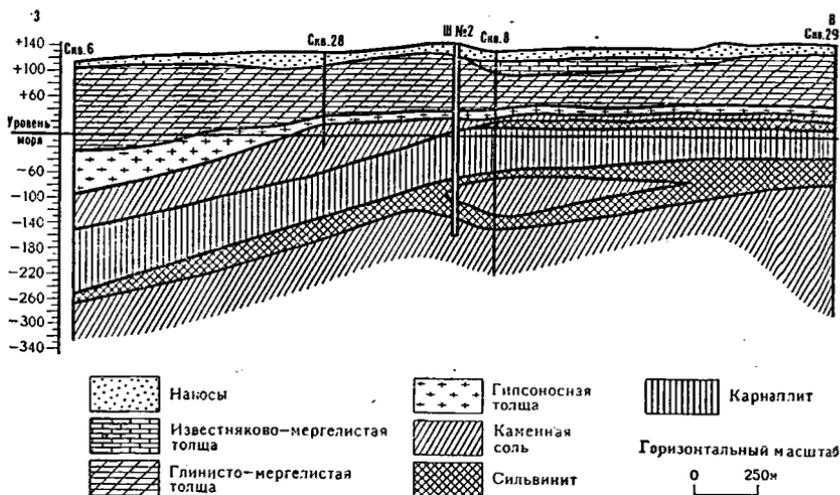


Рис. 122. Схематизированный широтный разрез через Соликамское месторождение (по А. А. Иванову)

ралы слагают слои значительной мощности, которые длительное время разрабатываются. Таковы залежи каменной соли в Соликамске (СССР), Величке (Польша), месторождения сильвина и карналлита в Соликамском районе нашей страны и Штатфуртское в ГДР. Мощность отложенной галита в Величке так велика, что в выработанных участках созданы огромные подземные залы, украшенные скульптурами из каменной соли. В Соликамске горизонт каменной соли имеет мощность 250—400 м, а залегающая выше толща калийных и калийно-магниевых солей — мощность от 30 до 125 м (рис.122).

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В процессе литогенеза происходит глубокая дифференциация химических элементов, вынесенных с суши. Это сопровождается закономерной концентрацией химических элементов в определенных условиях и образованием месторождений полезных ископаемых. Общая схема формирования месторождений полезных ископаемых при литогенезе в условиях гумидного климата показана на рис. 123. Как следует из этой схемы, главная область осадочного рудообразования связана с прибрежной и шельфовой частями морей и крупных озер.

Осадочные железные руды обычно связаны с песчано-глинистыми или алеврито-глинистыми отложениями. Образование руд, как правило, происходило в неглубоких бассейнах. В случае крупных водных бассейнов железные руды протягивались в виде по-

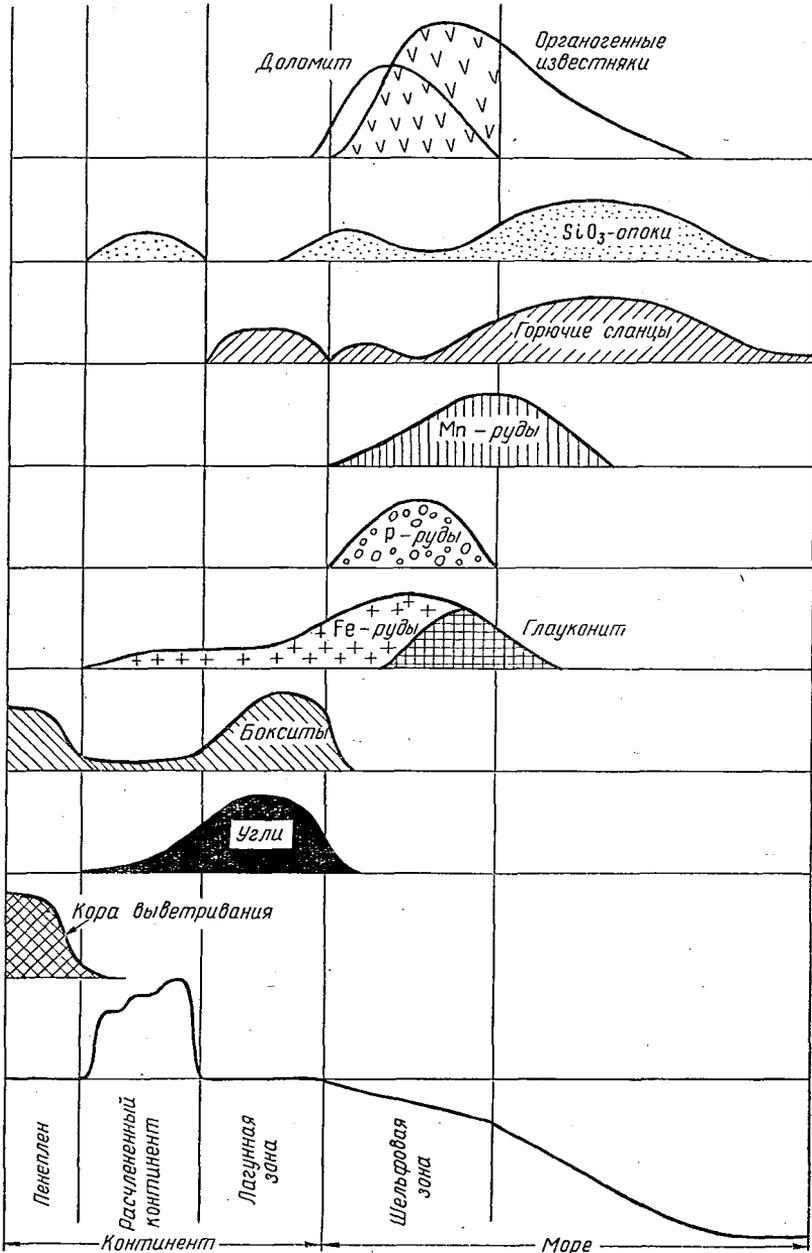


Рис. 123. Общий обзор аутигенного осадкообразования во влажном климате (по Н. М. Страхову)

лос вдоль древних берегов; в небольших бассейнах (озерах) руды отлагались в центральной их части.

Железо, извлеченное из горных пород в результате процессов гипергенеза, при поступлении в бассейн осаждалось в виде аморфного осадка гидроокиси. Процессы диагенеза способствовали образованию железосодержащих минералов и характерных текстур. В условиях недостаточного количества кислорода происходило возникновение гидрогетита и гидрогематита. Примерами таких образований является крупное Нижнеангарское гематитовое месторождение. В условиях некоторого недостатка кислорода формируются скопления сидерита и железистых хлоритов (шамозита). В дальнейшем часть железа была окислена с образованием бурых железняков. Руды этого типа известны в Керченском месторождении, а за границей — в Эльзасских месторождениях. Для осадочных месторождений железа типична оолитовая текстура. Оолиты образованы гидрогетитом, гидрогематитом, или отдельные зоны оолита сложены гидроокислами железа, а другие — железистыми хлоритами (рис. 124).

Важнейшие месторождения железных руд СССР показаны на рис. 125.

Процесс осадочного рудообразования теснейшим образом связан с особенностями выветривания в отдаленном геологическом прошлом. По имеющимся данным, 68% мировых запасов осадочных железных руд приходится на отложения докембрийского возраста, 10% — на отложения палеозоя, 19% — на отложения мезозоя, 3% — на отложения кайнозоя.

Большая часть месторождений марганца имеет осадочное происхождение. Таковы уникальные месторождения Никопольское на Украине, Чиатурское на Кавказе и др. В этих месторождениях четко проявлено влияние окислительно-восстановительных условий на образование минералов марганца (рис. 126).

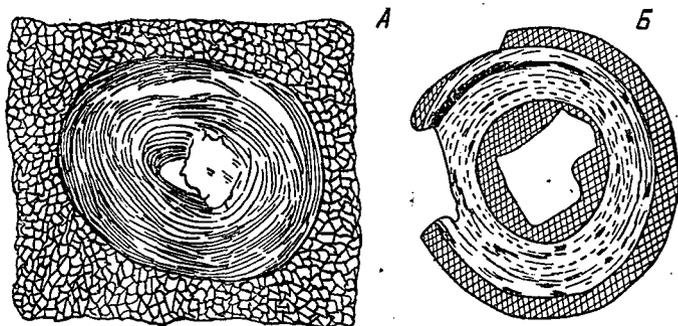


Рис. 124. Железистые оолиты:

А — оолит, сложенный гидрогетитом и железистым хлоритом в мелкокристаллическом сидеритовом цементе; Б — гидрогетитовый оолит из современных осадков Балтийского моря (в центре — кварцевая песчинка)

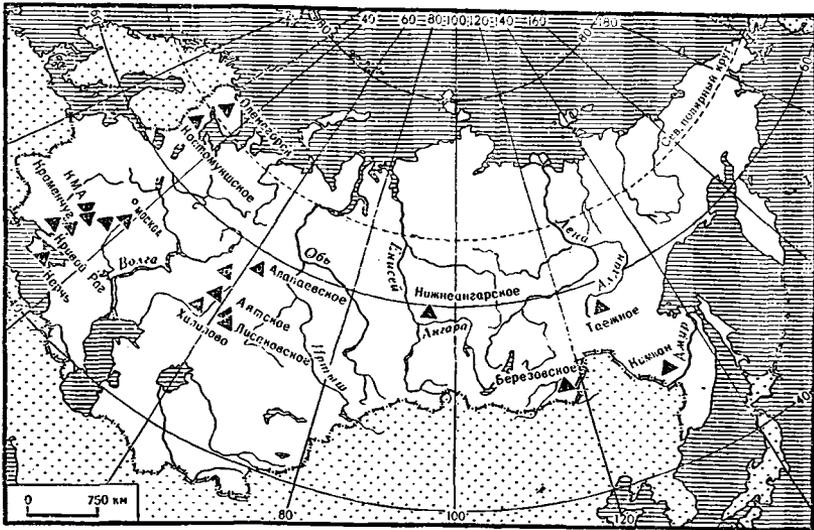


Рис. 125. Главнейшие месторождения железных руд СССР осадочного и осадочно-метаморфического происхождения

На карте отмечены основные месторождения марганцевых руд СССР (рис. 127).

Осадочное происхождение имеет большая часть месторождений бокситов — основной алюминиевой руды. Бокситы представляют осадочную породу, состоящую из глинистых минералов и гидроксидов железа со значительным количеством минералов группы окиси алюминия. В молодых отложениях среди этих минералов обычно преобладает гидраргиллит. В более древних отложениях в

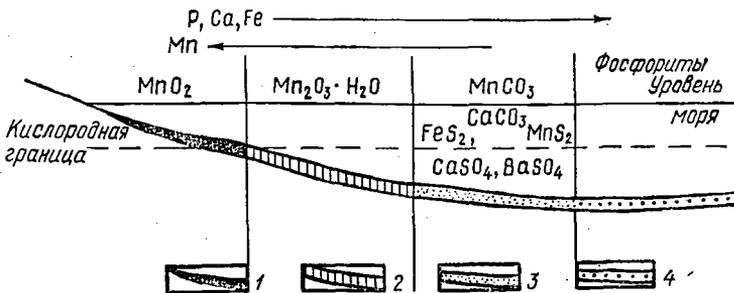


Рис. 126. Распределение минералов в осадочном месторождении марганца (по А. Г. Ветехтину):

1 — окисные пиролюзитовые руды; 2 — мanganитовые руды; 3 — карбонатные руды; 4 — фосфориты

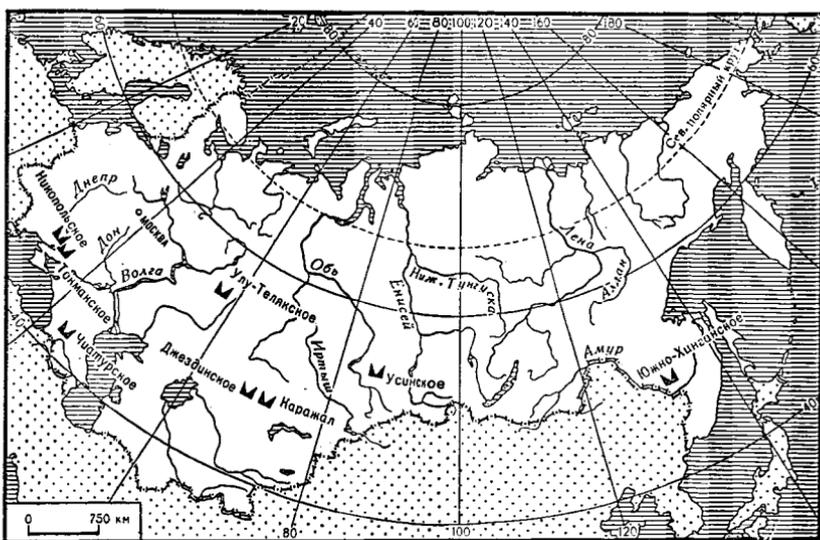


Рис. 127. Главнейшие осадочные месторождения марганцевых руд на территории СССР

бокситов наряду с гидрагиллитом присутствуют бемит и диаспор. По условиям залегания и строению бокситы близки с гидроокисно-шамозитовым железным рудам.

Текстура бокситов часто оолитовая или бобовая. Залежи бокситов имеют пластовую или линзовидную форму. Часто бокситы связаны с известняками. Залегая на кавернозной поверхности известняков, скопления бокситов приобретают сложную форму (рис. 128).

Впервые бокситы были изучены во Франции в местности Бо, откуда и произошло это название. Бокситы широко распространены в Европе (кроме Франции, в Венгрии, Югославии, Греции), в Юж-

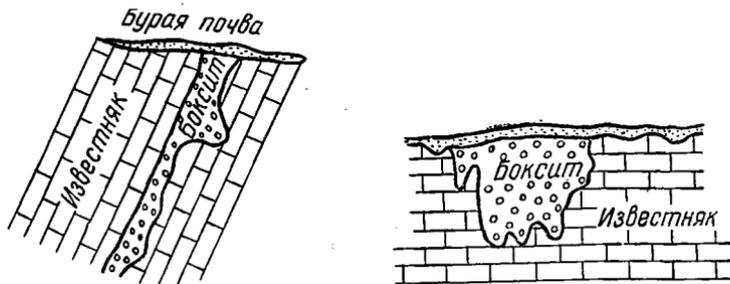


Рис. 128. Приуроченность бокситов к кавернозной поверхности известняков (Югославия)

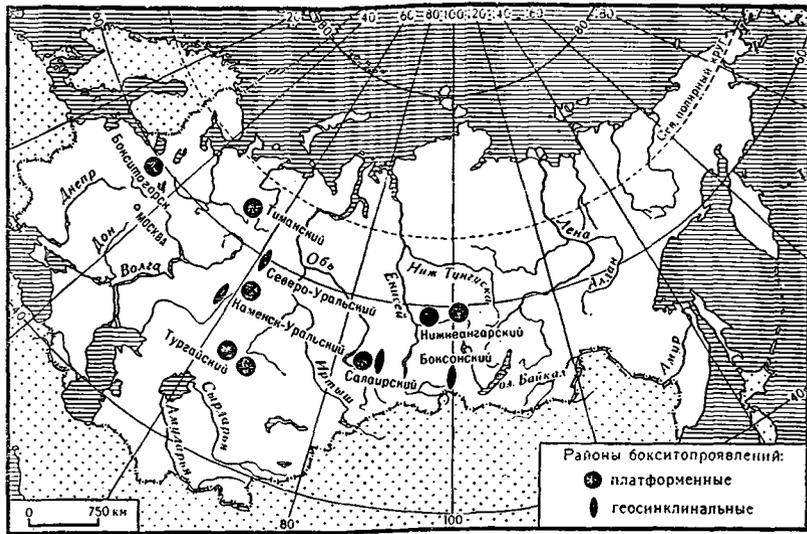


Рис. 129. Районы бокситопроявлений на территории СССР

ной Америке, Африке, на юго-востоке Азии. В нашей стране имеются месторождения бокситов в Ленинградской области (Тихвинский район), на Северном Урале (месторождение Красная Шапочка и др.), в Восточном Саяне (Боксоносное месторождение), в Северном Казахстане (рис. 129).

Каустобиолиты

Название происходит от греческих слов *каустос* — горячий, *биос* — жизнь, *литос* — камень. К этой группе относятся горные породы, имеющие большое значение как важнейшие горючие ископаемые. Среди них выделяют породы угольного и битумного рядов (нефть и др.).

Породы угольного ряда образуются из растительных веществ преимущественно высших растений. Это гумусовые породы, которые можно представить в виде ряда торф — бурый уголь — каменный уголь — антрацит, отражающего различную степень разложения органического вещества и преобразования (углефикации) пород. Изучение торфяников показывает, что наибольшее преобразование и обогащение углеродом испытывают самые нижние слои растительных органических остатков, что связано с давлением вышележащих отложений, температурой и бактериальным воздействием без доступа кислорода. В зависимости от изменения этих факторов и образования кровли, покрывающей торфяники, а также длительности процесса возникают различные типы углей. Б у р ы е у г л и, отличающиеся наименьшей углефикацией, представлены то землистыми рыхлыми разностями бу-

рого цвета, то более плотными, почти черными. Местами в них частично сохранилась обугленная древесина.

Каменные угли характеризуются более высокой степенью углефикации и представляют собой твердые, плотные породы со значительным содержанием углерода. Они образуются в условиях больших глубин при повышенных температуре и давлении.

Антрациты отличаются наибольшей степенью углефикации. Это плотные, тяжелые высокоуглеродистые породы. Образование их связано с воздействием еще более высоких температуры и давления.

Степень углефикации углей зависит от их возраста и тектонического режима той или иной территории. В подвижных зонах земной коры при значительных тектонических движениях, повышенном тепловом потоке, погружении слоев на большие глубины и последующем смятии их в складки образуются каменные угли и антрациты. На относительно спокойных, платформенных (см. ниже) участках при неглубоком залегании угленосных свит степень преобразования достигает буроуголя, реже — каменного. Примером первого из них является Подмосковский бассейн, второго — Донбасс, угли которых образовались в каменноугольный период.

Особую группу твердых каустобиолитов образуют сапропелиты. Они сформировались из другого исходного материала — из органических остатков, содержащих в заметном количестве белки и жиры. Основным источником этих соединений служили простейшие животные и растительные организмы планктона. Среди сапропелитов выделяют богхеды (угли, состоящие главным образом из скоплений сине-зеленых водорослей, и кеннели, содержащие большое количество спор), а также смешанные кеннели-богхеды. Все ископаемые сапропелевые угли отличаются высоким содержанием водорода и меньшим (в сравнении с гумусовыми углями) углерода. При значительной примеси алевроитово-глинистых частиц они переходят в горючие сланцы.

На земном шаре известны многочисленные месторождения каменного угля различного возраста. Среди них различают паралические каменноугольные бассейны (от греч. *паралиос* — приморский), образовавшиеся в болотах приморских низин, периодически заливавшихся морем. Характерная особенность их — большая мощность угленосных отложений (в несколько километров) и большое количество, иногда свыше 100 пластов угля. Вторая особенность, наблюдаемая в Донбассе и в других подобных бассейнах, та, что с пластами угля чередуются слои песчаников, известняков и глин с морской фауной. Такое многократное чередование континентальных осадков с морскими указывает на колебательный характер тектонических движений земной коры, происходивших в момент формирования угленосных отложений, т. е. на неоднократную смену поднятий и опусканий. При поднятии приморские равнины освобождались от морских вод, превращались в заболоченные пространства, где накапливался торф; при опускании морские осадки захо-

роняли образовавшийся торф. Такие колебательные движения накладываются на общий направленный процесс прогибания. Чередование морских и континентальных отложений может быть связано с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.

Образовавшиеся внутри континентов угольные бассейны называются лимническими. Угленосную толщу в них слагают пресноводные осадки (аллювиальные, озерные, болотные и др.). Характеризуются эти отложения относительно небольшой мощностью (десятки, редко сотни метров) и частой изменчивостью литологического состава. Угольные пласты в них залегают преимущественно в виде линз, не выдержаны по мощности, и количество их относительно небольшое (например, Подмосковский бассейн). Но иногда пласты угля и в этом случае бывают большой мощности, более 5—8 м (в Канско-Ачинском бассейне).

Ископаемые угли имеют огромное значение в топливном балансе страны и как сырье для получения химических продуктов.

Породы битумного ряда. К ним относятся битуминозные породы, нефть и твердые битумы. Битуминозные горючие сланцы представляют собой глинистые или мергелистые сланцеватые породы, пропитанные битумом.

Нефть — природная горючая маслянистая жидкость. Она состоит из различных жидких углеводородов метанового, нафтенового и ароматического рядов, а также их сочетаний (метаново-нафтеновая, нафтеново-ароматическая). Подавляющее большинство исследователей считают, что нефть и углеводородные природные газы имеют органическое, или биогенное, происхождение и возникли в результате захоронения рассеянного органического вещества в иловых осадках и его последующего преобразования. Известно, что значительная часть осадочных горных пород, образовавшихся в морских, лагуновых и озерных водоемах, содержит рассеянное органическое вещество. Некоторые углеводороды в рассеянном виде (микронепфть) начинают образовываться еще в осадках на дне водоема при их захоронении и последующем диагенезе из остатков растений и животных, главным образом планктона.

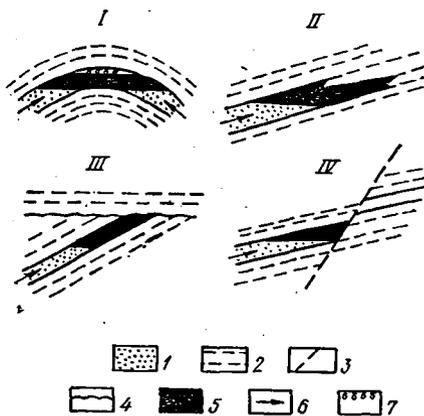


Рис. 130. Некоторые типы ловушек нефти и газа:

I — антиклинальная сводовая; *II* — литологически-экранированная (проницаемые породы сменяются непроницаемыми); *III* — стратиграфически-экранированная (проницаемые породы перекрыты непроницаемыми); *IV* — тектонически-экранированная (проницаемые породы экранированы непроницаемыми по разрыву); 1 — песчаник; 2 — глина; 3 — тектоническое нарушение; 4 — стратиграфическое несогласие; 5 — залежь нефти; 6 — движение углеводородов в коллекторе; 7 — газ

Большое значение имеют также многочисленные микроорганизмы, питающиеся захороненным органическим веществом. Они богаты жирами и жироподобными соединениями, за счет которых образуются дополнительные порции микроневти. Больше всего микроневти находится в горных породах, сформировавшихся в восстановительной обстановке и содержащих сапропелевое вещество. Чем больше сапропелевого вещества и микроневти в горной породе, тем большая вероятность образования собственно нефти. Горные породы, обогащенные подобным органическим веществом, называются нефтематеринскими.

Наиболее распространенные нефтематеринские породы — глинистые и алевроито-глинистые (но могут быть мергелистые и др.). Для образования в них собственно нефти и ее крупных скоплений необходимы особые условия. Такие условия создаются при значительном погружении земной коры, сопровождающемся накоплением новых мощных осадков, захороняющих прежние. Когда нефтематеринские породы оказываются на глубине 2—4 км, в условиях повышенных давлений и температуры ($100 \pm 40^\circ\text{C}$), наступает основная фаза нефтеобразования. Начинается выжимание, или первичная миграция, микроневти, ее отделение от остаточного органического вещества и минеральных компонентов материнских пород. Такие породы становятся нефтепроизводящими. Нефть мигрирует по хорошо проницаемым горным породам, или пористым (песчаным), или трещиноватым (известнякам и доломитам). Эта миграция происходит до встречи с водонепроницаемыми породами. Под ними при благоприятных условиях накапливается нефть — формируются залежи. Водонепроницаемые породы, в которых происходит миграция и формирование залежей нефти, называются коллекторами (от лат. *коллектор* — собирающий). Скопление нефти зависит от степени проницаемости коллектора, его насыщенности водой и ее динамики, а также от структурных и литологических особенностей. Места скопления нефти называют ловушками, различающимися по форме, генезису и механизму образования. Среди них выделяются несколько типов по форме и генезису (рис. 130).

Угледородные природные газы также происходят из органического вещества, захороненного в осадках. Их формирование предшествует, сопутствует и завершает образование нефти. Они также мигрируют в коллекторе и накапливаются в ловушках. При этом всегда наблюдается закономерное распределение газа, нефти и воды в соответствии с их удельным весом. Газ, как наиболее легкий компонент, занимает наивысшее положение; нефть располагается ниже, а под нею находится вода.

Твердые битумы — о з о к е р и т (от греч. *озо* — издаю запах; *керит* — воск) и а с ф а л ь т (от греч. *асфальтос* — смола) — представляют собой главным образом продукты окисления нефти и в своем распространении в земной коре тесно связаны с нефтяными месторождениями.

Глава XII. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

К процессам внутренней динамики (эндогенным) относятся различные движения земной коры и более глубоких оболочек Земли, называемые тектоническими. Они изменяют строение земной коры, вызывают различные нарушения в условиях залегания горных пород, которые местами собраны в сложные складки, разорваны на отдельные блоки и перемещены по разрывам. Тектонические движения определяют структурные формы, или структуры земной коры, под которыми понимается неоднородность в распределении и разнообразие условий залегания горных пород и соотношения их различных типов (осадочных, магматических, метаморфических). С ними связано формирование основных черт современного рельефа.

Тектонические движения характеризуются различной направленностью и интенсивностью во времени и в пространстве. По характеру движений (кинематике) В. Е. Хаин (1973) выделяет преобладающие вертикальные (радиальные) и преобладающие горизонтальные (тангенциальные), плавные (в том числе волновые и складчатые) и разрывные (глыбовые, блоковые), направленные (необратимые) и колебательные (обратимые), восходящие и нисходящие (для вертикальных движений), интенсивные (рельефообразующие, в частности горообразующие) и слабые.

Вертикальные движения называют также колебательными (вследствие периодической смены знака движений). В зарубежной литературе их часто называют еще эпейрогеническими (от греч. *эпейрос* — суша).

Все указанные типы тектонических движений связаны между собой и наиболее полно проявляются в подвижных зонах земной коры. Вертикальные движения могут сочетаться с горизонтальными, плавные — с разрывными, направленные — с колебательными, один тип движений может порождать другой.

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ (ПРЕОБЛАДАЮЩЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ, ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКИЕ) ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Вертикальные движения отчетливо проявляются в целом комплексе признаков. По времени проявления и методике изучения они подразделяются на современные, новейшие и движения прошлых геологических периодов.

Современные движения

Это движения, которые проявились в историческое время на памяти человечества и продолжают поныне. Они могут быть медленными (вековыми) и быстрыми (скачкообразными), связанными с землетрясениями, рассмотренными в специальной главе.

Особенность медленных современных движений — их дифференцированный характер. Одновременно одни участки испытывают прогибание, другие — поднятия. Ярким примером первого служит значительная часть территории Голландии, опустившаяся за историческое время ниже уровня моря, от вторжения которого ее спасают возведенные дамбы высотой 15 м и более. Примером современных поднятий являются районы Северной Швеции и Финляндии, прилегающие к Ботническому заливу, в результате чего некоторые портовые сооружения оказались вдали от моря.

Современные движения имеют колебательный характер, т. е. периодическое изменение знака движений. При этом движения более коротких периодов накладываются на длительную (десяtkи и сотни миллионов лет) устойчивую общую направленность движений, т. е. носят возвратно-поступательный характер.

Методы изучения современных движений. К ним относятся исторический, геоморфологический и геодзический методы.

Исторический метод основан на изучении расположения различных построек по отношению к уровням морских и озерных водоемов. В условиях направленного прогибания земной коры многие постройки, созданные руками человека, в настоящее время находятся под водами морей (например, в Сухумской бухте затоплены постройки греческой колонии Диоскурии; близ Бургаса под уровнем Черного моря находятся римские постройки; в заливе Фос Средиземного моря близ Марселя на глубине более 6 м известны остатки затопленного города Ис). В условиях устойчивого современного поднятия происходит постепенное осушение портовых сооружений и удаление их от моря.

Геоморфологический метод основан на изучении отражения современных движений в рельефе поверхности. При поднятиях на побережьях морей оказываются приподнятыми над уровнем моря абразионные и аккумулятивные современные террасы, волноприбойные ниши, береговые валы и др. На прогибание указывают затопленные береговые валы и террасы, лиманный тип устьев рек и др. Дифференцированность современных движений проявляется и в продольных профилях многих рек. В их пределах выделяют аномальные участки, характеризующиеся большим или меньшим падением (уклоном) реки в сравнении со смежными участками. При этом с поднятиями земной коры бывает связано уменьшение извилистости (спрямление русла), с прогибанием — расширение долины и увеличение извилистости.

Метод водомерных наблюдений дает возможность судить об изменениях уровня моря по отношению к постоянным реперам (футштокам). Регистрация колебаний уровня водоемов в настоящее время производится при помощи самопишущих приборов — **мареографов**. Результаты этих наблюдений подтверждают представление о неравномерных поднятиях и опусканиях и позволяют судить об амплитуде и скорости движений за определенные этапы времени.

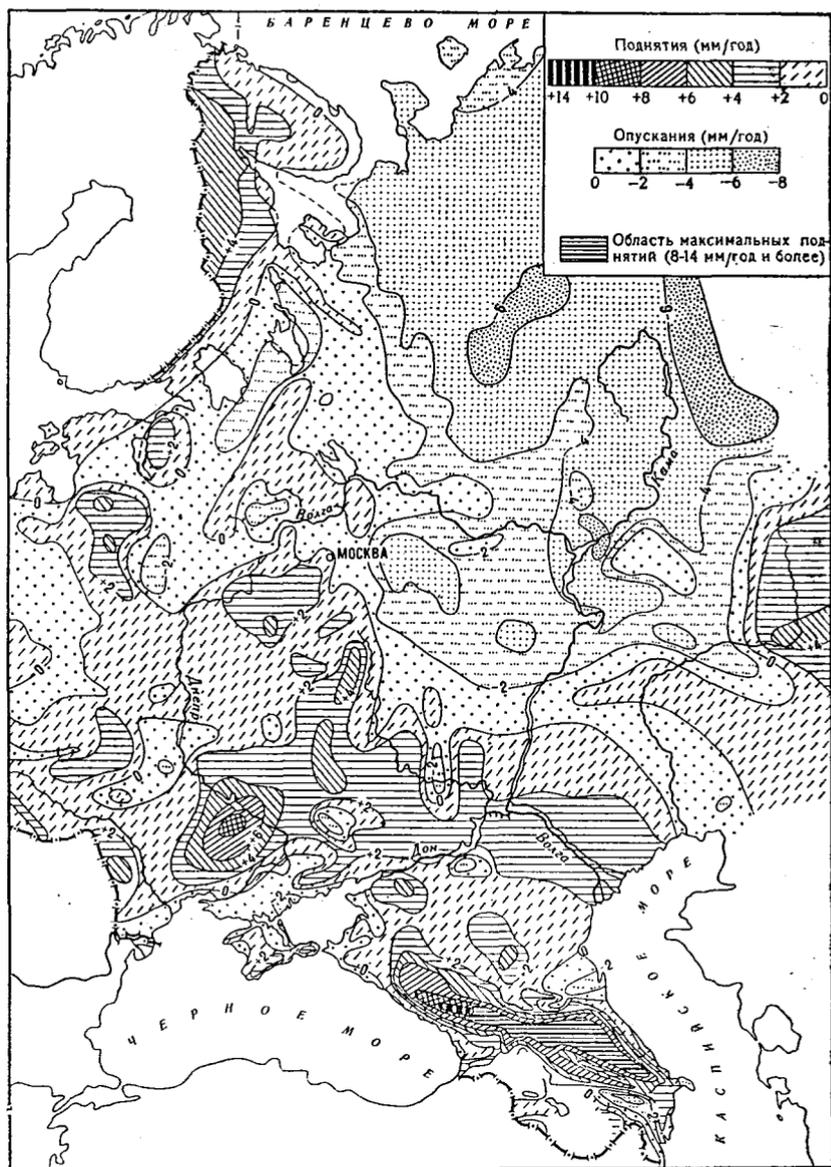


Рис. 131. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (упрощено)

Метод повторного высокоточного нивелирования дает количественную оценку движений за период наблюдений. В СССР и других странах многие годы проводится нивелирование постоянных реперов, заложенных по определенным линиям. Результаты повторного высокоточного нивелирования, водомерных наблюдений в Балтийском и Черном морях и другие исследования положены в основу составления карты современных вертикальных движений земной коры (рис. 131), где указаны районы поднятий и опусканий и скорости движений в один год.

Современные горизонтальные тектонические движения определяют методом повторных триангуляций, при помощи которых устанавливается изменение положения опорных пунктов относительно друг друга на специальных полигонах. На Гармском полигоне в Таджикистане, где проходит глубинный разлом, точным линейно-угловым измерением установлено горизонтальное перемещение хребта Петра Первого к северу со скоростью до 16—18 мм в год при одновременном его воздымании.

Новейшие движения

Под новейшими понимаются движения неоген-четвертичного или олигоцен-четвертичного времени общей продолжительностью соответственно 25 или 40 млн. лет. С этими движениями связано формирование новейших структурных форм и основных черт современного рельефа поверхности Земли. Это позволяет использовать для их изучения комплексную геолого-геоморфологическую методику.

Морфологическое выражение новейших структурных форм (поднятий и прогибов) зависит от скорости тектонических движений и взаимосвязанных с ними процессов денудации и аккумуляции. Чем интенсивней движения, тем больше они находят отражение в рельефе. Это особенно выражено в горных сооружениях, таких, как Тянь-Шань, Алтай, Саяны, которые возникли в новейший этап на месте равнин или эпиконтинентальных морей. Здесь отчетливо выраженные хребты соответствуют зонам интенсивного воздымания, а межгорные впадины — зонам прогибания. Близкая картина наблюдается и в пределах Кавказа, где основные горные возвышенности Большого и Малого Кавказа, представляющие собой области сводово-глыбовых воздыманий земной коры, разделены Рионской и Куринской низменностями, испытывающими в новейший этап значительные прогибания.

Новейшие движения находят отражение и в рельефе равнины страны. По данным К. И. Геренчука, главные речные системы Русской платформы приурочены к областям новейших прогибов, а водоразделы — к областям новейших поднятий. Крупные окраинные прогибы платформ выражены в рельефе низменностями (Прикаспийская низменность и др.). Более мелкие новейшие структурные формы платформ также выражены в рельефе.

Новейшие тектонические движения имеют место в пределах мор-

ского дна. Проведенные исследования показали, что активно развивающиеся новейшие поднятия выражены в подводном рельефе в виде возвышенностей. Примером могут быть подводные возвышенности Каспия в районе Апшеронского полуострова и Бакинско-го архипелага. Вместе с тем в подводном рельефе наблюдается и погруженный под воды субаэральный рельеф. Так, на дне Северного моря установлено подводное продолжение речных долин Темзы, Сены и др. (рис. 132).

Местами под уровнем моря обнаружен холмисто-грядовый моренный рельеф, в других случаях — песчаный эоловый рельеф (дюны и др.).

Вдоль морских побережий местами наблюдается серия морских террас различного возраста, возвышающихся друг над другом. Каждая из них соответствует определенному времени устойчивого положения береговой линии. Они могли образоваться в результате новейших тектонических воздыманий суши, или последовательного снижения уровня моря, или же одновременного проявления того и другого. Наблюдения за высотой разновозрастных террас показывают, что их первоначальная поверхность местами деформирована в результате тектонических движений, изогнута вверх или вниз. Примером могут служить древние морские террасы Каспия, которые значительно приподняты в пределах Апшеронского полуострова и опущены, даже местами (Журинская впадина) погружены под уровень моря, что указывает на различную направленность движений и их неравномерность.

Изучение речных надпойменных террас вдоль по долинам рек также выявляет деформации их поверхности на отдельных участках, что позволяет наметить поднятия или прогибы, пересекаемые рекой.

Геологические (геолого-геоморфологические) методы направле-

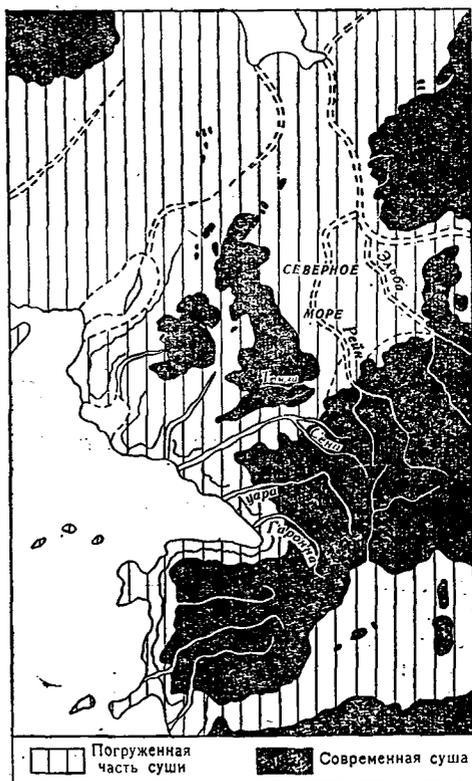


Рис. 132. Подводное продолжение долин Северо-Западной Европы, затопленных морем

ны: 1) на изучение строения речных террас, состава и соотношения в них различных фаций аллювия, высотного положения цоколя. На участках, испытывающих новейшие поднятия, развиты эрозионные или цокольные террасы, а на опускающихся — аккумулятивные; 2) на изучение коралловых рифов, которые в одних местах подняты над уровнем моря, в других опущены и по данным бурения имеют мощность до 1000 м и более (некоторые атоллы в Тихом океане); 3) на анализ мощности и фаций отложений, указывающих на дифференцированный характер новейших тектонических движений. Такой анализ еще более широко применяется при палеотектоническом анализе, рассмотренном ниже.

Тектонические движения прошлых геологических периодов (донеогеновых)

В изучении колебательных тектонических движений более ранних, донеогеновых периодов главное значение приобретают геологические методы. Они основаны на анализе фаций и мощностей древних осадочных горных пород и перерывов стратиграфической последовательности их.

А н а л и з ф а ц и й — один из важных методов исследования. В истории развития земной коры наблюдалось частое перераспределение суши и моря и перемещение береговой линии, связанное с колебательными движениями. При опускании суши происходили трансгрессии (наступление) моря, при поднятии или замедлении опускания — регрессии (отступление). Вслед за движением береговой линии происходили смещения фаций.

При развивающейся трансгрессии моря в вертикальном разрезе обычно наблюдается смена снизу вверх прибрежных конгломератов песками и затем глинами и известняками. Это так называемая трансгрессивная серия пород (рис. 133, I). Иное соотношение фаций при регрессии моря (рис. 133, II). Здесь в геологическом разрезе по вертикали более тонкие осадки будут внизу, более крупные, песчано-галечные, — вверху. Это так называемая регрессивная серия пород.

В геологических разрезах часто встречается сложное чередование трансгрессивных и регрессивных серий слоев различного состава, что указывает на неоднократные перемещения береговой линии, или связанные с эвстатическим колебанием уровня Мирового океана, или вызываемые колебательными движениями и изменением физико-географических условий (глубины, солености, температуры).

А н а л и з и з м е н е н и я м о щ н о с т е й г о р н ы х п о р о д позволяет судить о размахе и скорости колебательных движений. Во многих случаях общая мощность горных пород определенного стратиграфического подразделения суммарно соответствует величине прогибания участка земной коры, на котором проходило накопление осадков. В связи с различной скоростью и направлением

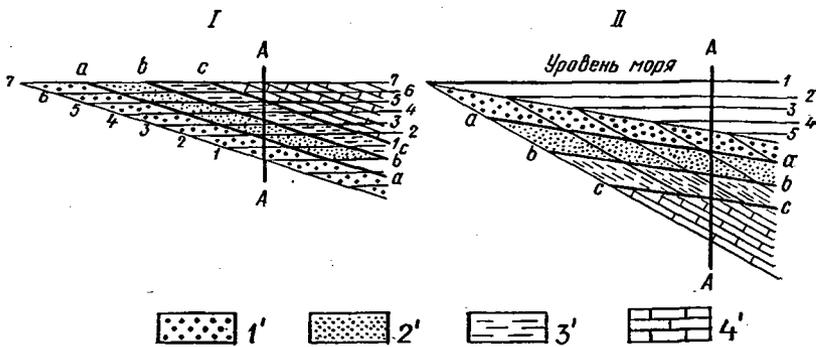


Рис. 133. Смещение фациальных зон вслед за движением береговой линии при трансгрессии (I) и регрессии (II):

a, б, с — границы фаций;
1—7 — временные границы моря; *A—A* — линия вертикального разреза.
1' — галечники; *2'* — пески; *3'* — глины; *4'* — известняки

ностью колебательных движений важно знать закономерность распределения мощностей одновозрастных горных пород по площади. Для этой цели обычно составляют карты, на которых показаны линии равных мощностей, называемые изопакитами (рис. 134). Сопоставляя карты изопакит для различных стратиграфических подразделений, можно видеть направленность движений, их интенсивность и изменения в ходе геологической истории.

Метод анализа мощностей горных пород с целью познания истории колебательных движений был разработан и теоретически

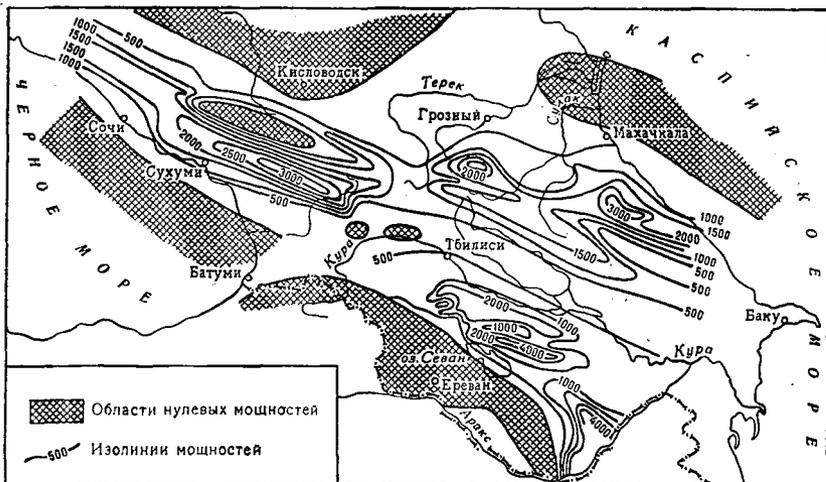


Рис. 134. Схема мощностей средней юры на Кавказе (по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому)

обоснован В. В. Белоусовым. В ходе получения новых данных его уточняли многие исследователи. В частности, обращено внимание на то, что в отдельных районах прогибание было больше, чем мощности осадков, т. е. осадки не успевали компенсировать прогибание земной коры. В этих случаях мощность не отражает величины прогибания, что можно определить по составу горных пород и фауне, характерным для более глубоководных условий. В других случаях поступление осадочного материала превышает прогибание бассейна и происходит избыточная компенсация (перекомпенсация).

Совместный анализ мощностей и фаций отложений позволяет составить представление о суммарной амплитуде опусканий земной коры и об относительно-небольших по размаху колебательных движениях, которые накладывались на этот общий фон прогибания. Так, в Донецком бассейне продуктивная угленосная толща, относимая к среднему (C_2) и позднему (C_3) карбону, достигает мощности около 10 км. Вместе с тем эта огромная толща состоит из однообразно ритмически перемежающихся, сравнительно тонких слоев известняков, аргиллитов, песчаников и угля. Песчаники, глинистые сланцы и известняки, вмещающие уголь, содержат мелководную морскую фауну, по которой можно судить, что они образовались на небольших глубинах, а песчаники, возможно, и в континентальных условиях. Многократное чередование этих слоев и наличие около 200 пластов угля показывают, что в момент формирования продуктивной толщи происходили неоднократные вертикальные перемещения вверх и вниз с относительно небольшой амплитудой, по-видимому, не превышающей 100 м. Палеогеографическая кривая, соответствующая таким ритмично повторяющимся движениям, имеет пологоволнистую поверхность, укладываемуюся в интервал глубин от нескольких метров над уровнем моря до первых десятков метров ниже его (рис. 135, А).

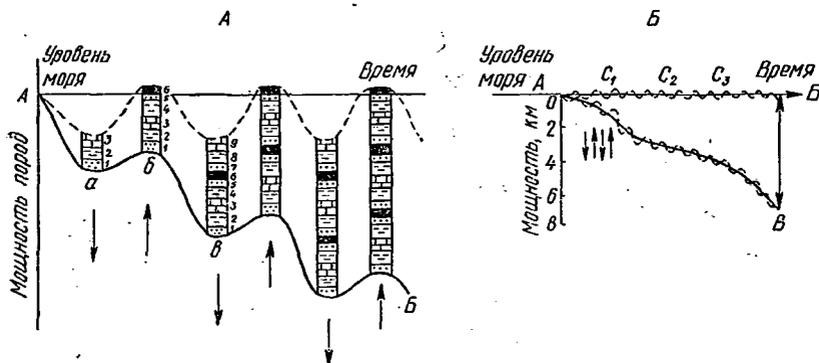


Рис. 135. А — схема условий накопления угленосных толщ в Донбассе. Сплошная линия — основание угленосной толщи (эпейрогеническая кривая); пунктирная — поверхность накопления (палеогеографическая кривая). Б — схема формирования угленосной толщи Донбасса

Эти колебательные движения накладываются на общее направленное крупное прогибание земной коры, которое и является основной причиной накопления мощной, десятикилометровой угленосной толщи Донбасса (рис. 135, Б). При этом скорость прогибания дна бассейна все время компенсировалась скоростью накопления осадков. Это общее прогибание изображено в виде эпейрогенической кривой, где за опорную поверхность взята подошва среднекаменноугольных отложений. При стационарном положении дна бассейна происходит постепенное заполнение его осадками.

Метод анализа перерывов широко используется при изучении колебательных движений.

При изучении геологических разрезов часто можно видеть, что нормальная последовательность слоев нарушается и в них отсутствуют отложения, соответствующие тому или иному времени. Например, в районе Подмосковья на сильно размытую поверхность верхнекаменноугольных известняков непосредственно налегают черные верхнеюрские глины с морской фауной (рис. 136). В этом разрезе нет пермских, триасовых, нижне- и среднеюрских отложений. Их отсутствие можно объяснить только движениями земной коры, поднятиями, вызвавшими в это время регрессию моря, которая сменилась трансгрессией в позднеюрскую эпоху в связи с новым прогибанием района Подмосковья. Такое нарушение последовательности слоев, указывающее на смену знака тектонических движений, называется стратиграфическим перерывом или стратиграфическим несогласием, описанным более подробно ниже.

Таким образом, различными методами установлено, что вертикальные движения распространены повсеместно, но проявляются с различной скоростью в более устойчивых и более подвижных областях и, главное, с различным градиентом (изменение амплитуды и скорости движений на единицу расстояния и в единицу времени).

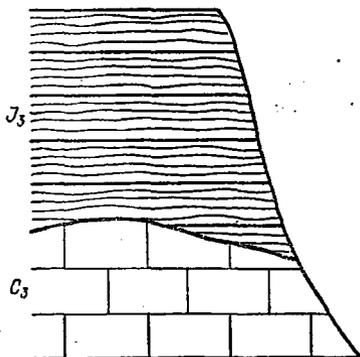


Рис. 136. Разрез правого берега р. Москвы в окрестностях г. Москвы: C_3 — верхнекаменноугольные известняки; J_3 — верхнеюрские глины

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ И ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Общие сведения о формах залегания

Земная кора сложена горными породами, которые образуют различные формы залегания. Среди них выделяются ненарушенные и нарушенные тектоническими движениями. Особенно это наглядно

выражено в слоистых осадочных горных породах, образовавшихся на относительно выровненных поверхностях дна морских водоемов и в меньшей степени на низменных континентальных равнинах, на дне озер и долин. В этом случае первичной формой залегания осадочных горных пород является **г о р и з о н т а л ь н ы й** (или почти горизонтальный) слой (пласт) большой протяженности, ограниченный сверху и снизу параллельными поверхностями напластования (рис. 137, А). Нижняя поверхность называется **п о д о ш в о й** слоя, верхняя — **к р о в л е й**. Кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой составляет **и с т и н н у ю м о щ н о с т ь** (толщину) слоя. Она может изменяться от нескольких сантиметров до первых метров. Однородность слоя определяется составом, окраской, текстурными особенностями и другими признаками. В геологических разрезах осадочных пород всегда наблюдается чередование слоев, что называется **с л о и с т о с т ь ю**. Первичное горизонтальное или близкое к горизонтальному залегание осадочных горных пород характерно для устойчивых площадей земной коры — Восточно-Европейской, Западно-Сибирской равнин и др.

Первоначально горизонтально залегавшие горные породы под влиянием тектонических движений деформируются, приобретают различный наклон, могут быть смяты в складки и нарушены разрывами. Такие тектонические нарушения, или дислокации (от франц. *дислокациони* — нарушение), подразделяют на две основные группы: 1) **с в я з н ы е**, или упругопластичные; 2) **р а з р ы в н ы е**, или хрупкие.

Связные тектонические нарушения.

Наклонные и складчатые формы залегания горных пород

Связные тектонические нарушения проявляются в слоистых осадочных горных породах в форме различных изгибов без нарушения их сплошности. Среди них выделяются несколько структурных форм.

Моноклиналиное, или наклонное, залегание слоев. Оно характеризуется тем, что слои горных пород наклонены в одну сторону и под одним углом (рис. 137, Б). Такая форма залегания называется **м о н о к л и н а л ь ю**. Пологие крупные моноклинали свойственны платформенным областям, а более крутые — некоторым переходным зонам от горных сооружений к платформам (Предкавказье и др.). В ряде случаев моноклинали не представляют самостоятельной формы, а входят в состав других связных нарушений. На примере моноклинали можно рассмотреть элементы залегания слоев, их определение, позволяющее судить об ориентировке их в пространстве. К элементам залегания относятся простирание, падение и угол падения.

П р о с т и р а н и е м наклонного слоя называется его положение по отношению к странам света.

Л и н и я п р о с т и р а н и я — это линия пересечения

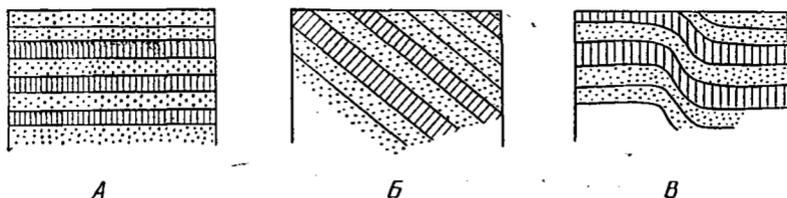


Рис. 137. Ненарушенные формы залегания горных пород:

А — горизонтальное залегание; Б — моноклиналиное залегание; В — флексура

поверхности слоя с горизонтальной плоскостью, или, иначе, любая горизонтальная линия на поверхности слоя.

Азиму́т простира́ния слоя представляет собой угол между линией простирания и меридианом, изменяющийся от 0 до 360°. Он может быть выражен двумя значениями, отличающимися друг от друга на 180°, так как любая линия простирания имеет два противоположных направления (например, юго-западное направление 225° и противоположное, северо-восточное 45°).

Паде́ние сло́я — его положение по отношению к плоскости горизонта.

Линией паде́ния называется линия, лежащая на поверхности наклонного слоя перпендикулярно к линии простирания и направленная в сторону его наибольшего наклона.

Уго́л паде́ния — это угол между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Он изменяется от 0 до 90°. Его определение производится одновременно с нахождением линии падения, соответствующей наибольшему наклону слоя.

Азиму́т паде́ния — угол между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и северным направлением географического меридиана. В зависимости от положения слоя азимут падения может меняться от 0 до 360° и, в отличие от простирания, имеет только одно значение. Все измерения элементов залегания производятся при помощи горного компаса.

Флексуры представляют собой структурные формы в виде коленобразных изгибов слоистых толщ. Такие перегибы наблюдаются на фоне как горизонтально, так и наклонно залегающих слоев, осложняя моноклинали. На рис. 137, В видны следующие элементы флексуры: верхнее, смыкающее и нижнее крылья; угол наклона смыкающего крыла и его вертикальная амплитуда. Угол наклона смыкающего крыла может быть пологим, крутым и даже вертикальным. Флексуры имеют различные размеры и особенно широко развиты в пределах относительно устойчивых участков земной коры — платформ.

Крупные пологие изгибы характерны также для платформенных областей. Их амплитуда измеряется первыми километрами (местами более 10 км), а поперечники — сотнями и даже 1000 км и более. Крупные прогибы, имеющие слегка вытянутую овальную

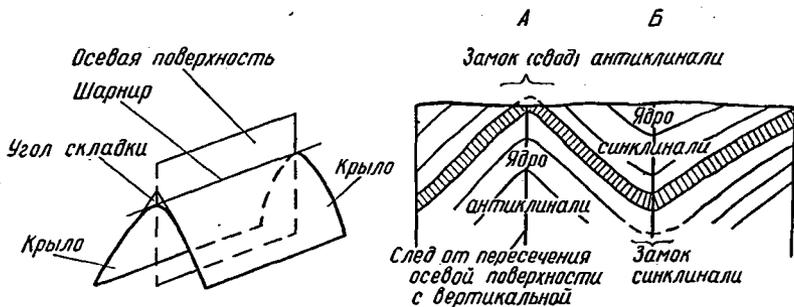


Рис. 138. Складки и их элементы:
 А — антиклиналь; Б — синклиналь

или округлую форму, на платформах называются *синеклизами*, а поднятия — *антеклизами*. Примером крупного, очень пологого прогиба Русской платформы является Московская синеклиза; наклон слагающих ее горных пород от краевых частей к центральным составляет доли градусов, а диаметр превышает 1000 км. Наиболее часты уклоны 2—3 м на 1 км. Пологие крылья синеклиз бывают осложнены *флексурами*, структурными террасами. Примером крупного пологого поднятия является Воронежская антеклиза, крылья которой также местами ступенчатые.

Складки и их морфологические типы. В пределах горных сооружений (Урал, Кавказ и др.) горные породы смяты в сложные складки различных размеров. *Складками* и называют волнообразные изгибы слоев. В зависимости от направления изгиба (вниз или вверх) среди них выделяют складки *антиклинальные*, или *антиклинали*, и *синклинальные*, или *синклинали*. В антиклиналях изгиб слоев обращен выпуклостью вверх, и в центральных частях их расположены более древние породы, чем в краевых. В синклиналях изгиб слоев направлен вниз, и во внутренних частях их располагаются более молодые породы.

В каждой складке выделяются следующие элементы (рис. 138): 1) *замок* — место перегиба слоев. В антиклинальных складках замок называют часто *сводом*; 2) *крылья* — боковые части складки; 3) *ядро* — внутренняя часть складки, примыкающая к замку; 4) *угол*, образованный пересечением продолженных поверхностей крыльев складки; 5) *шарнир* — линия, проходящая через точки максимального перегиба любого из слоев, собранных в складки. В продольном направлении наблюдаются поднятие и погружение (*ундуляция*) шарнира, связанные с воздыманиями и опусканиями складки; 6) *осевая поверхность* — поверхность, проходящая через точки максимального перегиба слоев, образующих складку; 7) *ось складки* — линия пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной поверхностью. Ее положение определяется азимутом простирания.

Классификация складок основана на различных признаках.

I. Формы складок по положению осевой поверхности (рис. 139): 1) прямые симметричные складки — осевая поверхность вертикальна и наклон крыльев одинаков; 2) наклонные (косые) складки — осевая поверхность наклонная, крылья падают в противоположные стороны. Падение одного крыла круче падения другого; 3) опрокинутые складки — осевая поверхность значительно наклонена и крылья падают в одну сторону — одно крыло подвернуто под другое; 4) лежачие складки — осевая поверхность горизонтальна или почти горизонтальна; 5) ныряющие, или перевернутые, складки — осевая поверхность изогнута относительно вертикального положения на угол, больший 90° . В опрокинутых, лежачих и перевернутых складках различают нормальные крылья (над осевой плоскостью), в которых более молодые породы залегают выше древних, и опрокинутые, или обращенные, с обратной последовательностью слоев (древние лежат на более молодых).

II. Формы складок по соотношению между крыльями и характером замка (рис. 140): нормальные (обычные) — острые и округлые; изоклиальные с параллельными крыльями; веерообразные; сундучные (коробчатые) с плоским замком и крутыми крыльями.

III. По соотношению мощностей слоев на крыльях и в замке выделяются два типа складок: концентрические — с одинаковой мощностью слоев в замке и на крыльях и подобные — с уменьшенной мощностью на крыльях.

Складки различаются также по протяженности и ширине. По этим признакам выделяются линейные складки — это длинные относительно узкие складки. Их длина во много раз превышает

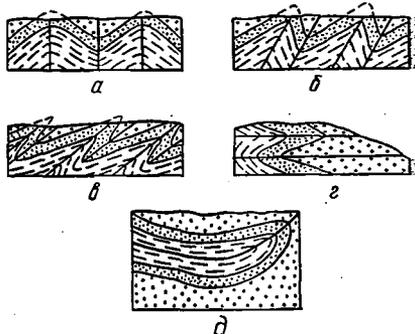


Рис. 139. Формы складок по положению осевой поверхности: а — прямые, б — косые, в — опрокинутые, г — лежачие, д — перевернутые

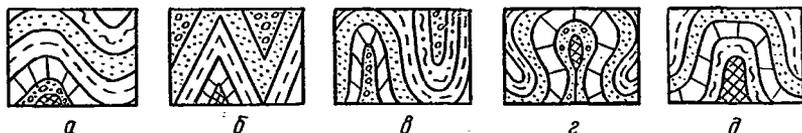


Рис. 140. Типы складок по форме свода и соотношению крыльев: а — округлые, б — острые, в — изоклиальные, г — веерообразные, д — сундучные, или коробчатые

ширину. Они приурочены в основном к складчатым областям; брахискладки, или укороченные, складки, в которых длина в 2—5 раз больше ширины. Среди них различают брахиантиклинали и брахисинклинали. Купола и мульды (чаши) — изометричные формы. Куполом называется округлая выпуклая (антиклинальная) складка; мульдой — вогнутая (синклиналиная) складка. Брахискладки и купола развиты как на платформах, так и в областях погружения складчатых зон (например, юго-восточное погружение Кавказа и др.).

Помимо гармоничных складок, в которых все слои горных пород изогнуты в одинаковой степени, нередко встречается несовпадение (дисгармония) складок в разных слоях. Слои более мощные и твердые изогнуты в широкие, относительно спокойные складки, а тонкие и мягкие слои между ними образуют мелкие интенсивные складки. Ярким примером дисгармонии являются диапировые складки, или складки протекания, когда высокопластичные породы — соли, гипсы, глины и другие — выжимаются вверх, образуя крутое ядро складки. Наиболее известны и изучены соляные купола и глиняные диапиры. Пластичные породы в ядре бывают смяты в сжатые складки. Вмещающие породы раздвигаются в стороны, вблизи контакта они имеют крутое падение, местами нарушены разрывами (рис. 141).

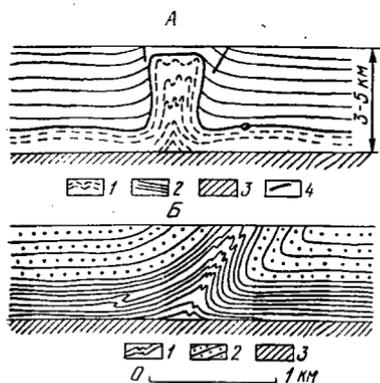


Рис. 141. Диапировые складки в разрезе (по В. В. Белоусову):

А — соляной купол: 1 — соль; 2 — различные осадочные породы, покрывающие соль; 3 — породы, подстилающие соль; 4 — расколы в покрывающей толще пород, образовавшихся под напором соли; Б — глиняный диапир: 1 — пластичная глина; 2 — покрывающие глину менее пластичные породы — песчаники, известняки и т. п.; 3 — подстилающие породы. Масштаб указывает приблизительные размеры складок в природе

Типы складчатости

В различных структурных зонах земной коры наблюдается та или иная совокупность складок, которая называется складчатостью. По форме складок и их взаимоотношению на площади и в разрезе выделяют два основных типа складчатости:

1) полная, или линейная, складчатость, приуроченная к складчатым областям. Для нее характерно полное заполнение складками всего пространства. Линейные складки — антиклинали и синклинали, имея примерно одинаковые размеры и форму, располагаются параллельно друг другу с одним и тем же простиранием на значительном протяжении. Такая складчатость называется также складчатостью общего смятия, или сжатия; она связана с горизонтальным сжатием всей толщи слоев. В

ней отдельные антиклинальные и синклинальные складки группируются в более сложные структурные формы — антиклинории и синклинории (рис. 142). Сочетание этих структурных форм образуют в целом сложные горно-складчатые сооружения — мегантиклинории (от греч. *мега* — большой), такие, как Большой Кавказ, Урал и др.;

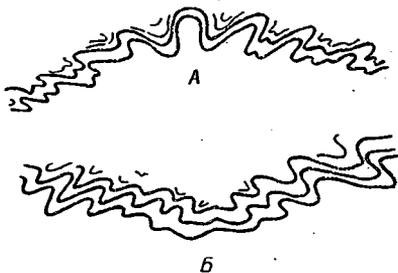


Рис. 142, А — антиклинорий; Б — синклинорий

2) **п р е р ы в и с т а я** складчатость, наблюдающаяся главным образом в пределах платформ. Для нее характерны отдельные (локальные) изолированные складки среди области с горизонтальным залеганием слоев; неравное развитие антиклиналей и синклиналей с преобладанием первых; отсутствие линейности; различия в простирании отдельных складок; большое морфологическое разнообразие складок — брахискладки, купола и мульды, флексуры, моноклинали, валы большой протяженности (Доно-Медведицкий, Окско-Цнинский), осложненные уступами флексур, отдельными локальными поднятиями, крупные прогибы (синеклизы) и поднятия (антеклизы).

Помимо указанных основных типов складчатости, В. В. Белоусов выделяет **п р о м е ж у т о ч н у ю** складчатость, свойственную переходным зонам от складчатых областей к платформам (например, в Предкавказском краевом прогибе). Разновидности промежуточной складчатости — сундучная или коробчатая складчатость и гребневидная, в которой наблюдается чередование резко выраженных узких антиклиналей и широких плоских синклиналей. Встречаются также диапировые купола, брахискладки.

Разрывные (дизъюнктивные) тектонические нарушения горных пород

Среди разрывных нарушений горных пород выделяются две группы: **т р е щ и н ы** — разрывы без смещения или с незначительным смещением; **р а з р ы в ы** со смещением горных пород. Трещины широко развиты в земной коре, по происхождению их подразделяют на нетектонические и тектонические. К **н е т е к т о н и ч е с к и м** относятся **п е р в и ч н ы е**, или **д и а г е н е т и ч е с к и е**, трещины, возникающие в стадию превращения осадка в осадочную горную породу, а также при охлаждении и затвердевании магматических пород (плитчатые, столбчатые и другие отдельности); трещины, возникающие в процессе выветривания пород; оползневые трещины; трещины в бортах долин рек и оврагов (оседание откосов).

Т е к т о н и ч е с к и е трещины отличаются от нетектониче-

ских большей выдержанностью и протяженностью. Они обычно группируются в ряды одного и того же простирания и пересекают различные по составу горные породы. Такие трещины образуются под влиянием тектонических движений и возникающих при этом напряжений. При растягивающих напряжениях (растяжении) образуются региональные трещины отрыва. При этом возможно развитие двух взаимно перпендикулярных трещин. Например, в ядрах линейных складок отчетливо выражена продольная система трещин, совпадающая с простиранием осей складок, а на перегибах шарниров (при их погружении или поднятии) — поперечные. На округлых, куполовидных поднятиях возникают системы концентрических и радиальных трещин. Угол наклона трещин колеблется в значительных пределах от $1-10^\circ$ до почти вертикальных — $80-90^\circ$.

В том случае, когда происходит не растяжение, а сжатие (например, в процессе развития линейных складок), формируются трещины скола (срезания), пересекающиеся ряды которых ориентированы под углом около 45° к оси сжатия.

Совокупность всех трещин называется **трещиноватостью**, систематическое изучение которой позволяет судить о направленности напряжений, вызывающих различные виды тектонических деформаций.

Разрывы со смещением горных пород. Главнейшими типами разрывных тектонических нарушений со смещением отдельных блоков горных пород относительно друг друга являются сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги, раздвиги и покровы, или шарьяжи. В каждом из указанных разрывных нарушений выделяют следующие элементы: **с м е с т и т е л ь** — плоскость разрыва, по которой происходит смещение; **к р ы л ь я** — смещенные части горных пород, расположенные по обе стороны от сместителя. При наклонном сместителе крыло, расположенное над ним, называется **висячим**, под ним — **лежащим**. Важно определение **а м п л и т у д ы**, или величины, смещения. Различают следующие амплитуды (рис. 143): наклонную по сместителю, вертикальную, горизонтальную и стратиграфическую (расстояние по нормали между кровлей и подошвой одного и того же слоя в обоих крыльях).

С б р о с представляет собой разрывное нарушение, при котором висячее крыло опущено, а лежащее относительно приподнято (рис. 143, а, б, в). Сместитель наклонен в сторону опущенных пород.

Сбросы образуются в условиях растяжения земной коры. Разрывные нарушения, группируясь, образуют сложные системы — **ступенчатые сбросы**, состоящие из блоков горных пород, с различной амплитудой смещения (рис. 144, А).

В з б р о с — нарушение, в котором висячее крыло поднято по крутому сместителю, а лежащее — опущено (рис. 143, г). Сместитель наклонен в сторону приподнятых пород.

Г р а б е н ы (от нем. *грабен* — ров) — опущенные участки земной коры, ограниченные сбросами, реже взбросами. Примерами

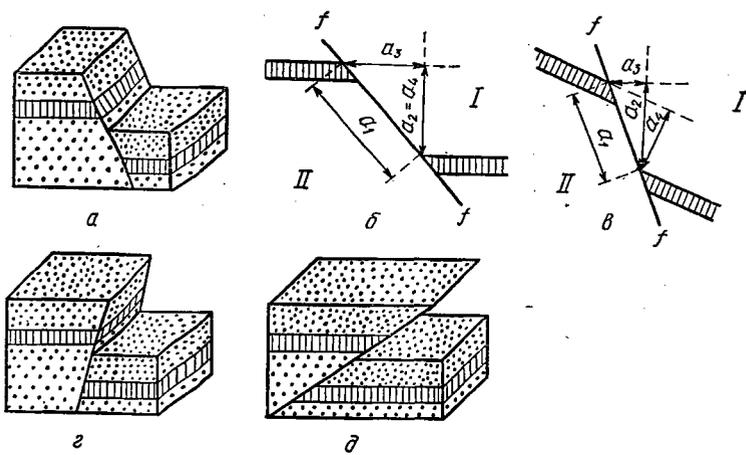


Рис. 143. Разрывные нарушения и их элементы:

a — разрез сброса; *б* — схема сброса в горизонтально залегающих слоях; *в* — взброс; *г* — надвиг. *I* — висячее крыло; *II* — лежащее крыло; *f-f* — сместитель; *a₁* — истинная амплитуда смещения; *a₂* — вертикальная амплитуда смещения; *a₃* — горизонтальная амплитуда смещения; *a₄* — стратиграфическая амплитуда смещения

крупных грабенов являются грабены озера Байкал и Рейнский, разделивший Шварцвальд и Вогезы (рис. 144, Б).

Горсты — относительно поднятые структуры, ограниченные системой сбросов и взбросов (рис. 144, В).

Сдвиги — разрывные горизонтальные нарушения, направленные по простиранию сместителя (рис. 145). Раздвиги — смещения, выраженные в горизонтальном раздвижении крыльев разрыва. Ширина раздвигов колеблется от долей метров и первых метров до километров; к ним бывають приурочены различные жилы магматического или гидротермального происхождения.

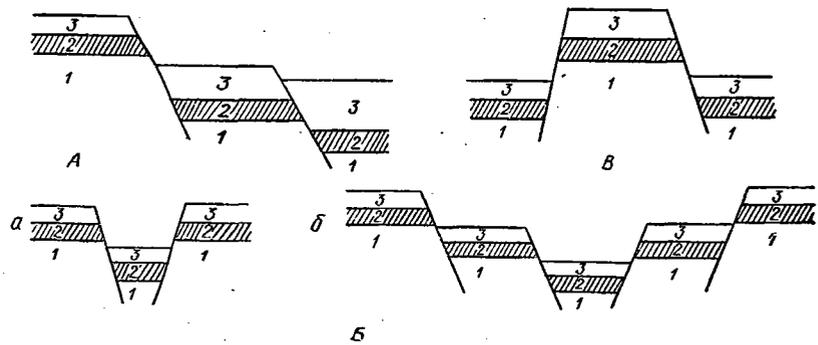


Рис. 144. Сложные системы разрывных нарушений:

A — ступенчатые сбросы; *Б* — грабены; *a* — простой, *б* — сложный; *В* — горст. Цифрами обозначены разновозрастные слои

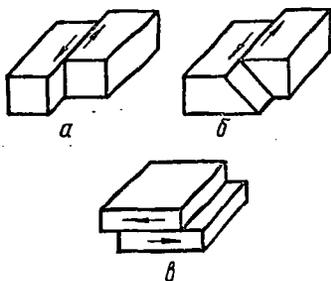


Рис. 145. Различные виды сдвигов:
а — вертикальный, *б* — наклонный,
в — горизонтальный

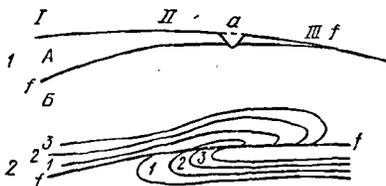


Рис. 146. 1. Схема строения покрова:

I — корни покрова; *II* — тело покрова; *III* — голова, или фронт, покрова; *а* — эрозионное окно. *А* — аллохтон, *Б* — автохтон, *ff* — сместитель.

2. Шарьяж (покров), образовавшийся из лежащей складки

Цифрами обозначены разновозрастные слои

глубокие — до 300—700 км; 2) значительная протяженность в сотни, а иногда и в тысячи километров; 3) длительность развития в течение сотен миллионов, а иногда и более миллиарда лет. Такие глубинные разломы разделяют земную кору на отдельные блоки, или глыбы, которые под влиянием разнонаправленных тектонических движений перемещаются относительно друг друга, образуя глубинные сбросы, взбросы, покровы, раздвиги, сдвиги. Ярким примером глубинных разломов являются раздвиги в пределах рифтовых зон срединно-океанических хребтов, а сдвигов — сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии.

С глубинными разломами связаны интенсивные землетрясения и вулканизм.

Надвиги — нарушения, в которых висячее крыло поднято вверх, так же как у взброса, но падение сместителя пологое (менее 60°), а местами даже близкое к горизонтальному (рис. 143, *д*). Группируясь, они образуют системы чешуйчатых надвигов.

Тектонические покровы, или шарьяжи, представляют собой надвиги с большим горизонтальным перемещением (на десятки, а иногда и на сотни километров) по пологим, иногда горизонтальным и волнистым поверхностям сместителя. Такие покровные структуры развиты в Альпах, Карпатах и других горных сооружениях (рис. 146).

Взбросы, надвиги, шарьяжи образуются в условиях сжатия земной коры.

Глубинные разломы. Помимо описанных выше разрывных нарушений, приуроченных главным образом к верхней части земной коры, особое значение имеют глубинные разломы. Для таких разломов характерны: 1) большая глубина заложения. Среди них по сейсмическим данным выделяют коровые (пересекающие всю земную кору), глубокие — до 60—300 км и сверх-

Согласное и несогласное залегание горных пород

Изучая геологические разрезы, можно видеть, что соотношение налегающих друг на друга осадочных пород бывает различным. В одном случае слои одного возраста постепенно, без всякого перерыва, переходят в слои другого возраста и залегают они параллельно друг другу (рис. 147, А). Такое залегание пород называется **согласным**. Оно показывает, что накопление осадков того и другого возраста в морском бассейне проходило непрерывно. Вместе с тем часто из разреза выпадают те или иные стратиграфические горизонты. Это свидетельствует о перерыве в осадконакоплении, вызванном движениями земной коры. Перерывы бывают как кратковременные, так и очень длительные, захватывающие целые геологические эпохи и периоды, как это было показано выше на примере Подмосквья, где на размытую поверхность каменноугольных отложений налегают юрские глины. Если при этом слои пород различного возраста лежат параллельно друг другу, то такое стратиграфическое несогласие называется, кроме того, и **параллельным** (рис. 147, Б).

Другой вид несогласия — **угловое несогласие**, когда наблюдается не только стратиграфический перерыв, но и различный наклон подстилающих и покрывающих слоев. На рис. 147, В видно, что нижний комплекс слоев смят в складки, а верхний комплекс пород лежит горизонтально. Последовательность развития процессов в этом разрезе представляется следующим образом: 1) про-

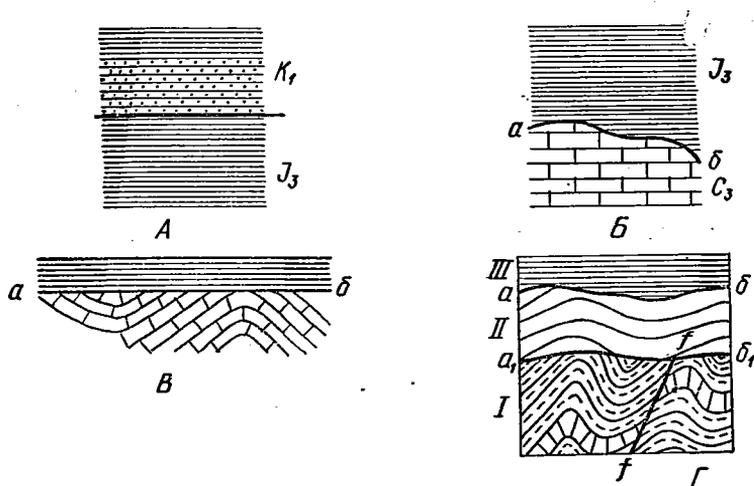


Рис. 147. Примеры согласного и несогласного залегания горных пород: А — согласное залегание; Б — параллельное несогласие; В — угловое несогласие; Г — двойное несогласие. I, II, III — структурные ярусы; а₁, б₁ — поверхности несогласия; ff — тектонический разрыв

гибание земной коры и накопление осадков нижнего комплекса пород; 2) смятие слоев нижнего комплекса в складки и поднятие их выше уровня моря (фаза складчатости); 3) интенсивная денудация и выравнивание рельефа; 4) новое прогибание земной коры, трансгрессия моря и накопление горизонтально лежащих слоев верхнего комплекса.

Помимо однократного углового несогласия, в геологических разрезах может наблюдаться несколько угловых несогласий, разделяющих различные комплексы пород.

На рис. 147, Г видны три комплекса пород с различными углами наклона. Здесь два угловых несогласия, указывающих на две фазы складчатости.

Комплекс пород, различных по составу и возрасту, характеризующийся определенным типом тектонических нарушений и отделенный от другого комплекса угловым несогласием, называется структурным ярусом (этажом).

Теоретическое и практическое значение изучения тектонических движений. Изучение тектонических деформаций горных пород позволяет восстановить историю геологического развития земной коры и особенности развития ее главнейших структурных элементов. Изучение тектонических движений, складчатых и разрывных нарушений имеет важное практическое значение при поисках, разведке и эксплуатации различных полезных ископаемых, при инженерно-геологических исследованиях, ведущихся для обоснования проектирования крупных гидротехнических сооружений и каналов, и при решении многих других важных задач.

Глава XIII. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Одной из форм проявления эндогенных геологических процессов являются землетрясения — внезапные и резкие сотрясения земной коры, вызванные освобождением потенциальной энергии в недрах Земли. Наука, изучающая землетрясения, называется сейсмологией. Среди землетрясений выделяют два типа: 1) связанные с процессами вулканизма и, следовательно, проявляющиеся только в районах современной вулканической деятельности; 2) тектонические, связанные с напряжениями, вызванными тектоническими силами в земной коре, или верхней мантии. Эти напряжения, длительно накапливающиеся в глубине, в определенные моменты достигают предела прочности горных пород. Возникают разрыв и мгновенное смещение, освобождение упругой энергии, сопровождающееся вертикальными и горизонтальными движениями.

При сильных землетрясениях на поверхности Земли возникают трещины, в горах происходят оползни, обвалы, наблюдаются заметные изменения рельефа.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Интенсивность (сила) землетрясений (I) в СССР оценивается по 12-балльной шкале, где учитываются степень повреждения различных типов зданий, ощущения людей, характер деформаций поверхности. В несколько сокращенном виде шкала интенсивности представлена в таблице 7. В приведенной 12-балльной шкале отражен эффект землетрясений на поверхности Земли. Но важно определить энергию землетрясений, изменяющуюся в значительных пределах в зависимости от интенсивности и глубины их возникновения.

Глубинный центр возникновения землетрясений называется **очагом** (гипоцентром, фокусом) землетрясений. Очаги располагаются на различных глубинах, как в пределах земной коры, так и в верхней мантии. Они охватывают определенный объем в толще Земли, тем больший, чем сильнее землетрясение. Область на поверхности Земли, в которой колебания почвы, вызванные подземным ударом, наибольшие, называется **плейстосейстовой областью**, в центральной части которой располагается **эпицентр** (проекция очага землетрясений на дневную поверхность). Иногда названия «плейстосейстовая» и «эпицентральная области» употребляются как синонимы. Дальше от эпицентральная области колебания почвы становятся слабее. Наблюдения за интенсивностью землетрясения в различных пунктах позволяют оконтурить площади с одинаковой силой землетрясения. Такие площади называются **изосейсмальными** (от греч. *изос* — равный), а линии, оконтуривающие их, — **изосейстами**. Для каждого землетрясения составляется карта **изосейст** (рис. 148). Очаги землетрясений по глубине подразделяются на: 1) поверхностные (до 10 км от поверхности); 2) нормальные (глубина 10—60 км); 3) промежуточные, или глубокие (глубина 60—300 км); 4) наиболее глубокие, или глубокофокусные (300—700 км). Наибольшее количество землетрясений связано с первыми двумя типами. Таким образом, очаги землетрясений залегают на глубинах от приповерхностных частей земной коры до 700 км. Глубокофокусные землетрясения (600—700 км) особенно характерны для Дальнего Востока и Тихоокеанского пояса в целом с его островными дугами и глубоководными желобами. Все это указывает на активные эндогенные процессы, захватывающие почти всю верхнюю мантию. По этой причине земную кору и верхнюю мантию вместе называют **тектоносферой**.

При землетрясениях в очаге возникают два типа упругих колебаний, или сейсмических волн, — продольные и поперечные волны.

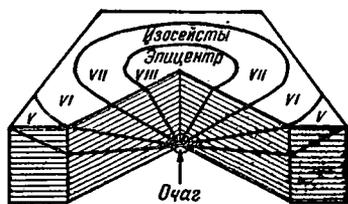


Рис. 148. Блок-диаграмма, показывающая изосейсты и их отношение к эпицентру и к пути, проходимому волнами, исходящими радиально из очага землетрясений. Цифры показывают интенсивность землетрясения в баллах

Шкала интенсивности землетрясений (I)

Интенсивность, баллы	Общая характеристика землетрясений	Основные признаки
I	Незаметное	Отмечается только приборами
II	Очень слабое	Ощущается отдельными людьми, находящимися в здании в полном покое
III	Слабое	Ощущается немногими людьми в зданиях
IV	Умеренное	Ощущается многими. Заметное колебание висячих предметов
V	Довольно сильное	Ощущается всеми, заметные колебания зданий, многие спящие просыпаются
VI	Сильное	Общий испуг, в зданиях легкие повреждения (тонкие трещины в штукатурке, перегородках)
VII	Очень сильное	Паника, все выбегают из зданий. На улице некоторые люди теряют равновесие; падает штукатурка, в стенах тонкие трещины, повреждаются кирпичные дымовые трубы. Отдельные люди получают ранения
VIII	Разрушительное	Сквозные трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб. Много раненых, отдельные жертвы
IX	Опустошительное	Обрушение стен, перекрытий, кровли во многих зданиях. Отдельные здания разрушаются до основания, много раненых и убитых
X	Уничтожающее	Обрушение многих зданий. Трещины в грунтах до метра шириной. Много убитых и раненых
XI—XII	Катастрофическое и необычайно катастрофическое	Сплошное разрушение всех сооружений. Образуются многочисленные трещины со смещением в горизонтальном и вертикальном направлениях, оползни, обвалы. Изменение рельефа в больших размерах

Продольные волны, обозначаемые латинской буквой *P* (*prima* — первые), направлены вдоль сейсмического луча и отражают попеременное сжатие и разрежение вещества, или, иначе, реакцию среды, на изменение объема вещества. Они обладают наи-



Рис. 149. Регистрация в Пулкове землетрясения, происшедшего в Малой Азии 9 февраля 1909 г. Промежуток времени (T) равен 3 мин 43 с, что соответствует расстоянию в 2240 км от эпицентра (по Б. Б. Голлицыну)

большей скоростью и распространяются во всех средах — твердых, жидких и газообразных.

Поперечные волны, обозначаемые буквой *S* (secundae — вторые), представляют собой движение частиц поперек сейсмического луча, являются реакцией среды на изменение формы и распространяются только в твердых телах. Они характеризуются меньшей скоростью в сравнении с продольными волнами.

Продольные и поперечные волны, идущие из глубин, порождают на поверхности Земли третий тип волн. Поверхностные волны, обозначаемые буквой *L* (longal — длинные), возникают на земной поверхности, как на свободной границе упругой среды. Это самые большие волны, обладающие значительными амплитудами колебаний. Они распространяются еще медленнее поперечных волн.

Изучение землетрясений производят на специальных сейсмических станциях, как удаленных от сейсмических областей (например, Московская), так и региональных. Сейсмические станции оборудованы различными сейсмографами — приборами, регистрирующими колебания земной поверхности, вызываемые землетрясением. На сейсмических станциях обычно имеются три сейсмографа, из которых два установлены таким образом, чтобы записывать колебания в двух взаимно перпендикулярных направлениях: север — юг и восток — запад, а третий регистрирует только вертикальные колебания, т. е. вверх и вниз. Запись землетрясений сейсмографом называется сейсмограммой и имеет форму волнистой линии, отражающей время прихода волн (рис. 149).

Изучение сейсмограмм позволяет определить расстояние до эпицентра и его местоположение. Расстояние (Δ) можно определить по годографу, где изображены кривые времени пробега продольных и поперечных волн в зависимости от эпицентрального расстояния (рис. 150). Координаты землетрясений могут быть получены по данным нескольких сейсмических станций, в которых определены эпицентральные расстояния.

На большом глобусе, на который нанесены положения трех сейсмических станций, особым циркулем проводят окружности с радиусами, соответствующими эпицентральному расстояниям, — Δ_1 , Δ_2 , Δ_3 . Пересечение этих окружностей покажет местоположение эпицентра (рис. 151, А). Но направление на эпицентр можно получить и на одной сейсмической станции с несколькими сейсмографами (рис. 151, Б).

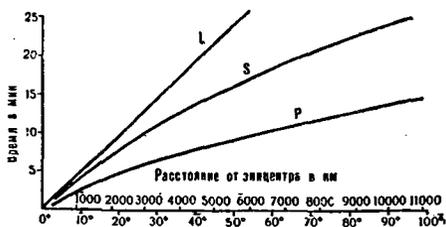


Рис. 150. Кривые «время — расстояние» (годограф)

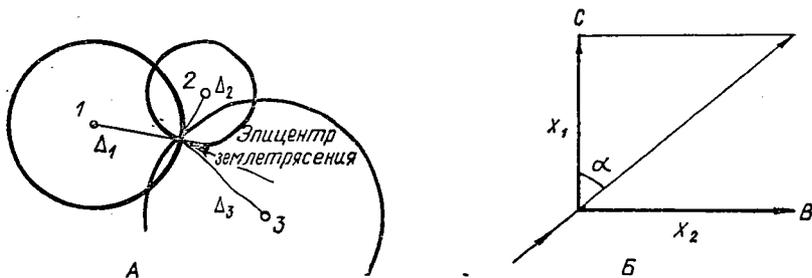


Рис. 151. А — определение эпицентра с трех сейсмических станций; Б — направление сейсмической волны на эпицентр (по В. Ф. Бончковскому)

Каждое сильное землетрясение возникает в результате мгновенного смещения горных пород в толще Земли вдоль тектонического разрыва, крылья которого могут перемещаться в противоположных направлениях. Это смещения различных категорий — надвиги, сбросы, горизонтальные сдвиги.

Длина сейсмогенных разрывов различна — от нескольких километров (8 км при Ташкентском землетрясении в 1966 г.) до десятков километров (Ашхабадское в 1948 г.), 80 км и сотен километров (катастрофическое землетрясение в Чили в 1960 г.). В отдельных случаях крупные трещины возникают и на поверхности Земли. Сильнейшее землетрясение в Гобийском Алтае (МНР) в 1957 г. сопровождалось образованием целой цепи разрывов, общей протяженностью до 700 км. Смещение вдоль этих разрывов по вертикали достигало 9,2 м, по горизонтали — 8,85 м. Эти сейсмогенные разрывы в большинстве приурочены к разломам, возникшим еще в палеозое или начале мезозоя. Многие другие землетрясения также были связаны с разломами древнего заложения, перекрытыми более молодыми отложениями.

Каждое сильное землетрясение после главного удара сопровождается многочисленными повторными толчками — афтершоками. Их количество и интенсивность со временем уменьшаются, а продолжительность проявления может длиться месяцами, иногда и годами. Наличие афтершоков указывает на остаточные напряжения в очаге и, возможно, на смежных с ним участках или на появление новых напряжений, вызванных перераспределением масс при главном сильном толчке. Однако не всегда бывает такая последовательность (от главного, самого сильного толчка к повторным, более слабым). Пример тому — Хайтское землетрясение в 1949 г. (Таджикская ССР). Сильный толчок с интенсивностью 8 баллов оказался предварительным, а через два дня произошло основное землетрясение, силой в 9 — 10 баллов. Предварительные толчки отмечались и перед Дагестанским землетрясением в 1970 г. (за 9 часов до основного).

ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МАГНИТУДА

При каждом землетрясении высвобождается то или иное количество энергии. Особенно велика сейсмическая энергия при катастрофических землетрясениях. Однако возникают большие трудности в непосредственном определении ее количества. Известные американские сейсмологи Ч. Рихтер и Б. Гутенберг предложили вместо энергии очага определять ее условный эквивалент, назвав его *магнитудой*. В основе определения магнитуды лежит измерение амплитуды смещения частиц почвы. Для этого в некотором удалении от эпицентра по сейсмограмме оценивается максимальная амплитуда смещения частиц почвы (A , в микронах) при данном землетрясении и сопоставляется с амплитудой (A_0) очень слабого землетрясения, которое избирается в качестве эталонного, или стандартного (может быть зарегистрировано обычным сейсмографом с амплитудой 1 микрон на расстоянии около 100 км от эпицентра). Отношение A к A_0 позволяет сравнивать землетрясения между собой. Практически пользуются логарифмом этого отношения $M = \lg \frac{A}{A_0}$. В естественных условиях магнитуда изменяется от 0 при самых слабых землетрясениях до 8,7—8,8 при самых сильных мировых катастрофах.

Шкала магнитуд землетрясений известна как шкала Рихтера, и она позволяет перейти к оценке сейсмической энергии очага. Можно привести несколько примеров соотношений интенсивности (I) в баллах, магнитуд и энергии (E): 1) Ташкентское землетрясение (1966): $I = 8$ баллов, $M = 5,3$, $E = 3 \times 10^{13}$ Дж (10 млн. кВт·ч энергии); 2) Ашхабадское землетрясение (1948): $I = 10$ баллов, $M = 7,3$, E примерно в 1000 раз больше в сравнении с Ташкентским; 3) Чилийское землетрясение (1960), Лиссабонское (1756), Аляскинское (1964) землетрясения: $I = 11-12$ баллов, $M = 8,5-8,6$, $E = 10^{17}$ Дж (около 30 млрд. кВт·ч энергии). Самому слабому землетрясению при $M = 1$ соответствует энергия около 10^6 Дж.

Годовая частота для землетрясений различной интенсивности неодинакова. Катастрофические землетрясения ($I = 11-12$ баллов) проявляются один-два раза в год, 10-балльные — 3—5, 9-балльные — 10—15, 8-балльные — 100—500, 7-балльные — 300—500. Наибольшей частотой отличаются слабые землетрясения — 4—5-балльные, исчисляемые десятками тысяч в год.

В том случае, когда очаги землетрясений находятся под океанами, сейсмические волны из литосферы поступают в водную среду и, достигая поверхности, создают эффект моретрясения. При сотрясении и внезапном перемещении участков дна океана приходят в движение большие массы воды и образуют волны, называемые *цунами*. Они распространяются по поверхности океана со скоростью от 400 до 800 км/ч, пересекают огромные пространства (иногда весь Тихий океан) и обрушиваются на берега, вызывая большие

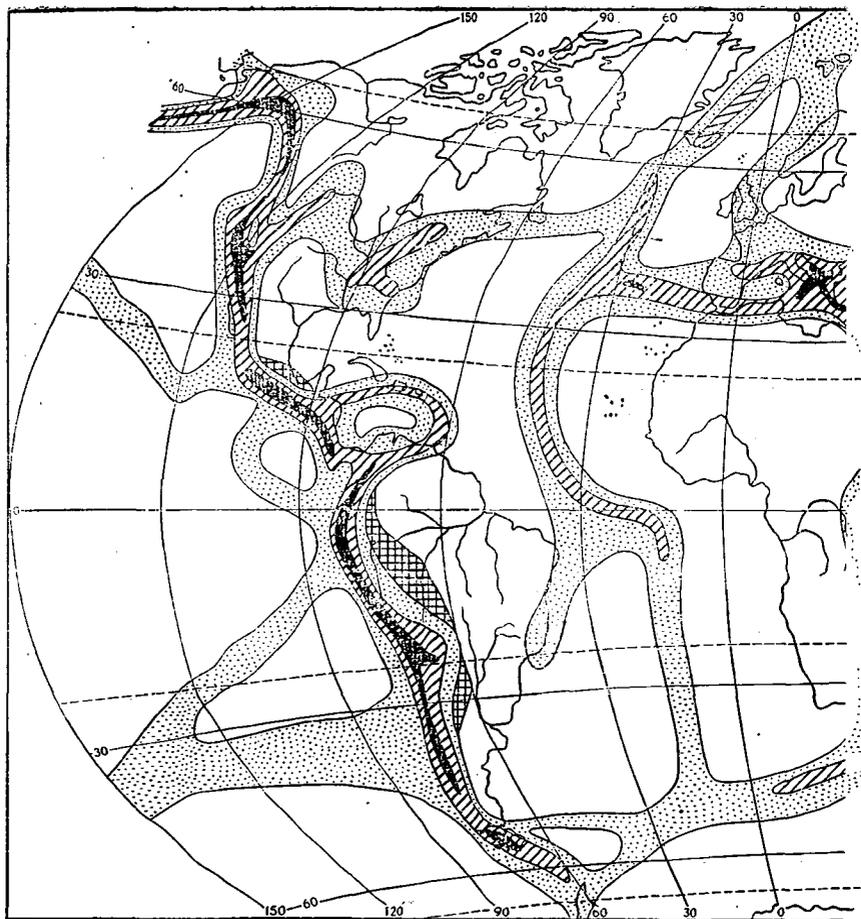
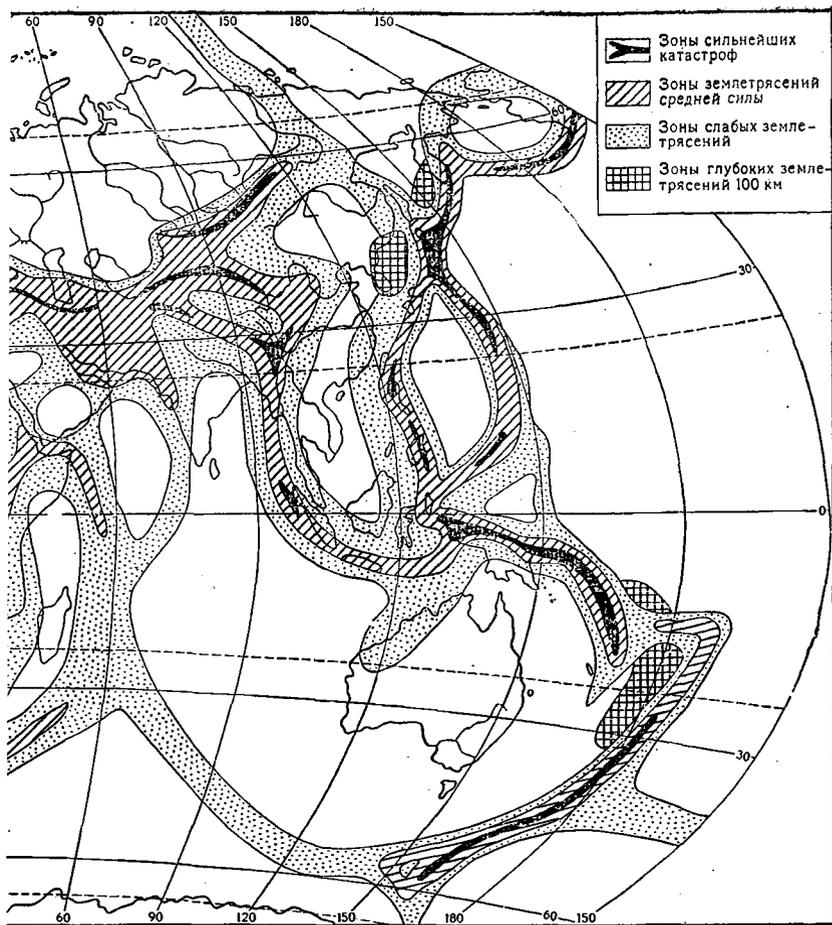


Рис. 152. Сейсмичность

разрушения и человеческие жертвы. Такие катастрофические цунами неоднократно проявлялись в Японии, на Курильских островах, на берегах и островах Тихого океана. В настоящее время существует служба предупреждения о грозящей опасности волн цунами.

Вулканические землетрясения имеют локальный характер, будучи связаны с активной деятельностью того или иного вулкана. Иногда землетрясения являются предвестниками вулканических извержений. Отличным примером служат землетрясения в пределах вулкана Плоский Толбачик, извержения которого начались в июле 1975 г. и продолжались в 1976 г. Первые землетрясения начались за 10 дней до извержения с очагами на глубине 20—30 км в нижнем слое земной коры. В течение 10 дней очаги землетрясений переме-



ость Земли (по Н. В. Шебалину)

щались вверх, что вулканологи (С. А. Федотов) связывают с перемещением базальтовой магмы со средней скоростью 100 — 150 м в час. Перед началом извержения произошло наиболее сильное землетрясение, интенсивность которого близка к интенсивности Ташкентского землетрясения в 1966 г. В процессе извержения землетрясения были более слабые, их расположение позволило предвидеть миграцию вулканических извержений вдоль возникающих трещин.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Области распространения землетрясений связаны с наиболее подвижными зонами земной коры, молодыми горными сооружениями

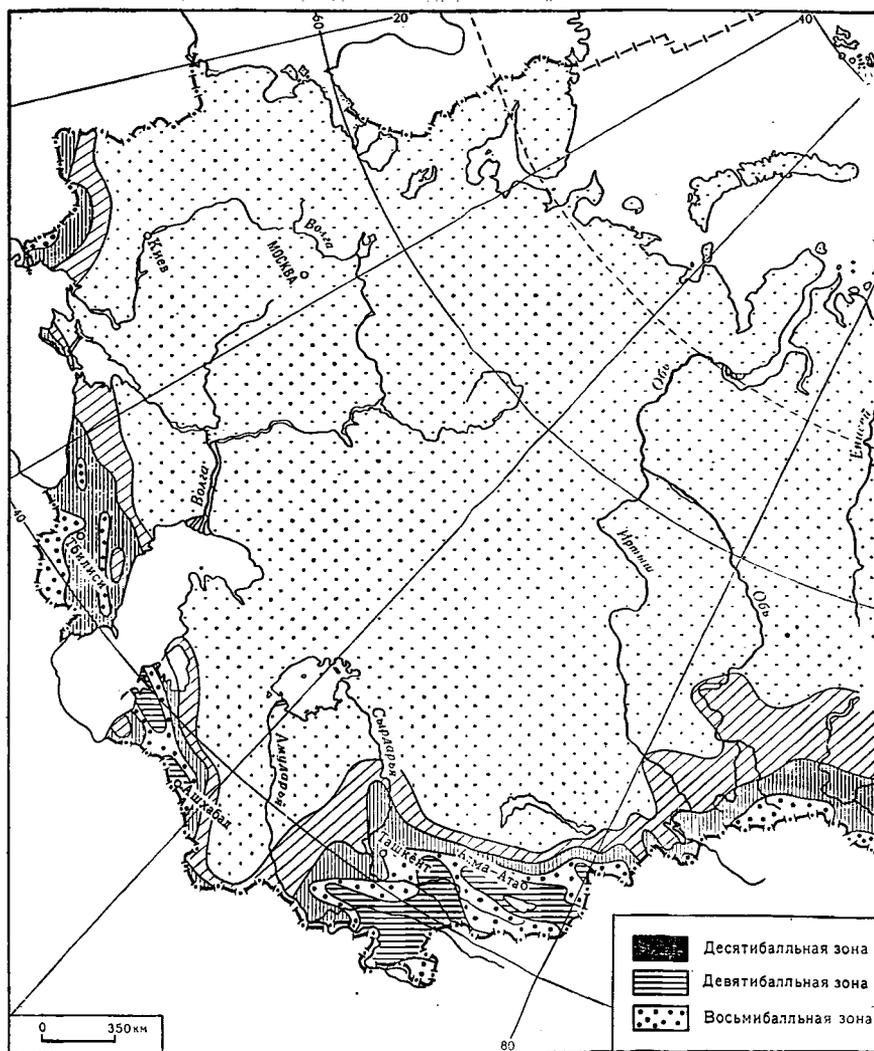
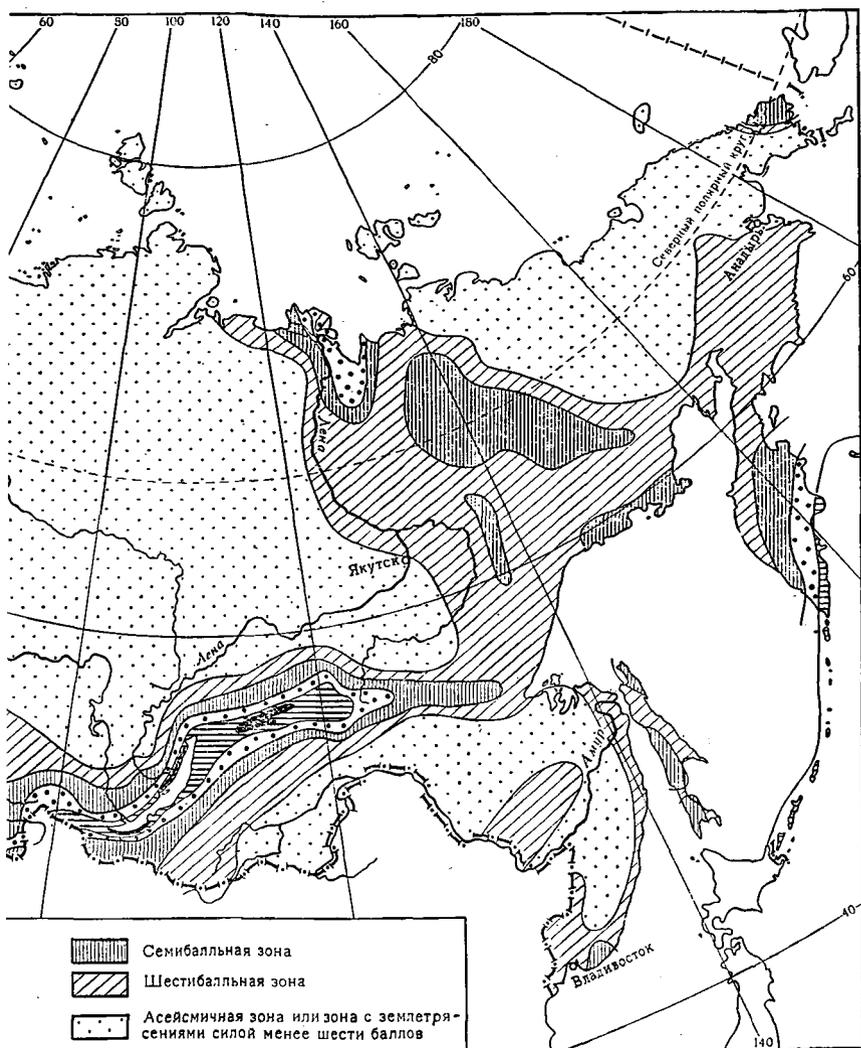


Рис. 153. Сейсмическое районирование терри

и разрывными нарушениями в них. Около 80% землетрясений сосредоточено в Тихоокеанском подвижном поясе вдоль обоих берегов океана — Камчатка, Алеутские острова, Кордильеры Северной Америки, Анды, Антарктида, Новая Зеландия, Филиппины, Япония, Курильские острова. Около 15% землетрясений падает на Средиземноморско-Индонезийский подвижный пояс — Атлас, Пиренеи, Альпы, Апеннины, Балканы, Карпаты, горные цепи Малой Азии, Крым, Кавказ, Колетдаг, Гиндукуш, Гималаи, горные



рии СССР (ИФЗ АН СССР, 1968)

цепи Бирмы, островные дуги Индонезии. К активным сейсмическим областям относятся также Тянь-Шань, горные сооружения Монголии и Китая, Прибайкалье, область Африкано-Аравийского рифтового пояса, срединно-океанические хребты. Часто с землетрясениями связаны колоссальные разрушения и человеческие жертвы. Так, при катастрофическом Токийском землетрясении в 1923 г. погибло около 150 тыс. человек, около 1 млн. было ранено, разрушено свыше 650 тыс. зданий в городах Токио и Иокогама. В 1973 г.

при землетрясении в Никарагуа из 70 тыс. домов столицы этого государства (Манагуа) 60 тыс. были полностью разрушены, при этом погибло около 10 тыс. человек. Землетрясение в районе Бухареста 4 марта 1977 г. разрушило 4 тыс. зданий, 12 тыс. приведено в аварийное состояние, остались без крова десятки тысяч людей, погибло около 1400 человек, получили ранения около 10 500 человек.

На территории СССР к сейсмическим областям относятся южные, юго-восточные и восточные районы с молодым горным рельефом. Сейсмическое районирование заключается в том, чтобы показать, где могут происходить землетрясения и какой интенсивности. Принципы сейсмического районирования впервые разработаны в СССР; Г. П. Горшковым в 1937 г. составлена первая карта такого районирования нашей страны. В последующем эта карта уточнялась и в ныне действующем варианте представлена на рис. 153 (1968, ИФЗ АН СССР).

На основании тщательного изучения многочисленных землетрясений, их интенсивности, магнитуд, глубин очагов, геологического строения и других параметров устанавливают определенные закономерности, строят карты эпицентров и разрезы вдоль очаговых зон. Используя комплекс геологических, геофизических и других данных, строят карту сейсмического районирования с указанием интенсивности возможных землетрясений для различных зон. Как видно из карты, значительные территории юга и юго-востока Советского Союза располагаются в зонах возможных разрушительных землетрясений. В некоторых районах Карпат, Кавказа, Средней Азии, Прибайкалья, Камчатки возможны землетрясения силой до 8—9 баллов. В пределах Копетдага, Тянь-Шаня, некоторых районах Прибайкалья и на восточном берегу Камчатки возможны и более сильные землетрясения. Карты сейсмического районирования имеют огромное практическое значение. Они лежат в основе проектирования и строительства различных сооружений. При строительстве разрабатывается и осуществляется комплекс антисейсмических мероприятий с учетом интенсивности возможных землетрясений.

В настоящее время завершена работа по составлению новой карты сейсмического районирования территории СССР и ставится вопрос о создании мировой карты сейсмической опасности.

Глава XIV. МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

С проявлением внутренней энергии земного шара — тектоническими движениями, вызывающими разнообразные деформации горных пород, проникновением в земную кору магмы и ее летучих компонентов и другими эндогенными факторами — связаны также процессы метаморфизма. Под метаморфизмом понимают глубокое изменение и преобразование горных пород, происходящее под воздействием различных эндогенных процессов.

Главные факторы метаморфизма

Главными факторами метаморфизма горных пород являются: 1) температура; 2) давление всестороннее, или гидростатическое (в значительной степени определяется глубиной); 3) давление, ориентированное в одном направлении, или одностороннее, называемое стрессом (связанное с тектоническими движениями и деформациями горных пород); 4) химически активные флюиды и газы, выделяющиеся из внедряющихся магм и поступающие с больших глубин из мантии.

В процессе метаморфизма особенно велика роль температуры. Повышение температуры может быть связано с погружением горных пород на большую глубину по мере накопления мощных осадков, с тепловым воздействием магмы, проникающей в земную кору, с местным повышением теплового потока, с поступлением глубинных флюидов и с другими процессами.

Велика также роль давления — всестороннего и особенно бокового — стресса. Оно приводит к деформации минералов и вызывает закономерную пространственную ориентировку их в горных породах. Благодаря деформации возникают пути для перемещения паров воды и газов, что увеличивает интенсивность химических реакций. Стресс способствует перекристаллизации минералов и горных пород.

В зависимости от сочетания различных факторов форма проявления метаморфизма и характер преобразования горных пород весьма разнообразны. В том случае, когда не происходит привноса и выноса химически активных веществ (или их мало), состав горных пород почти не изменяется (например, преобразование известняка в мрамор) или изменяется в незначительной степени. Некоторые исследователи такое изменение называют нормальным или зохимическим метаморфизмом. В том же случае, когда метаморфические изменения сопровождаются значительным привносом и выносом веществ, происходит интенсивный метасоматоз — замещение одних минералов другими и, следовательно, образование новых по составу метаморфических горных пород. Это называют метасоматическим метаморфизмом. Различают также прогрессивный метаморфизм, происходящий при повышающейся температуре и увеличивающемся давлении, и регрессивный метаморфизм, или диафторез, — при понижающейся температуре и давлении.

ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

В зависимости от преобладания различных факторов метаморфизма и возникающих при этом пород выделяют несколько типов метаморфизма: динамометаморфизм (дислокационный, катакластический, приразломный); автометаморфизм; контактный метаморфизм; региональный метаморфизм; ультраметаморфизм. Такая

классификация несколько условна, так как в развитии метаморфизма в большинстве случаев играют важную роль все факторы.

Динамометаморфизм (дислокационный), или катакластический (от греч. *катаклазо* — разрушаю), метаморфизм (приразломный) происходит в верхних зонах земной коры, главным образом под влиянием сильного одностороннего давления — стресса. Он связан с тектоническими движениями, вызывающими разрывы в земной коре и перемещение по ним отдельных блоков. Вследствие этого катакластический метаморфизм локализуется вдоль разрывных тектонических нарушений, особенно с полого падающими поверхностями сместителей.

В процессе перемещения пород по разломам при сравнительно низкой температуре происходит их разрушение, дробление. Изменяются текстурно-структурные особенности пород, но минеральный состав почти не меняется (или в малой степени). В более глубоких зонах, где температура повышается, механическое разрушение пород сменяется пластическими деформациями. Совместное воздействие более высоких температуры и давления приводит к некоторому изменению и минерального состава, вследствие перераспределения вещества. Образуется кристаллизационная сланцеватость, часто наблюдается полосчатость, проявляющаяся в чередовании слоев, различных по размеру и цвету минералов, иногда и по составу. В зависимости от величин и соотношений температуры и давления в зонах тектонических разрывных деформаций выделяют горные породы, описанные ниже.

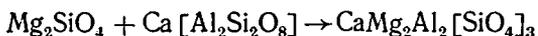
Автометаморфизм (от греч. *авто*—сам). Этот тип метаморфизма происходит в период застывания интрузивной магмы и становления магматических горных пород. Такой метаморфизм протекает в самом интрузивном теле (при его остывании и кристаллизации) под влиянием падения температуры и давления, а также остаточного расплава, летучих веществ и гидротермальных растворов, но уже в образовавшихся твердых составных частях пород (затвердевшие части магмы). Широко развиты процессы амфибололизации (замещение пироксена амфиболом), альбитизации основных плагиоклазов, серпентинизации ультраосновных горных пород (перидотитов, дунитов и др.).

Контактовый метаморфизм. Этот тип метаморфизма связан с внедрением магмы в земную кору. Он наблюдается на контакте интрузий и вмещающих горных пород. При этом изменение происходит не только во вмещающих породах, но и в верхней части самих магматических интрузий. Изменение и преобразование горных пород, окружающих интрузивное тело, называют **э к з о к о н т а к т н ы м** метаморфизмом, а изменения, происходящие в краевой части интрузий, называют **э н д о к о н т а к т н ы м** метаморфизмом. Изменения горных пород в контактных зонах происходят как в результате высокой температуры внедрившейся магмы (термоконтактный метаморфизм), так и под влиянием ее летучих компонентов и растворов, с которыми связаны широко идущие процес-

воряться в направлении сдавливания, но соответственно нарастать в перпендикулярном направлении. В итоге минералы постепенно располагаются своей длинной перпендикулярно направлению сдавливания и образуются одинаковая ориентированность минералов (кристаллизационная сланцеватость), столь характерная для метаморфических пород. Наиболее легко поддаются такой переориентировке минералы пластинчатого или призматического облика.

Такая перекристаллизация может происходить без изменения минерального состава, хотя обычно происходит возникновение новых минералов за счет разрушения неустойчивых в зоне метаморфизма.

Состав метаморфических минералов определяется не только различием реакций, протекающих с поглощением тепловой энергии. При нарастающем давлении минералообразование развивается в сторону возникновения более компактных соединений, обладающих большим удельным весом и меньшим молекулярным объемом по сравнению с исходными минералами. Так, в результате метаморфизма происходит разрушение оливина и кальциевого плагиоклаза с образованием за их счет кальциево-магнезиального граната:



Молекулярный объем определяют как частное от деления молекулярного веса минерала на его удельный вес.

Очень часто при метаморфизме совершается не просто перегруппировка одних и тех же химических элементов, а их закономерное перераспределение, сопровождающееся притоком одних и удалением других элементов. При этом происходит метасоматическое образование метаморфических минералов. Необходимым условием этого процесса является наличие подвижных соединений. Подвижные компоненты энергично диффундируют, их концентрация в поровом растворе поддерживается на одном уровне, происходит вынос или приток этих соединений. При нормальном метасоматозе подвижными компонентами являются H_2O и CO_2 . Их подвижность зависит от температуры и глубинности.

В ряде случаев при метаморфизме происходит обогащение породы натрием и калием посредством притока этих химических элементов и метасоматическое образование соответствующих минералов — альбита, калиевых полевых шпатов, светлых слюд. Порода может приобретать состав, близкий к граниту.

Региональный метаморфизм обычно приурочен к складчатым областям различного возраста. Наиболее глубоко регионально-метаморфизованные породы развиты в пределах древних щитов — Балтийского (Финляндия, Кольский полуостров, Карелия), Украинского (правобережье Днепра), Алданского (Сибирь). Кроме того, такие же метаморфические комплексы залегают на различной глубине в основании (фундаменте) древних платформ Восточно-Европейской (Русской) и Сибирской. В пределах Москвы буровые

скважины вскрыли кристаллический фундамент на глубине более 1600 м.

Вследствие большой сложности регионального метаморфизма и формирования регионально-метаморфизованных пород на обширных площадях в настоящее время не существует единого мнения о природе этих процессов. Большое значение придается интенсивным тектоническим движениям земной коры в подвижных геосинклинальных областях. При этом региональный метаморфизм может протекать как при нисходящих, так и восходящих (орогенических) движениях. В первом случае мощные геосинклинальные толщи вулканогенно-осадочных горных пород погружаются на различные глубины, нагреваются и метаморфизуются. Складчатые и разрывные деформации горных пород и интенсивные восходящие орогенные движения сопровождаются восходящими флюидами глубинного регионального метаморфизма, сопровождающиеся метасоматическими явлениями. Различную степень метаморфизма горных пород некоторые исследователи — И. Д. Лукашевич (1908), Грубенман, П. Ниггли и другие — объясняли различной глубиной происходящих процессов. Была предложена гипотеза глубинных процессов регионального метаморфизма и выделены три пояса, или зоны: эпизона (верхняя), мезозона (средняя) и катазона (нижняя).

Гипотеза глубинных зон пользовалась широким признанием. Однако последующие исследования в пределах Балтийского, Украинского щитов и других районов показали, что различная степень метаморфизма далеко не всегда связана с увеличением или уменьшением глубины. Доказано, что одни и те же толщи по простиранию отличаются различной степенью метаморфизма и даже породы, залегающие на меньшей глубине и более молодые по возрасту, местами сильнее метаморфизованы. Это обусловлено многими факторами, влияющими на ход процесса метаморфизма, различной величиной геотермического градиента (теплового потока, идущего с глубины), тектоническими движениями, с которыми связано боковое давление, подъем огромных расплавленных масс магмы и ее производных в определенные этапы развития геосинклиналей и др. В зависимости от сочетания этих факторов могут создаваться на относительно небольшой глубине термодинамические условия, вызывающие интенсивные процессы метаморфизма, степень которых характерна для катазоны.

В настоящее время, даже употребляя термины «эпизона», «мезозона», «катазона», их связывают не с глубиной процесса, а с термодинамическими условиями и определенным физико-химическим равновесием, определяющими ту или иную степень метаморфизма. В соответствии с этим большинство исследователей (П. Эскола, Д. С. Коржинский, А. А. Маракушев, В. С. Соболев и др.) классифицируют метаморфические породы не по зонам, а по метаморфическим фациям. Под метаморфической фацией понимаются породы разного состава, сформированные в сходных термодинамических условиях. На принадлежность пород к одной

и той же фации указывают парагенетические ассоциации минералов, особенно критические минералы, образовавшиеся (и устойчивые) в определенном интервале температуры и давления. Выделяется несколько фаций регионального метаморфизма в зависимости от соотношений температуры и давления.

I. Низкотемпературные фации: 1) низких давлений — фация зеленых сланцев; 2) высоких давлений — фация глаукофановых сланцев (глаукофан — щелочной амфибол).

II. Среднетемпературные фации (амфиболитовые): 1) низких давлений — фация кордиерито-амфиболитовая (кордиерит — кольцевой силикат); 2) средних давлений — альмандино-амфиболитовая (альмандин — гранат).

III. Высокотемпературные фации: 1) гранулитовая (гранулиты — глубокометаморфизованные горные породы кварц-полевошпатового состава с гранатами); 2) эклогитовая (эклогиты — глубокометаморфизованные пироксен-гранатовые породы, возникшие, как предполагают, за счет метаморфизации основных — габбро-базальтовых — пород). Эклогитовая фация отражает наиболее глубокий метаморфизм, протекающий при очень высоких давлениях (до 20—30 кбар, по Н. В. Соболеву).

Ультраметаморфизм может рассматриваться как особая крайняя стадия регионального метаморфизма, происходящего в глубоких зонах геосинклинальных областей. Он представляет собой высшую ступень метаморфизма при воздействии всех факторов — температур, давления, глубинных флюидов. Для ультраметаморфизма характерно частичное или полное расплавление горных пород, *п а л и г е н е з* (от греч. *палин* — обратно, вспять) или *а н а т е к с и с* (от греч. *ана* — вверх, в высшую ступень; *тексис* — расплавление).

Расплавы, образующиеся при ультраметаморфизме, проникают во вмещающие породы (вследствие увеличения объема при разогреве). Происходит как бы инъекция расплавленного магматического материала, обычно кварц-полевошпатового состава, образование смешанных пород (состоящих из материала исходной породы и расплава), поэтому ультраметаморфизм называют также иногда инъекционным метаморфизмом. Смешанные породы, образующиеся при этом, называют *м и г м а т и т а м и* (от греч. *мигма* — смесь); они широко развиты в древних кристаллических массивах Балтийского, Украинского и Алданского щитов.

С процессами ультраметаморфизма некоторые исследователи связывают явления гранитизации, которые приводят к образованию крупных батолитового размера гранитных массивов. При этом большое значение придается процессам метасоматоза, происходящим при воздействии флюидов, проникающих с больших глубин.

Регрессивный метаморфизм, или диафторез (от греч. *диафтора* — разрушение), связан с изменением термодинамических условий в сторону уменьшения температуры и давления. Метаморфические

горные породы, образовавшиеся при высоких температурах и давлениях вследствие восходящих тектонических движений или других причин, могут оказаться в иных термодинамических условиях. В этих случаях происходит процесс наложения низкотемпературных минеральных ассоциаций на породы, сформированные при более высоких температурах. В результате образуются новые ассоциации минералов, характерные для новых термодинамических условий, т. е. происходит как бы попятный, или регрессивный, метаморфизм.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ. СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Типы текстур и структур метаморфических горных пород значительно разнообразнее, чем изверженных и осадочных. Характерные текстурно-структурные черты метаморфических пород обусловлены особенностями их образования.

Так, при динамометаморфизме возникают своеобразные горные породы с характерной катакластической структурой, свидетельствующей о раздавливании минералов. К этой группе относятся следующие породы:

1) тектоническая брекчия — почти неизменная порода, состоящая из различных по величине остроугольных обломков, сцементированных мелко раздробленной массой;

2) катаклазированные породы, или катаклазиты, соответствующие начальным стадиям динамометаморфического изменения пород. В них наблюдается сильное раздробление всех хрупких минералов, изогнутость и смятие более пластических минералов (слюды, хлоритов и др.), образование двойников скольжения. В катаклазитах сохраняются черты исходного материала и в этих случаях применяются такие названия, как катаклазированный гранит, катаклазированный диорит и др.;

3) милониты и филлониты, образующиеся при более интенсивном одностороннем давлении. Они состоят из тонко раздробленного материала. Некоторые милониты характеризуются рассланцеванием и полосчатостью, другие представлены более однородными по внешнему виду породами, нередко весьма крепкими, плотно-сцементированными.

При метаморфизме рост всех минералов происходит одновременно, а не последовательно, как при образовании изверженных пород, и не при наличии жидкой среды, а при сохранении твердого состояния породы. Для обозначения процесса кристаллизации минералов в твердой среде австрийский петрограф Ф. Бекке ввел термин *б л а с т е з* (от греч. *бластос* — росток).

Для метаморфических пород наиболее типичны различные варианты кристаллобластовой структуры, которая образуется при одновременном росте разных кристаллов. Идиоморфизм минералов в метаморфических породах определяется не

их более ранним образованием, а способностью к образованию кристаллов (кристаллизационной силой, энергией формы).

Хорошо ограниченные идиоморфные зерна в метаморфических породах называются идиобластами, минералы с отсутствующими кристаллографическими ограничениями — ксенобластами. Крупные зерна, выделяющиеся среди более мелких, называются порфиробластами. При одинаковой величине минералов структура породы имеет название гомеобластовой, при наличии порфиробластов — порфиробластовой.

В случае преобладания чешуек в породе структура называется чешуйчатой; если минералы имеют волокнистые или игольчатые формы — фибробластовой (от лат. *фибра* — волокно); если минералы образуют зерна — гранобластовой (от лат. *гранурум* — зернышко). Для метаморфических пород характерна пойкилитовая структура (от греч. *пойкиλος* — пестрый), которая образована сравнительно крупными кристаллами, проросшими более мелкими. Некоторые характерные структуры метаморфических пород типичны сланцеватые, полосчатые, ленточные, очковые текстуры, хотя встречаются и массивные.

Для метаморфических пород типичны сланцеватые, полосчатые, ленточные, очковые текстуры, хотя встречаются и массивные.

В минеральном составе пород регионального метаморфизма, во-первых, присутствуют минералы исходных пород (осадочных или изверженных); во-вторых, имеются минералы, характерные

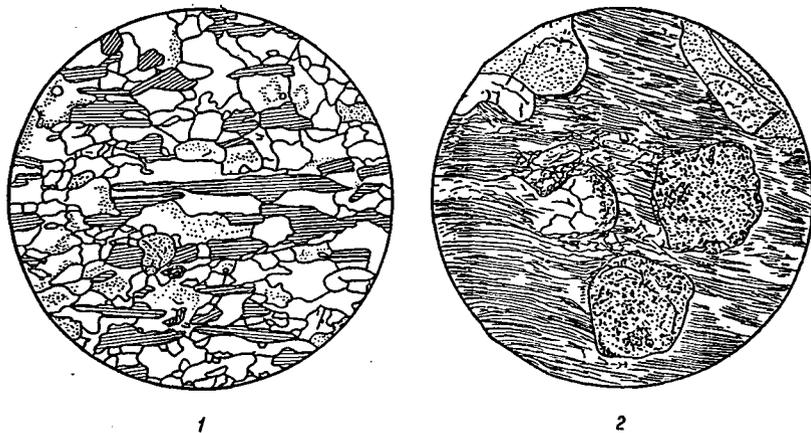


Рис. 154. Некоторые распространенные структуры метаморфических пород:

1 — гранобластовая структура биотитового гнейса, видна кристаллизационная сланцеватость; 2 — порфиробластовая структура гранато-хлоритового сланца, хорошо видны порфиробласты изометричных кристаллов граната

для процессов метаморфизма. К ним относятся дистен, ставролит, силлиманит, гранаты, минералы группы эпидота, тремолит, актинолит, тальк, графит и др.

Важное значение для состава метаморфических пород имеет состав исходных пород, так как образование тех или иных минералов связано с наличием определенных химических элементов. В зависимости от условий при одном и том же химическом составе могут возникать метаморфические породы, сложенные глубинными или более поверхностными ассоциациями минералов.

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Наиболее распространенными высокотемпературными метаморфическими породами являются гнейсы, по-видимому, составляющие около половины всей массы пород этой группы. Они характеризуются гранобластовой структурой, хорошо выраженной параллельной (гнейсовой) текстурой и состоят преимущественно из полевых шпатов, в меньшем количестве из кварца, роговой обманки, пироксенов (авгита или диопсида), биотита, мусковита. Могут присутствовать гранаты, силлиманиты, графит и др. В случае преобладания натровых плагиоклазов выделяют плагиоклазовые гнейсы. При высоком содержании глинозема в исходных породах образуются гнейсы с повышенным содержанием силлиманита, кордиерита, граната.

Если эти породы образовались при метаморфизме изверженных пород (гранитов, гранодиоритов, кислых эффузивов), то их называют *ортogneисами*; при образовании из осадочных пород — *параgneисами*.

Состав гнейсов близок к гранитам. Эти породы очень распространены в толщах докембрийских образований, слагающих основание платформ.

Гранулиты имеют полосчатую и ленточную текстуру. Они состоят главным образом из мелкозернистых кварца и полевых шпатов, наряду с которыми присутствуют крупные порфиробласты граната.

Кристаллические сланцы. В том случае, когда полнокристаллические метаморфические породы, обладающие параллельной текстурой, не содержат полевых шпатов, их называют кристаллическими сланцами. Они имеют разнообразный состав и в своем распространении немногим уступают гнейсам. Особенно широко распространены слюдяные сланцы. По составу слюд выделяют биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные сланцы. Они имеют чешуйчатую структуру и состоят в основном из кварца и слюды. В значительном количестве могут присутствовать гранаты, ставролит, андалузит, дистен, магнетит, графит.

Амфиболиты возникают в результате глубокого преобразования как изверженных пород среднего и основного состава (базальтов, диабазов и их туфов), так и осадочных пород (мергелей,

известковистых глин). Амфиболиты обладают гранобластовой структурой, массивной или параллельной текстурой и состоят из кальциевых плагноклазов (от андезина до анортита), роговой обманки, пироксенов и гранатов. В значительном количестве могут присутствовать дистен, эпидот, калиевые полевые шпаты, слюды. Амфиболиты широко распространены среди пород докембрийского основания платформ, составляя около 20—25% всей массы метаморфических пород.

Крупнозернистые массивные породы, состоящие из зеленого пироксена (омфацита) и красного граната, называются **э к л о г и т а м и**.

В случае исходных пород, сильно обогащенных магнием и железом, происходит образование гранатово-оливиновых пород.

Кварциты так же являются характерным представителем метаморфических пород. Они обычно имеют гранобластовую структуру и полосчатую или массивную текстуру. В их составе резко преобладают зерна кварца, в виде примеси содержатся полевые шпаты, амфиболы и пироксены. При высоком содержании в исходных породах минералов группы окислов железа образуются магнетитовые (железистые) кварциты. Образование кварцитов связано с метаморфизмом осадочных песчаных пород.

Мраморы — продукт перекристаллизации известняков и доломитов. Они обычно имеют кристаллобластовую структуру и массивную текстуру.

При перекристаллизации осадочных пород, богатых минералами группы гидроокислов алюминия (бокситов), образуются **корундовые**, или **наждачные**, породы. Основными минералами в них являются корунд и магнетит, в котором соответственно преобразуются гидраргиллит и гидрогематит. Присутствуют также слюды, дистен, ставролит. Текстура этих пород от грубополосчатой до массивной.

Широкое распространение имеют метаморфические породы, образовавшиеся при региональном метаморфизме под воздействием поровых вод сравнительно невысокой температуры, но в условиях значительного давления. Так возникли различные сланцы.

Альбит-хлоритовые и **эпидот-хлоритовые сланцы** являются продуктами первых стадий метаморфизма глинистых и алевроитовых пород, а также доломитов. Из обломочных пород, богатых магнием и железом, образуются хлоритовые и тальковые сланцы.

Филлиты — тонкослоистые породы, состоящие из мелких зерен кварца и чешуек серицита. В виде порфиробластов часто присутствуют гранат, ставролит, биотит, пирит, магнетит, сфен.

В результате такого типа метаморфизма толщ основных эффузитов и связанных с ними пирокластических пород образуются так называемые **зеленокаменные породы** (зеленые сланцы), сложенные мелкозернистыми зернами эпидота, кварца, карбонатов, роговой обманки, чешуйками серицита и хлорита. Зеленокаменные породы особенно типичны для восточного склона Урала.

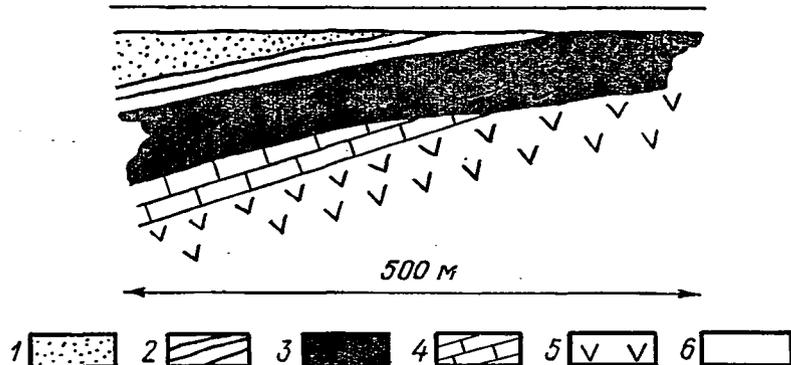


Рис. 155. Схема геологического строения Курейского месторождения графита: 1 — песчаник (верхний карбон); 2 — глинистые сланцы; 3 — пласт графита; 4 — мраморы; 5 — базальты; 6 — рыхлые отложения

Метаморфические породы слагают преимущественно глубокие горизонты земной коры материков и только в отдельных местах выходят на поверхность. Поэтому в настоящее время трудно судить о том, какие породы преобладают в материковых блоках — глубинные магматические типа гранитоидов или метаморфические. Некоторые исследователи предполагают, что масса метаморфических пород значительно превышает массу гранитоидов.

Согласно подсчетам А. Б. Ронova и А. А. Ярошевского, среди метаморфических пород предполагается больше всего гнейсов (около 65% всего объема метаморфических пород), значительно содержание кристаллических сланцев (около 15%) и амфиболитов (примерно 17%), в меньшем количестве присутствуют мраморы (2,5%). В целом метаморфические породы слагают около 30% объема земной коры.

В результате преобразования горных пород при метаморфизме происходит формирование месторождений полезных ископаемых. Так, в результате воздействия высоких температур на угольные пласты возникают залежи графита. Таково происхождение крупного Курейского графитового месторождения, расположенного в низовьях Енисея (рис. 155). Некоторые метаморфические породы — мраморы, кварциты, корундовые породы — являются важным минеральным сырьем.

Процессы метаморфизма обусловили перераспределение и концен-трацию некоторых ценных металлов. С явлениями катагенеза и метаморфизма связывают образование крупнейшего месторождения золота и урана (Витватерсранд) в Южной Африке. Регионально-метаморфические процессы образования зеленокаменных пород сыграли важную роль в формировании медно-колчеданных месторождений Урала, полиметаллических месторождений некоторых районов.

Значительная часть железорудных месторождений имеет осадочно-метаморфическое происхождение. Это осадочные накопления, которые подверглись глубокому метаморфизму, в результате чего сложился состав и текстурно-структурные особенности руд. Примерами осадочно-метаморфических месторождений являются известное Криворожское месторождение на Украине, крупные месторождения в Карелии и на Кольском полуострове, большая группа месторождений Алданского района в Восточной Сибири. К этому же типу относятся месторождения в районе Великих озер и на полуострове Лабрадор в Северной Америке, на которых базируется тяжелая металлургия США.



Ч А С Т Ь III.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ РАЗВИТИЕ

Структурные элементы — это участки земной коры, отличающиеся друг от друга определенным сочетанием состава и условиями залегания, слагающих их горных пород. Эти отличия обусловлены характером и интенсивностью тектонических движений и связанных с ними процессов магматизма и метаморфизма. Структурные элементы земной коры первого порядка — материки и океаны (ниже основания континентального склона). Эти величайшие структуры имеют планетарный характер и определяют основные черты лика Земли. В их пределах выделяют крупные структурные элементы второго порядка, отличающиеся различным строением земной коры и характером тектонической активности, — геосинклинальные пояса, орогены и платформы.

Глава XV. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора состоит из различных осадочных и кристаллических (магматических и метаморфических) горных пород, расположенных выше границы Мохоровичича (Мохо). В строении земной коры участвуют три слоя: осадочный, сложенный осадочными горными породами; гранитный (гранито-гнейсовый, по В. В. Белоусову, или гранито-метаморфический), сложенный магматическими породами, богатыми кремнеземом (граниты и др.), а также метаморфическими породами, близкими по составу к гранитам; базальтовый, состоящий из основных интрузивных магматических пород и из плотных метаморфических пород, богатых магнием и железом. Некоторые исследователи считают, что этот слой состоит в значительной степени из пород, подвергшихся наиболее высокой степени метаморфизма, так называемой гранулитовой фации метаморфизма. Чтобы отразить указанное, этот слой называют также гранулитобазитовым (базит — основная

порода). Все эти наименования слоев земной коры до некоторой степени условны. Они основаны на сопоставлении скоростей сейсмических волн со скоростями распространения упругих колебаний, установленными для указанных горных пород лабораторным путем. Скорости продольных волн в слоях земной коры соответствуют в среднем следующим величинам: в осадочном слое — 3—5 км/с, в гранитном — 5—6 (до 6,5) км/с, в базальтовом — 6,5—7,2 (до 7,4) км/с. Для всех слоев земной коры характерны переменная мощность (толщина), нередко до полного выклинивания в определенных структурных зонах, а также различный «набор» слоев и их соотношение друг с другом. В настоящее время выделяется несколько типов земной коры. Среди них по комплексу геофизических, геохимических и геологических данных намечаются два основных типа: континентальный и океанический. Граница между этими основными типами достаточно резкая, проходит в морях и океанах на глубинах около 2—3 км в нижней части материкового склона.

Континентальный тип земной коры. В строении континентальной коры обычно участвуют все три слоя — осадочный, гранитный (гранито-гнейсовый) и базальтовый (рис. 156). Только на некоторых участках, где на поверхность выходят древние магматические и метаморфические породы (Балтийский щит, Алданский щит, Анабарский массив и др.), осадочный слой отсутствует. Соотношение гранитного и базальтового слоев изменяется в различных структурных зонах. Граница между гранитным и базальтовым слоями (называемая границей Конрада, по имени немецкого ученого) обычно четкая, но местами переход от одного слоя к другому по-

степенный. Суммарная мощность континентальной коры изменяется от 20 до 70 км.

В пределах континентальных равнин — платформ — мощность земной коры в среднем составляет 30—40 км (рис. 156, III, а). Мощность осадочного слоя колеблется от 0 до 5 км и лишь в отдельных крупных прогибах платформ увеличивается до 8—10 км и более (Западно-Сибирская плита, Туранская плита и др.). Мощность гранитного слоя в большинстве случаев изменяется от 10 до 20 км, местами до 25 км, в среднем в интервале 15—20 км. Мощность базальтового слоя колеблется от 10—15 до 25—30 км (чаще 15—20 км).

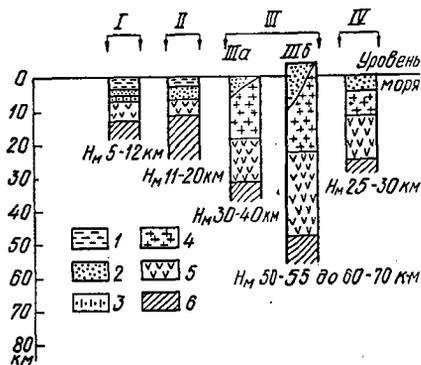


Рис. 156. Схематические разрезы земной коры:

I — океанический тип (ложе океана); II — субокеанический тип (впадины окраинных и внутриконтинентальных морей); III — континентальный тип, равнины (а), горные области (б); IV — субконтинентальный тип. 1 — вода; 2 — осадки и осадочные породы; 3 — второй океанический слой; 4 — гранито-гнейсовый слой; 5 — базальтовый слой; 6 — породы мантии

В горных районах суммарная мощность земной коры больше средней мощности коры в пределах платформ и достигает 50—60 км на Кавказе и в Тянь-Шане. Наибольшая мощность (более 60 км) отмечена в пределах Памира, Гиндукуша, около 70 км в Гималаях, Андах и других высочайших горных сооружениях. Мощность осадочного слоя в них колеблется от 0 до 15 (20) км, гранитного — от 20 до 25—30 км (см. рис. 156, III, б), базальтового от 20 (25) до 35 км.

В пределах всех мелководных участков морей и шельфовых зон океанов развит континентальный тип земной коры.

Океанический тип земной коры, характерный для ложа всех океанов, резко отличается от континентального как по суммарной мощности, так и по составу. В нем отсутствует гранито-гнейсовый слой, выклинивающийся в пределах континентального склона. Мощность океанической коры колеблется от 5 до 10 (12) км, в среднем 6—7 км. Она состоит из трех слоев. Первый (верхний) слой рыхлых морских осадков имеет мощность от первых сотен метров до 1 км. Скорость распространения продольных сейсмических волн в нем около 3 км/с. Этот маломощный осадочный слой залегает на «втором» океаническом слое мощностью от 1 до 1,5 (2,5) км, характеризующемся скоростью распространения продольных сейсмических волн около 5 км/с. Он сложен базальтовыми лавами, туфами с подчиненными прослоями уплотненных осадочных пород. Ниже располагается третий основной океанический слой мощностью от 4 (5) до 8 км (рис. 156, I), который также часто называют базальтовым. Предполагается, что он сложен интрузивными основными магматическими породами — габбро и серпентинизированными ультраосновными породами, а возможно, метаморфическими амфиболитами.

Помимо двух указанных основных типов земной коры, выделяют промежуточные типы — субокеанический и субконтинентальный.

Субокеанический тип земной коры по строению близок к океаническому, отличаясь от него значительной мощностью (от 3—4 до 10 км и более) осадочного слоя (см. рис. 156, II). Такой тип коры обнаружен в крупных прогибах окраинных и внутриконтинентальных морей (глубже 2000 м): в Черном, Средиземном, Японском, Охотском, Карибском морях, в Мексиканском заливе и др. В них под слоем рыхлых осадков залегают консолидированные (уплотненные) осадки большой мощности, под которыми непосредственно располагается базальтовый слой мощностью 5—8 км. Общая мощность земной коры в этих местах достигает 20 км, местами до 25 км и более (главным образом за счет осадочного слоя). Подобное строение коры характерно также для некоторых глубоких впадин на суше, например в центральной части Прикаспийской низменности, где мощность осадочного слоя превышает 20 км.

Субконтинентальный тип земной коры развит в пределах материковых окраин, островных дуг (Алеутских, Курильских, Японских и др.) и мелководных плато (рис. 156, IV). По строению этот тип земной коры соответствует континентальному, но его мощность

Не менее интересны закономерности распределения минералов по классам и их содержание в земной коре. Отдельные цифры приводились при описании минеральных групп, общая их сводка представлена в таблице 9.

Таблица 9

Соотношение между отдельными классами минералов и их содержанием в земной коре

Классы минералов	Минералы				Содержание в земной коре, %	
	количество		в % к общему количеству минералов			
	I ¹	II ²	I	II	I	II
Самородные элементы	50	90	3,30	4,2	0,10	0,10
Сульфиды и им подобные соединения	195	200	13,00	9,4	1,15	0,25
Галогениды	86	100	5,70	4,7	0,50	незначительное
Окислы и гидроокислы	187	200	12,50	9,4	17,00	17,00
Силикаты	375	800	25,00	37,4	75,00	80,00
Сульфаты	135	260	9,00	12,2	0,50	0,10
Фосфаты, арсенаты, ванадаты	266	350	17,70	16,4	0,70	0,70
Карбонаты	67	80	4,50	3,7	1,70	1,70
Бораты	42	40	2,80	1,9		незначительное
Вольфраматы и молибдаты	14	15	1,00	0,7	1,70	»
Хроматы	5		0,30		3,35	»
Нитраты	8	не учтены	0,50	не учтены		»
Органические соединения	70		4,70	»		»

¹ I — данные Е. К. Лазаренко, 1971.

² II — данные Н. И. Сафронова и Б. А. Гаврусевича, 1968.

Знакомство с цифрами этой таблицы позволяет прежде всего отметить наиболее многочисленные классы. Несмотря на расхождения в результатах расчетов разных авторов, совершенно очевидно, что наибольшее количество минералов характерно для силикатов. Весьма разнообразен состав класса фосфатов и их аналогов, которые занимают второе место по количеству минералов (17,7 — 16,4%), а также классы сульфидов и им подобных соединений (9,4 — 13,0%), окислов и гидроокислов (9,4 — 12,5%), сульфатов (9,0 — 12,2%). Состав других классов менее многочислен и составляет несколько процентов или доли процента, например, минералы класса хроматов.

Многочисленность минералов того или иного класса не обязательно означает, что эти минералы составляют значительную часть массы земной коры. Хотя наиболее разнообразный видами класс силикатов и преобладает в земной коре, но второй по многочисленности минералов класс фосфатов и их аналогов составляет менее

В горных районах суммарная мощность земной коры больше средней мощности коры в пределах платформ и достигает 50—60 км на Кавказе и в Тянь-Шане. Наибольшая мощность (более 60 км) отмечена в пределах Памира, Гиндукуша, около 70 км в Гималаях, Андах и других высочайших горных сооружениях. Мощность осадочного слоя в них колеблется от 0 до 15 (20) км, гранитного — от 20 до 25—30 км (см. рис. 156, III, б), базальтового от 20 (25) до 35 км.

В пределах всех мелководных участков морей и шельфовых зон океанов развит континентальный тип земной коры.

Океанический тип земной коры, характерный для ложа всех океанов, резко отличается от континентального как по суммарной мощности, так и по составу. В нем отсутствует гранито-гнейсовый слой, выклинивающийся в пределах континентального склона. Мощность океанической коры колеблется от 5 до 10 (12) км, в среднем 6—7 км. Она состоит из трех слоев. Первый (верхний) слой рыхлых морских осадков имеет мощность от первых сотен метров до 1 км. Скорость распространения продольных сейсмических волн в нем около 3 км/с. Этот маломощный осадочный слой залегает на «втором» океаническом слое мощностью от 1 до 1,5 (2,5) км, характеризующемся скоростью распространения продольных сейсмических волн около 5 км/с. Он сложен базальтовыми лавами, туфами с подчиненными прослоями уплотненных осадочных пород. Ниже располагается третий основной океанический слой мощностью от 4 (5) до 8 км (рис. 156, л), который также часто называют базальтовым. Предполагается, что он сложен интрузивными основными магматическими породами — габбро и серпентинизированными ультраосновными породами, а возможно, метаморфическими амфиболитами.

Помимо двух указанных основных типов земной коры, выделяют промежуточные типы — субокеанический и субконтинентальный.

Субокеанический тип земной коры по строению близок к океаническому, отличаясь от него значительной мощностью (от 3—4 до 10 км и более) осадочного слоя (см. рис. 156, II). Такой тип коры обнаружен в крупных прогибах окраинных и внутриконтинентальных морей (глубже 2000 м): в Черном, Средиземном, Японском, Охотском, Карибском морях, в Мексиканском заливе и др. В них под слоем рыхлых осадков залегают консолидированные (уплотненные) осадки большой мощности, под которыми непосредственно располагается базальтовый слой мощностью 5—8 км. Общая мощность земной коры в этих местах достигает 20 км, местами до 25 км и более (главным образом за счет осадочного слоя). Подобное строение коры характерно также для некоторых глубоких впадин на суше, например в центральной части Прикаспийской низменности, где мощность осадочного слоя превышает 20 км.

Субконтинентальный тип земной коры развит в пределах материковых окраин, островных дуг (Алеутских, Курильских, Японских и др.) и мелководных плато (рис. 156, IV). По строению этот тип земной коры соответствует континентальному, но его мощность

меньше (20—30 км). Под осадочным слоем различной мощности залегает гранито-гнейсовый слой мощностью 5—8 км, ниже которого расположен базальтовый слой мощностью от 10 до 15 км (иногда 20 км). Особенность субконтинентального типа земной коры — нечеткость разделения гранитного и базальтового слоев (границы Конрада), постепенность перехода одного слоя в другой и уменьшение скорости сейсмических продольных волн ниже границы Мохо (7,8 км/с).

Сопоставляя данные о строении земной коры в переходных зонах атлантического и тихоокеанского типов, можно видеть их существенные различия. В первом случае континентальный тип земной коры продолжается в пределах подводной окраины материков (в области шельфа и континентального склона), где гранито-гнейсовый слой сокращается в мощности, выклинивается в сторону ложа океана и наблюдается подъем границы Мохо.

Иная картина наблюдается в переходных зонах тихоокеанского типа, характеризующихся необычайной тектонической активностью. Для этих зон характерны: 1) большие амплитуды вертикальных движений, создающих резко расчлененный рельеф; 2) современные интенсивные землетрясения; 3) мощные извержения вулканов; 4) сильные возмущения гравитационного поля, выражающиеся в наличии интенсивных аномалий.

Советские геофизики по программе Международного геофизического года изучали строение Курило-Камчатской переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану, включая окраинные моря (Охотское, Берингово), и установили сложность строения земной коры в этой области. Отдельные блоки земной коры различного строения сменяют друг друга почти без переходов. Так, в пределах материка наблюдается нормальное развитие земной коры континентального типа мощностью до 40 км. Тот же континентальный тип коры, но мощностью до 20—25 км отмечен в мелководной части Охотского моря. В Южно-Охотской котловине он сменяется субокеанической корой мощностью 10—15 км. В районе южных Курильских островов наблюдается субконтинентальный тип земной коры, который далее в пределах восточного борта глубоководного желоба сменяется океаническим.

Своеобразное строение земной коры отмечается в срединно-океанических хребтах. Наиболее изучен Срединно-Атлантический хребет, протягивающийся почти на 15 тыс. км. По направлению к оси срединно-океанического хребта (его рифтовой зоне) резко уменьшается мощность третьего океанического слоя, и он даже выклинивается. В пределах осевой зоны под вторым океаническим слоем различной мощности (местами до 4—5 км) залегает слой со скоростями продольных волн, промежуточными между коровыми и мантийными (7,4—7,7 км/с). Предполагается, что здесь залегает разуплотненная мантия, образуется как бы выступ астеносферного слоя (мощностью около 20 км). Нормальные скорости (8,0—8,2 км/с), характерные для верхней мантии, на границе Мохо фиксируются

на глубине около 25 км от поверхности дна рифтовой долины. Ряд исследователей объясняют такие промежуточные сейсмические скорости не линзовидным выступом астеносферного слоя, а смещением корового и мантийного веществ. Как видим, строение земной коры отличается большой сложностью и разнообразием, что связано главным образом с различной подвижностью земной коры.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Разнообразие минералов в значительной мере определяется различным содержанием отдельных химических элементов в земной коре.

Способность химических элементов к образованию самостоятельных соединений объясняет многие особенности минерального состава земной коры. Наряду с этим необходимо дать оценку «продуктивности» основных процессов минералообразования, сравнить, как велико количество минералов, возникающих при каждом из этих процессов.

С этой целью делали примерные расчеты многие минералоги. Один из опытов такого рода был произведен Е. К. Лазаренко. Как видно из его данных (табл. 8), две группы процессов характеризуются особенно разнообразным минералообразованием: во-первых, процессы гипергенеза, в результате которых возникает 40% всех известных минералов, и, во-вторых, послемагматические пневматолито-гидротермальные процессы, с которыми связано образование около 30% всего количества минеральных видов. Минералообразование при собственно магматическом и пегматитовом процессах, метаморфизме и литогенезе значительно менее разнообразно.

Эти данные представляют большой интерес. Учитывая, что каждый минерал возникает в определенных условиях, можно предположить, что процессы выветривания и пневматолито-гидротермальной деятельности совершаются в особенно изменчивых условиях и соответственно характеризуются наибольшим разнообразием обстановок минералообразования.

Таблица 8

Образование минералов при основных процессах минералообразования

Процессы минералообразования	Минералы, образующиеся преимущественно при данном процессе, в % к общему количеству минералов
Магматизм	8
Пегматитообразование	10
Пневматолито-гидротермальная деятельность	28
Гипергенез	40
Литогенез	5
Метаморфизм	9

Не менее интересны закономерности распределения минералов по классам и их содержание в земной коре. Отдельные цифры приводились при описании минеральных групп, общая их сводка представлена в таблице 9.

Таблица 9

Соотношение между отдельными классами минералов и их содержанием в земной коре

Классы минералов	Минералы				Содержание в земной коре, %	
	количество		в % к общему количеству минералов			
	I*	II*	I	II	I	II
Самородные элементы	50	90	3,30	4,2	0,10	0,10
Сульфиды и им подобные соединения	195	200	13,00	9,4	1,15	0,25
Галогениды	86	100	5,70	4,7	0,50	незначительное
Окислы и гидроокислы	187	200	12,50	9,4	17,00	17,00
Силикаты	375	800	25,00	37,4	75,00	80,00
Сульфаты	135	260	9,00	12,2	0,50	0,10
Фосфаты, арсенаты, ванадаты	266	350	17,70	16,4	0,70	0,70
Карбонаты	67	80	4,50	3,7	1,70	1,70
Бораты	42	40	2,80	1,9		незначительное
Вольфраматы и молибдаты	14	15	1,00	0,7	1,70	»
Хроматы	5		0,30		3,35	»
Нитраты	8	не учтены	0,50	не учтены		»
Органические соединения	70		4,70	»		»

* I — данные Е. К. Лазаренко, 1971.

* II — данные Н. И. Сафронова и Б. А. Гаврусевича, 1968.

Знакомство с цифрами этой таблицы позволяет прежде всего отметить наиболее многочисленные классы. Несмотря на расхождение в результатах расчетов разных авторов, совершенно очевидно, что наибольшее количество минералов характерно для силикатов. Весьма разнообразен состав класса фосфатов и их аналогов, которые занимают второе место по количеству минералов (17,7 — 16,4%), а также классы сульфидов и им подобных соединений (9,4—13,0%), окислов и гидроокислов (9,4—12,5%), сульфатов (9,0—12,2%). Состав других классов менее многочислен и составляет несколько процентов или доли процента, например, минералы класса хроматов.

Многочисленность минералов того или иного класса не обязательно означает, что эти минералы составляют значительную часть массы земной коры. Хотя наиболее разнообразный видами класс силикатов и преобладает в земной коре, но второй по многочисленности минералов класс фосфатов и их аналогов составляет менее

1% массы литосферы (0,7%). Близкие по численности видов классы сульфидов и окислов резко различаются по своей массе в земной коре: первыенаходятся в количестве 0,15% (по В. И. Вернадскому), вторые — 17% массы коры. Следует отметить, что цифры содержания минералов в земной коре точно не установлены и определяются разными учеными неодинаково. Так, даже для группы преобладающих минералов — силикатов — рассчитаны довольно сильно различающиеся значения, от 75 до 85%.

В целом можно считать, что преобладающую часть массы земной коры составляют силикаты и минералы класса окислов и гидрокислов.

Упомянувшееся выше разнообразие минеральных видов — лишь одна сторона характеристики каждого типа процессов минералообразования. Второй стороной является масса минералов, возникающих в результате каждого процесса. Исчерпывающих данных по этому вопросу пока еще нет. Однако можно констатировать, что основная часть наиболее распространенных минералов — силикатов — формируется в результате процессов магматизма, метаморфизма и перматитообразования. Второе место по массе в земной коре занимают минералы класса окислов и гидроокислов, среди которых один из самых распространенных — кварц (около 12% всей массы земной коры). Значительная часть минералов этого класса образовалась в процессе гипергенеза.

Образование основной массы представителей некоторых классов связано преимущественно с одним определенным процессом минералообразования. Как показывают данные Е. К. Лазаренко, большая часть минералов класса сульфидов (89%) имеет пневматолито-гидротермальное происхождение и лишь 5% возникает в магматическом процессе, 5% — при гипергенезе и 1% — при литогенезе. Вольфраматы и молибдаты поровну делятся между гипергенным и пневматолито-гидротермальным генезисом. Для некоторых классов характерно возникновение преобладающего количества минеральных видов при процессах гипергенного минералообразования. Таковы сульфаты, фосфаты и близкие им соединения, хроматы и нитраты.

Эволюция химического состава земной коры. Как образовалась земная кора? Этот вопрос длительное время занимает ученых. Его решение имеет не только большое теоретическое значение. Познавание процессов, формирующих земную кору, одновременно означает выяснение закономерностей образования и размещения промышленных концентраций металлов. Поэтому над изучением этих процессов работают крупные научные коллективы многих стран.

Экспериментальные исследования, изучение горных пород на поверхности материков и на дне океанов, результаты глубокого бурения позволили разработать представление о зонном выплавлении вещества земной коры из мантии.

О веществе верхней мантии можно в какой-то степени судить по обнажениям в рифтовых зонах, по ксенолитам в базальтовых

лавах, по составу пород, выполняющих алмазоносные кимберлитовые трубки. По этим данным, верхняя мантия сложена ультраосновными породами (перидотитами и др.). Состав мантии Земли в целом сопоставляют с составом каменных метеоритов (хондритов). Результаты анализов хондритов показывают, что в них содержится определенное количество некоторых химических элементов, образующих относительно легкоплавкие соединения, а также элементов, входящих в состав газов и воды (табл. 10).

Таблица 10

Среднее содержание основных химических элементов в главных типах горных пород и в каменных метеоритах, в % массы (по А. П. Виноградову, 1962)

Элементы	Каменные метеориты (хондриты)	Горные породы верхней мантии (дуциты и др.)	Горные породы земной коры	
			Базальты	гранитоиды
O	35,0	42,5	43,5	48,7
Si	18,0	19,0	24,0	32,3
Al	1,3	0,45	8,76	7,7
Ca	1,4	0,7	6,72	1,58
K	0,085	0,03	0,83	3,34
Na	0,7	0,57	1,94	2,77
F	0,0028	0,01	0,037	0,08
Cl	0,007	0,005	0,005	0,024
Mg	14,0	25,9	4,5	0,56
Fe	25,0	9,85	8,56	2,7
S	2,0	0,02	0,03	0,04

Вещество мантии однородно, гомогенно. Оно находится в равновесном твердом состоянии в условиях высоких температуры и давления. Однако это равновесное состояние будет нарушено, если внешние условия изменятся, например понизится давление или повысится температура. Тогда вещество перейдет в расплавленное, жидкое состояние. Такое явление вполне вероятно, если внутри мантии возникает очаг сильного разогревания. Причиной его может служить, например, энергия радиоактивного распада. Расплавленная масса, источник тепловой энергии, под влиянием конвекционных токов будет перемещаться в радиальном направлении к поверхности Земли, проплавляя при своем движении вещество верхов мантии. При этом происходит закономерная дифференциация этого вещества.

Принцип «зонной» плавки был использован А. П. Виноградовым для создания гипотезы образования земной коры. Согласно этой гипотезе, отдельные очаги расплава, перемещающиеся в радиальном направлении, обеспечили закономерную дифференциацию вещества мантии. Состав первоначально возникающего расплава не отличается от состава исходного материала. Но многократное повторение этого процесса обусловило разделение вещества, вынос из мантии относительно легкоплавких соединений и накопление их на поверхности планеты.

В результате дифференциации исходного вещества происходит закономерное перераспределение химических элементов по оболочкам Земли. Если принять, что состав исходного вещества мантии близок к составу каменных метеоритов, то можно проследить, как менялось содержание важнейших химических элементов в процессе образования земной коры.

В таблице 10 хорошо видно, что выделение легкоплавких соединений из исходного вещества планеты сопровождалось прогрессирующим накоплением кремния, алюминия, кальция, калия, натрия, фтора, хлора. В то же время большая часть железа, магния, серы оставалась в веществе мантии.

Особенно важное значение процесс образования земной коры имел для перераспределения металлов. Как следует из данных таблицы 11, содержание одних металлов резко возрастает в земной коре по сравнению с исходным веществом мантии, а содержание других уменьшается. В процессе выплавления вещества земной коры в мантии задерживались металлы группы железа — никель, кобальт, хром, отчасти марганец. Поэтому содержание никеля в породах верхних горизонтов земной коры по сравнению с содержанием в исходном веществе уменьшается в десятки раз, примерно в 100 раз уменьшается содержание кобальта и хрома. В процессе выплавления земной коры уменьшилось содержание также ртути, металлов платиновой группы и золота.

Таблица 11

Перераспределение некоторых редких и рассеянных химических элементов в процессе образования земной коры (в $1 \times 10^{-3}\%$)

Элементы	Каменные метеориты	Породы верхней мантии (дуниты и др.)	Породы земной коры	
			базальты	гранитоиды
Элементы, концентрирующиеся в гранитоидах				
Ba	0,6	0,1	30	83
Zr	3	3	10	20
Sn	0,1	0,05	0,15	0,3
Pb	0,02	0,01	0,8	2
U	0,0015	0,0007	0,05	0,35
Элементы, концентрирующиеся в базальтах				
Ti	50	30	900	230
V	7	4	20	4
Cu	10	2	20	2
Zn	5	3	13	6
Элементы, содержание которых уменьшается в земной коре				
Ni	1350	200	160	0,8
Co	80	20	4,5	0,5
Cr	250	200	90	2,5
Hg	0,3	0,001	0,009	0,008
Pt	0,2	0,02	0,01	—

Металлы, содержание которых в целом увеличивается в земной коре, распределяются в горных породах неодинаково. Выделяется группа металлов, концентрирующихся в верхней части континентальной земной коры, обогащенной кремнием, алюминием, щелочами, легколетучими соединениями. Сюда относятся цирконий, ниобий, барий, олово, свинец, уран. Например, концентрация свинца увеличивается в 100 раз, урана — еще более. Другая группа металлов концентрируется в базальтовых породах. В эту группу входят титан, ванадий, медь, цинк.

Одновременно с выплавлением легкоплавких соединений из вещества мантии происходило выделение газов. В результате дегазации мантийного вещества образовалась основная масса газов и воды, имеющих на нашей планете. Произведенные расчеты показывают, что за 5 млрд. лет вынесено только около 10% содержания каждого газа в мантии. Так, по расчетам А. П. Виноградова, содержание воды в мантии составляет $2 \cdot 10^{22}$ кг, а ее общее количество в гидросфере и атмосфере — $1,5 \cdot 10^{21}$ кг.

Каков же общий ход образования и развития Земли?

Согласно последним космогоническим гипотезам, в том числе гипотезе, разработанной О. Ю. Шмидтом, планеты возникли из рассеянного космического вещества, имеющегося в сфере действия Солнца. Вследствие вращения и столкновения частиц вещество сгустилось и приобрело форму сплющенного диска. Затем этот диск распался на несколько сгустков материи, из которых под действием гравитационных сил начали формироваться планеты.

До сих пор планеты получают из космоса твердое вещество в виде космической пыли и метеоритов. Специальные исследования показали, что на поверхность Земли ежегодно поступают десятки тысяч тонн космического вещества. Происходящая на наших глазах концентрация космического вещества позволяет предполагать, что этот процесс мог иметь значение для образования центров скопления вещества, из которых затем были сформированы планеты.

Начальные этапы формирования планет, по-видимому, представляли собой постепенный процесс агломерации частиц холодного космического вещества. Состав этих частиц был близок к таковому метеоритов. Важно отметить, что в них имеются вода и газы, находящиеся в прочном соединении с метеоритным веществом. В дальнейшем после скопления крупных масс вещества начался процесс его перераспределения и образование оболочечного строения планеты. При достижении массы такого количества, которое обусловило в центре планеты давление более 1,4 млн. атм, произошло образование ядра.

Из гипотезы О. Ю. Шмидта следует, что Земля на первых стадиях своей эволюции была холодной. Под влиянием гравитационного уплотнения, а также энергии распада радиоактивных элементов началось разогревание планет. Основное количество радиогенного тепла, вероятно, было выделено радиоактивным калием.

Начался длительный процесс выплавления легкоплавких компонентов из вещества мантии и образования земной коры. Согласно последним данным, возраст наиболее древних горных пород земной коры колеблется в интервале 4—4,5 млн. лет. На протяжении этого отрезка времени происходило формирование земной коры со всем многообразием горных пород и минеральных образований. Этот процесс продолжается и в настоящее время.

Одновременно с выплавлением корового вещества происходила дегазация мантии. В результате возникла первичная атмосфера Земли, состоявшая главным образом из паров воды, а также из аммиака, сероводорода, метана. На поверхности планеты обособились массы жидкой воды и стали развиваться процессы литогенеза.

Важнейшим моментом развития Земли явилось возникновение жизни. В результате реакции фотосинтеза, совершавшегося в живых организмах, началось прогрессирующее выделение кислорода и состав первичной атмосферы был кардинально преобразован. Наличие мощного окислителя (свободного кислорода) в атмосфере изменило характер поверхностных процессов. Под воздействием направленно развивающихся условий на поверхности континентов началось закономерное преобразование горных пород и формирование разнообразных кор выветривания.

Глава XVI. ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ГЕОСИНКЛИНАЛИ (ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА), ОРОГЕНЫ И ИХ РАЗВИТИЕ

В развитии земной коры и отдельных ее частей наблюдается некоторая повторяемость, или цикличность, процессов внутренней и внешней динамики — формирование складчатых областей, трансгрессий и регрессий морей и др. Однако цикличность эту следует понимать условно, так как никогда не бывает полного повторения явлений. Каждому циклу, этапу развития присущи свои характерные особенности, отличные от другого и придающие определенные черты строения отдельным участкам земной коры. Цикличность проявляется на фоне общей поступательной направленности развития земной коры, и в целом развитие коры идет по спирали.

Геосинклинали, или геосинклинальные пояса, — один из главных структурных элементов земной коры; они составляют основу, на которой образовывались в последующем другие структурные элементы (орогены, платформы). Развитие геосинклиналей тесным образом связано с глубинными разломами, которые и определяют их линейный характер. В истории геологического развития Земли геосинклинали возникали, развивались и замыкались в различные эпохи, и на их месте формировались горные сооружения, а затем платформы. Под геосинклиналями понимают наиболее подвижные участки земной коры, в которых тектонические движе-

ния особенно многообразны по интенсивности, контрастности и направленности. Для геосинклиналей характерен комплекс следующих признаков:

1. Большие градиенты скоростей вертикальных движений земной коры и большой их размах (амплитуда), причем эти движения носят резко дифференцированный характер — одни зоны испытывают восходящие движения, а соседние — нисходящие, т. е. смежные зоны, разделенные разломами, движутся во встречных направлениях (глыбово-волновые движения).

2. Большие мощности осадочных горных пород, достигающие 10—15 км для одного тектонического цикла, максимально 20—25 км в длительно опускающихся прогибах. При переходе от прогибающихся участков с максимальными мощностями к поднимающимся резко происходит уменьшение мощности.

3. Широкое развитие магматических процессов, проявляющихся как в вулканических извержениях, так и в разнообразных внедрениях магмы в земную кору и в образовании различных интрузивных и метасоматических тел (батолиты и др.). Это указывает на значительную проницаемость земной коры в пределах геосинклиналей.

4. Интенсивный метаморфизм горных пород. Здесь проявляются все типы метаморфизма: региональный, контактный и дислокационный (динамометаморфизм).

5. Образование рудных скоплений, связанное с внедрением магмы и ее производных (газов, горячих растворов) в трещины и другие разрывные нарушения, а также с процессом метаморфизма.

6. Интенсивные землетрясения.

7. Повышенный геотермический градиент (геотермическая ступень снижается до 30—15 м). Это свидетельствует об увеличении идущего с глубины теплового потока в геосинклиналях в сравнении с более устойчивыми участками земной коры.

8. Интенсивная общая складчатость и образование связанных со складчатостью систем разрывных нарушений. Для геосинклиналей характерна полная линейная складчатость, надвиги, шарьяжи.

9. Особый состав формаций¹ горных пород.

10. Значительное поднятие на заключительном этапе развития геосинклинали и образование на ее месте складчатой горной страны (орогена).

Вот та совокупность главнейших признаков, которые характеризуют геосинклинальные области.

Развитие геосинклиналей. Развитие геосинклиналей за один тектонический цикл проходит несколько стадий.

В *начальную стадию* геосинклинальный пояс обычно представляет собой единый покрытый глубоким морем широкий прогиб,

¹ Ф о р м а ц и и — комплексы горных пород, возникшие в сходных условиях при определенном тектоническом режиме.

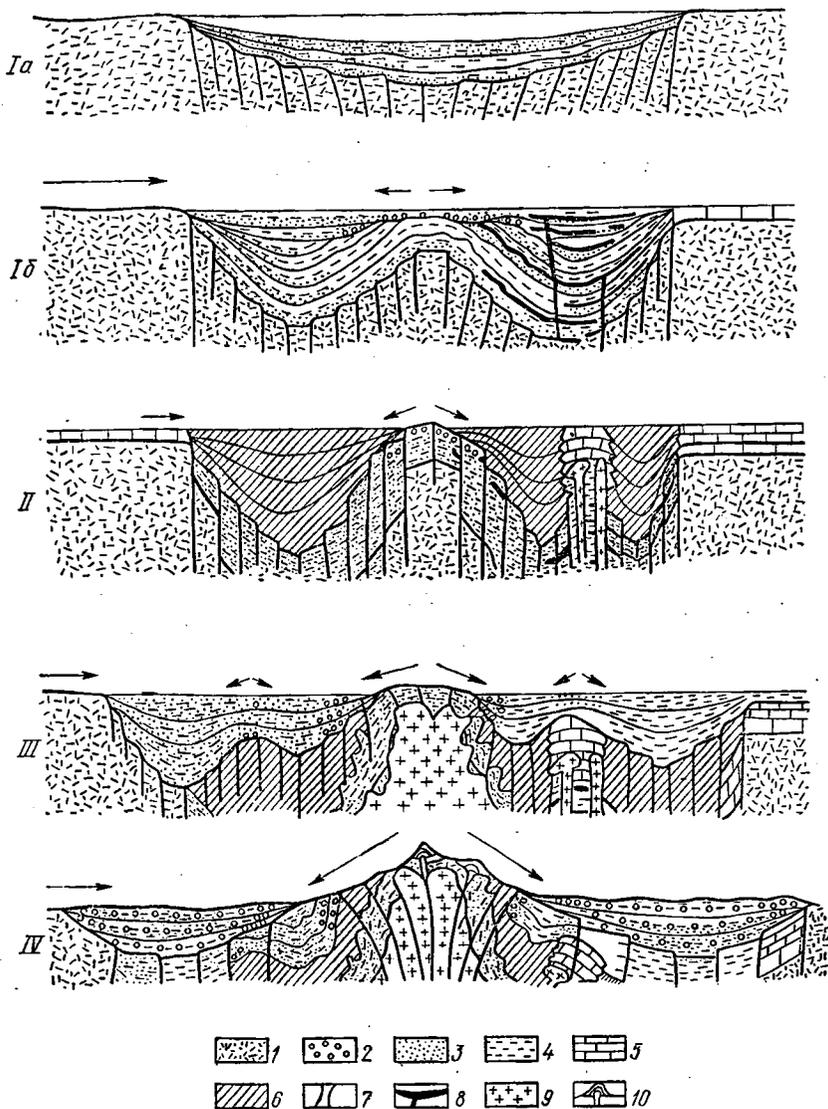


Рис. 157. Принципиальная схема развития геосинклиальной системы в течение одного тектонического цикла (по В. Е. Хаиню):
 1 — фундамент; 2 — конгломераты; 3 — песчаники и алевролиты; 4 — глины; 5 — известняки; 6 — флиш; 7 — разрывные нарушения; 8 — излияния и пластовые интрузии основных пород; 9 — граниты и плагииграниты; 10 — вулканические образования. Стрелки показывают направление и относительную интенсивность сноса

совсем не расчленённый внутренними поднятиями или слабобасчлененный (рис. 157, I, а). Для этой стадии характерно опускание земной коры и накопление в прогибах мощных терригенных глинистых и песчано-глинистых осадков, приносимых реками с плоских платформенных равнин и срединных массивов, — нижняя терригенная формация. Под срединными массивами понимаются относительно устойчивые жесткие глыбы земной коры — сохранившиеся части основания (фундамента), на котором заложилась геосинклиналь. Дальнейшее развитие характеризуется тем, что структура единого или слабобасчлененного прогиба усложняется (рис. 157, I, б). В нем появляются внутренние поднятия — будущие островные дуги (одна или несколько), разделяющие первичный широкий прогиб на более узкие вторичные прогибы. Но и при этом усложнении преобладает погружение земной коры, хотя возникшие частные геоантиклинали могут подниматься или опускаться, но с меньшей скоростью, чем смежные прогибы. Всюду идет процесс накопления глинистых и песчано-глинистых осадков, достигающих наибольшей мощности во внутренних прогибах. Накопившиеся осадки под влиянием последующего метаморфизма превращаются в твердые глинистые сланцы (аспидные) и граувакки. Вследствие этого нижнетерригенную формацию называют еще аспидной или аспидно-граувакковой. На большую амплитуду погружений в эту стадию указывают данные о мощностях аспидной формации. Так, в Большом Кавказе мощность аспидной формации нижней и средней юры достигает 8—10 км.

Проявление магматической деятельности в отдельных геосинклинальных прогибах, разделенных поднятиями, протекает различно. Высокой проницаемостью и проявлением всех видов магматизма отличаются внутренние прогибы, граничащие или с срединными массивами, или с океаническими платформами. Эти прогибы называют эвгеосинклиналями (настоящие геосинклинали). В отличие от них внешние прогибы, обращенные к смежным платформам, характеризуются слабым проявлением магматизма или его отсутствием. Такие прогибы называют миогеосинклиналями.

С начальной стадией развития связаны интрузии ультраосновных пород (гипербазитов) и основных (габбро, диабазов) и массовые излияния основной лавы в эвгеосинклиналях. При подводном излиянии базальтовая лава претерпевает некоторые изменения и при ее застывании образуются так называемые спилиты (с альбитизированным полевым шпатом) и более кислые разности — кератофиры. Всю эту совокупность магматических пород называют спилитогидабазо-кератофировой формацией. С этими породами нередко ассоциируют кремнистые породы — радиолариты и яшмы (яшмовая формация), происхождение которых может быть связано или с подводными гидротермами, выносящими кремнезем, или с накоплением планктонных орга-

низмов с кремнистым скелетом в условиях глубокого морского бассейна, прогибание которого не компенсировалось осадконакоплением. Для этой стадии важное значение имеет так называемая офиолитовая формация, в которой преобладают ультраосновные породы — перидотиты, в значительной степени серпентинизированные. Породы офиолитовой формации образуются главным образом вдоль крупных разломов, разделяющих поднятия и прогибы.

Вторая стадия (зрелая, или предорогненная) характеризуется продолжающимся прогибанием геосинклинали и дальнейшей дифференциацией тектонических движений земной коры. Геосинклинальная область разделяется на поднятия и прогибы, ограниченные крупными разломами (рис. 157, II), образуются линейно вытянутые цепи островов — островные дуги, между которыми на месте впадин располагаются моря — проливы. Это островодужная стадия.

В интенсивно развивающихся прогибах накапливаются мощные своеобразные отложения, называемые флишем. Флиш — это преимущественно морские осадочные образования, для которых характерно чередование трех-четырех разновидностей пород. Каждый такой набор разновидностей слоев называется ритмом или циклом. В каждом ритме грубозернистые отложения располагаются внизу, более тонкие — сверху (рис. 158). Различают терригенный флиш, в котором ритм может состоять из конгломерата, песчаника, алевролита и аргиллита или же из трех последних, и карбонатный флиш, в котором ритмы снизу вверх могут состоять из обломочного песчаного известняка, мергеля и известкового аргиллита. Мощность каждого ритма обычно измеряется десятками или единицами сантиметров, а мощность всей толщи составляет многие сотни, чаще первые тысячи метров. Многократное повторение ритмов отражает пульсационный характер движений в геосинклинали, накладывающихся на общее крупное прогибание. Флишевая формация особенно характерна для мезозойских и палеогеновых отложений Кавказа, Карпат и некоторых других районов.

На второй стадии происходит дальнейшее расширение геосинклинали. В прогибы вовлекаются смежные части платформы. Наряду с образованием новых поднятий внутри геосинклинали слою

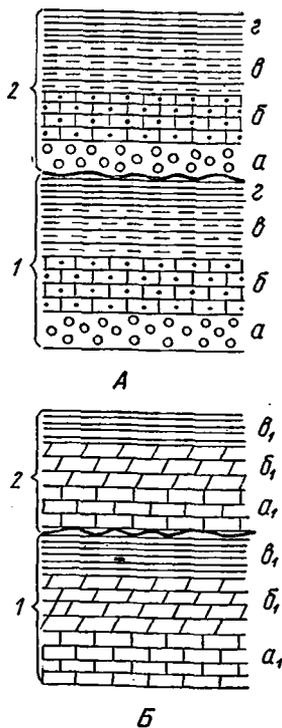


Рис. 158. Флиш:

А — терригенный: 1, 2 — ритмы; а — конгломерат; б — песчаник; в — алевролит (цементированный алевролит); г — аргиллит (уплотненная глина). Б — карбонатный: 1, 2 — ритмы; а₁ — известняк; б₁ — мергель; в₁ — известковый аргиллит

начинают сминаться в складки (ранняя геосинклинальная складчатость). Магматизм проявляется в излияниях лав более кислого состава (андезито-базальтовых, андезитовых) — порфировая, или андезитовая, формация. Образуются первые интрузивные тела гранитоидов, но относительно небольших размеров (штоки, дайки). Начинается формирование континентальной земной коры. В эту стадию широкое распространение получают карбонатные породы (известняковая формация), что связано со значительной трансгрессией моря на смежные части платформ и прекращением поступления терригенного материала с них.

В *третьей стадии*, или *раннеорогенной*, существенно изменяется направленность развития всей геосинклинальной области (рис. 158, III). Общее прогибание геосинклинали, которое было свойственно первым двум стадиям, сменяется поднятием. Поднятия прежде всего охватывают центральные части геосинклиналей, где формируются так называемые центральные поднятия. Разрастаясь, они все больше и больше втягивают в поднятия смежные прогибы. Вместе с тем продолжается интенсивная складчатость, которая развивается от поднятий к прогибам. Постепенно поднятие охватывает почти всю геосинклинальную область, и она в основном ссушается, только в отдельных местах сохраняются лагуны. Исключения составляют периферические части геосинклинальной области, где образуются так называемые передовые или краевые прогибы, а также межгорные прогибы. В морские водоемы этих прогибов сносятся терригенный материал, преимущественно тонкий глинистый или алевритовый — нижняя молассовая формация. В то же время в изолированных лагунах зон может формироваться угленосная формация с характерной цикличной повторяемостью слоев, а в аридных зонах — соленосная формация. На этой стадии с ростом центрального поднятия горные породы подвергаются региональному метаморфизму. Образуются крупные интрузивные массивы — батолиты — преимущественно кислого (гранитного) состава, происходит гранитизация пород на месте — гранитовидная формация.

В ходе этой стадии на месте первоначального геосинклинального прогиба возникает сложное складчатое поднятие, т. е. происходит обращение, и нверсия (по В. В. Белоусову) тектонического рельефа.

Четвертая стадия, или *позднеорогенная*, характеризуется значительным усилением восходящих тектонических движений земной коры и крупным сводовым поднятием всех собранных в складки горных пород, образованием хребтов, ускорением погружения передовых и межгорных прогибов (рис. 158, IV). В эти прогибы с растущих горных хребтов реками сносятся большое количество обломочного материала, в них накапливаются мощные конгломераты, песчаники, песчаные глины (верхняя молассовая формация). Это преимущественно континентальные образова-

ния, или континентальные и прибрежно-морские, в составе которых нередко известняки-ракушняки. Передовые прогибы в этот этап накладываются своими внешними краями на смежные платформы и вовлекают их в опускания, часто сопровождаемые разрывами. В процессе воздымания гор происходит оживление или новообразование разломов и проявление наземного вулканизма. Лавы, изливающиеся из вулканов, преимущественно андезито-липаритового состава.

Геосинклиналь завершает свой цикл длительного развития превращением в сложную горно-складчатую область — эпигеосинклинальный орогенный пояс. Происходит то, что обычно называют замыканием или отмиранием геосинклинали.

На месте глубоких прогибов с первичной тонкой океанической корой возникает континентальная кора мощностью 50—70 км. В формировании эпигеосинклинальных орогенных поясов отчетливо выражена вся совокупность движений земной коры, вызывающих сложные складчатые и разрывные деформации горных пород и тесным образом связанные с ними интенсивная магматическая деятельность и все виды метаморфизма. Примерами сложных эпигеосинклинальных горно-складчатых сооружений являются Большой Кавказ, Урал, Альпы, Карпаты и др. Эти крупные структуры — мегантиклинории (от греч. *мега* — большой) — включают в свой состав несколько антиклинорий и синклинорий, образующих в целом огромное горное поднятие. В возникшей складчатой области постепенно ослабевают тектонические движения. Земная кора в ее пределах становится жесткой (в результате складчатости, регионального метаморфизма, гранитизации), утрачивает подвижность, или, как принято говорить, консолидируется. Амплитуда и скорость вертикальных тектонических движений уменьшаются до величин, характерных для платформенных областей. Так постепенно осуществляется переход от орогенного эндогенного режима к более спокойному платформенному.

Геосинклинали в ходе геологической истории неоднократно возникали на различных участках земной коры (рис. 159). Развитие каждой из них было длительным, захватывало несколько геологических периодов и заканчивалось интенсивной складчатостью и в большинстве случаев горообразованием. С различными этапами развития геосинклинальных областей связано формирование почти всех важнейших рудных полезных ископаемых. С широким развитием магматизма первых стадий (с основными и ультраосновными магмами) связано формирование хромитов, платиноидов, титаномагнетитов, полиметаллов и др. В инверсионный орогенный этап, сопровождающийся внедрением и излиянием более кислых магм, региональным и контактным метаформизмом, формируются контактно-метасоматические, пневматолитово-гидротермальные и другие типы месторождений руд меди, молибдена, вольфрама, олова, золота, урана, сурьмы и др. С молассовой формацией

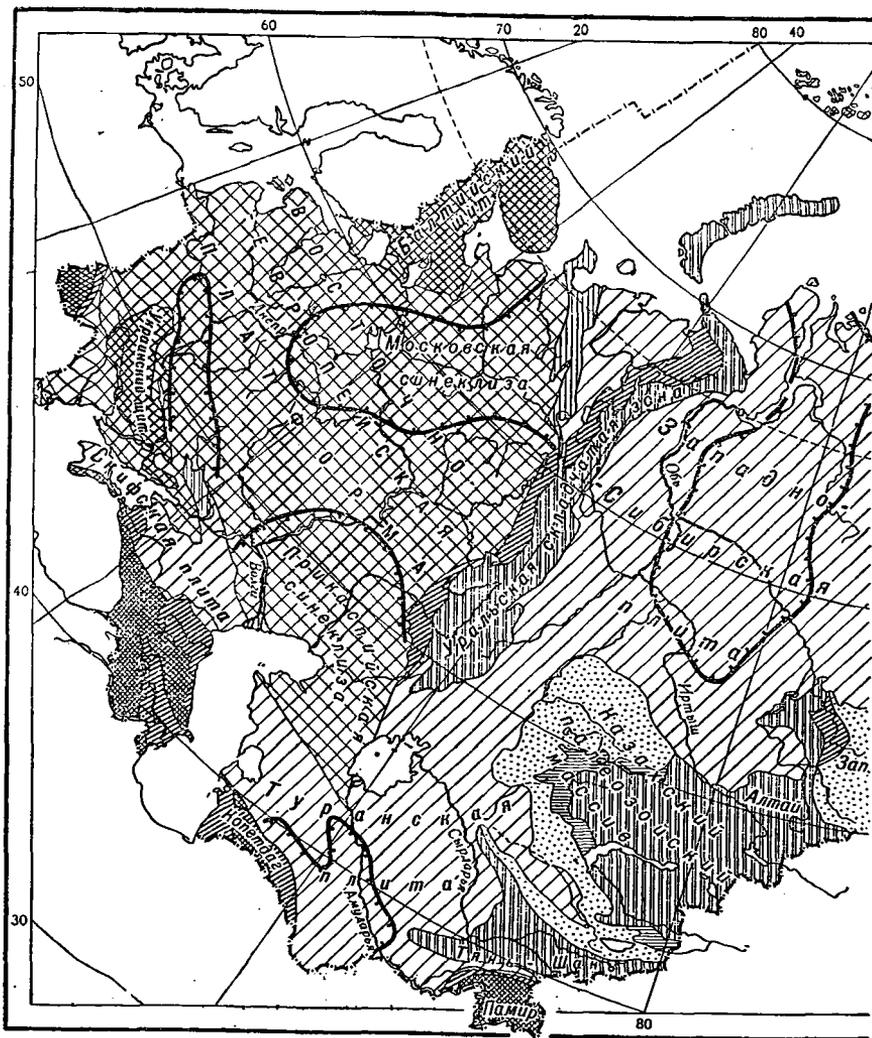
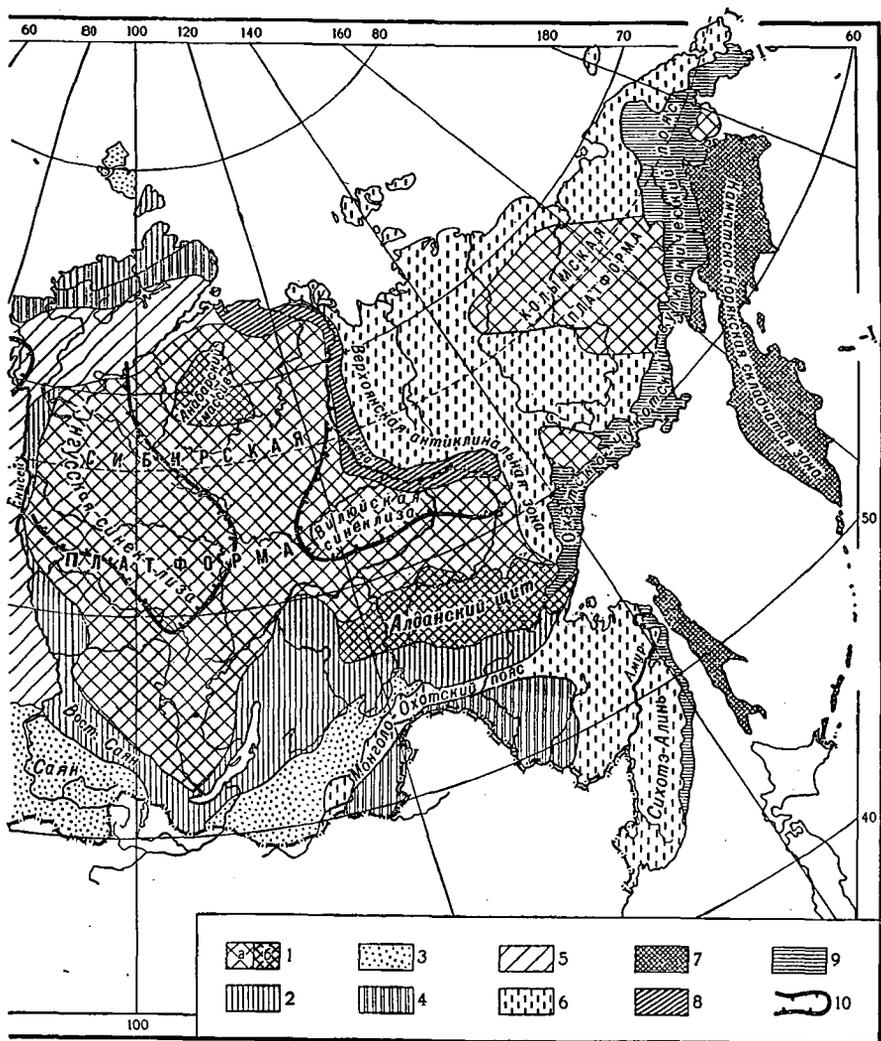


Рис. 159. Схема тектонического

1 — древние платформы и срединные массивы (области добайкальской складчатости); 2 — области герцинской складчатости; 3 — области каледонской складчатости; 4 — области герцинской и герцинском складчатом основании; 5 — области мезозойской складчатости; 6 — области мезозойских и альпийских складчатых сооружений; 7 — области мезозойских и альпийских складчатых сооружений; 8 — области мезозойских и альпийских складчатых сооружений; 9 — краевые вулканические пояса

и формацией барьерных рифов в прогибах связаны месторождения нефти и газа.

Эпохи и фазы складчатости и горообразования. В истории Земли выделяют несколько эпох особенно интенсивного складко- и горообразования. Складкообразование неоднократно проявля-



районирования СССР:

a — платформенный чехол, *b* — выступы складчатого основания; 2 — области байкальско-варисской складчатости; 5 — платформенный чехол на байкальском, каледонском альпийской складчатости; 8 — передовые (краевые) и межгорные прогибы герцинских, Центрального Казахстана и востока Сибири; 10 — контуры синеклиз

лось в докембрийское время, что привело к полному изменению, метаморфизации всех древнейших пород архея и протерозоя. Наиболее известна последняя в докембрии байкальская складчатость, проявившаяся в конце протерозоя и закончившаяся в кембрийском периоде. С этой эпохой связано формиро-

вание складчатой структуры Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкало-Патомского нагорья. В раннем и частью среднем палеозое имела место каледонская складчатость. В ней наблюдалось несколько фаз, проявившихся в разное время. В позднем палеозое была герцинская (варисская) складчатость; она охватила огромные пространства в Европе, восточной части Казахстана и Средней Азии. Мезозойская (киммерийская) складчатость проявилась главным образом в юрское и меловое время на северо-востоке СССР. Наиболее молодая, проявившаяся в кайнозое, альпийская складчатость.

В ходе геологической истории начиная с конца докембрия последовательное замыкание и консолидация геосинклинальных областей от эпохи к эпохе все более и более сокращали занятые ими площади. Но одновременно раскрывались новые океаны, создавая тем самым почву для образования новых геосинклиналей (см. ниже). Более подробно эпохи складчатости рассмотрены во второй книге.

Современные геосинклинали. К современным геосинклиналям, по-видимому, могут быть отнесены окружающие Тихий океан системы островных дуг и сопряженных с ними окраинных морей и глубоководных желобов. Такова Камчатско-Курильско-Японская островная дуга с примыкающими к ней глубоководными океаническими желобами и окраинными морями, дуги Алеутская и Антилльская. Все свидетельствует здесь о высокой тектонической подвижности, проявляющейся в дифференцированных движениях земной коры, интенсивном современном вулканизме, сильных землетрясениях. При этом именно здесь выделяются пояса глубоководных (до 700 км) землетрясений. Аналогичные условия существуют и в других районах островных дуг (Зондские острова и др.). Некоторые исследователи к современному геосинклиналию относят также впадины Средиземного, Черного морей, Южно-Каспийскую, для которых характерны сильные землетрясения, а местами (Средиземное море) и вулканизм.

ПЛАТФОРМЫ И ИХ РАЗВИТИЕ

П л а т ф о р м ы называются относительно устойчивые участки земной коры. Они развиваются на месте консолидированных складчатых сооружений, возникших при отмирании эпигеосинклинальных орогенов. Это обширные, преимущественно равнинные участки земной коры, обычно неправильной многоугольной формы (рис. 160). Такая форма обусловлена крупными разломами, отделяющими платформы от смежных с ними подвижных геосинклинальных областей и орогенов. В качестве примера на территории СССР можно привести Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы. Для платформ характерны следующие особенности:

1. В строении платформ выделяют два главных структурных яруса (этажа) — нижний и верхний (рис. 160). Нижний ярус сформировался в геосинклинальный (доплатформенный) этап раз-

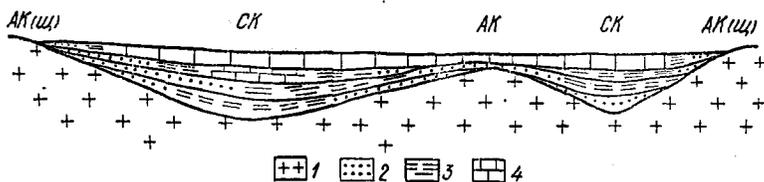


Рис. 160. Схематический геологический профиль древней платформы:
СК — синеклизы; АК — антеклизы, АК(щ) — щиты.

1 — известняки; 2 — глины; 3 — пески; 4 — кристаллические породы фундамента

вития и состоит из сильно дислоцированных метаморфизованных горных пород, пронизанных интрузиями и глубокими разломами. Его называют фундаментом, складчатым основанием или цоколем платформы. Верхний ярус представляет собой осадочный платформенный чехол, сложенный относительно спокойно залегающими осадочными горными породами (подчиненную роль могут играть основные вулканиты). Местами фундамент выступает на поверхность. Такие участки платформ называют щитами (Балтийский щит Восточно-Европейской платформы, Алданский щит Сибирской платформы, Канадский щит Северо-Американской платформы). Участки платформ, где фундамент погружен на глубину и всюду покрыт осадочным чехлом, именуют плитами (например, Русская плита).

2. Относительно слабые и медленные, небольшой амплитуды вертикальные движения земной коры. Градиент их скорости в 10 и более раз меньше, чем в геосинклинальных областях. При этом движения одного знака — медленное прогибание или медленное поднятие — захватывают крупные по размерам участки платформ и могут сменяться во времени. С колебательным характером тектонических движений в развитии платформ связаны периодические трансгрессии и регрессии морских бассейнов (другая возможная причина — эвстатические колебания уровня океана). Некоторые части платформ и теперь затоплены эпиконтинентальными морями — Балтийским, Северным и др.

3. Сравнительно небольшая мощность осадочных пород платформенного чехла — обычно до 2—4 км, т. е. в несколько раз меньше, чем в геосинклинальных областях. При этом она изменяется весьма постепенно. Например, в окрестностях Ленинграда мощность осадочных пород составляет всего около 200 м, а в районе Москвы — около 1600 м, т. е. на расстоянии 650 км мощность осадков изменилась на 1400 м, что соответствует градиенту около 2 м/км.

4. Состав осадочных пород более или менее однообразен. В эпиконтинентальных платформенных морях накапливаются или карбонатные породы — известняки, доломиты (карбонатная формация), или мелководные песчано-глинистые отложения. Из полезных ископаемых здесь шло образование осадочных железных и марганцевых руд, фосфоритов, бокситов и др. В периоды регрессии на месте бывших морей накапливались континентальные отложения — озер-

ные, аллювиальные, болотные, а в условиях аридного климата — озовые и лагунные. Среди них развиты красноцветные песчано-глинистые породы и комплекс соленосных и гипсоносных формаций. С этими этапами континентального развития связано образование кор выветривания с бокситами, железными, никелевыми и другими рудами, а также углей.

5. Горизонтальное или почти горизонтальное залегание слоев осадочных горных пород, осложненное изолированными пологими складками (прерывистая складчатость). Наиболее крупными структурными элементами покрытых осадочным чехлом плит являются синеклизы — огромные пологие изометричные впадины, занимающие обширные площади и достигающие в поперечнике сотни и даже более 1000 км. Они отличаются очень пологим падением слоев — первые метры на километр, что соответствует углу наклона в несколько минут. Пример — Московская синеклиза с центральной частью близ Москвы. Ее поперечное сечение (с севера на юг) достигает 1300 км, а падение слоев — 2—2,5 м/км. В пределах Сибирской платформы можно назвать Тунгусскую и Вилюйскую синеклизы. Крупные пологие поднятия платформ называют антеклизами, например Волго-Уральская и Воронежская антеклизы Русской плиты (рис. 157).

Кроме синеклиз и антеклиз, в пределах платформ встречаются желобообразные тектонические впадины, линейно ориентированные и ограниченные параллельными глубинными разломами, протягивающиеся на многие сотни километров при ширине от десятков километров до 100—200 км. Эти впадины были названы Н. С. Шатским а в л а к о г е н а м и (от греч. *авлакон* — борозда). В них наблюдаются повышенная тектоническая активность, большие мощности осадочных пород (например, Днепровско-Донецкая впадина). Выделяют также краевые синеклизы и перикратонные прогибы, расположенные на периферии платформ, граничащих со смежными геосинклинальными поясами, например Прикаспийская синеклиза с мощностью осадочного чехла около 20 км. Из более мелких складчатых форм на платформах развиты валы, брахантиклиналы, купола, флексуры.

6. Эффузивный и интрузивный магматизм проявляется лишь на некоторых подвижных платформах вдоль крупных разломов, пронизывающих не только фундамент, но и осадочный чехол. Он выражается в трещинных излияниях преимущественно основной лавы или в образовании трубок взрыва. Наряду с этим отмечаются и пластовые интрузии — силлы и дайки основного состава. Все магматические основные породы, развитые на платформах, объединяются общим названием т р а п п (траппы Сибирской, Индостанской платформ). Магматизм на платформах проявляется или в начальные этапы их развития, или в периоды, соответствующие эпохам горообразования и складчатости в смежных геосинклиналях. В это время платформы могут испытывать значительные поднятия, оживление разломов и, как следствие, проникновение магмы.

7. Региональный метаморфизм в пределах осадочного чехла платформ не проявляется. Встречаются лишь проявления контактного метаморфизма.

Возраст платформ определяется соотношением возраста складчатого фундамента (соответствующего окончанию гессинклинального развития) и осадочного чехла. По возрасту складчатого фундамента платформы подразделяют на древние и молодые. К древним относятся Восточно-Европейская и Сибирская платформы (рис. 150), складчатый фундамент которых был сформирован в докембрийское время¹. В связи с этим их часто называют докембрийскими. Вместе с тем Н. С. Шатский внес предложение называть платформы по возрасту фундамента с приставкой «эпи» (от греч. *эпи* — после, над). В этом случае древние докембрийские платформы могут быть названы эпипротерозойскими. К молодым платформам относятся те, возраст складчатого основания которых байкальский, каледонский или герцинский. Они соответственно называются эпибайкальскими, эпикаледонскими и эпигерцинскими платформами.

Развитие платформ тесным образом связано с тектоническими циклами смежных геосинклинальных областей. Некоторые общие закономерности этого развития намечены Н. С. Шатским, В. В. Белоусовым, А. А. Богдановым, И. В. Муратовым, В. Е. Хаиным и др. После окончания гессинклинального развития на поверхности складчатой области обычно протекают интенсивные процессы денудации, направленные на снижение и выравнивание рельефа. В развитии платформ в каждом тектоническом цикле четко намечаются два этапа по различной направленности движения земной коры и процессов, связанных с ними. В первом этапе каждого тектонического цикла платформы прогибаются, в связи с чем начинаются трансгрессии моря и накопление морских осадков, но по времени эти трансгрессии запаздывают по сравнению со смежными геосинклиналями. Происходит дальнейшее дробление фундамента разрывами и перемещение отдельных глыб с различной скоростью. Начинают формироваться синеклизы и прерывистые складки, отражающие движение блоков фундамента. По мере перехода ко второй половине цикла направленность вертикальных движений на платформах меняется. Они начинают испытывать поднятие, и море постепенно отступает. В отдельных прогибах образуются заливы, лагуны, частично или полностью отшнурованные от моря. В них местами накапливаются или угленосные отложения (во влажном климате) или соленосные (в аридном климате). В конце каждого тектонического цикла платформа испытывает общее поднятие, полное или почти полное осушение. Так, на Восточно-Европейской равнине такие общие поднятия наблюдались в начале девона (после каледонского цикла), в триасе (после герцинского цикла) и в конце неогена, что соответствует завершению альпийс-

¹ Фундамент древних платформ вследствие сильного метаморфизма, перекристаллизации пород и обилия гранитных и других интрузий называют также кристаллическим.

кого цикла. В заключительный этап завершается формирование различных платформенных складок.

Такова общая, изложенная в схеме направленность развития платформ. В каждом тектоническом цикле она имеет свои характерные особенности, значительно усложняющие общую картину.

В истории геологического развития земной коры расположение геосинклиналей и платформ неоднократно менялось. При этом основным направлением эволюции земной коры в пределах современных материков с конца докембрия было увеличение площади платформ за счет геосинклиналей или расширение платформ и сокращение геосинклиналей.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ПЛАТФОРМ. ОБРАЗОВАНИЕ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Особый тип послеплатформенного тектонического развития представляет собой горный пояс Центральной Азии, куда входят Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др. Эти современные высокие горные сооружения образовались не непосредственно из геосинклиналей, а на месте платформ. В качестве яркого примера можно рассмотреть развитие Тянь-Шаня, новейшая история которого детально изучена С. С. Шульцем и др.

Северный Тянь-Шань уже после каледонского цикла, а Южный Тянь-Шань после герцинского цикла превратились в платформу. В конце палеозоя, в течение всего мезозоя и палеогена Тянь-Шань развивался как платформа, интенсивные процессы денудации выравнивали здесь рельеф. Но в неогеновый и четвертичный периоды эта молодая платформа испытала значительную активизацию тектонических движений, выразившуюся в интенсивных поднятиях и прогибаниях земной коры. На ее месте образовался современный высокогорный рельеф Тянь-Шаня, где высочайшие поднятия — хребты — чередуются с глубокими межгорными впадинами. Общий размах вертикальных тектонических движений за весь неоген-четвертичный этап составил величину порядка 10—15 км. На вершинах гор сохранились поверхности выравнивания, образованные в платформенный этап развития. Эти поверхности своеобразно изогнуты в процессе воздымания гор, в то время как в межгорных впадинах они изогнуты в обратном направлении, синклиналеподобно. Образуются как бы очень крупные волны (мегаскладки) поднятий и прогибов. Вместе с тем системы глубоких разломов, особенно развитых на границе хребтов и впадин, разделяют земную кору на отдельные глыбы, движущиеся или в разных направлениях, или в одном, но с различной скоростью. Сочетание волновых изгибов с глыбовыми движениями создает своеобразную структуру Тянь-Шаня, называемую глыбово-волновой. В отличие от этого в Алтайской горной области преобладает глыбовая структура, что, по-видимому, связано с большей степенью консолидации и жесткости фундамента.

Таким образом, горные сооружения по своей структуре могут быть складчатыми, глыбово-волновыми (сводово-глыбовыми) и глыбовыми. В связи с необычным развитием Тянь-Шаня, Алтая и других горных сооружений, возникших непосредственно из платформ, а не из геосинклиналей, большинство исследователей склонны рассматривать их как особый тип структур земной коры. В. А. Обручев назвал такие горы возрожденными, В. В. Белоусов — активизированными платформами, и, наконец, в настоящее время достаточно широко применяется название эпиплатформенные орогенные пояса (С. С. Шульц).

Рифтовые зоны

К особому типу структур эпиплатформенных орогенных поясов относятся рифтовые зоны континентов, наиболее полно освещенные в работах Е. Е. Милановского и А. Ф. Грачева. В качестве примера можно назвать Байкальский рифтовый пояс общей протяженностью около 2500 км (от озера Байкал до Токийской впадины). Это — система сложных, взаимосвязанных грабенов, среди которых находится рифтовая впадина Байкала протяженностью около 800 км и вертикальной амплитудой смещения около 5 км (по некоторым данным до 7 км). Эта впадина в значительной части заполнена кайнозойскими осадками, что и определяет современную глубину озера Байкал (1620 м). Другие примеры сложных эпиплатформенных рифтовых поясов — система Рейнских грабенов протяженностью около 600 км и максимальной амплитудой смещения до 3—4 км (Верхнерейнский грабен), Африкано-Аравийский рифтовый пояс, состоящий из разнообразных и сложно построенных грабенов, протягивающийся на 6500 км от Мертвого моря на севере до реки Замбези на юге. Вертикальная амплитуда смещения в отдельных ветвях этого пояса от 1 до 3 км. Развитие континентальных рифтовых структур связано с обширными выступами — сводами складчатого основания платформы, испытывающих длительное, устойчивое поднятие. На этих поднимающихся сводах возникают значительные напряжения, образуются расколы, растяжения и утонения земной коры. Вдоль этих расколов (растяжений) формируются сложные рифтовые пояса. Под земной корой рифтов располагаются выступы разуплотненной мантии (мантийный выступ — диапир). Рифтовые пояса континентов сопоставимы с рифтами океанов и местами сочленяются друг с другом. Например, Африкано-Аравийский рифтовый пояс в районе Аденского залива сочленяется с рифтом Индийского срединно-океанического хребта.

СТРУКТУРА ДНА ОКЕАНОВ И ИХ РАЗВИТИЕ

Значительно труднее (в сравнении с материками) судить о структуре океанских впадин вследствие недостаточного количества данных об их геологическом строении. На основании изучения

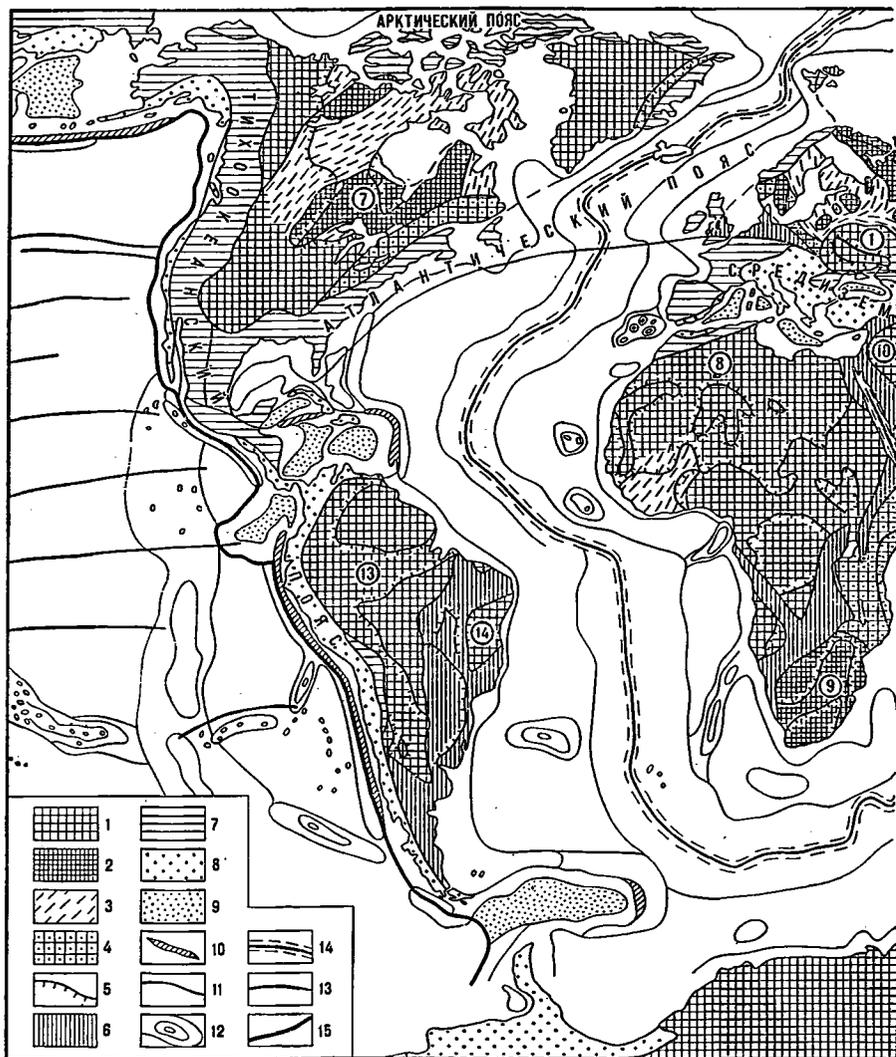
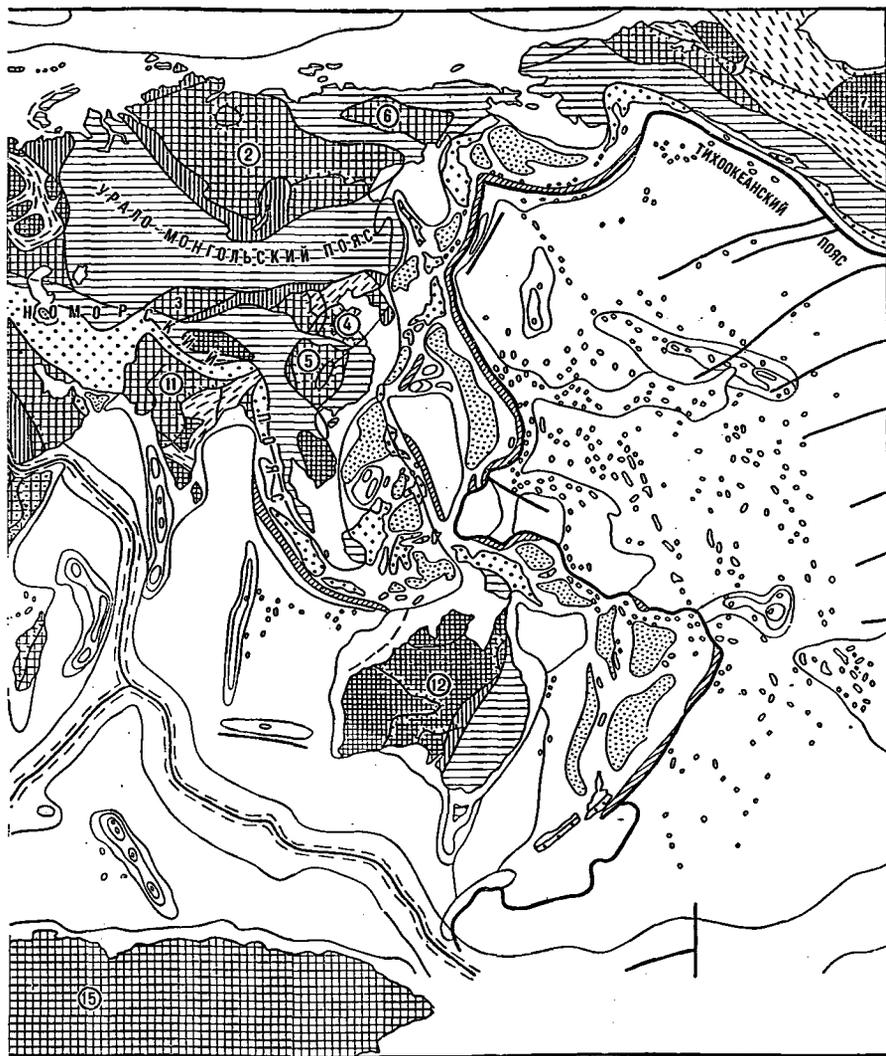


Рис. 161. Основные структурные элементы

Древние платформы: 1 — фундамент Древних платформы, нерасчлененный; 2 — архейские в составе фундамента; 4 — участки фундамента, охваченные позднепротерозойской гра-складчатые области малых поясов, подвергшиеся складчатости и гранитизации в эпоху кадомской, виндийской (700—500 млн. лет) эпох, а также главнейшие позд-Геосинклинальные складчатые пояса: 7 — площади больших геосинклинальных складчатых эпигерцинские, эпимезозойские); 8 — части больших геосинклинальных складчатых синклинальными областями; 9 — котловины внутриматериковых и окраинных

Элементы структуры океанического дна: 11 — границы глубоких частей дна океанов; 15 — андезитовая линия, граница

Цифры в кружках — платформы: 1 — Восточно-Европейская, 2 — Сибирская, 3 — Северо-Американская, 8 — Северо-Африканская, 9 — Южно-Африканская. 10 — Ара-Американская, 14 — Восточно-Бра-



материков (по М. В. Муратову).

массивы в составе фундамента; 3 — ранне- и среднепротерозойские складчатые системы нитизацией (1500—500 млн. лет); 5 — граница щитов и плит; 6 — позднепротерозойские дальсландской, гренивильской (1200—900 млн. лет), байкальской, катангской, бразильнепротерозойские участки больших поясов, вошедшие в состав молодых платформ. тых поясов, превратившиеся в молодые платформы (эпибайкальские, эпикаледонские, поясов, сохранившие подвижность и являющиеся кайнозойскими и современными геоморей в пределах геосинклинальных областей; 10 — глубоководные желоба. 12 — океанические валы; 13 — главнейшие разломы; 14 — срединно-океанические хребты; талассократона Тихого океана. Таримская, 4 — Китайско-Корейская, 5 — Южно-Китайская, 6 — Колымская, 7 — вийская, 11 — Индостанская, 12 — Австралийская, 13 — Южно- зильская, 15 — Антарктическая.

рельефа дна и геофизических материалов в океанах выделяют два основных типа структур: океанические платформы или плиты и внутриокеанические подвижные пояса.

Океанические плиты занимают обширные площади ложа Мирового океана с глубинами более 4—5 км. Различные поднятия разделяют их на отдельные котловины. Поверхность таких котловин характеризуется ровным (абиссальные равнины) или холмистым (холмистые равнины) рельефом. По сейсмическим данным слой верхней осадочной толщи земной коры в этих котловинах лежит горизонтально, что свидетельствует об отсутствии каких-либо дислокаций и относительной тектонической стабильности абиссальных котловин, поэтому называемых по аналогии с материковыми океаническими платформами или талассократонами. Местами строение котловин осложняется линейными и изометричными поднятиями (асейсмические глыбовые и вулканические поднятия), связанные с крупными разломами земной коры, которые имеют локальный характер в сравнении с обширными выравненными стабильными пространствами котловин.

Внутриокеанические подвижные пояса выражены срединно-океаническими хребтами, система которых пересекает все океаны и характеризуется общей протяженностью более 60 000 км. Ширина срединно-океанических хребтов колеблется от нескольких сотен до 2000—3000 км, высота над смежными котловинами составляет 2—3 км и больше, отдельные вулканические вершины выступают над уровнем океана в виде островов. Склоны срединных хребтов характеризуются значительной расчлененностью, связанной с многочисленными разрывными нарушениями и перемещениями по ним отдельных блоков (глыб) земной коры, что придает ступенчатый характер рельефу склонов. Наибольшая расчлененность разрывами в виде резких перепадов высот наблюдается близ оси хребтов, к которой (за исключением Восточно-Тихоокеанского) приурочены осевые грабены-рифты. Срединно-океанические хребты распадаются на отдельные сегменты так называемыми трансформными разломами, перпендикулярными к их простиранию. Для срединно-океанических хребтов характерны следующие особенности: 1) повышенная контрастность тектонических движений; 2) высокий тепловой поток (в несколько раз превышающий средний); 3) высокая проницаемость, выражающаяся в интенсивном магматизме; 4) землетрясения.

О заложении и развитии океанов существуют различные мнения. Полученные за последние годы данные океанического бурения показали, что наиболее древние породы, вскрытые скважинами в Атлантическом и Индийском океанах, имеют позднеюрский возраст. По мере движения к срединно-океаническому хребту их сменяют более молодые породы. На основании этого можно сделать вывод, что Атлантический и Индийский океаны относительно молодые, «вторичные», возникшие не ранее юрского периода на месте бывшей суши. В Тихом океане бурением также не обнаружено осад-

ков древнее юрских, но по косвенным признакам его можно считать более древним.

Заканчивая краткое рассмотрение вопросов эволюции структуры земной коры, следует еще раз подчеркнуть большую сложность явлений эндогенной жизни Земли, в результате которой и созданы разнообразные структурные элементы. В пределах материков четко выделяются древние и молодые платформы и разделяющие их горно-складчатые пояса, сформировавшиеся в различные эпохи тектогенеза. В пределах океанов значительные пространства их ложа также представляют собой платформы — талассократоны, разделенные срединно-океаническими хребтами и другими возвышенностями.

Распределение всех основных структурных элементов материков и срединно-океанических хребтов видны на рис. 161.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекси О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеониздат, 1970.
- Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР (в 4 томах). /Под ред. А. П. Виноградова и В. Е. Ханна. М., Изд-во ГУГК, 1967.
- Батюшкова И. В. История проблемы происхождения материков и океанов. М., Наука, 1975.
- Безруков П. Л. и др. Карта современных осадков Мирового океана. В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Белов Н. В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. В кн.: Химия земной коры, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975.
- Белоусов В. В. Структурная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы континентов. М., Недра, 1978.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974.
- Богданов А. А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. В сб.: Вестн. Моск. ун-та, Сер. геол., 1968, № 1.
- Боголепов К. В., Чиков Е. М. Геология дна океанов. М., Наука, 1976.
- Основы гидрологии суши. Реки, озера, водохранилища. Минск, 1974.
- Бондарев В. П. Минералогия с начальными сведениями по кристаллографии. М., Высшая школа, 1978.
- Брэдшоу М. Дж. Современная геология. Л., Недра, 1977.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., Недра, 1971.
- Вассоевич Н. Б., Амосов Г. А. Геологические и химические улики образования нефти за счет другого вещества. Тр. Всес. совещания по генезису нефти и газа, т. I. М., Недра, 1966.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., Наука, 1967.
- Влодавец В. И. Вулканы Земли. М., Наука, 1973.
- Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М., Наука, 1973.
- Восточно-Африканская рифтовая система. Т. I, II. М., Наука, 1974.
- Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. М., Мысль, 1972.
- Геология и полезные ископаемые Мирового океана. М., Недра, 1978.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности орографии и речной сети Русской равнины. Львов, 1960.

Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., Наука, 1970.

Горецкий Г. И. Формирование долины Волги в раннем и среднем антропогене. М., Наука, 1966.

Горшков Г. П. О новой нормативной карте сейсмического районирования территории СССР. В сб.: Вести. Моск. ун-та. Сер. геол., 1975, № 2.

Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Общая геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1975.

Гурский Б. Н., Гурский Г. В. Общая геология. Минск, Вышэйшая школа, 1976.

Даминова А. М. Петрография магматических горных пород. М., Недра, 1967.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1975.

Диагенез и катагенез осадочных образований. М., Мир, 1971.

Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР. М., Мысль, 1969.

Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., Недра, 1966.

Добровольский В. В. Минералогия с элементами петрографии. М., Просвещение, 1971.

Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., Наука, 1967.

Емельянова Е. П. Основные закономерности оползневых процессов. М., Недра, 1972.

Жарков В. Н. и др. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. М., Наука, 1971.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Загальская Ю. Г., Литвинская Г. П. Геометрическая микрокристаллография. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.

Залогин Б. С., Родтонов Н. А. Устьевые области рек СССР. М., Мысль, 1969.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Зенкович В. П. Подводные каньоны. М., Знание, 1978.

Зоненшайн Л. Н., Кузьмин М. М., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976.

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., Наука, т. 1, 2, 1972; т. 3, 1974.

История геологии. М., Наука, 1973.

История и методология естественных наук, вып. XIII, геология. Изд-во МГУ, 1974.

Келлер Б. М., Лаврушин Ю. А. Великие оледенения в истории Земли. М., Знание, 1970.

Коптев-Дворников В. С. и др. Вулканические породы и методы их изучения. М., Недра, 1967.

Кора и верхняя мантия Земли. М., Наука, 1968.

Короткевич Г. В. Соляной карст. Л. Недра, 1970.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., Недра, 1969.

Космохимия Луны и планет. Тр. Советско-американской конференции по космохимии Луны и планет. М., Наука, 1975.

Костенко Н. П. Четвертичные отложения горных стран. М., Недра, 1975.

Костов И. Минералогия. Пер. с англ. /Под ред. акад. В. И. Смирнова. М., Мир, 1971.

Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., Высшая школа, 1971.

Кривошукский А. Е. Жизнь земной поверхности. М., Мысль, 1971.

Кригер Н. И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М., Наука, 1965.

- Короновский Н. В. Краткий курс региональной геологии СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.
- Кудрявцев В. А. и др. Общее мерзлотоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978.
- Куковский Е. Г. Превращение слоистых силикатов. Киев, Наукова думка, 1973.
- Кэлдер Н. Беспокойная Земля. М., Мир, 1975.
- Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. ТР. ИГ АН СССР, вып. 87. М., Наука, 1963.
- Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., Наука, 1976.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. Изд. 2-е. М., Высшая школа, 1971.
- Ланге О. К. Гидрогеология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Леонтьев О. К., Сафьянов Г. А. Каньоны под морем. М., Мысль, 1973.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974.
- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971.
- Макдональд Г. Вулканы. М., Мир, 1975.
- Максимович Г. А. Основы карстоведения. Пермь, т. 1, 1963; т. 2, 1969.
- Маракушев А. А. и др. Петрография. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.
- Маракушев А. А. Петрография метаморфических горных пород. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаева В. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период). М., Изд-во Моск. ун-та, т. 1, 2, 1965; т. 3, 1967.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. На примере Курильской островной дуги. М., Наука, 1967.
- Медведев С. В., Шебалин Н. В. С землетрясениями можно спорить. М., Наука, 1967.
- Менард Г. У. В неведомых глубинах океана. Тихоокеанская экспедиция. Пер. с англ. М., Мысль, 1974.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., Наука, 1965.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
- Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., Недра, 1973.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975.
- Николаева Н. И. Неотектоника и ее выражение в рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Пер. с англ. /Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., Мир, 1974.
- Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М., Госгеолиздат, 1955.
- Павлинов В. Н. и др. Пособие к лабораторным занятиям по курсу общей геологии. М., Недра, 1974.
- Пейве А. В. Движения земной коры и принцип унаследованности. Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. М., Изд-во АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, № 4.
- Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., Недра, 1972.

- Петров М. П. Пустыни земного шара. Л., Наука, 1973.
- Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. /Под ред. И. П. Герасимова и А. В. Сидоренко. М., Недра, 1974.
- Попов Г. М., Шафрановский И. И. Кристаллография. Изд. 5-е. М., Высшая школа, 1972.
- Проблемы глобальной тектоники. /Под ред. В. И. Смирнова. М., Наука, 1974.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972.
- Разумова В. П. Коры выветривания латеритного и каолинитового типа основных пород. М., Наука, 1967.
- Рудич К. Н. Каменные факелы Камчатки. Новосибирск, 1974.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л., Недра, 1969.
- Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., Недра, 1973.
- Сейсмическое районирование СССР. М., Недра, 1968.
- Семененко Н. П. Матаморфизм подвижных зон. Киев, 1965.
- Семененко Н. П. Континентальная кора. Киев, Наукова думка, 1975.
- Сергеев Е. М. Грунтоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.
- Сергеев Е. М. Инженерная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978.
- Скорнякова Н. С., Андриященко П. Ф. Железомарганцевые конкреции в Тихом океане. Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М., Наука, 1970.
- Сладкопепцев С. А. Развитие речных долин и неотектоника. М., Недра, 1973.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е. М., Недра, 1976.
- Смирнов В. И. Рудные месторождения СССР. В 3-х т. Изд. 2-е. М., 1978.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. /Под ред. Н. А. Беляевского. М., Наука, 1973.
- Субботин С. И. и др. Процессы верхней мантии Земли в связь с ними строения земной коры. Киев, 1964.
- Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., Недра, 1973.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Европы. М 1 : 5 000 000). /Под ред. А. Л. Яншина, Ю. М. Пушаровского и др. М., Наука, 1966.
- Тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000. /Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова и Н. С. Шатского. М., Наука, 1964.
- Тугаринов А. И. Геологу об определении абсолютного возраста горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., Наука, 1972.
- Успехи и развитие минерально-сырьевой базы СССР. М., Недра, 1969.
- Федорович Б. А. Зональность эолового рельефообразования. В сб.: Развитие и преобразование географической среды. М., Наука, 1964.
- Ферхуген Дж. и др. Земля. Введение в общую геологию. М., Мир, 1974.
- Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., изд-во ИЛ, 1963.
- Фролова Т. А., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм. М., изд-во Моск. ун-та, 1977.
- Фурмарье П. Проблема дрейфа континентов. М., Мир, 1971.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Наука, 1973.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., Наука, 1967.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его зна-

чение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ИГ АН СССР, вып. 135 (55). М., 1951.

Шанцер Е. В. Очерки-учение о генетических типах континентальных осадочных образований. М., Наука, 1966.

Шебалин Н. В. Сейсмология — наука о землетрясениях. М., Знание, 1974.

Шепард Ф. П. Морская геология. Изд. 3-е. М., Недра, 1976.

Якушова А. Ф. Карст и его практическое значение. М., Географгиз, 1950.

Якушова А. Ф. Динамическая геология. М., Просвещение, 1970.

Якушова А. Ф. Геология с элементами геоморфологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978.



О Г Л А В Л Е Н И Е

<i>Предисловие</i>	3
<i>Введение</i>	5
Краткие вводные сведения о строении Земли и ее возрасте	7
Строение земного шара	8

Часть I. МИНЕРАЛОГИЯ

Глава I. Сведения из кристаллографии	12
Кристаллическое вещество и его строение	—
Закон постоянства углов	16
Симметрия кристаллов	18
Закон рациональных отношений и кристаллографические формы	21
Глава II. Диагностические свойства и морфология минералов	28
Диагностические свойства минералов	—
Морфология минералов	31
Глава III. Распространенные минералы	34
Особенности минерального состава земной коры	—
Самородные элементы	36
Сернистые и близкие им соединения	39
Галоидные соединения	47
Окислы и гидрокислы	48
Кислородные соли	56
Карбонаты	57
Сульфаты	60
Вольфраматы	63
Фосфаты	64
Силикаты	65

Часть II. ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ И ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИИ

Глава IV. Магматизм и магматические горные породы	83
Эффузивный магматизм, или вулканизм	84
Типы вулканов	86
Поствулканические явления	93
Географическое распространение вулканов	95
Интрузивный магматизм	99

Основные формы интрузий	99
Магматические очаги, понятие о дифференциации магмы	104
Магматические (изверженные) горные породы	107
Минеральный состав, структура и текстура магматических горных пород	—
Главнейшие типы магматических горных пород	112
Магматические месторождения полезных ископаемых	121
Глава V. Пневматолито-гидротермальные процессы и связанные с ними минеральные образования	124
Пневматолито-гидротермальные тела и их минеральный состав	127
Парагенезис минералов	132
Глава VI. Гипергенез и коры выветривания	135
Факторы и условия образования кор выветривания	138
Коры выветривания наиболее распространенных горных пород	141
Образование месторождений полезных ископаемых при выветривании	144
Глава VII. Геологическая деятельность поверхностных текучих вод	147
Деятельность плоскостного стока и временных русловых потоков	—
Геологическая деятельность рек	151
Образование и строение аллювия	154
Направленность и цикличность развития речных долин и их типы	156
Устьевые части рек	160
Глава VIII. Геологическая деятельность подземных вод	162
Происхождение подземных вод и их движение	—
Классификация подземных вод и характеристика их различных типов	164
Химический состав подземных вод	168
Карстовые процессы	169
Оползневые процессы	173
Глава IX. Геологическая деятельность ледников	175
Типы ледников	176
Четвертичные (плейстоценовые) оледенения	180
Деятельность ледников	—
Водно-ледниковые, или флювиогляциальные, отложения	184
Глава X. Геологическая деятельность ветра	187
Дефляция	—
Перенос и коррозия	189
Эоловая аккумуляция и эоловые отложения	—
Глава XI. Геологическая деятельность моря	191
Соленость и химический состав вод океанов и морей	193
Органический мир океанов и морей	194
Разрушительная и переносная работа моря	195
Аккумуляция морских осадков в различных зонах Мирового океана	197
Диагенез морских осадков и последиагенетические изменения осадочных горных пород	207
Осадочные горные породы	210
Главнейшие типы осадочных горных пород	211
Рудные месторождения осадочного происхождения	218
Каустобиолиты	223
Глава XII. Тектонические движения	227
Колебательные (преобладающие вертикальные, эпейрогенические) тектонические движения	—

Современные движения	227
Новейшие движения	230
Тектонические движения прошлых геологических периодов (донеогеновых)	232
Тектонические нарушения и формы залегания горных пород	235
Общие сведения о формах залегания	—
Связные тектонические нарушения. Наклонные и складчатые формы залегания горных пород	236
Разрывные (дизъюнктивные) тектонические нарушения горных пород	241
Согласное и несогласное залегание горных пород	244
Глава XIII. Землетрясения	246
Интенсивность землетрясений	247
Энергия землетрясений и магнитуда	251
Географическое распространение землетрясений и сейсмическое районирование	253
Глава XIV. Метаморфизм горных пород	256
Типы метаморфизма	257
Метаморфические горные породы. Структурно-текстурные особенности	263
Главнейшие типы метаморфических горных пород	265
Часть III. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ РАЗВИТИЕ	
Глава XV. Строение и состав земной коры	269
Строение земной коры	—
Некоторые общие закономерности состава земной коры	273
Глава XVI. Эволюция структуры земной коры	279
Геосинклинали (геосинклинальные пояса), орогены и их развитие	—
Платформы и их развитие	288
Тектоническая активизация платформ. Образование эпиплатформенных орогенных поясов	292
Структура дна океанов и их развитие	296

Всеволод Всеволодович Добровольский
Александра Федоровна Якушова

ГЕОЛОГИЯ

Редактор Т. А. Смирнова
Редактор карт Н. И. Кожикова
Художник З. Н. Козина
Художественный редактор Е. Н. Ускова
Технический редактор З. М. Кузьмина
Корректор Т. И. Кузнецова

ИБ № 4195

Сдано в набор 12. 12. 78. Подписано к печати 30. 05. 79. А03879,60×90^{1/16}. Бум. типогр. № 2. Гарнит. литер. Печать высокая. Усл. печ. л. 19. Уч.-изд. л. 20,24, Тираж 20 000 экз. Заказ № 878. Цена 1 р.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Просвещение» Государственного комитета РСФСР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва, 3-й проезд Марьиной рощи, 41.

Саратовский ордена Трудового Красного Знамени полиграфический комбинат Росглавополиграфпрома Государственного комитета РСФСР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Саратов, ул. Чернышевского, 59.